



**MEMORIA EXPLICATIVA  
MAPA GEOLÓGICO DEL DEPARTAMENTO DEL CAUCA  
EN REVISIÓN-01**

**Informe No. .**

Por  
**GONZALO BARBOSA CAMACHO**

**Santiago de Cali, febrero de 2003**

República de Colombia  
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA  
INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN E INFORMACIÓN GEOCIÉNTIFICA, MINERO-AMBIENTAL Y NUCLEAR

**REPÚBLICA DE COLOMBIA  
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA  
INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN E INFORMACIÓN GEOCIENTÍFICA,  
MINERO-AMBIENTAL Y NUCLEAR  
INGEOMINAS**

**MEMORIAS MAPA GEOLÓGICO DEL DEPARTAMENTO DEL CAUCA**

**Por**

**Gonzalo Barbosa Camacho**

**Santiago de Cali, febrero de 2003**

## CONTENIDO

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>12</b>
<b>2. GENERALIDADES</b> .....	<b>13</b>
2.1 ASPECTOS GEOGRÁFICOS .....	13
2.1.1 División Política Administrativa .....	13
2.1.2 Demografía.....	15
2.2 SERVICIOS PÚBLICOS.....	15
2.3 SALUD.....	16
2.4 EDUCACIÓN .....	16
2.5 ECONOMÍA .....	18
2.5.1 Agrícola .....	18
2.5.2 Pecuaria .....	19
2.6 ASPECTOS CLIMÁTICOS .....	20
2.6.1 Región cordillerana.....	21
2.6.2 La Depresión Interandina. ....	21
2.6.3 La Llanura Costera del Pacífico .....	21
2.6.4 Zona de piedemonte cordillera Centro-Oriental. ....	21
2.6.5 La isla de Gorgona.....	21
2.7 FISIOGRAFÍA .....	22
2.7.1 Las Estribaciones Orientales de la Cordillera Centro-Oriental (Cuencas Putumayo y Magdalena Alto). ....	22
2.7.2 Región de la Cordillera Central, flanco occidental.....	22
2.7.3 La Depresión Intercordillerana del Cauca–Patía .....	22
2.7.4 La Cordillera Occidental. ....	22
2.7.5 La Región de la Llanura Pacífica. ....	23
<b>3. GEOLOGÍA</b> .....	<b>24</b>
3.1 ANTECEDENTES.....	24
3.2 MARCO GEOMORFOLÓGICO.....	26
3.2.1 Cordillera Centro-Oriental.....	28
3.2.1.1 Flanco Oriental .....	28
3.2.1.2 Flanco Occidental .....	29
3.2.2 Valle interandino Cauca-Patía.....	30
3.2.3 Cordillera Occidental.....	31
3.2.4 Llanura Costera del Pacífico.....	32
3.2.5 Línea Costera Pacífica .....	32
3.2.6 Isla Gorgona .....	33
3.3 MARCO TECTÓNICO REGIONAL .....	33
3.4 ESTRATIGRAFÍA.....	38
3.4.1 Provincia Cortical del Oriente Colombiano - PROCOC .....	38
3.4.1.1 Precámbrico (PEM) .....	39
3.4.1.1.1 Neis de Quintero.....	40
3.4.1.1.2 Ortogranito de la Plata (PEp).....	41
3.4.1.1.3 Complejo Migmatítico de la Cocha-Río Téllez (PRmcr) .....	42

3.4.1.1.4	Grupo Garzón (PRgg) .....	42
3.4.1.1.5	Neis de Curiaco (pεc).....	45
3.4.1.1.6	Discusión:.....	46
3.4.1.2	Rocas Paleozoicas.....	46
3.4.1.2.1	Complejo Cajamarca (Pzc).....	47
3.4.1.2.2	Complejo Arquía.....	52
3.4.1.2.3	Formación Chingual (Pzch) .....	59
3.4.1.2.4	Granitoide de Bellones (Mzgb).....	61
3.4.1.2.5	Discusión.....	62
3.4.1.3	Mesozoico.....	63
3.4.1.3.1	Plutonismo Triásico.....	63
3.4.1.3.2	Plutonismo Jurásico.....	64
3.4.1.3.3	Depositación Sedimentaria y Volcánica del Jurásico .....	66
3.4.1.3.4	Discusión.....	68
3.4.1.4	Depositación Sedimentaria y Volcánica del Cretácico inferior.....	69
3.4.1.4.1	Esquistos Glaucofánicos de Jambaló (Kieaj).....	69
3.4.1.4.2	Complejo Quebradagrande (Kiq).....	71
3.4.1.4.3	Metagabro de Pueblo Nuevo (K1gpn) .....	74
3.4.1.4.4	Diques Metabásicos de San Sebastián (Kdb).....	75
3.4.2	Cuenca sedimentaria del Magdalena Superior-Putumayo (flanco oriental de la Cordillera Central) .....	75
3.4.2.1	Unidades del Jurásico.....	76
3.4.2.1.1	Formación Saldaña (Js).....	76
3.4.2.2	Unidades del Cretácico.....	77
3.4.2.2.1	Formación Caballos (Kic).....	77
3.4.2.2.2	Formación Villeta (Ksv).....	78
3.4.2.2.3	Formación Rumiyaco (KTr).....	80
3.4.2.3	Unidades Sedimentarias del Terciario.....	80
3.4.2.3.1	Formación Pepino (Tep).....	80
3.4.2.3.2	Grupo Orito (Tmo).....	81
3.4.3	Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental -PLOCO.....	82
3.4.3.1	Rocas Plutónicas Ultramáficas y Máficas.....	86
3.4.3.1.1	Complejo Ofiolítico de La Tetilla (K1cot).....	86
3.4.3.1.2	Complejo Ofiolítico de La Vetica (K1cov).....	88
3.4.3.1.3	Complejo de Los Azules (K1au).....	88
3.4.3.1.4	Secuencia de Plutonitas Ultramáficas-Máficas y Lavas Ultramáficas de Guayabillas.....	89
3.4.3.1.5	Secuencia de Vulcanitas Máficas El Tablón .....	91
3.4.3.1.6	Complejo de Rocas Ultramáficas y Máficas (Kiub) .....	93
3.4.3.1.7	Gabro de Grano Fino de la Despensa (Kgd) .....	93
3.4.3.1.8	Intrusivos Gabroides Indenominados (K1g) .....	94
3.4.3.2	Rocas Volcánicas Básicas.....	94
3.4.3.2.1	Formación Amaime (b5a) .....	95
3.4.3.2.2	Formación Volcánica (K2v).....	97
3.4.3.2.3	Diabasas y Basaltos de Balboa.....	99
3.4.3.2.4	Flujos y Silos Basálticos de Timba .....	99
3.4.3.2.5	Unidad de Basaltos y Diabasas .....	100

3.4.3.3	Secuencia Sedimentaria - Complejo Estructural Dagua (K2cd).....	101
3.4.3.3.1	Formación Cisneros (K2c) .....	102
3.4.3.3.2	Formación Espinal (K2e) .....	104
3.4.3.3.3	Formación Ampudia (K2am) .....	105
3.4.3.3.4	Formación Marilopito (K2m).....	105
3.4.3.3.5	Limolitas y Chert de La Esperanza (K2es) .....	106
3.4.3.3.6	Formación Aguaclara (K2ag).....	106
3.4.3.3.7	Secuencia del Río Guabas (K2rg) .....	107
3.4.3.3.8	Formación Río Piedras (K2p) .....	108
3.4.4	Cobertura Andina Cenozoica .....	109
3.4.4.1	Secuencia Sedimentaria del Paleógeno-Neógeno en el Valle Interandino Cauca-Patía-VICP .....	109
3.4.4.1.1	Formación Chimborazo (¿e6e7chi).....	110
3.4.4.1.2	Formación Peña Morada .....	113
3.4.4.1.3	Grupo Cauca (?e7?n1ca) .....	114
3.4.4.1.4	Formación Guachinte (?e7e9?gu) .....	114
3.4.4.1.5	Formación Ferreira (?e9n1fe).....	116
3.4.4.1.6	Formación Mosquera: (?e7?n1ca).....	118
3.4.4.1.7	Formación Esmita (?n5n6?e) .....	119
3.4.4.1.8	Discusión.....	123
3.4.4.2	Depósitos Vulcano-Sedimentarios del Plio-Pleistoceno.....	123
3.4.4.2.1	Formación del Galeón (N2g) .....	124
3.4.4.2.2	Formación Popayán.....	128
3.4.4.2.3	Formación Coconucos .....	130
3.4.4.2.4	Formación de Mercaderes ( Ngpm) .....	133
3.4.4.2.5	Discusión.....	135
3.4.4.2.6	Depósitos Volcánicos de lavas y cenizas sin diferenciar (TQvlc) .....	136
3.4.4.2.7	Formación Jamundí (TQfl).....	136
3.4.4.2.8	Discusión.....	137
3.4.4.3	Rocas Ígneas Intrusivas del Paleógeno Andino.....	138
3.4.4.3.1	Granodiorita de Jejenes (Egj) .....	138
3.4.4.3.2	Cuarzomonzonita de Panecillo (Ecp) .....	138
3.4.4.3.3	Diorita Cuarzosa de la Caldera (Edc).....	138
3.4.4.3.4	Intrusivos Cuarzodioríticos Indenominados (E3ci).....	139
3.4.4.4	Rocas Ígneas Intrusivas del Neógeno Andino .....	139
3.4.4.4.1	Intrusivos Tonalíticos.....	140
3.4.4.4.2	Intrusivos de composición Dacítica .....	141
3.4.4.4.3	Intrusivos de composición Diorítica .....	142
3.4.4.4.4	Intrusivos de composición Cuarzo-diorítica .....	142
3.4.4.4.5	Intrusivos de composición Andesítica.....	143
3.4.4.4.6	Complejo Ígneo- del Ciruelal (Nimc) .....	144
3.4.4.4.7	Complejo Ígneo de Betulia (Nimb).....	145
3.4.4.4.8	Intrusivos Menores Andesíticos-Dacíticos (Npa-Npd).....	146
3.4.4.5	Cuaternario Andino.....	148
3.4.4.5.1	Depósitos Aluviales (Q2al) .....	148
3.4.4.5.2	Depósitos de Terrazas (Q2t).....	148
3.4.4.5.3	Depósitos de conos aluviales (Q2ca) y Abanicos (Q2a).....	149

3.4.4.5.4	Depósitos de Derrubios y Coluviones (Q2dc).....	149
3.4.4.5.5	Depósitos Glaciares (Q2g) .....	150
3.4.4.5.6	Depósitos Lacustres (Q2l).....	150
3.4.4.5.7	Suelos Lateríticos (Q2la).....	150
3.4.5	Cuenca Sedimentaria del Pacífico .....	151
3.4.5.1	Litodema Ultrabásico de Guapi (Kug).....	151
3.4.5.2	Formación Timbiquí .....	152
3.4.5.3	Formación Calcárea-Detrítica.....	154
3.4.5.4	Formación Raposo (Tpr).....	155
3.4.5.5	Formación Mayorquín (Tpm) .....	156
3.4.5.6	Rocas Intrusivas del Paleógeno .....	158
3.4.5.6.1	Cuarzodiorita-tonalita del Río Napi (e5cd-tn) .....	158
3.4.5.6.2	Leucotonalita de Balsitas (e5e6tb) .....	159
3.4.5.6.3	Tonalita de El Salto (e6ts).....	159
3.4.5.7	Depósitos Cuaternarios .....	159
3.4.5.7.1	Depósitos aluviales Antiguos (Q1ca).....	160
3.4.5.7.2	Flujos de lodo (Q1fl).....	160
3.4.5.7.3	Depósitos de Terrazas (Q2t).....	160
3.4.5.7.4	Depósitos aluviales recientes (Q2al).....	160
3.4.5.7.5	Depósitos Fluvio-Marinos (Q2fm).....	160
3.4.5.7.6	Depósitos de Playa sin diferenciar (Q2p).....	161
3.4.6	Isla Gorgona .....	161
3.4.6.1	Unidad de Peridotitas.....	161
3.4.6.2	Unidad de Gabros Poikilíticos .....	161
3.4.6.3	Unidad de Basaltos .....	162
3.4.6.4	Unidad de Brechas Tobáceas Aglomerados.....	162
3.4.6.5	Unidad de Komatiitas .....	162
3.4.6.6	Unidad de Rocas Sedimentarias .....	163
3.4.6.7	Depósitos Recientes.....	163
<b>4.</b>	<b>GEOLOGÍA ESTRUCTURAL .....</b>	<b>164</b>
4.1	FALLAMIENTO .....	165
4.1.1	Sistema de Fallamiento NE .....	165
4.1.1.1	Sistema de Fallas de Romeral .....	165
4.1.1.1.1	Falla Pijao-Silvia.....	167
4.1.1.1.2	Fallas El Crucero y Las Estrellas .....	167
4.1.1.1.3	Falla Mosquerillo, la Tetilla y Guayabillas.....	168
4.1.1.1.4	Falla Caquiona.....	168
4.1.1.2	Sistema de Fallas Cali-Patía .....	168
4.1.1.2.1	Falla Patía-El Bordo .....	168
4.1.1.2.2	Falla Sotomayor-Policarpa .....	169
4.1.1.2.3	Falla Balboa-Rosario .....	169
4.1.1.2.4	Falla Junín-Sambiambi.....	169
4.1.2	Fallas de Dirección NW. ....	169
4.1.2.1	Falla Guabas .....	170
4.1.2.2	Falla Pancitará.....	170
4.1.2.3	Falla Marmato.....	170
4.1.2.4	Falla Venecia .....	170

4.1.2.5	Falla Jopias .....	170
4.1.2.6	Falla Paso de Bobo .....	170
4.1.2.7	Falla Mamaconde-San Jorge.....	171
4.1.3	Fallamiento Llanura Pacífica.....	171
4.1.3.1	Falla la Espina.....	171
4.1.3.2	Falla San Francisco.....	171
4.1.3.3	Falla de la Quebrada Colón .....	171
4.1.4	Sistemas de Fallas en el flanco oriental de la Cordillera Central .....	172
4.1.4.1	Falla de Moras .....	172
4.1.4.2	Falla Inzá.....	172
4.1.4.3	Falla de Tálaga.....	172
4.1.4.4	Falla Calambayú .....	172
4.1.4.5	Falla de la Plata.....	173
4.1.4.6	Falla de Macama.....	173
4.1.4.7	Falla de Los Frailes.....	173
4.1.4.8	Falla San Francisco–Yunguillo.....	174
4.1.4.9	Falla Cascabel–Aucayaco .....	174
4.1.4.10	Falla de Santa Rosa .....	174
4.1.4.11	Sistema de Fallas Afiladores .....	174
4.2	PLEGAMIENTO .....	174
4.3	DISCORDANCIAS .....	176
4.4	METAMORFISMO .....	176
4.4.1	Metamorfismo de Enterramiento.....	176
4.4.2	Metamorfismo de Fondo Oceánico .....	177
4.4.3	Metamorfismo Dinámico.....	178
4.4.4	Metamorfismo de Contacto .....	178
<b>5.</b>	<b>GEOLOGÍA ECONÓMICA .....</b>	<b>179</b>
5.1	RESEÑA HISTÓRICA.....	179
5.2	OCURRENCIAS MINERALES.....	180
5.2.1	Oro primario y metales básicos .....	180
5.2.1.1	Oro Aluvial .....	184
5.2.2	Mármol .....	184
5.2.3	Arcilla.....	185
5.2.4	Barita .....	186
5.2.5	Caliza.....	186
5.2.6	Rocas Ornamentales .....	186
5.2.7	Petróleo.....	186
5.2.8	Carbón. ....	187
5.2.9	Piedras Semipreciosas. ....	187
5.2.10	Material para afirmado de Carreteras.....	188
5.2.11	Aguas Subterráneas. ....	188
<b>6.</b>	<b>GEOLOGÍA AMBIENTAL.....</b>	<b>189</b>
6.1	SISMOS .....	189
6.2	FENÓMENOS EXÓGENOS DE EROSIÓN .....	193
6.2.1	Fenómenos Remoción en Masa.....	193
6.2.2	Flujos de Escombros o Avalanchas .....	193
6.2.3	Inundaciones.....	193

6.3	ACTIVIDAD VOLCÁNICA .....	194
<b>7.</b>	<b>GEOLOGÍA HISTÓRICA .....</b>	<b>195</b>
7.1	PRECÁMBRICO .....	195
7.2	PALEOZOICO.....	195
7.3	TRIÁSICO-JURÁSICO .....	196
7.4	CRETACEO.....	196
7.5	PALEÓGENO-NEÓGENO-CUATERNARIO .....	197
<b>8.</b>	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>199</b>
<b>9.</b>	<b>CONCLUSIONES .....</b>	<b>220</b>

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Municipios del departamento del Cauca.....	13
Tabla 2. Proyección de población por grupo .....	15
Tabla 3 Servicios publicos en el departamento .....	15
Tabla 4. Servicio de Salud departamental .....	16
Tabla 5. Educación departamental para el año 2000. ....	17
Tabla 6. Evaluación Agrícola al 2.000 .....	18
Tabla 7. Evaluación Pecuaria, año 2000.....	19
Tabla 8. Evaluación Acuícola segundo Semenstre del 2000 .....	20
Tabla 9: Dataciones radiométricas del Grupo Garzón.....	44
Tabla 10: Correlación de las unidades paleozoicas de la Cordillera Central de Colombia.....	59
Tabla 11 Dataciones Radiométricas Complejo Ofiolítico de los Azules (Espinosa, 1980).....	92
Tabla 12 Dataciones Radiométricas Grupo diabásico (Espinosa, 1980) .....	97
Tabla 13. Resumen de la nomenclatura estratigráfica utilizada en la Cuenca Interandina Cauca-Patía.....	111
Tabla 14. Reporte de las dataciones radiométricas de intrusivos Neógenos del Cauca .....	147

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 localización Geográfica del departamento del Cauca.....	14
Figura 2. Mapa de las unidades Geomorfológicas mayores del departamento del Cauca .....	27
Figura 3. Mapa tectónico del norte de Suramérica (Kellogg et al, 1995) .....	35
Figura 4. Diagrama interpretativo tectónico de los Complejos Cajamarca y Arquía (McCourt et al , 1984)...	49
Figura 5. Esquema evolutivo de la PLOCO. (Tomado de Nivia, 1996) .....	85
Figura 6. Mapa de los principales rasgos tectónicos del departamento .....	166
Figura 7. Mapa de Amenazas Sísmicas y Valores de Aa (Ingeominas, 2003) .....	190

## RESUMEN

El departamento del Cauca se localiza en el sur-occidente de Colombia, en una región con grandes contrastes geomorfológicos que van desde la zona isleña de la Gorgona, la llanura costera del Pacífico, la zona de las cordilleras Occidental, Central y Centro-oriental, la primera separada de las otras por un valle aluvial denominado “Depresión del Cauca-Patía” y rematando hacia la parte más oriental en la denominada Bota Caucana con la llanura amazónica. Las condiciones climatológicas son particulares y muy variadas, siendo un componente importante en el establecimiento morfológico en cada una de las regiones que conforman el departamento.

Este contraste geomorfológico del departamento está cimentado en la ubicación tectónica de margen activa continental, donde la placa oceánica de Nazca subduce la placa continental suramericana y cuya condición posiblemente se ha mantenido desde tiempos de la sedimentación de los complejos Cajamarca y Arquía; geoquímicamente, el primero es de origen continental y el segundo hace parte de un arco de islas y de corteza oceánica (McCourt, 1984, Aspden et al, 1983; Nivia, 1987). La acreción del Complejo Arquía al continente produjo en consecuencia un metamorfismo barroviario de baja presión.

Las evidencias de la continuidad de la margen activa continental posiblemente se encuentren en la intrusión de cuerpos ígneos de magmatismo calco-alcalino representado en el Triásico y jurásico por los batolitos de Santa Bárbara, Ibagué y Mocoa, localizados todos juntos en la cordillera Central Centro-oriental.

Al principio del Cretácico comienza la sedimentación del Complejo Quebradagrande en una cuenca marginal con generación de rocas basálticas calco-alcalinas, provenientes de la fusión del manto por decompresión adiabática. Este proceso culmina con la generación de corteza oceánica, representada por los complejos ofiolíticos (Nivia, 2001). Posiblemente hacia el occidente, más allá de la zona de subducción, comienza la formación de un punto caliente que permite la emisión de grandes volúmenes de rocas basálticas toleíticas conformando un plateau oceánico que por aumento de volumen y disminución de la densidad se acreciona al continente a manera de cuñas imbricadas dando origen al PLOCO, consistente en rocas plutónicas ultramáficas y máficas representadas por los complejos de los Azules, La Tetilla y La Vetica entre otras.

La acreción de esta provincia produjo el corrimiento de la zona de subducción hacia el occidente y la generación de una cadena volcánica así como la generación de un ciclo magmático en profundidad. Durante esta acreción en el paleógeno se inicia la sedimentación de una secuencia clástica de margen continental evidenciada por la presencia de mantos de carbón y niveles de calizas fosilíferas interpretada como ascenso y descensos del mar. Esta secuencia se extiende hasta el Neógeno cuando se da inicio a la Orogenia Andina y la consecuente formación de las cordilleras Central y Occidental separadas por la secuencia sedimentaria terciaria. Estos procesos además de la continuidad en el proceso de subducción generaron un nuevo arco volcánico que continúa hasta nuestros días representados por el material vulcano-clástico provenientes de los volcanes del Huila, la cadena volcánica de los Coconucos, el Petacas, Doña Juana y muchos otros localizados hacia la parte alta de la Cordillera Centro-oriental y Central. En el Valle del Cauca-Patía igualmente se presentan numerosos cuerpos subvolcánicos algunos probablemente

alcanzaron a ser volcanes activos. Estas intrusiones normalmente han permitido la concentración o son enriquecidas en minerales de oro, cobre molibdeno entre otros.

## **ABSTRACT**

Writing.

## 1. INTRODUCCIÓN

La segunda versión del mapa Geológico del Departamento del Cauca se realizó teniendo en cuenta las nuevas planchas geológicas elaboradas después de 1979. En las áreas que aún no se han cartografiado, se realizó un estudio de interpretación de imágenes de satélite, radar y fotografías aéreas a diferente escala, con un ligero control de campo. Las diferentes planchas geológicas a escala 1:100.000 trabajadas en el departamento presentan algunas diferencias de nomenclatura entre unidades litológicas para lo cual se toma como base aquella, desarrollada en el mapa departamental del Valle del Cauca (Nivia, 1999), teniendo en cuenta que la continuidad de la mayoría de las unidades lito estratigráficas esta demostrada y que el establecimiento tectónico es similar sea cual fuere la interpretación de los diferentes geólogos que han trabajado el sur occidente colombiano. Las unidades lito estratigráficas del mapa geológico departamental del Valle del Cauca han sido descritas y agrupadas de acuerdo a la categoría de provincias corticales, como se muestra a continuación:

Provincia del Oriente Colombiano, se encuentran las unidades pre-cretácicas asociadas a una margen continental activa (Nivia, 1999).

- Provincia Litoférica Oceánica Cretácica Occidental – PLOCO (Nivia et al, 1997).
- Cuenca de frente de arco de la Depresión Cauca–Patía
- Cuenca de la Llanura Pacífica
- Evolución del magmatismo consecuente.

El departamento del Cauca por su extensión en el sentido E-W y por su localización geográfica además de las anteriores provincias corticales se incorporan dos más:

- Cuenca sedimentaria del Alto Magdalena – Putumayo
- La Isla Gorgona

Estas provincias corticales mantendrán los mismos criterios de definición para el mapa departamental del Cauca, y las unidades que la conforman serán descritas de acuerdo con las planchas geológicas elaboradas dentro el departamento y comparadas con las del mapa departamental del Valle del Cauca.

## 2. GENERALIDADES

### 2.1 ASPECTOS GEOGRÁFICOS

El departamento del Cauca se localiza al sur occidente del territorio Colombiano entre las coordenadas geográficas 0°57' y 3°20' de latitud norte y 75°83' y 77°57' de longitud oeste de Greenwich. Presenta una superficie de 30.493 Km<sup>2</sup> (**Figura 1**). El departamento del Cauca, limita al norte con el departamento del Valle del Cauca, al oriente con los departamentos del Huila, Tolima y Caquetá, al sur con los departamentos de Nariño y Putumayo y al occidente con el Océano Pacífico.

Los principales rasgos geográficos lo constituyen las cordilleras Centro-Oriental y Occidental, los valles de los ríos Cauca y Patía, la llanura selvática del Pacífico, la isla de Gorgona y Gorgonilla en el océano Pacífico. En la cordillera Central se localizan los volcanes de Puracé, Sotará, Pan de Azúcar, y el volcán nevado del Huila con una altura de 5.750 m. Se destacan a su vez los páramos de Barbillas, Cascabel, Chanchullo, Blanco, Granadillo, Delicias, Santo Domingo, Las Eras, Las Papas, Sotará, San Francisco y Yunguillo.

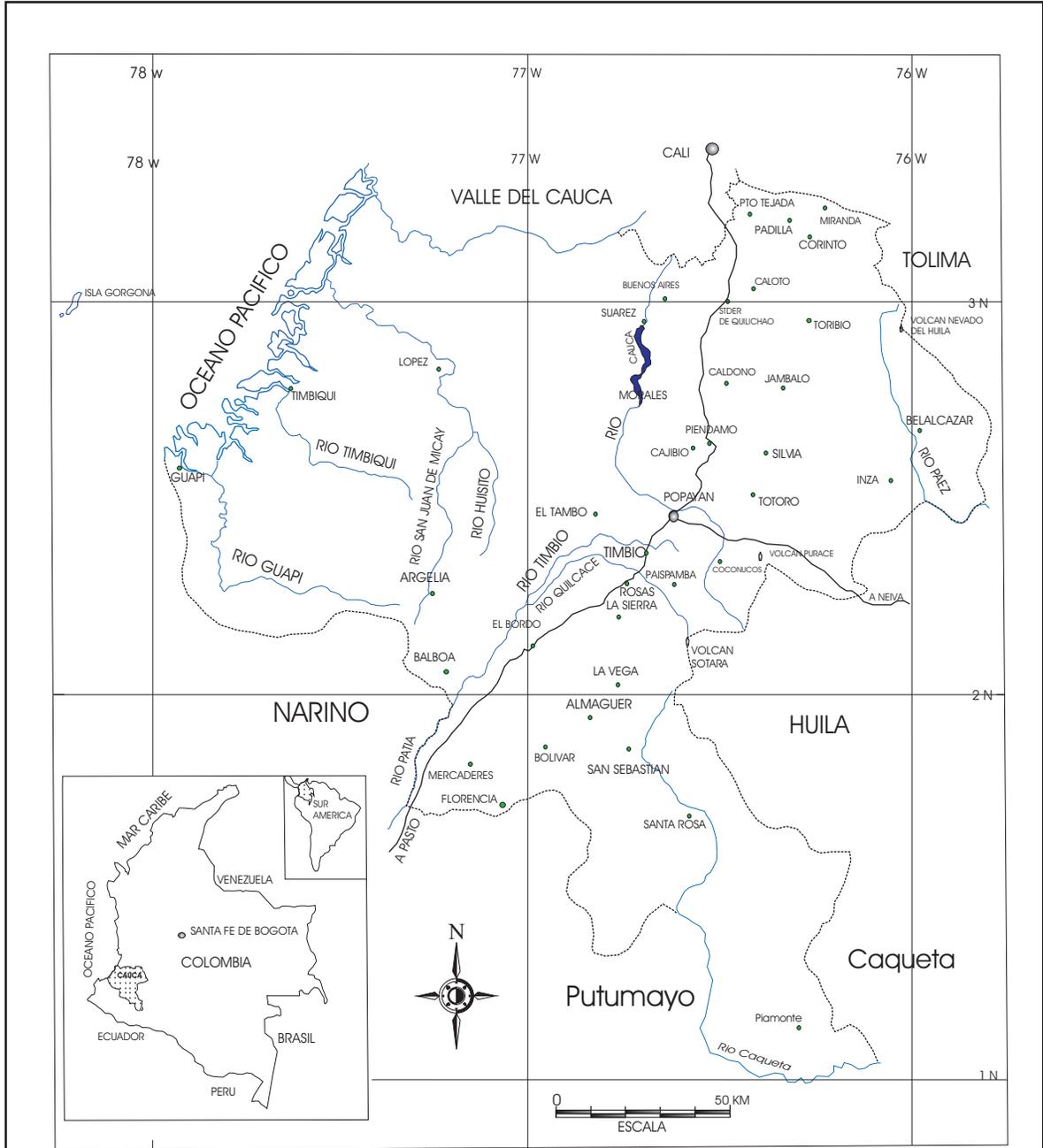
#### 2.1.1 División Política Administrativa

El departamento del Cauca fue creado como el día 1o. de mayo de 1910, de acuerdo a la Ley 65 del 14 de diciembre de 1909 y al Decreto 340 del 16 de abril de 1910 y se divide política y administrativamente en 40 municipios y estos a su vez en 99 corregimientos y 474 inspecciones de policía. La capital del departamento es la ciudad de Popayán.

Tabla 1. Municipios del departamento del Cauca

Municipios			
Popayán	El Tambo	Morales	Santa Rosa
Almaguer	Florencia	Padilla	Silvia
Argelia	Guapi	Páez – Belalcázar	Sotará – Paispamba
Balboa	Inzá	El Bordo – Patía	Suárez
Bolívar	Jambaló	Piendamó	Sucre
Buenos Aires	La Sierra	Puerto Tejada	Timbío
Cajibío	La Vega	Puracé – Coconuco	Timbiquí
Caldono	López de Micay	Rosas	Toribío
Caloto	Mercaderes	San Sebastián	Totoró
Corinto	Miranda	Santander de Quilichao	Villa Rica

Fuente: (Secretaría de Planeación y Coordinación departamental, 2003).



 <h1 style="margin: 0;">INGEOMINAS</h1>		
<h2 style="margin: 0;">LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DEL DEPARTAMENTO DEL CAUCA</h2>		
Autor: Gonzalo Barbosa Camacho Geologo	Dibujo: Gonzalo Barbosa Camacho Geologo	
Escala aproximada 1:1800.000	Marzo de 2003	<b>FIGURA 1</b>

Los principales ríos que bañan el departamento son: El Cauca, sobre el cual se encuentra la represa de la Salvajina a la altura de la población de Buenos Aires, Caquetá, Mayo, San Juan de Micay, Cajibío, Cascabel, Cofre, Desbaratado, Dinde, Guachicono, Guapi, Jambaló, Mamaconde, Mechengue, Mondomo, Napi, Naya, Negro de Narváez, Páez, Palacé, Palo, Patía Pescador, Piendamó, Quilcacé, Saija, Sambingo Sigui, Timba, Timbiquí.

### 2.1.2 Demografía

El departamento actualmente cuenta con una población de 1'255.333 habitantes distribuidos así: población urbana 460.199 y población rural 795.134 habitantes (según DANE, en Secretaría de Planeación departamental, 2003), la distribución por edad se muestra en el cuadro 2.

Tabla 2. Proyección de población por grupo

PROYECCIÓN DE POBLACIÓN POR GRUPO DE EDAD						
GRUPOS DE EDAD	2002			2.003		
	URB. %	RUR. %	TOTAL %	URB. %	RUR. %	TOTAL %
Menores de 5 años	26.503 6	59.140 8	85.643 7	28.484 6	61.430 8	89.914 7
De 6 a 12 años	32.116 7	66.179 8	98.295 8	34.524 7	68.742 9	103.266 8
De 13 a 17	62.749 14	125.810 17	188.559 16	67.463 14	133.688 17	201.151 16
De 18 a 60 años	75.548 16	124.870 17	200.418 17	81.215 16	129.693 17	210.908 17
Mayores de 61 años	239.134 53	346.480 46	585.614 48	257.041 53	356.889 45	613.930 48
<b>TOTAL</b>	455224	751.373	1'206.597	489.335	780.461	1'269.795

Fuente: Planeación Departamental del Cauca

### 2.2 SERVICIOS PÚBLICOS.

En el cuadro No 3 se muestran los principales índices indicadores del Servicio Público en el departamento del Cauca

Tabla 3 Servicios publicos en el departamento

SERVICIOS PÚBLICOS								
VIVIENDAS			VIVIENDAS CON ACUEDUCTO			VIVIENDAS CON ALCANTARILLADO.		
URBANA	RURAL	TOTAL	URBANA	RURAL	TOTAL	URBANA	RURAL	TOTAL
87.198	107.820	195.018	59.702	48.398	108.100	67.377	8.179	75.556
VIVIENDAS CON ENERGÍA			SERVICIO TELEFÓNICO					

URBANA	RURAL	TOTAL	Información de Emtel	Líneas Instaladas.	Líneas en Serv.	Información de Telecom	Líneas Instaladas y asignadas	
87198	71542	158.740			44.367		38.872	
<b>Déficit en Servicios Públicos por viviendas</b>								
Acueducto			Alcantarillado			Energía		
URBANA	RURAL	TOTAL	URBANA	RURAL	TOTAL	URBANA	RURAL	TOTAL
27.496	59.422	86.918	19.821	99641	119.462	0	36278	36.278
31,5%	55,1%	44,6%	22,7%	92,4%	61,3%	0,0%	33,6%	18,6%

Tomado de: Planeación departamental Cauca, 2003

## 2.3 SALUD

En salud, el departamento cuenta con un centro hospitalario de Nivel 3; dos centros hospitalarios de Nivel 2 y dieciocho centros hospitalarios de nivel 1, todos de carácter público. (Cuadro 4). Además se tienen dos clínicas públicas y cuatro privadas

Tabla 4. Servicio de Salud departamental

HOSPITAL			Centro de Salud	Puesto de Salud	Número de Camas	Observaciones
Nivel III	Nivel II	Nivel I				
1	2	18	60	235	892	

RECURSO HUMANO							
MEDICO GENERAL	MEDICO ESPECIAL.	ODONT.	BACTER.	ENFERM.	AUX. DE ENFERM.	PROMOT. SALUD	TECN. EN SANEAM.
402	247	147	138	162	699	550	72

Fuente: Planeación departamental

## 2.4 EDUCACIÓN

El departamento del Cauca, presenta una población aproximada (Planeación departamental, 2003), en edad escolar (incluido preescolar, primaria, secundaria y excluyendo un 20% de niños menores de 5 años), de 376.348 niños de los cuales solo se encuentran inscritos 272.980. Esta diferencia equivale al 27% de ausencia escolar. Sin embargo el departamento cuenta con 648 establecimientos de preescolar, 2509 de primaria, 431 establecimientos de secundaria y 279 de educación media vocacional.

El recurso humano con que cuenta el departamento para atender la densidad de población escolar (272.980 alumnos), es de 11.492 profesores que equivale a 24 alumnos por profesor

Tabla 5. Educación departamental para el año 2000.

<b>EDUCACIÓN - 2000</b>								
<b>ALUMNOS MATRICULADOS POR ZONA</b>								
<b>PRE-ESCOLAR</b>		<b>PRIMARIA</b>		<b>SECUNDARIA</b>		<b>MED. VOCACIONAL</b>		<b>TOTAL</b>
<b>Urbana</b>	<b>Rural</b>	<b>U</b>	<b>R</b>	<b>U</b>	<b>R</b>	<b>U</b>	<b>R</b>	
10.987	7.435	57.758	116.784	42.069	16.642	17.500	3.805	
	18.422		174.542		58.711		21.305	<b>272.980</b>
<b>ESTABLECIMIENTOS</b>								
<b>PRE-ESCOLAR</b>		<b>PRIMARIA</b>		<b>SECUNDARIA</b>		<b>MEDIA VOCACIONAL.</b>		<b>TOTAL</b>
<b>Urb.</b>	<b>Rural</b>	<b>Urb.</b>	<b>Rural</b>	<b>Urb.</b>	<b>Rural</b>	<b>Urb.</b>	<b>Rural</b>	
275	373	324	2.185	231	200	180	99	
	648		2.509		431		279	<b>3.867</b>
<b>ESTABLECIMIENTOS DE SECUNDARIA POR MODALIDAD</b>								
<b>ACADÉMICA</b>		257		<b>DIVERSIFICADA</b>		3		<b>TOTAL</b>
<b>AGROPECUARIA</b>		106		<b>PEDAGÓGICA</b>		4		
<b>COMERCIAL</b>		33		<b>AGRO ECOLÓGICA</b>		2		
<b>AGROINDUSTRIAL</b>		2		<b>NUTRICIÓN Y SALUD</b>		0		
<b>INDUSTRIAL</b>		11		<b>EMPRESARIAL</b>		1		
<b>ECOLÓGICA</b>		1		<b>BILINGÜE</b>		2		
<b>PROM.SOCIAL</b>		8		<b>INST.DESC.COM.</b>		1		
								<b>431</b>
<b>RECURSO HUMANO</b>								
<b>Zona</b>	<b>Director</b>	<b>Docentes</b>				<b>Total</b>	<b>Administrativos</b>	
	<b>Docente</b>	<b>Preescolar</b>	<b>Primaria</b>	<b>Secundaria y Media vocacional</b>	<b>TOTAL</b>	<b>Recurso Humano</b>		
Urbana	521	455	2039	3471	5965	6486	1.449	
Rural	1405	305	3740	1482	5527	6932	411	
<b>Total</b>	1.926	760	5.779	4.953	11.492	13.418	1.860	
<b>ALUMNOS MATRICULADOS POR ZONA</b>								
<b>PRE-ESCOLAR</b>		<b>PRIMARIA</b>		<b>SECUNDARIA</b>		<b>MED. VOCACIONAL</b>		<b>TOTAL</b>
<b>Urbana</b>	<b>Rural</b>	<b>U</b>	<b>R</b>	<b>U</b>	<b>R</b>	<b>U</b>	<b>R</b>	
10.987	7.435	57.758	116.784	42069	16642	17500	3805	
	18.422		174542		58711		21305	<b>272.980</b>

Fuente: Planeación departamental, 2003

## 2.5 ECONOMÍA

### 2.5.1 Agrícola

El departamento del Cauca basa su economía principalmente en la actividad agrícola, en la, caña de azúcar, caña panelera, café y producción de fique entre otras (**Cuadro 6**). También se encuentran cultivos menores como la papa, maíz, yuca, fríjol y tomate.

El litoral pacífico constituye una de las mayores reservas forestales con existencias madereras que alcanzan un volumen comercial de 4.5 millones de C<sup>3</sup>, sin embargo no se cuenta con análisis detallado de esta actividad. Las principales industrias son las de alimentos, bebidas y textiles. La minería, esta fundamentada principalmente en la explotación del oro, aunque este renglón ha venido en deterioro en los últimos tiempos. A continuación se muestran los cuadros más representativos de dichas actividades

Tabla 6. Evaluación Agrícola al 2.000

<b>EVALUACIONES AGRÍCOLAS POR CONSENSO 2000</b>				
<b>CULTIVOS TRANSITORIOS SEMESTRALES 2000</b>				
<b>CULTIVOS POR MUNICIPIO</b>	<b>ÁREA SEMBRADA</b>		<b>PRODUCCIÓN OBTENIDA</b>	
	<b>Hectáreas.</b>		<b>Toneladas</b>	
	<b>2000-A</b>	<b>2000-B</b>	<b>2000-A</b>	<b>2000-B</b>
Papa tradicional	539	776	7.922	11.979
Papa tecnificado	1.332	1.440	28.608	30.829
Arroz riego	1.758	1.588	6.562	6.204
Flores	61	70	1.603	1.862
Maíz tradicional	2.726	3.520	3.722	4.511
Maíz tecnificado	790	1.024	2.496	3.469
Fríjol tradicional	1.073	1.598	796	1.280
Tomate de mesa	126	116	4.364	3.870
Zapallo	35	36	449	467
Otros cultivos	1622	2019	7843	3691
<b>TOTAL</b>	<b>10.062</b>	<b>12.186</b>	<b>60.001</b>	<b>68.162</b>
<b>CULTIVOS ANUALES - EVALUACIÓN DEFINITIVA 2000</b>				
Ulluco	50.0	500.0	10.000.0	
Yuca tradicional	2.346.0	17.191.4	7.600.0	
Yuca tecnificada	3.792.0	39.756.0	10.484.2	
<b>CULTIVOS SEMIPERMANENTES Y PERMANENTES - Evaluación 2000</b>				
<b>CULTIVOS POR</b>	<b>ÁREA SEMBRADA</b>		<b>PRODUCCIÓN OBTENIDA</b>	

MUNICIPIO	Hectáreas	Toneladas
Café tecnificado	44.835	51.230,0
Caña de azúcar	50.864	4.063.540,0
Caña panelera	15.175	57.679.9
Chontaduro	2.430	15.052.1
Coco	3.519	15.924.9
Fique	8.015	7.589.5
Plátano tecnificado	5.085	44.520,0
Plátano tradicional	4.587	23.193.2
Lulo	455	1.980.6
Espárragos	741	3.341.6
Otros	22.806	27.732
<b>TOTAL</b>	<b>158.513</b>	<b>4.311.784.8</b>

Fuente: Planeación departamental del Cauca (2003)

## 2.5.2 Pecuaria

Otro renglón de la economía del departamento lo constituye la ganadería la cual está altamente tecnificada (**cuadro 7**). Otro renglón importante lo conforma la piscicultura con un gran desarrollo en los últimos años (**cuadro 8**)

Tabla 7. Evaluación Pecuaria, año 2000

<b>EVALUACIÓN PECUARIA POR CONSENSO - 2000</b>			
<b>INVENTARIO GANADO BOVINO</b>			
<b>GANADO BOVINO</b>		<b>TOTAL</b>	
Machos		127.731,0	
Hembras		165.752,0	
<b>Total:</b>		<b>293.483,0</b>	
<b>PRODUCCIÓN DE LECHE</b>			
<b>DIARIA (Lts.)</b>		<b>Número de vacas en ordeño</b>	
177.160		57.415	
<b>GANADO BOVINO - 2000</b>			
<b>GANADO BOVINO</b>	<b>ANIMALES SACRIFICADOS</b>	<b>PRECIO CARNE CANAL (Kls.)</b>	<b>PRECIO EN PIE ( kls )</b>
	<b>Promedio mes</b>	<b>Promedio mes e</b>	<b>Promedio mes</b>
Machos	2.277,0	4.403.07	2.151.0
Hembras	1.022,0	4.031.0	1.848.0
<b>ÁREA EN PASTOS ( Has.)</b>			
<b>Pasto de</b>	<b>Pradera</b>	<b>Pradera</b>	<b>TOTAL</b>
<b>Corte</b>	<b>Tradicional</b>	<b>Mejorada</b>	

Área	Con riego	Área	Con riego	Área	Con riego	Área	Con riego
4.159	96	433.336	265	117.966	617	555.461	978
<b>INVENTARIO GANADO PORCINO</b>							
<b>GANADO PORCINO</b>				<b>TOTAL</b>			
Machos				33.480,0			
Hembras				25.342,0			
<b>Total</b>				<b>58.822,0</b>			
<b>AVES DE CORRAL</b>							
<b>DE POSTURA</b>				<b>DE ENGORDE</b>			
1.11.574				608.094			
<b>APÍCOLA</b>							
<b>Número de colmenas</b>				<b>Producción de miel - 6MESES</b>			
1.018				12.598			

Tabla 8. Evaluación Acuícola segundo Semestre del 2000

<b>Cuadro No 8: EVALUACIÓN ACUÍCOLA POR CONSENSO - Segundo Semestre 2000</b>			
<b>No. de Estanques:</b>		6.226	<b>Área total - m<sup>2</sup>:</b> 646.759
<b>Especie por municipio</b>	<b>Peso cosecha Total</b>		<b>No. de animales cosechados</b>
Bocachico	9.234		13.580
Cachama	128.874		160.619
Carpa espejo	130.247		258.411
Carpa roja	11.991		33.350
Mojarra	1.600		5.400
Mojarra negra	1.800		6.167
Mojarra roja	1.750		7.000
Tilapia nilotica	40.641		11.545
Tilapia roja	206.891		623.448
Trucha arco iris	40.452		137.927

FUENTE: URPA - Secretaria de Agricultura (en planeación departamental, 2003)

## 2.6 ASPECTOS CLIMÁTICOS

En el departamento del Cauca se presentan todos los pisos térmicos y todos los climas, condicionado por los rasgos fisiográficos del Amazonas, los Andes y el Océano Pacífico, el cual varía con las siguientes regiones naturales:

### **2.6.1 Región cordillerana.**

En esta región se presentan los siguientes pisos:

- Sub-andino, localizado entre los 1.200 y los 2.300 msnm., la temperatura de 18° a 22°C, y clima húmedo sub-tropical, mayor de 2.000 mm por año.
- Andino, localizado entre los 2.300 y los 3.500 msnm., temperatura de 14° a 18°C y clima húmedo sub-tropical, mayor de 2.000 mm por año.
- Páramo, con altitudes superiores a los 3.500 msnm., temperaturas inferiores a 14°C y un clima un poco más seco que los anteriores.
- Nieves perpetuas, temperaturas cercanas a 0°C localizado en los picos más altos de la Cordillera Central

### **2.6.2 La Depresión Interandina.**

Se reconoce por una vegetación propia del piso sub-andino inferior y por un clima de humedad relativa baja (1.200 mm por año), y una temperatura superior a los 24°C

### **2.6.3 La Llanura Costera del Pacífico**

Caracterizada por su alta pluviosidad de 6.000 a 8.000 mm por año, temperatura superior a 28°C y está cubierta por un bosque de selva tropical húmeda.

### **2.6.4 Zona de piedemonte cordillera Centro-Oriental.**

Al igual que la anterior se caracteriza por una alta pluviosidad, cercana a los 6.000 mm por año, una temperatura superior a los 28°C y esta cubierta por un bosque de selva tropical húmeda.

Los registros de pluviosidad (IGAC, 1977) demuestran que en el área de la Cordillera Centro-Oriental y valle del Patía, aparece una estación de verano durante los meses de junio, julio, agosto y parte de septiembre, y otra de invierno en los demás meses del año. En las zonas de páramo durante la estación de verano se presentan vientos, nubes y días lluviosos.

### **2.6.5 La isla de Gorgona**

Alcanza una humedad relativa del 100%. Se caracteriza por una alta pluviosidad cercana a los 7000 mm por año y una temperatura superior a los 28°C.

## **2.7 FISIOGRAFÍA**

El departamento del Cauca presenta seis regiones naturales que enunciadas de este a oeste son (Fig. 2):

### **2.7.1 Las Estribaciones Orientales de la Cordillera Centro-Oriental (Cuencas Putumayo y Magdalena Alto).**

La región denominada como Macizo Colombiano y Bota Caucana limita con la llanura Amazónica de los departamentos del Caquetá y Putumayo, se caracteriza por las altas montañas y valles profundos, y planicies inclinadas hacia la parte baja (zona de piedemonte). En la parte más alta con alturas que sobrepasan los 4.000 msnm se encuentran el Macizo Colombiano, nudo en que se entrelazan o nacen las cordilleras Central y Oriental. En este accidente geográfico, nacen los principales ríos de Colombia tales como el río Grande de la Magdalena, el Cauca, Patía y Caquetá. La litología en esta región es muy variada en la que se destacan las rocas néisicas del precámbrico, rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas del Jura-triásico, rocas sedimentarias del Cretáceo y depósitos sedimentarios del terciario en su mayoría parcialmente cubiertos por depósitos volcanoclásticos del neógeno.

### **2.7.2 Región de la Cordillera Central, flanco occidental.**

Caracterizada al igual que la anterior por las altas montañas y valles profundos, con paisajes sobre impuestos debido a la gran actividad volcánica y de glaciares, donde sobresalen el Nevado del Huila con una altura de 5.750 msnm, los volcanes de Puracé, Sotará, y las Ánimas y el cerro nevado de Pan de Azúcar. Los cuerpos litológicos principales son las metamórficas entre las que se destacan los neises de edad precámbrica, los esquistos y anfibolitas del Paleozoico, y en una gran extensión por rocas derivadas de la actividad Cenozoica de los volcanes Puracé, Sotará, Pan de Azúcar y las Ánimas.

### **2.7.3 La Depresión Intercordillerana del Cauca–Patía**

Región deprimida ligeramente ondulada a plana con ríos muy encañonados y profundos localizada entre las cordilleras Central y Occidental, caracterizada por la presencia de una secuencia sedimentaria terciaria de afinidad continental-litoral he intruida por cuerpos ígneos del Terciario, además de depósitos volcánicos, piroclásticos y vulcano-sedimentarios de edad plio-pleistocénicos.

### **2.7.4 La Cordillera Occidental.**

Cadena montañosa con alturas no superiores a los 3.500 msnm con fuertes pendientes y valles profundos, conformadas principalmente por rocas volcánicas y sedimentarias del Cretáceo superior de origen oceánico.

### **2.7.5 La Región de la Llanura Pacífica.**

Caracterizada por la presencia de un relieve de colinas bajas fuertemente disectadas, principalmente hacia la zona de piedemonte y de relieve plano hacia el océano y a lo largo de los principales ríos. Esta región está constituida por depósitos sedimentarios y volcánicos del Paleógeno y sedimentarios de edades que oscilan entre el terciario superior y el reciente de origen marino a continental.

La Isla Gorgona: se trata de una protuberancia de la corteza oceánica en el océano Pacífico y esta constituida en su gran parte por rocas volcánicas e intrusivas ultramáficas y máficas. Se caracteriza principalmente por la presencia de rocas Komatiitas del Mesozoico.

## 3. GEOLOGÍA

### 3.1 ANTECEDENTES

El primer trabajo conocido sobre la geología del departamento fue el mapa fotogeológico de los departamentos del Cauca y Valle del Cauca realizado por Keizer (1956). En 1979, París y Marín elaboran el primer mapa geológico del departamento a escala 1:300.000, con base en la información existente al momento y algunos controles de campo.

Por lo demás, solamente se encuentran trabajos de áreas definidas dentro del departamento en las que se destacan los primeros trabajos elaborados por Alvarado (1932), Hubach y Alvarado (1934) especialmente en la cordillera Central, quienes denominan a las rocas volcánicas de edad Cretácica del Occidente Andino como Grupo Faldequera.

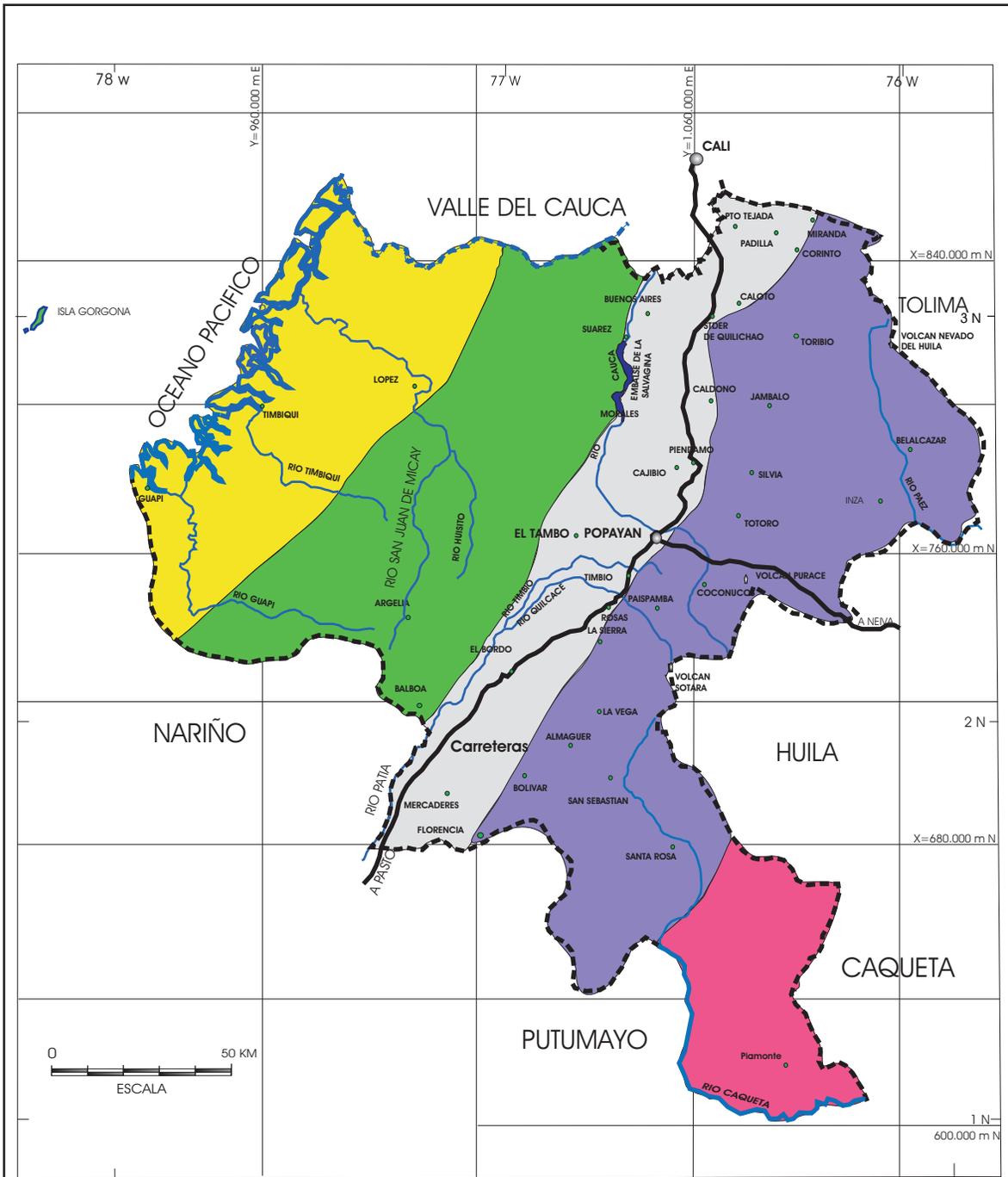
- Scheiber (1934), elaboró un informe sobre una roca serpentizada que contiene cobre nativo, localizada al sur del municipio de Santander de Quilichao, en la plancha N6.
- Grosse (1935), realiza una exploración geológica del Sur-Occidente Colombiano donde describe y propone la primera secuencia estratigráfica del Valle del Patía que correlaciona con las rocas sedimentarias aflorantes en los valles del Cauca y Antioquia.
- Royo y Gómez (1942), visita la cuenca del Río Mayo y realiza un estudio de las tobas granatíferas y su importancia económica.
- Nelson (1962), denomina a las rocas volcánicas básicas de afinidad oceánica y rocas sedimentarias asociadas, presentes en el Sur Occidente Colombiano como Grupo Diabásico.
- León et al (1973), estudia la geología y geoquímica de la parte NE del Cuadrángulo O-5 El Bordo.
- Rosas (1973), realiza un estudio de las arcillas bauxíticas que aparecen en los alrededores de los pueblos de Morales y Cajibío.
- Kassem y Arango (1975), elaboran un mapa fotogeológico de la Plancha 386 II y IV, a escala 1:50.000 sin control de campo.

- Orrego y París, (1976), realizan las primeras memorias geológicas del Cuadrángulo N6, el cual es complementado entre 1989 y 1990 con la definición de los depósitos Neógenos denominados en conjunto como Formación Popayán.
- Álvarez y González (1978) y Restrepo et al. (1979), estudian la parte norte de la Cordillera Occidental, diferencian las formaciones Barroso y Penderisco del Grupo Cañasgordas y las correlacionan con el sur de la Cordillera.
- Barrero (1979), en estudio realizado al norte de la carretera Buga - Buenaventura divide al Grupo Dagua en formaciones Cisneros y Espinal y conserva el nombre de Grupo Diabásico.
- Orrego et al (1980), describen la secuencia de esquistos de glaucofana de Jambaló.
- Espinosa (1980), describe la geología y la petrografía del Complejo ultramáfico-máfico de Los Azules que aflora en la parte occidental de la plancha 387
- McCourt y Aspden (1983), proponen un origen de arcos de islas para el Grupo Diabásico.
- De Souza et al. (1984), concluye con dataciones K/Ar hechas en el departamento del Cauca comprobando que las rocas que conforman la Cordillera Occidental tiene una edad de  $81 \pm 11$  MA.
- Orrego y Acevedo (1984), elaboran las Plancha 364-Timbio.
- Millward et al. (1984), denomina al Grupo Diabásico, Formación Volcánica, conserva los nombres de la Formación Cisneros y Espinal y elimina el nombre de Grupo Dagua.
- INGEOMINAS (1986), en el mapa de Terrenos de Colombia, denomina al Sur Occidente Colombiano como los terrenos de Dagua y Cauca-Patía
- Spadea et al (1987), describen el Complejo Ofiolítico de la Tetilla.
- Martínez y García (1989), realizan una cartografía geológica y una prospección de los minerales semipreciosos contenidos en las piroclastitas del Río Mayo.
- INGEOMINAS en 1988 realizó un simposio de geología regional: en la Cordillera Central se concluye con la definición de tres unidades tectonoestratigráficas denominadas como Complejo Cajamarca, Complejo Arquía y Complejo Quebradagrande (Mosquera y Orrego 1990). También se encuentran cuerpos ígneos intrusivos del Mesozoico o Cenozoico y cuerpos metamórficos de alta temperatura como el Neis de Quintero. Se estableció por otra parte, que el basamento del Valle interandino Cauca-Patía y parte del borde occidental de la Cordillera Central están conformados por rocas volcánicas básicas de fondo oceánico denominadas como Formación Amaime.

- Murcia y Cepeda (1991), publican el mapa geológico de la Plancha 410 La Unión.
- Monsalve (1991), Geoquímica y datación de episodios en el volcán Puracé.
- Monzalve y Pulgarín (1992), geología de la Cadena Volcánica de los Coconucos.
- Rubiano et al. (1992), plantean un modelo estructural en la subcuenca del Río Patía y su implicación en la acumulación de hidrocarburos.
- Weber M. (1993), hace un estudio petrográfico para conocer el origen de los corindones y granates asociados en el Río Mayo.
- Rangel y Giraldo (1993), realizan la evaluación geoquímica de muestras de aceite de la Quebrada Matacea.
- Orrego et al. (1994), realizan el informe del estudio geológico y geoquímico de la Plancha 387 Bolívar.
- Kellogg y Vega (1995), con base en datos geofísicos realizan modelos estructurales de la Cordillera Central y Occidental.
- Orrego y Acevedo (1996), Elaboran las memorias geológicas de la Plancha 364 Timbio.
- INGEOMINAS (1999), publica las memorias y mapas del cuadrángulo N6, y las planchas geológicas 387 – Bolívar y 364 – Timbio.
- Torres et al, (2000?), realiza un estudio detallado de las unidades plio-pleistocenas de la zona volcánica de los Coconucos y definen la Formación Coconucos, la cual involucra la parte más superior de algunos de los depósitos de la Formación Popayán y otros depósitos cuaternarios producto de la actividad vulcanoclástica del área de los Coconucos.
- -Pulgarín y otros (2000), Aspectos geológicos del complejo Volcánico Nevado del Huila.

### 3.2 MARCO GEOMORFOLÓGICO

Las provincias geomorfológicas mayores caracterizadas en el departamento son de oriente a occidente: El piedemonte de la Cordillera Centro-Oriental hacia el Amazonas, la Cordillera Centro-Oriental borde oriental, La Cordillera Central borde occidental, el Valle Interandino del Cauca-Patía, la Cordillera Occidental, la Planicie Costera del Pacífico junto a la Línea Costera Pacífica y la isla de Gorgona (**Figura 2**).



**CONVENCIONES**

- LLANURA COSTERA DEL PACIFICO
- CORDILLERA OCCIDENTAL
- CUENCA CAUCA-PATIA
- CORDILLERA CENTRAL
- CUENCA MAGDALENA SUPERIOR-PUTUMAYO
- REPRESA DE LA SALVAJINA

<span style="font-size: 24px; font-weight: bold; margin-left: 10px;">INGEOMINAS</span>		
<b>UNIDADES GEOMORFOLÓGICOS MAYORES</b> <b>Departamento del Cauca</b>		
Autor: Gonzalo Barbosa Camacho Geólogo	Dibujó: Gonzalo Barbosa Camacho Geólogo	
Escala aproximada 1:1800.000	Marzo de 2003	<b>FIGURA 3</b>

### 3.2.1 Cordillera Centro-Oriental

#### 3.2.1.1 Flanco Oriental

La cordillera Centro-oriental se encuentra entre la Amazonía Colombiana y el Valle interandino del Patía. En esta provincia se encuentra el llamado Macizo Colombiano, lugar donde se bifurca la Cordillera Centro Oriental para dar inicio a las cordilleras Central y Oriental; considerado el eje orográfico de los Andes Colombianos, ya que en él nacen los Ríos Magdalena, Cauca, Patía y Caquetá catalogados entre los más importantes del país.

La morfología del flanco oriental esta controlada principalmente por los rasgos estructurales y litológicos que generan altas montañas con valles profundos. Los rasgos estructurales dan como resultado la formación de cuchillas alargadas en la dirección N-E controlados normalmente por la tectónica y la resistencia de la roca a los agentes climatológicos; esta morfología hacia la parte superior, es en gran parte interrumpida por un paisaje sobrepuesto generado a partir de la actividad volcánica reciente y que ha sido posteriormente o al mismo tiempo modelada por glaciares de montaña.

Entre las rocas presentes en esta zona tenemos las unidades metamórficas del precámbrico y paleozoico, cuerpos ígneos intrusivos de afinidad continental como los batolitos de Santa Bárbara, Ibagué, y Mocoa con edades que posiblemente oscilan entre el Triásico y el Jurásico, con unidades vulcano-sedimentarias del jurásico, sedimentarias del Cretáceo y Terciario (cuenca del Alto Magdalena) y unidades vulcano-sedimentarias y sedimentarias del Neógeno. Los cuerpos Plutónicos presentan una textura vista a través de las imágenes de satélite muy homogénea con un drenaje dendrítico denso que contrasta con las unidades circundantes de sedimentarias y metamórficas con drenajes dendríticos espaciado a subparalelo. Hacia la parte del piedemonte cordillerano la morfología se transforma en un paisaje estructural sedimentario determinado por el plegamiento de una secuencia de capas sedimentarias de edades que oscilan entre el Cretáceo y el Terciario y que forman sinclinales y anticlinales estrechos y alargados en la dirección N-E. Igualmente forman paisajes en cuestas caracterizados por la alternancia de capas de rocas de diferente resistencia a la erosión. Hacia el Valle del Río Caquetá se presenta un paisaje de terrazas inclinadas hacia el sur-oriente, modeladas por las principales corrientes afluentes del Río Caquetá

El paisaje generado por la actividad volcánica da como resultado la formación de colinas en forma de conos, de tipo estrato volcán, que resaltan sobre el paisaje circundante y donde el tamaño va a depender de la cantidad de material expulsado, compuesto por la alternancia de capas lávicas con niveles piroclásticos de composición intermedia (andesitas, dacitas). Normalmente estas geoformas se encuentran alineadas en la dirección NE-SW, tal como la cadena volcánica de los Coconucos, el volcán del Huila y Puracé.

En el eje de dicha unidad geomorfológica se destacan los Volcanes Doña Juana y Petacas relacionados posiblemente a debilidades estructurales dentro la cordillera. Asociado a esta actividad se presentan los depósitos piroclásticos y epiclásticos que pueden tener grandes

extensiones longitudinales a partir del centro de emanación. Los depósitos piroclásticos se forman por expulsión violenta hacia la atmósfera de material litológico y vidrio con alta concentración de gases que posteriormente se acumulan a partir de flujos piroclásticos y de caída de cenizas cubriendo y fosilizando el paisaje preexistente. Relacionados a la actividad volcánica se presentan otros depósitos como los lahares y flujos torrenciales que al igual que los flujos piroclásticos rellenan las partes más deprimidas del paisaje como son los valles fluviales y glaciares. Las geoformas heredadas de estos depósitos, normalmente son planicies inclinadas y alargadas que rápidamente son disectadas por las corrientes torrenciales formando mesetas y terrazas con paredes laterales fuertemente empinadas.

El paisaje heredado de la actividad de los glaciares de montaña, hacia las partes altas, ha formando valles suaves en forma de “U” que se ven interrumpidos por depósitos morrénicos tanto laterales como de fondo a lo largo del valle permitiendo el desarrollo de pequeñas lagunas. Hacia las partes altas de las montañas se forman fuertes pendientes con aristas y circos asociados a la actividad de los glaciares.

Posteriormente a ésta actividad se generan nuevas geoformas asociadas posiblemente a la continuidad en el levantamiento cordillerano y al restablecimiento del nivel base de las antiguas corrientes de agua dando como resultado morfologías de mesetas con paredes muy verticalizadas de valles estrechos y muy profundos, esto debido a la rápida incisión del agua en rocas relativamente blandas.

La vegetación en esta región es muy densa del tipo de selva tropical muy húmeda, que dificulta en gran medida la interpretación tanto de imágenes de satélite como de fotografías aéreas

### 3.2.1.2 Flanco Occidental

La Cordillera Central, en el departamento del Cauca y hacia su flanco occidental presenta una morfología relativamente similar a la del otro flanco variando en las geoformas asociadas a los cuerpos Plutónicos que no son tan evidentes en este flanco. De otra parte las condiciones climáticas de este flanco son propias de climas semiáridos con poca vegetación llegando en algunos sectores a ser casi desértico por la actividad antrópica.

La morfología esta controlada principalmente por los rasgos tectónicos asociada a las grandes fallas que allí se presentan y que separan dos grandes provincias – provincia del Oriente Colombiano y la PLOCO. Y dentro de estas, la parte superior se asocia el paisaje sobreimpuesto producto de la actividad volcánica y el modelado de los glaciares tal como se describió para el otro flanco de la cordillera y con la presencia de grandes planicies elevadas como el páramo de las Papas.

Hacia la parte media de este flanco se encuentra una zona semiárida conformada principalmente por rocas metamórficas y volcánicas, que permiten el desarrollo de grandes paredes verticalizadas con profundos cañones. Los fenómenos de remoción en masa son abundantes y de gran magnitud que han ocasionado grandes problemas ambientales; estos fenómenos están relacionados a la alta torrencialidad de las corrientes de agua, al grado de fracturamiento y naturaleza de la roca (especialmente los esquistos) además de la escasa

vegetación. Hacia la parte baja después del sistema de fallas de Romeral la morfología es menos abrupta con mayor desarrollo de la vegetación y la litología es de rocas volcánicas de fondo oceánico acrecionadas al continente en forma de cuñas imbricadas (Nivia, 1999). Hacia la parte más baja, se presentan rocas estratificadas sedimentarias del Terciario formando geoformas plegadas como paisajes en cuestas, anticlinales y sinclinales apretados y todo lo anterior normalmente interrumpidos por cuerpos hipoabisales que forman colinas subredondeadas a veces de paredes muy abruptas tal como el cerro de Lerma.

Las rocas más antiguas que localizadas dentro de la unidad corresponden a metamorfitas del Paleozoico denominadas como Complejos Cajamarca y Arquía que afloran hacia el oriente y al sur oriente de esta cordillera (INGEOMINAS, 1989). Estos Complejos se componen de esquistos verdes, cuarcitas, anfibolitas y metapelitas. Se presentan igualmente cuerpos intrusivos de composición intermedia a félsica de edad Triásico-Jurásico denominado metagranitoide de Bellones y Batolito de Santa Bárbara de composición ácida a intermedia; estos cuerpos generalmente permiten el desarrollan de pendientes muy verticalizadas. En el Triásico-Jurásico también se presentan unidades sedimentarias sin diferenciar, compuestas por una secuencia de areniscas, chert, grawacas, limolitas y niveles de calizas. De otra parte, formando un cinturón estrecho y alargado en dirección NE se encuentra un cinturón discontinuo de rocas sedimentarias marinas y volcánicas con metamorfismo dinámico denominado Complejo Quebradagrande. Hacia el occidental de la cordillera, se presenta una serie de bloques imbricados de rocas principalmente volcánicas de afinidad oceánica denominada Formación Amaime, que presenta una mayor expresión topográfica hacia el norte

Por ultimo, se encuentran grandes depósitos de flujos piroclásticos, flujos de alta torrencialidad y lahares que presentan un mayor desarrollo hacia la cuenca del Cauca – Patía y que analizaremos más adelante

### **3.2.2 Valle interandino Cauca-Patía**

La delimitación geomorfológica de Valle interandino Cauca-Patía hacia su costado oriental no es muy clara y se asume en este informe, como el límite oriental de las unidades de rocas sedimentarias del Terciario; por el contrario, hacia el occidente del valle su delimitación esta mejor definida y se marca claramente en el piedemonte de la cordillera Occidental. De acuerdo a Orrego y Acevedo (1984), la unidad geomorfológica se ubica tectónicamente entre las fallas Cauca-Almaguer (Sistema Romeral) al oriente y la falla Cali-Patía al occidente. La unidad presenta un basamento conformado por rocas oceánicas básicas y sedimentarias, que corresponden a la Formación Amaime o Formación Volcánica del Cretáceo Inferior (en el sentido de Nivia, 1999). Sobre esta formación se ha depositado una secuencia sedimentaria molásica del Terciario, de afinidad continental a litoral con esporádicas incursiones del mar. La cuenca interandina Cauca - Patía, se extiende desde el Peñol (Nariño) hasta la población de Santa fe de Antioquia al norte y es consideran como un “graben” por Acosta (1970) y Meissnar (1976), sin embargo esta connotación ha sido últimamente controvertida.

La morfología de la zona esta determinada por un paisaje estructural sedimentario con el desarrollo de anticlinales y sinclinales amplios que se encuentran interrumpidos por el fallamiento orientado en la misma dirección del plegamiento. Hacia el oriente el desplazamiento de las fallas y las diferencias de dureza de la roca han permitido el desarrollo de pendientes escalonadas o relieve en cuestas, de un costado y del otro de pendientes estructurales. Esta secuencia sedimentaria del terciario se encuentra cortada por cuerpos ígneos de composición dacíticas y andesíticas, de "Stocks" que se emplazaron a finales del Mioceno, asociados posiblemente a lo largo de antiguas fallas. Estos cuerpos han sido descubiertos por erosión de la roca emplazada y han desarrollado un relieve de colinas redondeadas, en ocasiones con pendientes muy empinadas que contrastan con el paisaje circundante.

Cubriendo parcialmente los anteriores cuerpos, se encuentran depósitos vulcano-sedimentarios del Neógeno, que son el resultado de erupciones volcánicas y de procesos de erosión fluvial o glacial provenientes casi enteramente de la cordillera central. Los paisajes formados por estos últimos son las mesetas y planicies inclinadas hacia el occidente y disectadas por las actuales corrientes de agua que han formando valles angostos de paredes verticales; en ocasiones encañonadas. La más importante y de mayor extensión son la planicie de Popayán o Valle del Puvenza, la meseta de Mercaderes.

Por último, Tanto al norte del departamento como al sur se presentan dos planicies aluviales modeladas por los Ríos Cauca y Patía respectivamente. La primera, aguas abajo de la población de Timba (Cauca), presenta un alto desarrollo lateral caracterizado por el desarrollo de una corriente meandriforme, con una zona de inundación amplia en la cual se reconocen varios meandros abandonados, pequeñas ciénagas, pantanos y terrazas bajas y amplias. En el Patía la corriente de agua es semirrecta con una zona de inundación poco desarrollada, con terrazas altas y numerosos conos de deyección laterales provenientes de los ríos tributarios principalmente de la cordillera Occidental.

### **3.2.3 Cordillera Occidental**

Esta unidad geomorfológica fue descrita por Orrego y París (1991) y por Orrego y Acevedo (1984). Ella se localiza al occidente de la falla de Cali-Patía, que sirve de límite oriental con el Valle Interandino Cauca-Patía; al occidente, la cordillera limita con la llanura costera del Pacífico. La Cordillera Occidental esta conformada por rocas volcánicas de composición básica de afinidad oceánicas y sedimentarias de areniscas limolitas y chert formadas en un ambiente marino y con evidencias de metamorfismo dinámico.

Morfológicamente, se trata de una cadena montañosa con fuertes pendientes y valles profundos controlados principalmente por el fallamiento y fracturamiento de las unidades litológicas. Los filos montañosos normalmente siguen una orientación N-E en el mismo sentido de la mayoría de las fallas principales. Las rocas sedimentarias normalmente no tienen expresión morfológica propia de este tipo de rocas debido a su fuerte replegamiento, su grado de fracturamiento, modo de emplazamiento, alternancia con las rocas volcánicas y que son enmascaradas a su vez por la vegetación de selva tropical muy húmeda.

Con el levantamiento de la cordillera se produjo el emplazamiento de cuerpos Plutónicos y subvolcánicos de edad miocénicos en su mayoría de poca extensión los cuales no muestran contrastes morfológicos notables. Aunque algunos muestran ligeramente una morfología de montañas subredondeadas debido posiblemente a una mayor resistencia a los agentes meteóricos que las rocas circundantes. La homogeneidad en el aspecto morfológico de la cordillera occidental posiblemente esta determinado por el modo de emplazamiento de bloques a manera de cuñas imbricadas provenientes de la colisión del plateau oceánico contra el continente (Nivia, 1999).

#### **3.2.4 Llanura Costera del Pacífico**

La llanura costera del Pacífico se encuentra limitada por el piedemonte de la Cordillera Occidental y la línea costera del Océano Pacífico. Presenta una morfología de colinas bajas muy disectadas de paredes abruptas y valles relativamente estrechos. Esta morfología se va suavizando hacia el océano, hasta convertirse en una zona relativamente plana producto de la influencia de las corrientes de los ríos mayores que forman amplias llanuras de inundación y la interacción con los cambios de marea, que en estas zonas son bien perceptibles.

La Llanura Pacífica esta conformada por unidades vulcano-sedimentarias e intrusivas hacia el piedemonte y sedimentarias clásticas hacia el occidente, con edades que oscilan entre el terciario inferior y el reciente. Las rocas volcánicas son de composición andesita-basáltica; las rocas intrusivas son de composición intermedia, andesítica y tonalítica-gabrodiorítica (INGEOMINAS-BGS, 1988), además se presenta un cuerpo ultramáfico denominado como Litodema Ultramáfico de Guapi. Las diferencias geomorfológicas de estas rocas en el cinturón no son tan evidentes desde las imágenes de satélites posiblemente debido a la vegetación de selva tropical muy densa y por el contrario el cinturón es contrastante, por su textura y expresión morfológica orientado en la dirección N-E, con las rocas volcánicas y sedimentarias de la cordillera (PLOCO) y las sedimentarias de la Formación Raposo al occidente. Este cinturón solamente ha sido cartografiado en un sector muy pequeño entre los Ríos Timbiquí y Guapi.

Las sedimentitas de las formaciones Raposo y Mallorquín presentan un drenaje dendrítico denso muy fino, con colinas de aristas agudas de vertientes muy inclinadas con valles estrechos, encajonadas y de poca extensión. Esta unidad en algunas partes, llega hasta la línea costera formando prominentes acantilados. Esta morfología, de colinas es interrumpida por los depósitos aluviales recientes asociados a las corrientes de agua que modelan terrazas y zonas bajas planas inundables en épocas de invierno o por los cambios de nivel de mar.

En la zona de interacción entre el océano y el continente se encuentra los manglares que permanecen parcialmente sumergidos por agua salobre todo el año.

#### **3.2.5 Línea Costera Pacífica**

La geomorfología de la línea costera del Pacífico esta muy bien descrita e ilustrada en el trabajo de González et al (1995), y de la cual ha elabora el presente resumen:

La zona costera que pertenece al departamento del Cauca está clasificada morfológicamente dentro de la costa baja de la línea litoral del Pacífico que se inicia en Cabo Corrientes al norte, y llega hasta el Ecuador al sur (González et al, 1995) y corresponde a una costa aluvial caracterizada por una cadena de islas de barrera. El Sistema de islas de Barrera esta formado por 6 ambientes costeros sedimentarios (Oertel & Leartherman, 1985; en González et al, 1995): Zona continental, laguna trasera, bocanas y deltas de marea, islas barrera, plataforma de islas de barrera y frentes de islas. Una descripción detallada de cada una de estos ambientes se encuentra en el informe de González Et al (1995).

### **3.2.6 Isla Gorgona**

La isla Gorgona tiene una longitud de 8 Km. y un ancho de 2,5 Km. aproximadamente y se encuentra orientada 45° al NE. La isla esta cubierta por una densa vegetación de selva tropical muy húmeda. La litología de la isla esta determinada por la presencia de unidades de rocas volcánicas e intrusivas de composición básica a ultrabásica de edad que podría estar entre el Cretáceo superior y el Terciario. Geomorfológicamente la isla es un promontorio alargado con pendientes muy abruptas, y con acantilados casi verticales en especial al costado occidental y ausencia total de terrazas que evidencian el levantamiento continuo de la isla al presente.

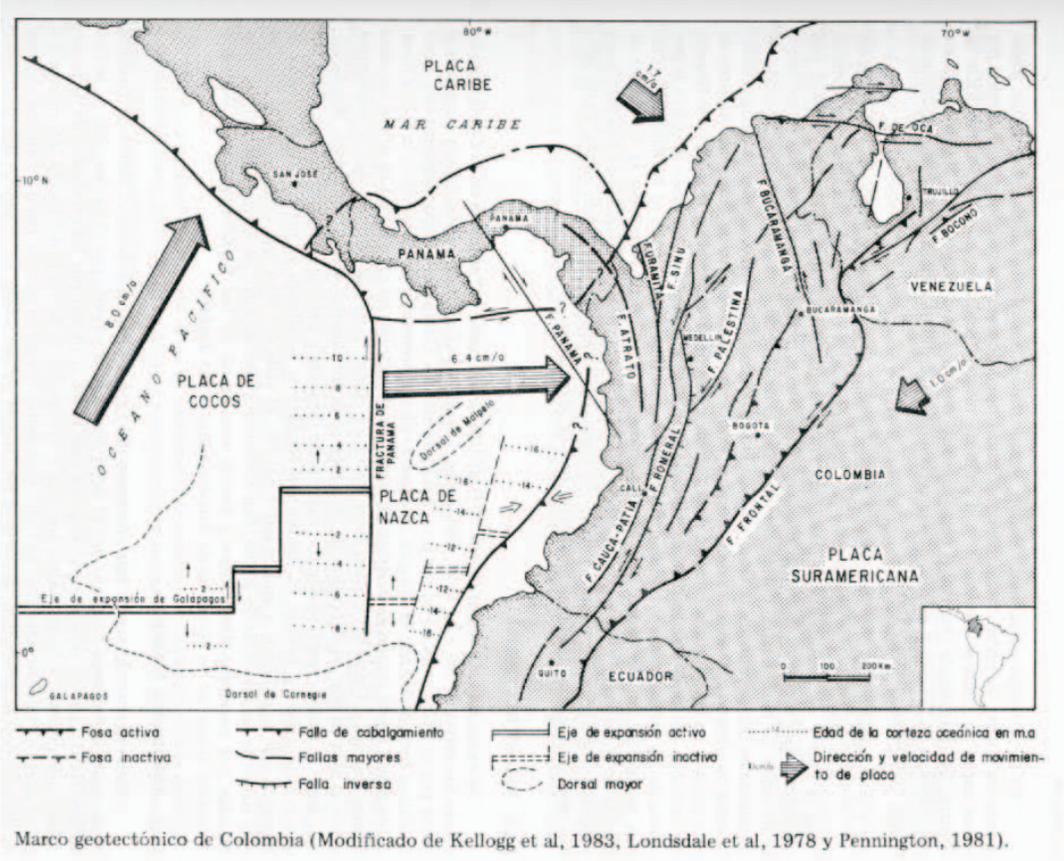
## **3.3 MARCO TECTÓNICO REGIONAL**

El departamento del Cauca se localiza tectónicamente, al noroccidente de la placa de continental suramericana y la convergencia al occidente de las placas oceánicas de Nazca y Cocos en el Océano Pacífico. La placa de Nazca subduce bajo la placa de Suramérica a lo largo de la fosa sísmica activa colombo-ecuatorial a una rata de velocidad de 42 mm/año con un azimut de 95.5% (Mora y Kellogg, 1995) y este movimiento es descrito como lateral derecho paralelo a la margen y acortamiento de corteza perpendicular al mismo. La zona de Benioff presenta una inclinación de 30° hacia el oriente y el correspondiente frente volcánico se forma aproximadamente a 150 Km. al oriente de la fosa y a 150 Km. arriba de esta (**Figura 3**).

Las provincias tectónicas importantes reconocidas en el departamento del Cauca son: Cordillera Centro-Oriental (provincia del oriente colombiano, Nivia, 1999; Toussaint, 1996, Restrepo y Toussaint (1988 y 1989); Restrepo y Toussaint, 1986), Cordillera Occidental (Provincia Litosférica oceánica cretácea occidental -PLOCO (Nivia, 1996a)), La cuenca del Alto Magdalena–Putumayo, el Valle Interandino del Cauca–Patía, la Llanura costera del Pacífico y la isla Gorgona en el Océano Pacífico.

La evolución tectónica de las anteriores provincias, aun no es del todo clara y dos corrientes pueden ser visualizadas: por un lado las corrientes autoctonistas y por el otro las corrientes aloctonistas. Las primeras son postuladas por Irving (1971), París y Marín (1979), McCourt et al 1984, McCourt & Aspden (1983), Nivia (1999). Irving (1971), considera a los Andes como el producto del desarrollo de un eugeosinclinal peri-continental, formado a principios del Paleozoico. Las unidades litológicas que la conforman a finales del Paleozoico

sufrieron metamorfismo regional. Durante la era Mesozoica un segundo eugeosinclinal se formó dando posteriormente origen a la cordillera occidental. Para Nivia (1999), McCourt et al 1984, McCourt & Aspden (1983) la parte oriental (el Oriente Colombiano) de la cordillera central al oriente de la falla de Cauca –Almaguer, se formó simultáneamente a partir de un modelo de arco de islas (Complejo Arquía) y borde continental (Complejo Cajamarca); las unidades sufrieron procesos de metamorfismo regional y posteriormente, durante el Mesozoico el Oriente Colombiano se comportó como una margen continental activa que se acrecionó al continente y cuya respuesta es la formación de grandes batolitos granitoides (Batolito de Santa Bárbara, Batolito de Ibagué, Batolito de Mocoa?), el Complejo Quebradagrande, interpretada como una cuenca marginal formada entre los complejos Cajamarca y Arquía (Nivia 1999). Al final de Mesozoico, mientras tanto, se genera un punto caliente (en los Galápagos), que va a dar origen a un Plateau Oceánico sobre la placa de los farallones la cual con los procesos de subsidencia se hunde y parte del plateau por efectos de flotabilidad al entrar a la zona de subducción es acrecionado al continente (Nivia, 1999).



 <b>INGEOMINAS</b>		
<b>FUENTE DE INFORMACION GEOLOGICA DEPARTAMENTO DEL CAUCA</b>		
MODIFICADO	Dibujó: Gonzalo Barbosa Camacho Geólogo	
Escala aproximada 1:1800.000	Marzo de 2003	<b>FIGURA 1</b>

Otras teorías de la tectónica de los Andes septentrionales de Suramérica muestran un esquema diferente. Toussaint y Restrepo (1986, 1987 y 1989) y Restrepo y Toussaint (1988 y 1989), Toussaint & Restrepo (1992), Toussaint (2000), sostienen la teoría de las “acreciones sucesivas de terrenos (sensu, Etayo et al, 1983) alóctonos con basamentos tanto continentales como oceánicos” y proponen 5 megaterrenos o terrenos dándole a cada uno un nombre de grupo étnico precolombino: El Escudo de Guayana, y el Terreno Andaquí (An), corresponden al terreno autóctono suramericano; El Terreno Chibcha (Ch), con basamento continental precámbrico, comprende la Cordillera Oriental, el Macizo de Santander, el flanco E de la Cordillera Central y la parte SE de la Sierra Nevada de Santa Marta, denominados como el oriente colombiano; el Terreno Tahamí (Ta), El Terreno Calima (Ca), con basamento oceánico de unos 35 Km. de espesor, comprende gran parte de la Cordillera Occidental pero también está presente en el flanco W de la Cordillera Central. El Terreno Gorgona es un pequeño terreno con basamento oceánico cretácico y acrecionado durante el Mioceno, El Terreno Cuna (Cu), con basamento oceánico cretácico, comprende la Serranía de Baudó, la cuenca de los ríos Atrato y San Juan y el borde noroccidental de la Cordillera Occidental. Toussaint & Restrepo (1989), consideran que la Orogenia Caledoniana permitió la acreción del Terreno Chibcha al Bloque Autóctono (Escudo de Guayana-Andaquí) durante la formación del supercontinente de Gondwana a través de una colisión entre Norteamérica y Sudamérica. La acreción se produjo a finales del Paleozoico por medio de la paleofalla de rumbo de Guaicáramo y este nuevo conjunto formó el Oriente Colombiano. Durante el Cretácico el Terreno Calima se amalgamó al Terreno Tahamí pero este terreno compuesto, no se acrecionó todavía al Oriente Colombiano. Importantes eventos tectometamórficos con metamorfismo de alta y media presión y con un estilo tectónico marcado por apilamientos de nappes se produjeron durante la amalgamación. El Terreno compuesto Calima - Tahamí formado por la amalgamación cretácica se acrecionó al Oriente Colombiano, a finales del Cretácico o principios del Cenozoico. La unión se realizó por medio de la falla de Otu-Pericos, posiblemente de tipo rumbo sinistral.

Así, a diferencia de las hipótesis que representaba la evolución del sector septentrional de los Andes según una simple acreción de un dominio oceánico a un dominio continental suramericano, se sugiere que la construcción del territorio colombiano se produjo por varias acreciones sucesivas de terrenos alóctonos con basamentos tanto continentales como oceánicos. La última acreción de un bloque continental se habría producido a finales del Cretácico y la última acreción de un bloque oceánico se habría desarrollado durante el Mioceno. Esta nueva hipótesis implica que la parte septentrional de los Andes sea el resultado de procesos geodinámicos muy particulares los cuales son diferentes de los que actuaron en los Andes Centrales del Perú y de Bolivia. (Toussaint, 2001).

Barrero (2001, en seminario), plantea una teoría más movilista y de aloctonía de los terrenos que conforman la provincia del oriente colombiano: considera que, al oriente del sistemas de Fallas de Romeral la Cordillera Central de Colombia constituye un bloque alóctono acrecionado al continente suramericano durante el Pensilvaniano (306 MA), probablemente parte de la península de Chortis del continente norteamericano, al momento de la conformación del gran supercontinente de la Pangea

La región en la Cordillera Centro-oriental o Provincia del Oriente Colombiano en el departamento del Cauca, limitada al occidente por la Falla Cauca-Almaguer (Sistemas de

fallas de Romeral), y al oriente es cubierta por la cuenca Alto Magdalena-Putumayo. Esta provincia presenta un metamorfismo de tipo regional y esta constituida por un complejo de rocas ígneas y metamórficas precámbricas de la facies granulita (INGEOMINAS, 1988), representadas por el Neis de Quintero?, Ortogranito de la Plata y Neis de Curiaco (Geoestudios, 2000), este último con algunas dudas; y dos unidades del Paleozoico, con metamorfismo de la facies esquistos verdes del tipo Abukuma denominado Complejo Cajamarca, localizadas regionalmente al oriente de la Falla de San Jerónimo (Mosquera y Orrego, 1990) y Complejo Arquía (INGEOMINAS, 1989), localizado al oriente de la Falla de Cauca-Almaguer. Estas unidades se encuentran intruidas por rocas de composición graníticas de edades que oscilan probablemente entre el Paleozoico y el Mesozoico denominados como Intrusivo Cataclizado de Bellones (pre-Triásico?), Batolito de Santa Bárbara, Batolito de Ibagué y Batolito de Mocoa(Triásico-Jurásico).

Entre el complejo Cajamarca y el Complejo Arquía se presenta un cinturón de rocas vulcano-sedimentarias denominadas, Complejo Quebradagrande (Mosquera y Orrego, 1990). Para este complejo y a partir de sus características geoquímicas Nivia (1999), propone un ambiente de formación asociado a la margen activa de Suramérica, donde se generó durante el Cretácico inferior una cuenca marginal intracontinental que permitió la acumulación de una secuencia sedimentaria transgresiva, con un incremento notable del vulcanismo hasta la generación de corteza oceánica y representada por las secuencias ofiolíticas (Nivia, A., Gizelle M. and Kerr A., 1994).

Al occidente de la Falla Cauca–Almaguer se presenta la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental PLOCO (Nivia 1996a), conformada por rocas volcánicas de composición máfica y rocas sedimentarias de afinidad oceánica, que estarían suprayaciendo la Placa de los Farallones. Estas rocas formadas a finales del Cretácico han sido acrecionadas al Continente Suramericano a finales del Paleoceno y principios del Eoceno formando una nueva margen continental que evolucionó como una margen activa (Nivia, 1993), produciéndose un salto de la zona de subducción hacia el occidente como consecuencia de la acreción. La acreción en el intervalo 90-100 MA de la placa Farallones, convergió en dirección NE contra la margen continental a velocidades relativamente altas de 12 cm/año (Nivia, 1999). Esta provincia conformaría la parte más occidental de la Cordillera Central, la Cordillera Occidental, y hace parte de los basamentos de las Cuenca Cauca-Patía y Pacífica?.

Los movimientos de las placas en sentido convergente se han continuado en el tiempo a diferentes velocidades con direcciones oblicuas NE por lo menos hasta la anomalía 7 donde se registran posteriores velocidades de 8 cm/año en una dirección EW. La dirección oblicua proporcionó el desarrollo de cuñas imbricadas que conforman la cordillera Occidental y el desarrollo de fallas dextrolaterales. El levantamiento de la Cordillera Andina se inicia a finales del Mioceno y continua hasta hoy.

Actualmente la placa Suramericana, en su extremo norte se encuentra en relación de convergencia con la placa de Nazca, en subducción y de contacto (falla de transformación) con la placa Caribe, localizadas al occidente y norte respectivamente. La zona de subducción se encuentra en la fosa Colombo-ecuatoriana y la inclinación del plano de Benioff es de aproximadamente 30°, con un frente activo volcánico a aproximadamente 150

Km. al oriente de la fosa y 150 Km. por encima de la zona de Benioff (Nivia, 1999). La actividad magmática relacionada a la subducción ha producido numerosos cuerpos subvolcánicos de composición intermedia a ácida a lo largo de las provincias de la cordillera Centro-oriental, Cordillera Occidental y la depresión Cauca-Patía. Los aparatos volcánicos hoy en día se sitúan sobre el eje de la Cordillera Centro-oriental, representada por los volcanes Puracé, Sotará, Doña Juana, Pan de Azúcar, Petacas y las Animas, asociados a sitios donde se cruzan estructuras de fallas profundas.

Los "Stocks" que se emplazaron a finales del Mioceno se encuentran asociados a zonas de las grandes fallas y son de composición andesítica y dacítica. Es posible que estos intrusivos subvolcánicos sean comagmáticos con los depósitos extrusivos originados durante el Cenozoico tardío (Terciario-Cuaternario), y que son de composición intermedia a ácida, correspondientes a lavas andesíticas, flujos piroclásticos, tobas soldadas y tefras. A esta secuencia se asocian depósitos de flujos de lodo.

La Cordillera Centro-Oriental está limitada por fallas inversas cuyo rumbo general es hacia el norte. Al occidente está limitada por una de las fallas principales del Sistema Romeral denominada Falla Cauca-Almaguer y hacia el oriente por la falla de Suaza, estructura importante que pertenece al Sistema de Fallas del Río Magdalena. La misma cordillera se sitúa al occidente de la planicie del Amazonas y al oriente del Valle interandino Cauca-Patía.

El Valle Interandino Cauca-Patía localizado entre las fallas Cauca-Almaguer y Cali-Patía (Orrego y Acevedo, 1984), presenta un basamento conformado por rocas volcánicas oceánicas básicas y sedimentarias, una secuencia sedimentaria molásica del terciario recubre, en un contacto discordante dicho basamento y todas estas rocas están intruidas por cuerpos ígneos dacíticos o andesíticos. La secuencia sedimentaria registra diferentes ambientes desde marino-litoral al continental.

En la cuenca del Pacífico, hacia el oriente en la zona de Guapi-Timbiquí se ha reportado una secuencia vulcano-sedimentaria la secuencia sedimentaria está representada principalmente por las unidades

### **3.4 ESTRATIGRAFÍA**

La descripción estratigráfica que se presenta en este documento, sigue el esquema general de la memoria del Mapa Geológico Departamental del Valle (Nivia, 1999), teniendo en cuenta la caracterización de las provincias geológicas y la continuidad demostrada de las unidades litológicas en el sentido N-S y que muy posiblemente continua hacia el Ecuador y Perú. La descripción se realiza de acuerdo a cada provincia iniciando por la más antigua de acuerdo al marco tectónico presentado.

#### **3.4.1 Provincia Cortical del Oriente Colombiano - PROCOC**

Esta provincia se localiza hacia el oriente del departamento del Cauca, limitada al occidente por la paleosutura de Romeral (Falla de Cauca –Almaguer); al oriente con la falla

de Suaza y parcialmente con las cuencas sedimentarias del Putumayo hacia el sur y Magdalena alto hacia el norte de esta.

Las unidades litológicas que conforman esta provincia cortical corresponden a rocas de metamorfismo regional de la facies de esquistos verdes y de origen sedimentario formadas tanto en ambiente marinos como continentales, secuencias vulcano-sedimentarias de afinidad oceánica y cuerpos de rocas ígneas de ambiente continental principalmente ácidas. Las edades registradas oscilan entre el Precámbrico y el Paleozoico.

#### 3.4.1.1 Precámbrico (PEM)

Los primeros reportes del Precámbrico en el departamento del Cauca provienen de Grosse (1934), en la travesa efectuada por los ríos Caquetá y Magdalena camino a Popayán desde Neiva. Según la descripción de GROSSE (op cit.), la unidad está conformada por cuarcitas sericíticas, conglomerados semicristalinos, pizarras, filitas y esquistos verdes sericíticos y sericíticos-actinolíticos, todos atravesadas por diques de diabasas. Algunas de estas descripciones del Precámbrico se conocen hoy en día como Paleozoicas (Complejos Cajamarca y Arquía, en la plancha 387, región de San Sebastián).

En el mapa geológico departamental de 1979 (París y Marín, 1979), aparece cartografiadas rocas del Precámbrico en tres franjas estrechas y alargadas en sentido NE al sur del departamento (Bota Caucana). La primera, entre las poblaciones de San Andrés y Curiaco y los nacimientos de los ríos Cascabel al Sur y La Soledad al Norte; la segunda franja, es recorrida por el Río Acayaco hasta su desembocadura en el Río Caquetá; y la tercera, en la parte alta de los ríos Congor y Tambor y la Quebrada Dedoyaco, localizados en la parte inferior de la Bota Caucana. En observaciones sobre el mapa departamental del Huila, solo un cuerpo de estas rocas coincide ligeramente con la franja mas al sur del departamento del Cauca, lo que quiere decir, que es muy poco el conocimiento que se tiene de esta región de la Bota Caucana. París y Marín (1979), describen la unidad Precámbrica constituida por cuarcitas, migmatitas, paraneises, ortoneises y granitos anatéticos.

En la Plancha N6 “Popayán” borde oriental, denotan la presencia de una unidad néisica denominada Neis de Quintero (Orrego y París, 1996). Se trata de un neis con textura granoblástica a porfiroblástica, compuesta por cuarzo, feldespato, moscovita y granate, con metamorfismo regional dinámico-térmico progresivo desde la facies de esquisto verde parte alta hasta la facies anfíbolita. Existen algunos reportes de otros cuerpos similares a los cuales no se les ha hecho un seguimiento que permita establecer su verdadera naturaleza o correlación. La edad de estas unidades tentativamente es pre-mesozoica, posiblemente paleozoica o más antiguas aún (Orrego y París, 1996), de acuerdo a las correlaciones de otros cuerpos localizados sobre la cordillera Central con dataciones que oscilan entre 242 y 1.268 MA (Maya, 1992).

En las plancha 281 “Rioblanco” y 301 “Planadas, se diferenciaron dos unidades del Precámbrico: la primera, denominada Complejo Icarco (Murillo y otros, 1982), conformada por anfíbolitas, neises anfibólicos y neises cuarzo-feldespáticos, con un metamorfismo regional de la facies anfíbolita aunque en algunos sectores alcanza la facies granulita y la correlacionan con rocas del macizo de Garzón en la Cordillera Oriental; la

segunda, denominada Neises Biotíticos del Davis, está conformada principalmente por neises de cuarzo-feldespato-biotita con un metamorfismo regional de baja presión de la facies anfibolita. Estas dos unidades, se presentan de diferentes tamaños como xenolitos y “techos pendientes” dentro del Batolito de Ibagué. En el departamento del Huila en la Cordillera Central han sido cartografiados varios cuerpos con las mismas características antes descritas (Fuquen J.A. & Nuñez T., 1989). Vesga & Barrero, (1978), realizaron dataciones radiométricas en Neises y Anfibolitas de Tierradentro, al norte del departamento del Tolima, cuyos resultados arrojan una edad de 1.360 MA.

Teniendo en cuenta la posición geotectónica y la datación radiométrica, es posible la correlación entre ellos y asignarles tentativamente una edad Precámbrica.

#### 3.4.1.1.1 Neis de Quintero

El Neis de Quintero fue definido por Orrego y París (1991), para referirse a un cuerpo tectónico que aflora en la margen derecha de la quebrada Quintero a 2 Km. al oriente del caserío de Pitayó en el oriente del cuadrángulo N6 (D5).

El neis es de color gris-blanco, de grano grueso y está compuesto de cuarzo, feldespatos, moscovita, granate y opacos; cuando está alterado, es de color blanco por caolinitización. En afloramiento la roca es maciza y cizallada, con foliación gnéisica acentuada por las bandas de cuarzo y feldespato; la orientación del cuerpo es E-O, en el mismo sentido del rumbo de los planos de foliación. La estructura es gnéisica y esquistosa con una textura granoblástica a porfiroblástica (Orrego y París, 1991).

El cuarzo presenta textura de mortero con bordes saturados; feldespato potásico y plagioclasa. La moscovita se encuentra asociada a la plagioclasa y al granate. Los accesorios reconocidos son epidota, clorita y minerales opacos.

Al Oriente de la población de Tacueyó, siguiendo el curso del Río Palo se presenta un cuerpo de características similares al neis de Quintero. Este cuerpo se encuentra dentro de las zonas que no han sido cartografiadas del departamento a escala 1:100.000, sin embargo, y de acuerdo a las observaciones de campo durante el desarrollo del proyecto se trazan unos límites fotogeológicos y de interpretación de imágenes de satélite para este cuerpo y se toma como el mismo cuerpo del Neis de Quintero, teniendo en cuenta la localización dentro del mismo tren estructural, en espera de poder efectuar una mejor caracterización de dichos cuerpos.

Los cuerpos llamados como Batolito Cataclizado de Bellones localizados tanto al oeste de Tacueyó, como antes de la población de Santa Rosa, siguiendo el curso del Río Caquetá, en algunos sectores presentan un desarrollo similar a éste del Neis de Quintero y posiblemente después de una mejor caracterización puedan llegar a correlacionarse.

Metamorfismo: El metamorfismo que presenta la unidad es de tipo regional de las facies esquistos verdes de alto grado a anfibolita. La presencia de clorita y epidota podría indicar un metamorfismo retrógrado por efectos de cataclasis (Orrego y París 1991). Las

paragénesis que presenta la roca son: Cuarzo-feldespato potásico (microclina)-granate y cuarzo-moscovita-plagioclasa. La roca muestra una foliación neísica (Orrego y París 1991).

Edad y correlación: Este cuerpo aún no ha sido datado, pero por correlación con otros cuerpos de la misma naturaleza de alto grado de metamorfismo y con dataciones radiométricas se le asigna una edad Precámbrica. Posiblemente corresponda o sea correlacionable con el Ortogranito de la Plata definido en el flanco oriental de la Cordillera Central en el departamento del Huila. (Rodríguez, 1995).

#### 3.4.1.1.2 Ortogranito de la Plata (PEp)

El Ortogranito de la Plata aflora al suroeste del Departamento del Huila, en la esquina suroccidental de la plancha 344-Tesalia, en la esquina noreste de la Plancha 365 y noroeste de la 366. Los primeros estudios geológicos realizados en esta unidad (Grosse, 1935; Álvarez y Linares, 1983), consideraron este cuerpo como intrusivo de composición granodiorítica a granítica, con xenolitos de metamorfitas de edad Precámbrica (Fuquen y Nuñez, 1989) llamándolo Macizo de la Plata. En las memorias de la plancha 365 la misma unidad es denominada como El complejo de la Plata y le asignan una edad prejurásica (Terraza et al, 2000).

Antecedentes. Rodríguez (1995) realiza una descripción litológica y petrográfica al occidente de la población de La Plata y lo denomina como Macizo de la Plata, utilizando la misma nomenclatura de Grosse (1935). Según Rodríguez (op cit), el Macizo de la Plata es un cuerpo ígneo intrusivo con metamorfismo regional cuyas condiciones de presión y temperatura marcan las facies anfíbolita alta y granulita. La unidad está conformada por granitos de anatexia, granulitas cuarzo feldespáticas, neises migmatíticos y anfíbolitas. Durante la cartografía de la plancha 366-Garzón, Velandia y otros (1996) caracterizan la unidad en el extremo noroccidental del área bajo el nombre de Ortogranito de La Plata.

Litología. -(de la Plancha 344) El Ortogranito de la Plata está conformado por rocas metamórficas de aspecto granítico. La roca principal es un granitoide cuarzo feldespático con textura fanerítica de grano medio a grueso que pasa gradualmente, hacia sus bordes, en el contacto con el Batolito de Ibagué, a rocas bandeadas con estructuras migmatíticas (schlieren, nebulítica, schollen, flebítica y estilolítica), donde el leucosoma y el melanosoma están bien separados. El leucosoma está conformado por rocas de color blanco, con moteado de negro por la presencia de minerales máficos, su textura es granoblástica y la composición cuarzo-feldespática, con biotita y anfíbol que muestran en ocasiones una incipiente foliación (Rodríguez, 1995). El melanosoma corresponde a neises anfíbólicos, atravesados y englobados por el leucosoma (Rodríguez, 1995). Localmente se observan granulitas y neises migmatíticos.

La descripción petrográfica de la unidad es tomada de las memorias de la plancha 366 – Garzón (Velandia y otros, 1996). De acuerdo con esta descripción las rocas pertenecientes a esta unidad se pueden clasificar como monzogranitos de anatexia; neises migmatíticos de cuarzo, plagioclasa, hornblenda con microclina y biotita, y granulitas cuarzo-feldepáticas con ortopiroxeno, clinopiroxeno y hornblenda, predominando los monzogranitos y los neises migmatíticos.

Edad. Su edad se ha tomado como Precámbrica de acuerdo con Rodríguez, (1995). Sin embargo, algunas dataciones reportadas han dado Jurásicas, lo que podría indicar, la edad de la intrusión del Batolito de Ibagué, sobre las rocas metamórficas de la unidad (Priem and others, 1989). El Ortogranito de la Plata es intruido, por el Batolito de Ibagué

#### 3.4.1.1.3 Complejo Migmatítico de la Cocha-Río Téllez (PRmct)

El Complejo Migmatítico de la Cocha Río Téllez se encuentra cartografiado hacia el sur oeste de la Bota Cauca a partir de datos petrográficos, por Gómez (revisión de las planchas de Geoestudios, 2003); principalmente ha sido descrito en la plancha 429 de Pasto desde donde se toma su descripción.

Murcia y Cepeda (1991), describen la unidad compuesta principalmente por rocas ígneas de composición granodiorítica afectada por el fenómeno de blástesis y rocas metamórficas principalmente ortoneises, paraneises, granulitas y anfibolitas. Sobre el cauce del Río Téllez, observaron rocas con estructuras estromáticas, diktioníticas, nebulíticas y shlieren, el paleosoma, a veces es pegmatítico.

La petrografía de estas rocas descritas por Murcia y Cepeda (1991), son la presencia de biotita roja, cuarzo en mosaicos y con extinción ondulatoria, microclina poikilítica, anfíbol, plagioclasa zonada y allanita?. Las texturas principales observadas son la cataclástica, la crenulación, desarrollo de pertitas y mirmequitas y relictos de texturas sedimentarias.

Las rocas del Complejo Migmatítico de La Cocha-Río Téllez y de acuerdo a su asociación mineralógica, la presencia de granulitas y hornblenda favorecen un metamorfismo de la facies granulita. Murcia y Cepeda (1991), consideran que esta unidad es muy similar al macizo de Garzón y constituiría la prolongación meridional de dicho cuerpo.

#### 3.4.1.1.4 Grupo Garzón (PRgg)

Las primeras referencias de las rocas precámbricas que conforman el Macizo de Garzón fueron dadas por Grosse (1935). Radelli (1962) divide el Macizo de Garzón en Migmatitas y anateixitas. Kroonenberg (1982a), subdivide las rocas precámbricas que afloran en el Macizo de Garzón en el Grupo Garzón y los granitos de Guapotón y Mancagua. Rodríguez et al, (en preparación) consideran que el macizo metamórfico de Garzón lo conforman las unidades denominadas Neis de Guapotón-Mancagua y el Grupo Garzón. Rodríguez et al, (en preparación) consideran al Grupo Garzón como la principal unidad que aflora en toda el área del Macizo de Garzón y proponen dividirlo en dos unidades denominadas las Migmatitas de Garzón y el Complejo Granítico de El Recreo.

#### **Localización:**

Las rocas de esta unidad se localizan al noreste de la Bota Cauca, en la plancha 412, en los Ríos Fragua Chorroso, Chiquito, Quebrada Angosturas y Valdivia (Geoestudios Ltda., 2001) y son descritas como rocas de textura bandeada (néisica), de composición cuarzofeldespática principalmente y con minerales máficos orientados, predominantemente hornblenda y biotita. Regionalmente El Grupo Garzón presenta una forma alargada en sentido NNE-SSW, cubriendo un área aproximada de 10.000 Km<sup>2</sup>, en la parte sur de la

Cordillera Oriental de Colombia, haciendo parte de los departamentos del Huila, Cauca, Caquetá y Putumayo, se extiende desde la Cuchilla El Picacho (Nacimiento del río Guayabero), al norte, hasta cercanías de la ciudad de Mocoa, al sur, se encuentra limitado al occidente por el Sistema de Fallas Suaza-Algeciras y al oriente por el Sistema de Fallas del borde llanero, Rodríguez et al, (en preparación). Los controles de campo en el departamento del Cauca son muy limitados.

#### **Descripción:**

En el área de estudio, el Grupo Garzón está constituido por neises cuarzofeldespáticos y anfibólicos, granulitas y anfibolitas. En las muestras colectadas en las diferentes estaciones se pudieron observar, neises cuarzofeldespáticos, hornbléndicos, granulíticos y Biotíticos, neis anfibólico, granulitas cuarzofeldespáticas, granulitas máficas, y rocas graníticas. Igualmente incluyen rocas que probablemente no sean de esta unidad como Cuarzodioritas y gabros y diques de composición dacítica, andesítica, latítica y basáltica.

Teniendo en cuenta que la descripción que se hace del Grupo Garzón en la plancha 412, es muy pobre, se consideró hacer un resumen de las dos unidades (las Migmatitas de Garzón y el Complejo Granítico de El Recreo), propuestas por Rodríguez et al, (en preparación).

#### **Complejo Granítico de El Recreo**

Fue propuesto por Rodríguez et al, (en preparación), para denominar una unidad constituida por granitoides y granofels de composición granítica, neises cuarzo-feldespáticos y granulitas. Se presentan dentro de este cuerpo sectores con estructuras masivas típicas de rocas ígneas plutónicas, sectores donde las estructuras son migmatíticas homofonas y nebulíticas y zonas donde hay migmatitas bandeadas y neises cuarzofeldespáticos. Microscopicamente las rocas fueron clasificadas por Rodríguez (1995b), como monzogranitos, granitos de feldespato alcalino, sienogranitos con intercalaciones de granulitas charnoquíticas jotuniticas.

Este cuerpo es interpretado como rocas con estructuras metamórficas (neises, granulitas y granofels) de afinidad granítica en facies granulita y rocas con estructura ígnea que se formaron por anatexis parcial, en el cual se produjo fusión casi completa a completa localmente de la roca preexistente y recristalización a una roca con textura granular y de composición predominante granítica, con algunas facies locales de borde de composición diorítica (Rodríguez, 1995b)

#### **Migmatitas de Garzón:**

Rodríguez et al (en preparación) proponen el nombre de Migmatitas de Garzón para las rocas que afloran en el Macizo de Garzón en las planchas 367, 368, 389, 390, 391 y 414, debido a la amplia naturaleza de las rocas que constituyen esta unidad y en virtud de las estructuras migmatíticas dominantes en todo el cuerpo, siendo en general una mezcla heterogénea de rocas que se extiende a toda la unidad.

Esta unidad comprende una amplia gama de litologías propias de un cuerpo migmatítico, que hacen parte del leucosoma, melanosoma y mesosoma. Está constituida por granulitas máficas, anfibolitas, rocas calcosilicatadas, granulitas ultramáficas, neises, granulitas charnoquíticas, granulitas cuarzofeldespáticas y granofels.

En general la unidad presenta un conjunto de variadas estructuras migmatíticas como son las estructuras estromática, surreítica y schilieren, plegada, nebulítica y flebítica. Las partes más oscuras (melanosoma) corresponden a granulitas máfica, anfibolitas, anfibolitas con clinopiroxeno y granate, rocas calcosilicatadas y ocasionales granulitas ultramáficas, generalmente presentan características de rocas metamórficas, mientras las partes más claras (leucosoma) corresponden a granofels, neises, granulitas cuarzofeldespáticas y granulitas charnoquíticas, presentan no solo las características de las rocas metamórficas sino que algunas veces desarrollan también apariencia plutónica e intruyen las partes más oscuras indicando un cierto grado de anatexia

Metamorfismo: Rodriguez et al (en preparación) encuentran que Las Migmatitas de Garzón, fueron sometidas a condiciones de presión y temperatura de las facies Granulita y Anfibolita alta. Según Kroonenberg (1982), la paragénesis de minerales indica que el metamorfismo tuvo lugar en las facies granulita bajo presiones intermedias.

La presencia de bandas finas, claras y oscuras, observadas en los afloramientos encontrados en el área de estudio, sugiere que el protolito de estas rocas metamórficas pudo ser una secuencia sedimentaria silisiclástica con aporte de material volcánico de composición básica. Además la presencia de rocas graníticas (granitoides), puede sugerir un protolito de origen ígneo (Kroonenberg, 1982).

Edad: El Grupo Garzón ha sido considerado como parte del Cinturón Granulítico Garzón - Santa Marta, que se originó durante la Orogenia Nickeriana (1200-1300 Ma) por acreción continental al borde del núcleo cratónico más antiguo del Escudo de Guyana (Kroonenberg, 1982). Las dataciones radiométricas publicadas por Álvarez & Cordani (1980), Álvarez (1981), Álvarez y Linares (1984) y Priem et al (1989) reportan edades que coinciden con los eventos tectono-termales de las Orogenias Nickeriana (1200 m.a.) y Parguaza (1600 m.a.) respectivamente.

Priem et al. (1989), separan tres eventos metamórficos en el Macizo de Garzón de acuerdo a los resultados de las dataciones radiométricas: uno de 1.6 Ga, representado por el Neis de Guapotón-Mancagua; otro a 1.2 Ga representado por las Migmatitas de Garzón y un evento intrusivo caracterizado por la presencia de pegmatitas a 850 Ma.

Las diferentes dataciones radiométricas efectuadas en rocas del Grupo Garzón confirman que éstas se formaron durante el Proterozoico Medio (cuadro N10).

Tabla 9: Dataciones radiométricas del Grupo Garzón

ROCA	LOCALIZACIÓN	EDAD (Ma)	MÉTODO	ANÁLISIS	Referencia
Augen neis	Río Suaza 1 km al N de Guadalupe	<b>1536 ± 300</b>	Rb/Sr	Roca total	Priem et al (1989)
Granulita charnoquíticas	N: 1°57' E: 75°43' Áreas Garzón, San Antonio	<b>1180</b>	Rb/Sr	Roca total	Priem et al (1989)
Granulita		<b>1172 ± 90</b>	Rb/Sr	Roca total	
Granulita	N: 2°05' E: 75°42'	<b>1160 ± 160</b>	Rb/Sr	Roca total	
Granulita	N: 1°51' E: 75°41'	<b>1150 ± 70</b>	Rb/Sr	Roca total	

Granulita	N: 1°59' E: 75°45'	<b>1110 ± 180</b>	Rb/Sr	Roca total	
Granulita	N: 2°04' E: 75°43'	<b>1000 ± 25</b>	K/Ar	Hornblenda	Priem et al (1989)
Anfibolita	N: 2°07' E: 75°40'	<b>971 ± 19</b>	K/Ar	Hornblenda	Priem et al (1989)
Neis Augen	N: 2°04' E: 75°43'	<b>216 ± 12</b>	K/Ar	Bismuto	
Granulita	N: 1°58' E: 75°43'	<b>925 ± 50</b>	K/Ar	Hornblenda	Álvarez y Linares (1984)
Mármol	N: 2°07' E: 75°40'	<b>918 ± 27</b>	Rb/Sr	Fd. potásico	Priem et al (1989)
Mármol	N: 2°07' E: 75°40'	<b>912 ± 35</b>	K/Ar	Flogopita	Priem et al (1989)
Pegmatita	N: 2°04' E: 75°43'	<b>895 ± 16</b>	Rb/Sr	Fd. potásico	Priem et al (1989)

**Tabla 9.** Dataciones radiométricas del Grupo Garzón. (Modificada de Maya, 1992 y Rodríguez et al, en preparación)

#### 3.4.1.1.5 Neis de Curiaco (pεc)

El Neis de Curiaco fue definido informalmente en el proyecto de la cartografía geológica de las planchas 411, por Geostudios Ltda (1999), en el cauce medio del Río Curiaco. En la parte que corresponde con la plancha 387 este mismo cuerpo ha sido descrito por Orrego y Acevedo (1984) y Orrego y París (1991), como una roca plutónica intermedia con cizallamiento o metamorfismo dinámico. Dada estas circunstancias y la disparidad en criterios descriptivos, se realizó una visita al área. En la zona cartografiada como precámbrico se encontró una sucesión de rocas de brechas volcánicas andesíticas? en una relación posiblemente fallada con rocas sedimentarias denominadas por Orrego et al (1992), como Secuencia Sedimentaria Cretácica sin diferenciar y rocas ígneas con textura néisica hacia la desembocadura del Río Curiaco. La relación de estas últimas unidades no fue observada. Las observaciones del presente autor, se inclinan más a considerar las rocas metamórficas como el Granito Cataclizado de Bellones y probablemente está más relacionado con las rocas Paleozoicas, lo cual debe ser objeto de estudios más detallados.

La descripción de Geostudios (2001), de esta unidad es la siguiente:

En general, la unidad está conformada por neises cuarzo feldespáticos y biotíticos, de grano grueso, color gris claro, compuestos por cuarzo, plagioclasa, ortoclasa sericitizada parcialmente y biotita marrón rojiza. Estos neises están asociados con un cuerpo plutónico, de composición granítica a granodiorítica, de grano muy grueso, que tiene como accesorios cristales de cuarzo, anfíboles, minerales pesados, epidota y óxidos.

Origen: Según las observaciones efectuadas en laboratorio, los neises alcanzan a estar cerca de la facies granulita (Gloria I. Rodríguez, en comunicación escrita), lo que indica que el metamorfismo regional ocurrió a condiciones de presión baja y alta temperatura. Esta unidad aparece en contacto fallado con las unidades aledañas.

Edad: Por sus características texturales y composicionales es posible que esta unidad sea la prolongación norte del Complejo Migmatítico de La Cocha - Río Téllez y también con el Grupo Garzón, metamorfoseado durante la Orogenia Grenviliana (1200 - 1300 MA), por acreción continental al borde del núcleo cratónico más antiguo del Escudo de Guyana (Kroonenberg, 1982).

#### 3.4.1.1.6 Discusión:

Las descripciones de los diferentes cuerpos que se han tomado como precámbricos, coinciden en sus aspectos petrográficos con rocas ígneas intrusivas de afinidades continentales, que presentan metamorfismo regional de medio a alto grado; es precisamente esta característica que ha conducido a datarlas en dicho periodo de tiempo. Las edades radiométricas establecida para alguno de ellos son de 1360 MA (Vesga & Barrero, 1978; Rodríguez, 1995), y 187 MA (Priem and others, 1989), esta última posiblemente relacionada con la intrusión del Batolito de Ibagué.

La correlación de estos cuerpos entre si son sutiles debido a carencia de estudios más detallados, de tal manera que en cada una de las planchas geológicas de esta zona existe nombres diferentes para referirse a las unidades del precámbrico. Posiblemente, el problema se centra en la definición de sus edades de emplazamiento y la relación de estos cuerpos con las unidades adyacentes. Sin embargo, en las descripciones litológicas de los diferentes trabajos geológicos realizados en la cordillera Central mencionan numerosos cuerpos de xenolitos o techos colgantes dentro del intrusivo de Ibagué lo que permite asignar una edad general como pre-Jurásica. Lo que no se menciona es la relación de estos cuerpos ígneos con las unidades Paleozoicas en especial el Complejo Cajamarca, presente en esta región o que generalmente se asume como fallada. En la visita realizada a la zona de Tacueyó se pudo observar el Complejo Cajamarca y el Neis de Quintero, por el Río Palo pero debido al poco tiempo de la visita y el objetivo de la misma no fue posible establecer dicha relación, aun cuando se deja entrever que es posible establecer dicha relación entre estas dos unidades.

#### 3.4.1.2 Rocas Paleozoicas

El Paleozoico se presenta en toda su extensión en las cordilleras Central y Centro-oriental del departamento. La cartografía geológica del Paleozoico ha sido efectuada en diferentes épocas, con diferentes profesionales y bajo diferentes criterios lo que ha conducido a una proliferación de nomenclaturas diferente para cada trabajo, generando en algunos casos confusión. En el Departamento del Valle del Cauca se ha pretendido dar orden realizando trabajos con cierto grado de detalle que han conducido a una mayor claridad de su origen y emplazamiento, logrando la diferenciación en unidades litológicas más precisas, el Complejo Cajamarca y el Complejo Arquía.

Gran parte de la Cordillera Central en el Departamento del Cauca está conformada por rocas metamórficas de edad paleozoicas intruidas por rocas ígneas del Triásico-Jurásico y parcialmente cubiertas por depósitos volcánicos recientes. En su mayoría son rocas de bajo a medio grado de metamorfismo, facies esquisto verde a anfibolita, sin desconocerse que estas rocas han estado sometidas a varios eventos metamórficos. En la primera versión del mapa geológico departamental París y Marín, (1979), el Paleozoico fue agrupado dentro de una sola unidad denominada como Grupo Cajamarca.

El criterio utilizado por Nivia (1999), para separar los complejos Cajamarca de Arquía es su composición química; de tal manera que, el Complejo Cajamarca consiste en esquistos silíceos ricos en aluminio, el Complejo Arquía esta compuesto por esquistos básicos y

rocas metaígneas, lo que sugiere áreas de emplazamiento y de aporte de material diferentes (**Figura No 4**).

#### 3.4.1.2.1 Complejo Cajamarca (Pzc)

El nombre actual de Complejo Cajamarca, fue propuesto por Maya y González (1995), para referirse al paquete metamórfico compuesto por esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos verdes, filitas, cuarcitas y algunas franjas de mármoles que afloran en la sección Cajamarca - alto de La línea. Maya y González (1995) agruparon y unificaron la nomenclatura de algunas de las unidades paleozoicas conocidas como: Grupo Cajamarca (Nelson, 1962) Grupo Ayurá-Montebello (Botero, 1963); Grupo Valdivia (Hall et al, 1972), Grupo Barragán (Hubach y Alvarado, 1934).

En la Cartografía realizada por Geoestudios (1998), en el área de la plancha 411 “La Cruz”, se nombró informalmente otra unidad con el nombre de “Metamorfitas de Pompeya (Pzp)”, la cual hemos considerado incluirla dentro del Complejo Cajamarca de acuerdo a su posición regional dentro de la cordillera y la similitud en la descripción litológica; de esta manera, se evita la proliferación y confusión de más unidades.

Antecedentes del Nombre: La primera descripción de las rocas metamórficas de la Cordillera Central fue realizada por Stutzer (1934), quien atraviesa la cordillera en los años de 1925 por el antiguo camino de Ibagué a Armenia. El describe brevemente la secuencia de rocas metamórficas, intruidas por granodioritas. Hubach y Alvarado (1934), en la sección de Rovira–Roncesvalles–Barragán–Sevilla, denominan como “Esquistos de Barragán” a una serie de filitas, esquistos grafitosos y cuarcitas localizadas al oeste del caserío de Barragán. Grosse (1935) describe rocas metamórficas, en los cursos altos de los ríos Magdalena y Caquetá, y en la parte media alta de la Cordillera Central, a las cuales considera de edad precámbrica debido a que el paleozoico en Sur América, según Grosse (1935), no es metamórfico.

Nelson (1957), definió el Grupo Cajamarca por la carretera de Armenia-Ibagué, consistentes de esquistos cristalinos de bajo a medio grado de metamorfismo, con intercalaciones de rocas volcánicas de composición diabásica, aparentemente en interstratificación normal. Sin embargo, en otra publicación el mismo autor (Nelson, 1962), la denomina como “Series de Cajamarca” al conjunto de rocas metamórficas y rocas diabásicas, limitadas por el Batolito de Granodioritas (Batolito de Ibagué), y al lado occidental por el abanico de Armenia.

París y Marín (1979), consideran a todas las rocas del Paleozoico como Grupo Cajamarca, constituida por esquistos cloríticos-actinolíticos, esquistos sericíticos, cuarcitas macizas y foliadas y en menor proporción esquistos aluminicos. McCourt et al (1984), retoman el nombre de Grupo de Cajamarca para la unidad localizada en la parte más alta de la Cordillera Central en el borde oriental del departamento del Valle de Cauca y redefinen la unidad, considerando únicamente las rocas de origen sedimentario dentro de esta unidad y excluyendo aquellas de origen ígneo intrusivo y vulcano-sedimentario (Complejo Arquía) y vulcano-sedimentario (Complejo Quebradagrande), proponiendo un modelo de formación para las anteriores (**Figura 4**).

Figura 4. Diagrama interpretativo tectónico de los Complejos Cajamarca y Arquía (McCourt et al , 1984)

El INGEOMINAS después del Primer Simposio de Geología Regional–Cordillera Central, unifica la nomenclatura propuesta de unidades litológicas y entre estas, propone el nombre de Complejo Cajamarca (Maya y González, 1995), para las rocas metamórficas de origen sedimentario presentes en la Cordillera Central, así como la del Complejo Arquía y el Complejo Quebradagrande (Maya y González, 1995).

Litología: el Complejo Cajamarca aflora a lo largo del borde occidental y oriental hacia las partes más altas de la cordillera Central y Centro-oriental. En el Departamento del Cauca el Complejo Cajamarca ha sido reportado en la plancha 343, y aunque no ha sido cartografiada a escala 100.000 también se presenta en las planchas 321 y 365 y probablemente en la plancha 411 bajo el nombre informal de Metamorfitas de Pompeya (Geoestudios, 2000).

Los mejores afloramientos de esta unidad se pueden observar en la sección entre las poblaciones de Rosas y Pancitará; en la revisión de campo para la elaboración del mapa se pudo establecer que uno de los mejores cortes de esta unidad es posible establecerlo a lo largo del Río Palo después de la población de Tacueyó, aunque aquí aun no se ha trabajado. Litológicamente esta conformado por esquistos verdes, esquistos grafitosos y mármoles (Nivia, 1999). La descripción de esta unidad se toma de las memorias de la plancha 343 “Silvia”, donde consta de esquistos verdes, negros, cuarzo-micáceos y cuarcitas.

Esquistos Sericíticos: París y Marín (1979), reportan esquistos sericíticos en toda la secuencia, con mayor abundancia hacia la parte central de la Cordillera; los esquistos sericíticos son de color gris claro, localmente en colores oscuros debido al alto contenido de materia orgánica y meteoriza a un color anaranjado grisáceo. Se presentan comúnmente segregaciones de cuarzo lechoso, que forman pequeñas estructuras de boudinage.

Cuarcitas: Ruiz (1998), describe las cuarcitas en forma regular en toda la extensión dentro del complejo. En sectores la cuarcita alcanza grandes dimensiones que se reflejan directamente sobre la morfología, siendo de mayor resistencia a la erosión. La roca en este caso es de color blanco, pardo, gris verdoso y casi negra dependiendo de las impurezas dentro de estas. La roca está compuesta por cuarzo principalmente con cantidades subordinadas de plagioclasa, sericita, epidota y material carbonáceo. La roca se deforma plásticamente formando pliegues suaves y muy amplios (Ruiz, 1998).

Filitas: Las filitas se presentan en forma esporádica intercaladas dentro de las anteriores. La roca esta compuesta por bandas de sericita intercaladas con niveles de cuarzo. La roca fresca en afloramiento es de color gris claro y meteoriza a amarillo grisáceo.

Esquistos verdes, cuarzosos y alumínicos: Orrego (1977), describe rocas metaígneas ácidas y metasedimentarias, con texturas neísicas y esquistosas microplegadas, en el cerro la Soledad y entre el Río Pisco y la Quebrada San Joaquín. Están representados por esquistos micáceos, cuarzo-moscovíticos, cuarzo-feldespáticos, cuarzo-sericíticos y sericíticos; ortoneises moscovíticos, biotíticos con ortoclasa y plagioclasa, paraneises cuarzo moscovíticos, meta arenitas y mármoles.

Los esquistos verdes constituyen la mayor parte de la secuencia del Complejo Cajamarca. La asociación de minerales consiste en clorita/actinolita, epidota, albita, sericita y cuarzo, en menor proporción zoicita, calcita y circón.

Esquistos carbonáceos, ocurren como intercalaciones delgadas y gruesas dentro de todas las rocas de la unidad. El esquisto está compuesto por sericita y clorita, poca plagioclasa y gran cantidad de material carbonáceo, el cual se presenta en finas láminas delgadas de color negro y con lustre metálico bajo la luz reflejada (París y Marín, 1979).

Esquistos cuarzo-sericíticos: descritos también como esquistos grafiticos, (Nivia, 1999), abundan hacia la parte occidental del conjunto metamórfico. El esquisto esta compuesto por una alternancia de bandas finas de sericita y cuarzo que le imprimen a la roca un aspecto de foliación gruesa y carácter masivo (París y Marín, 1979). La roca es de color gris claro a gris verdoso y meteoriza a gris anaranjado.

Mármoles, se localizan al norte del departamento, entre las poblaciones de Miranda, Corinto y Tacueyó y Toribio; están compuestos enteramente por calcita y cantidades menores de clorita y pirita. Estos mármoles podrían ser parte de los Esquistos de Bugalagrande según lo anota Nivia (1999).

Origen: Nivia (1999), considera al Complejo Cajamarca de origen netamente sedimentario, en los cuales los esquistos grafiticos se produjeron probablemente por metamorfismo regional de sedimentos arcillosos y pelíticos. Los esquistos verdes no son tan obvios en origen, sin embargo se consideran provenientes de acumulaciones vulcano-clásticas en un arco de islas intra-oceánico (Restrepo-Pace, 1992). De otra parte, Nivia (1999), llama la atención sobre la heterogeneidad de los esquistos verdes y considera que los sedimentos podrían ser el producto de la meteorización y erosión de un área rica en aluminosilicatos como lo puede ser el escudo de rocas precámbricas.

El Complejo Cajamarca es interpretado (Nivia, 1999), como una asociación vulcano-sedimentaria, con predominancia de rocas sedimentarias, depositadas bajo condiciones geosinclinales, más probablemente como en una fosa pericratónica, limitada por fallas (McCourt y Aspden, 1983). El componente vulcano-clástico sugiere la influencia de un arco volcánico cercano que podría corresponder con el Complejo Arquía (McCourt et al., 1984).

Correlación: El Complejo Cajamarca se correlaciona con el Grupo Valdivia (Hall et al., 1972), con la “Zona Montebello” del grupo Ayurá-Montebello (Botero, 1963), “Esquistos de Barragán” (Hubach y Alvarado, 1934) y con la parte más oriental del Grupo Cajamarca (Nelson 1957). Hacia el sur del departamento en la zona de la Bota Caucana, podría corresponder con la denominada Metamorfitas de Pompeya (Geoestudios, 2000).

Metamorfismo. Las rocas del Complejo Cajamarca corresponden a la facies esquistos verdes de baja presión y temperatura media a alta, posiblemente facies de anfibolita, la cual está definida por la presencia de los siguientes minerales: feldespato potásico (microclina), plagioclasa (oligoclasa), moscovita, sericita, cuarzo, biotita, flogopita, grafito, turmalina, granate (almandino), calcita-dolomita, sillimanita?, rutilo (anatasa), epidota, clorita, zircón, apatito, óxidos de hierro, limolita, magnetita, leucoxeno, esfena, pirita.

Las dataciones radiométricas por K/A efectuadas en esquistos verdes de este complejo, en el departamento del Tolima (Nuñez et al, 1979), dieron 61+/- 10 MA y 84+/- 10 MA, indican varios eventos metamórficos, al menos dos en el Paleozoico y uno en el Cretácico (MAYA, 1992). Por las características texturales polifásicas frecuentes en estas rocas, se le ha considerado como un conjunto polimetamórfico.

En la prolongación morfológica hacia el Ecuador de estas rocas, Feininger (1975, 1982) postula que estas rocas han sido metamorfoseadas entre el Maestrichtiano y el Paleógeno temprano; hipótesis en parte confirmada por edades K-Ar en torno al Paleoceno, obtenidas en micas de esquistos de una docena de localidades (Herbert en Feininger, 1982). En Colombia, en rocas equivalentes, tales como el Grupo Cajamarca se han obtenido edades similares:  $61 \pm 10$  MA K-Ar, en roca total (Nuñez et al., 1979) y  $64 \pm 2$  MA K-Ar y Rb-Sr en roca total (Brook, 1984); además, existe reporte de edades que sugieren metamorfismo de finales del Paleozoico:  $312 \pm 15$  MA K-Ar en roca total (Restrepo & Toussaint, 1978).

#### 3.4.1.2.2 Complejo Arquía

El nombre de Complejo Arquía, fue propuesto por Núñez (1990) y posteriormente retomado por Maya y González (1995), para referirse a una unidad litodémica conformada por rocas metamórficas de origen ígneo que afloran en el flanco oeste de la Cordillera Central desde la localidad de Santafé de Antioquia hasta la localidad de Buesaco en el Departamento de Nariño. El Complejo pertenece a un cinturón tectónico, o de límites fallados, que aparece hacia el Occidente de la Cordillera Central y Centro-Oriental, y está compuesta por conjuntos de serpentinitas, anfibolitas, metagabros, esquistos verdes, esquistos cuarzo micáceos, esquistos gráficas y cuarcitas.

Antecedentes del Nombre: El nombre litoestratigráfico de Grupo Arquía fue propuesto por de Grosse (1926) y Restrepo y Toussaint (1974), para designar las rocas expuestas en el Río Arquía, en los límites de los departamentos de Antioquia y Caldas, compuestas por esquistos cuarzos sericíticos, esquistos anfibólicos y anfibolitas granatíferas. Nuñez (1990), propone el nombre de Complejo Arquía para la misma secuencia.

Esta unidad a lo largo de la Cordillera Central ha recibido diversos nombres desde el sur en Buesaco en el departamento de Nariño hasta el norte en Santafé de Antioquia:

- Secuencia metamórfica de Buesaco (Nariño)(Murcia y Cepeda, 1991a)
- Anfibolitas y metagabros de Paispamba (Cauca-Nariño) (Orrego et al, 1984)
- Esquistos cuarzo-micáceos y cuarcitas de Timbío (Cauca)
- Unidad indennominada al oriente de Bolívar (Cauca) (Orrego et al, 1993b)
- Metamorfitas de afinidad oceánica (Cauca) (Orrego y París, 1991)
- Anfibolitas y Metagabros de San Antonio (Cauca) (Orrego y París, 1991)

- Esquistos Verdes de la Mina (Cauca) (Orrego y París, 1991)
- Metagabros de Pueblo Nuevo (Cauca) (Orrego y París, 1991)
- Esquistos Verdes y Metasedimentitas de La Esmita-La Sierra (Cauca)
- Complejo Bolo Azul (metagabroides), (Valle) (Grotjohann y McCourt, 1981)
- Complejo el Rosario (Valle) (Grotjohann y McCourt, 1981);
- Grupo Bugalagrande (Valle) (Grotjohann y McCourt, 1981)
- Complejo Ígneo Metamórfico del Río Rosario (Esquivel et al, 1981)
- Anfibolita Granatífera de Pijao (Toussaint y Restrepo, 1975)
- Esquistos Anfibólicos de Lisboa - Palestina (Mosquera, 1978)
- Anfibolita y Neis de Chinchiná
- Grupo Arquía, (Grosse, 12926; Toussaint y Restrepo, 1975)
- Esquistos Anfibólicos del Río Cauca (González, 1980)
- Esquistos de Zabaletas (Restrepo et al., 1978).
- Anfibolita de Sucre

En el sector sur de la Cordillera Central, esta megaunidad presenta del lado oriental varias exposiciones de rocas relacionadas con un cinturón metamórfico de alta presión, los esquistos de Jambaló (Orrego y otros, 1980), que están relacionados con el límite tectónico entre el Complejo Arquía y el Complejo Quebradagrande.

En el departamento del Cauca, similar al Valle del Cauca pero con otros nombres, se han descrito tres unidades que conforman el Complejo Arquía: Anfibolitas y Metagabros de San Antonio (Orrego y París, 1991), Esquistos Verdes de la Mina (Orrego y París, 1991) y la Dunitas Serpentinizadas de Muñoz. Cerca al caserío El Morro (Plancha 387-Bolívar), se vio un metagabro (París, 1992), que correspondería a la secuencia metamórfica que Orrego y París (1991), definieron como un Litodema, y que llamaron Esquistos verdes de La Mina.

El Complejo Arquía, al occidente está limitado tectónicamente con la falla Cauca Almaguer que la pone en contacto con las unidades mesozoicas del complejo Barroso-Amalme; al oriente se encuentra limitada la unidad con la falla Silvia-Pijao que sirve de contacto con el Complejo Quebradagrande y presenta una dirección NE-SW prolongándose fuera del departamento tanto al norte como al sur.

En el cuadrángulo N6, El Complejo Arquía, se encuentra en contacto tectónico con un cuerpo plutónico denominado Granitoide Cataclizado de Bellones (Orrego y París, 1991);

al occidente está limitado por la Falla Cauca-Almaguer que las pone en contacto con las unidades del PLOCO (Nivia, 1987); al oriente, el complejo se encuentra limitado por la Falla Silvia-Pijao, que sirve de contacto con el Complejo Quebradagrande (Orrego y París, 1991).

En la Plancha 387-Bolívar, las rocas que pertenecen al complejo corresponden a esquistos verdes, esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos grafiticos y cuarcitas. Cerca al caserío El Morro, se vio un metagabro (G. París, comunicación oral). Lo anterior significa que en la Plancha 387-Bolívar sólo aflora una sub-unidad del complejo que correspondería a la secuencia metamórfica que Orrego y París (1991), definieron como un Litodema, y que llamaron Esquistos verdes de La Mina. Esta sub-unidad fue dividida en dos conjuntos litológicos. El primero se compone de esquistos verdes con intercalaciones de esquistos cuarzo-micáceos, carbonáceos y cuarcitas; el segundo conjunto se define como rocas metasedimentarias esquistosas (esquistos cuarzo-micáceos, esquistos negros, metaareniscas o cuarcitas). Los otros conjuntos litodémicos, que pertenecen al mismo Complejo Arquía, como el de Anfibolitas y Metagabros de San Antonio o la Dunita serpentizada de Muñoz (Orrego y París, op. cit), no aparecen en la plancha 387, posiblemente porque el salto de las fallas y la erosión no fueron lo suficientemente fuertes para que dichas rocas se encuentren en superficie. Otra posible razón, por la cual no afloran, es que hayan sido cubiertas por depósitos volcánicos y de flujos de lodo del Cenozoico Tardío.

En la plancha 364 – Timbio, se han reportado tres conjuntos de este complejo denominadas: Anfibolitas y Metagabros (Pz?mga), que aparecen como pequeños cuerpos asociados a la falla Silvia – Pijao, los Esquistos Verdes (Metabasitas) y Metasedimentitas (Pz?mv) localizadas hacia el occidente de la Cordillera Central como un faja, en contacto tectónico con rocas básicas del Mesozoico y los Esquistos cuarzo-micáceos y Cuarcitas (Pz?ms) que aparecen como dos fajas alargadas separadas por el Granitoide de Bellones.

#### **Dunitas Serpentinizadas de Muñoz (Pz?sm)**

Esta unidad fue descrita por Orrego y París (1991), al sur de la Quebrada de Muñoz, localizada 2 Km. al norte de la población de Jambaló en el cuadrángulo N6; presenta una forma elongada y orientada en la dirección N-S con una longitud de 1.5 Km. y 0,5 Km. de ancho. La unidad está limitada al oriente por la secuencia de Esquistos Glaucofánicos de Jambaló y al occidente con las anfibolitas y metagabros de San Antonio y cubierto por depósitos recientes.

Descripción: Las rocas que conforman esta unidad presentan tonalidades de colores verde, azul y negro. Presentan microfracturas rellenas de serpentina de hábito fibroso, del grupo de los crisotilos que se orientan perpendiculares a las microfracturas.

Al microscopio la roca es completamente serpentizada, de hábito fibroso, compuesta por minerales de antigorito o lizardita serpentina, cromita y relictos de olivino, que permite clasificarla como una dunita serpentizada.

#### **Esquistos y Metagabros de San Antonio (Pz?asa).**

La unidad fue descrita por Orrego et al (1980), en dos bloques tectónicos localizados al oeste de las poblaciones de Jambaló y Toribio. Los mejores afloramientos de esta unidad se

localizan en el cauce de la Quebrada San Antonio localizada a 6 Km. al noroeste de la población de Pitayó. El bloque de Jambaló limita al oriente con los esquistos Glaucofánicos de Jambaló y al occidente con el Complejo Quebradagrande; el bloque de Toribio limita al oriente con el Complejo Quebradagrande y al occidente y sur con los Esquistos de la Mina.

Descripción: La unidad esta conformada por anfibolitas, metagabros y niveles menores de metapelitas. Las anfibolitas son esquistosas a neisicas y microscópicamente se observan bandas intercaladas de cristales de hornblenda y plagioclasa. Los metagabros se presentan macizos y de color verde-grisáceo. Las metapelitas son bien foliadas y esquistosas con láminas micáceas de moscovita y biotita.

Al microscopio, las anfibolitas y metagabros presentan minerales de hornblenda, plagioclasa (albita – labradorita), epidota, cuarzo, biotita, moscovita y minerales opacos. En la metapelitas, se presenta oligoclasa, cuarzo, biotita y moscovita.

Los Esquistos y metagabros de San Antonio son correlacionables con los Complejos de Bolo Azul y Rosario de McCourt (1984) y con las anfibolitas y metagabros de Orrego et al (1984) que aparecen cerca de Paispamba (Cauca).

#### **Esquistos Verdes La Mina (Pz?mv; Pz?ms).**

Definida por Orrego et al (1980), como una secuencia metamórfica que aparece al oeste y sur del caserío de la Mina, cerca al cauce del Río Jambaló. Otros afloramientos de esta unidad se observan en la plancha 387 por la vía Bolívar – San Sebastián y La Vega Guachicono. Los Esquistos verdes de La Mina fue dividida en dos conjuntos litológicos: el primero se compone de esquistos verdes (metabasitas) con intercalaciones de esquistos cuarzo-micáceos, carbonáceos, cuarcitas y metasamitas; el segundo conjunto, se define como rocas metasedimentarias esquistosas (esquistos cuarzo-micáceos, esquistos negros, meta-areniscas o cuarcitas).

#### **Conjunto de Esquistos Verdes (Metabasitas) (Pzi?mv).**

El Conjunto que aparece como una faja al occidente de la unidad metamórfica, se compone de esquistos verdes con intercalaciones de rocas metasedimentarias que corresponden a esquistos cuarzo-micáceos, esquistos negros y cuarcitas.

Los esquistos verdes, en afloramiento, presentan un aspecto masivo y la esquistosidad se ve bajo una observación detallada o cuando en presencia de incipiente meteorización. La roca, sin alteración, presenta un color verde grisáceo y meteoriza a un color pardo amarillento. Buenos afloramientos del conjunto aparecen en los alrededores de Almaguer, San Lorenzo o al norte de Cerro Gordo. Los esquistos verdes están constituidos por clorita, anfíbol, epidota, plagioclasa y cuarzo. La plagioclasa es albita, que en general se presenta no maclada o a veces contiene macla Albita o Albita-Carlsbad, y el anfíbol es actinolita. El cuarzo presenta textura de mosaico y extinción ondulatoria. La clorita, a veces es secundaria o postectónica, originada por calentamiento o por acción de las fallas. La roca se clasificó como esquistos verde.

Los esquistos cuarzo-micáceos se componen de una alternancia de capas finas de cuarzo y sericita. Las capas de cuarcita presentan una secuencia masiva y se conforman de cuarzo y en menores porcentajes de plagioclasa.

Los esquistos negros son principalmente de grafito y en menor proporción de cuarzo y sericita.

### **Conjunto de esquistos cuarzo-micáceos, negros y cuarcitas (Pz?ms).**

La secuencia se compone de intercalaciones de esquistos cuarzo-micáceos, esquistos negros y cuarcitas, pero predominan los esquistos negros y cuarcitas. En algunos afloramientos esporádicos se observó una foliación pizarrosa o de filitas, y allí la roca se clasificó como filita.

Los esquistos cuarzo-micáceos están constituidos por alternancias de capas finas de sericita y cuarzo que le imprimen a la roca una foliación esquistosa. También se presenta clorita y plagioclasa (albita). La roca fresca es de color gris claro y gris verdosos, y la meta-arenisca de un color gris amarillento. Las segregaciones de cuarzo metamórfico lechoso en forma de bandas son comunes y forman pequeñas estructuras de salchichas ("Boudinage Structure"). El cuarzo, que está orientado, presenta extinción ondulatoria y textura granoblástica. El rutilo se vio como inclusiones en el cuarzo. También se observan, en forma escasa, minerales de turmalina, feldespatos y minerales opacos. La roca se clasificó como un esquisto cuarzo-sericítico.

Los esquistos negros se conforman principalmente de grafito y en menor proporción de sericita, clorita, cuarzo, pirlita y albita. El grafito de color negro se presenta en láminas finas y bajo el microscopio con luz reflejada da un lustre metálico. Presenta segregaciones de bandas o venillas de cuarzo con estructuras en salchichas ("Boudinage Structure") y también como bolsones. La roca, en general se encuentra muy replegada debido a su carácter plástico. Localmente presenta pirlita de forma cúbica.

Las cuarcitas se componen principalmente de cuarzo, y en menor proporción se encuentra plagioclasa (albita), sericita, epidota (inclusiones), grafito, turmalina, hematita y esfena. La cuarcita, que tiene textura granoblástica, lepidoblástica y heteroblástica, es de color claro, pardo, gris verdoso y oscura. En sectores se presentan capas iguales o superiores a los 5 m destacándose topográficamente; se clasificó como una cuarcita sericítica. En la unidad se detectó dos direcciones de foliación.

La filita, que se presenta esporádicamente, se compone de láminas de sericita y clorita intercaladas con pequeños cristales de cuarzo. La roca es de color gris claro y gris oscuro y meteoriza a colores amarillos y grises. La textura de la filita es grano-lepidoblástica y lepidoblástica, sus asociaciones mineralógicas son: Cuarzo-sericita-grafito y cuarzo-sericita-clorita. Posiblemente la relación estratigráfica primaria entre los protolitos correspondientes a los dos conjuntos metamórficos fue un contacto estratigráfico normal.

Origen: La mineralogía y los aspectos de campo, que presenta la secuencia metamórfica, indican que el protolito de estas rocas metamórficas se puede definir como una pila sedimentaria con algunas intercalaciones de lavas, tobas básicas y areniscas. La

composición mineralógica de los esquistos verdes indica que ellos representan rocas protolíticas de composición básica (basaltos, tobas básicas o areniscas). La composición mineralógica de los esquistos negros, y su asociación con metapelitas y cuarcitas, demuestran un origen terrígeno; sin embargo, los esquistos negros, que están intercalados con esquistos verdes, podrían tener un doble origen que sería sedimentario y volcánico, este último, asociados posiblemente a fumarolas (McCourt, 1984). Aunque no se pudo reconstruir los caracteres estratigráficos y estructurales primarios del protolito, por razones del metamorfismo penetrativo de la roca y el transporte tectónico, se observó un predominio de metapelitas o esquistos sericíticos cuarzosos, con espesores constantes de varios metros, dentro de los cuales se intercalan capas de cuarcitas con capas de esquistos negros, donde se puede deducir que la secuencia sedimentaria presentó una estratificación rítmica y posiblemente gradada. Lo anterior conlleva a concluir que la secuencia sedimentaria original fue de ambiente marino, (posiblemente turbiditas). Esta idea se refuerza con la presencia de esquistos verde (metalavas básicas o metatobas básicas) que indicarían principalmente un ámbito eugeosinclinal o de paleofosa marina (McCourt, 1984).

McCourt & Aspden (1983), McCourt et al (1984), proponen un modelo de Arco de islas para el establecimiento del Complejo Arquía (**Figura 4**), donde los esquistos básicos de Bugalagrande y en el caso del departamento del Cauca los Esquistos Básicos de la Mina, representan una secuencia vulcano-sedimentaria metamorfoseada y las anfibolitas y metagabros de San Antonio, representarían el aparato volcánico intrusivo-extrusivo del arco. Las Dunitas Serpentinizadas de Muñoz, podrían ser parte de los metagabros de la Mina, o como parte de la unidad de rocas relacionada con la acreción del arco de islas al continente con metamorfismo de alta presión del Cretácico, común a lo largo de la margen occidental de la Cordillera Central pero que desafortunadamente los datos son muy limitados para permitir una mejor definición de esta unidad.

Las diferentes unidades que conforman el Complejo Arquía, (en el departamento del Valle), fueron relacionadas inicialmente por McCourt y Aspden (1983) y McCourt et al. (1984), de acuerdo a un modelo petrogenético de arco de islas oceánico acrecido al borde continental de Sudamérica. Los Esquistos Básicos de Bugalagrande representan una secuencia vulcano-sedimentaria con predominio de la primera. La secuencia volcánica esta representada por lavas metamorfoseadas de composición basáltica y los esquistos grafíticos son probablemente de origen sedimentario y volcánico. Esta secuencia es depositada en la zona de fosa, frente de arco y retroarco. Las Anfibolitas de Rosario y los Metagabroides de Bolo Azul representan el complejo volcánico-plutónico del arco. Las Anfibolitas de Rosario, corresponden con la pila volcánica, conformada por lavas basálticas y los Metagabroides de Bolo Azul representan una serie meta-ígneas compuesta por rocas plutónicas básicas que corresponden a los niveles más profundos del aparato volcánico.

Edad: La edad del Complejo Arquía es asignada al Paleozoico (Orrego y París, 1991). Esta edad del Paleozoico podría ser corroborada a partir de la intrusión en las metamorfitas del Arquía, de los diques metabásicos de San Sebastián (plancha 387), datados en el mesozoico. La edad mesozoica de los diques, sólo con metamorfismo de fondo oceánico, se basa en que regionalmente se ha probado que las magmatitas básicas son cretáceas o jurásicas, lo cual podría explicar la edad Paleozoico del Arquía.

Metamorfismo: Las rocas metamórficas de este complejo han sufrido un único evento metamórfico regional prógrado (Nivia, 1991). Todas las principales unidades sufrieron metamorfismo en condiciones de baja a media presión desde la facies esquistos verdes de baja temperatura a facies anfibolita con varios eventos dinámicos y metamorfismo de contacto local.

En la Unidad de anfibolitas y metagabros de San Antonio presentan las siguientes paragénesis de minerales (Orrego y París, 1991):

- En metabasitas: hornblenda-andesina-epidota/-biotita; hornblenda-albita-epidota/-biotita.
- En metapelitas: oligoclasa-cuarzo-moscovita-biotita.

La hornblenda presenta pleocroismo verde a azul verdoso, verde oliva a verde azulado y pardo a amarillento. Las anteriores asociaciones indican que la unidad presenta un metamorfismo progresivo de las facies anfibolita-epidota a anfibolita. La falta de granate en estas rocas se explica, posiblemente, porque la roca original o protolito tuvo una composición química que no favoreció la generación de este, o por condiciones de baja temperatura. Las rocas presentan foliación esquistosa y néisica y algunos metagabros son macizos.

Los esquistos verdes de la Mina presentan la siguiente asociación:

- Metabasitas (metabasaltos y metagrauwacas): Actinolita-albita-clorita-epidota-cuarzo-calcita.
- Metapelitas y metasamitas: sericita-cuarzo +/-albita-clorita-grafito +/-epidota.
- Esquistos negros: grafito-clorita-sericita-cloritoide
- Cuarcitas: cuarzo-sericita.

El cloritoide fue reportado por Orrego (1984) en una muestra de esquistos negros en la plancha 364. Las rocas presentan foliación esquistosa y algunos metabasaltos y cuarcitas son macizos. De lo anterior se puede concluir que la unidad fue sometida a un metamorfismo de la facies esquistos verdes de baja temperatura y de media presión.

Las Dunitas serpentinizadas de Muñoz con base en una sección delgada, presenta minerales de serpentinita (antigorita o lizardita y crisotilo), que reflejan un metamorfismo de bajo grado y de alta presión, en la facies de esquistos verdes

Correlación: La correlación de las diferentes unidades del Paleozoico, se muestra en la tabla 1 y está basada en las anotaciones correspondientes de cada uno de los trabajos conocidos, teniendo en cuenta la descripción de las diferentes unidades involucradas dentro de este complejo y la posición tectonoestratigráfica dentro de la Cordillera Centro y Centro-oriental de los Andes.

Tabla 10: Correlación de las unidades paleozoicas de la Cordillera Central de Colombia

PI-N6 y PI-387 (Orrego-París, 1991)			PI-364 (Orrego, 1984)	Mapa Geológico del Valle Nivia (1999)	Nelson (1957)	Murcia & Cepeda (1986)	Al Norte de la Cordillera central
Complejo Cajamarca			Esquistos Cuarzo- micáceos y Cuarcitas	Complejo Cajamarca	Parte del Grupo Cajamarca		Parcialmente con los Grupos Ayurá-Montebello (Botero. 1963); Valdivia (Hall, 1972) y Barragán (Hubach y Alvarado, 1934)
Complejo Arquí	Esquistos Verdes de la Mina	Esquistos anfíbólicos y rocas metasediment arias	Esquistos Verdes (metabasitas) y Esquistos Cuarzo- micáceos y cuarcitas	Esquistos Básicos de Bugalagrande (Grupo Bugalagrande , McCourt, 1984)	esquistos occidentales del Grupo Cajamarca (Nivia 1999)	Secuencia Metamórfica de Buesaco	Esquistos de Lisboa- Palestina (Mosquera, 1978)
		Esquistos sericíticos, grafíticos y cuarcitas					Unidad meta-sedimentaria del Grupo Ayurá- Montebello (Botero, 1963)
							Grupo Valdivia (Hall, 1972)
							Esquistos Paleozoicos en el área de Sonsón-Salamina (González, 1980)
	Anfibolitas y Metagabros de San Antonio		Anfibolitas y Metagabros de Paispamba	Anfibolitas del Rosario			En parte Complejo Río Rosario (Esquivel, et al. 1981)
			Anfibolitas de San Antonio				Anfibolitas del área de Sonsón -Salamina (González, 1980)
			Metabásicos de Paispamba	Metagabroides de Bolo Azul (Grotjohann y McCourt, 1981)			Parcialmente Grupo Arquía (Restrepo y Toussaint, 1981)
							Complejo Río Rosario, en parte (Esquivel, et al. 1981) matagabros y anfibolitas de la Base estructural del Grupo Ayurá- Montebello (Botero, 1963, en Nivia, 2000)
							Anfibolitas bandeadas neisicas del paleozoico - Área de la Ceja-la Unión (González, 1980)
							Metagabroides de Bolo Azul (Grotjohann y McCourt, 1981)
	Serpentinitas de Muñoz						

### 3.4.1.2.3 Formación Chingual (Pzch)

Esta unidad fue descrita de manera informal por primera vez en el trabajo de cartografía de la Bota Caucana por Geoestudios Ltda (2000), puesta estratigráficamente dentro del paleozoico pero sin mayor sustentación. Y como ellos mismos consideran no tiene puntos de relación con el Grupo Cajamarca (e.i. Complejo Cajamarca) y sin embargo la correlacionan con rocas aflorantes al sur del departamento del Huila, depositadas durante el paleozoico temprano, citando a Mojica et. al. (1987).

El mapa geológico de la plancha 411 (Geoestudios, 1998), en los alrededores de Santa Rosa detrás del cerro de la Vieja y Santa Rosa subiendo por el Río Curiaco muestra dos

unidades: la primera del Precámbrico y la segunda del Paleozoico a la cual nos referiremos en estos momentos.

Por el Río Curiaco, desde su desembocadura y aguas arriba, encontramos en primera instancia la unidad denominada por Orrego et al (1980), como el Granito Cataclizado de Bellones; bajo el puente colgante del camino real que conduce a las cabeceras de dicho río, se presenta una secuencia de rocas vulcano-sedimentarias con brechas volcánicas de clastos orientados y de composición andesítica (clasificación de campo); aguas arriba 1.5 Km. se presenta en contacto probablemente fallado una secuencia de rocas sedimentarias similares a las descritas en el Río Grande como secuencia sedimentaria de rocas del cretácico no diferenciado (Orrego et al, 1980) y que a su vez podría compararse con la secuencia sedimentaria de los alrededores de Santa Rosa. En las diferentes localidades se aprecia un cierto grado de metamorfismo dinámico. La unidad volcánica podría ser correlacionable con la Formación Saldaña. También se destacan algunas intrusiones en forma de diques o lentes de rocas volcánicas porfiríticas y en ocasiones faneríticas dentro de la secuencia sedimentaria. Sobre el río Papas al frente de Santa Rosa pasando el Río Caquetá se presenta un afloramiento fosilífero que debe ser datado para resolver la edad de la unidad.

Como no se tiene control de la parte baja del río Caquetá se ha decidido dejar esta unidad tal como aparece en el mapa geológico de la plancha 411 en el sector no controlado y lo mismo que la descripción de las memorias de dicha plancha:

Tomado de Geoestudios (2000):

**Localización:** Corresponde a una faja de aproximadamente 7 kilómetros de ancho, cartografiada hacia la parte centro oriental de la Plancha 411 - La Cruz. Los afloramientos de esta unidad se reportan en los ríos Platayaco y Cascabelito.

**Descripción:** En términos generales se trata de una sucesión lodolítica, de color gris, fuertemente afectada por cataclasis. Dentro de los más comunes tipos de roca de la Formación Chingual se tienen: Filitas de color gris claro ligeramente verdoso, carbonosas, piritosas, con laminillas y lenticillos de cuarzoarenitas de grano fino a muy fino, color blanco, con ocasionales granos gruesos de cuarzo hialino, laminación plano paralela, pátinas de óxidos de hierro, con desarrollo de superficies de crenulación y venillas calcáreas.

Metarenitas y cuarzoarenita de grano fino, color gris medio a claro ligeramente verdoso, granos subangulares, moderado a pobre calibrado, cemento silíceo, con incipiente foliación y superficies de crenulación, costras ligeramente calcáreas y pirita concentrada en laminillas. Son frecuentes venas silíceas paralelas a la dirección de la foliación, alteración hidrotermal, silicificación y caolinización de las rocas.

Esquistos cuarzo micáceos y tremolíticos color gris verdoso claro, con clorita, laminación plano paralela a levemente ondulada, localmente pirita y epidota. Frecuentemente se encuentra metacaliza esparítica a micrítica levemente arenosa, de color gris medio a oscuro, con laminación plano paralela e incipiente foliación. En algunos sectores se presentan diques granodioríticos de grano medio, con plagioclasa y cuarzo, bajo contenido de

feldespatos y anfíboles algunos cloritizados. En el río Cascabelito, la unidad esta conformada por lodolitas y arenitas localmente con ligero metamorfismo y alta cataclasis

**Génesis:** De acuerdo con las características texturales de las rocas asociadas a la Formación Chingual, esta unidad fue depositada en un ambiente marino, en gran parte por debajo del nivel de acción de las olas. Posteriormente las rocas fueron sometidas a un incipiente metamorfismo regional probablemente durante el Paleozoico tardío y en la transición Cretáceo-Paleógeno.

**Contactos:** los contactos con las unidades adyacentes son fallados, mediante la Falla Romeral Este (con las Metamorfitas de Pompeya) y la Falla Santa Rosa (contra la Formación Saldaña).

**Espesor:** El espesor estratigráfico de la unidad es incierto debido a la intensa deformación y leve metamorfismo de las rocas. Aflora en una bloque con 7 a 10 Km. de ancho.

**Edad:** A diferencia de las Metamorfitas de Pompeya, esta unidad carece de un conspicuo metamorfismo lo que pone en duda su correlación con unidades como el Grupo Cajamarca. Debido a la ausencia de registro paleontológico no hay certeza de la edad de los sedimentos originales; pero de acuerdo con la similitud litológica con rocas aflorantes al sur del Departamento del Huila, esta unidad pudo haberse acumulado durante el Paleozoico Temprano (Mojica et. al, 1987).”

#### 3.4.1.2.4 Granitoide de Bellones (Mzgb).

El nombre original “Granitoide Cataclizado de Bellones” fue dado por Orrego y Acevedo (1984) y Orrego y París (1991), para definir un bloque tectónico alargado de forma elongada conformado principalmente por una cuarzodiorita o granodiorita cataclizada que aparece en la plancha 364 “Timbio”. En la plancha N6 Orrego y París (1991), el Granitoide Cataclizado de Bellones aflora como cuatro bloques tectónicos principales en contacto con los esquistos verdes de La Mina y el complejo Quebradagrande, al norte del Río Pioyá, Toribio, caserío Quichayá. Existen otros cuerpos menores de la misma unidad aflorando al este de Popayán al norte de Paniquitá y al sureste del caserío de Quichayá. En la Plancha 387, se define como un litodema que intruye tectónicamente a las metamorfitas del Complejo Arquía, y se localiza en el flanco occidental de la cordillera Centro-Oriental, que se extiende hasta las cabeceras de la quebrada Juan Ruiz, y es la prolongación hacia el sur del mismo cuerpo que fue cartografiado por Orrego y Acevedo (op.cit) en la Plancha 364-Timbío. En esta área de estudio, el cuerpo corresponde a una granodiorita o granito que sufrieron metamorfismo dinámico. En el extremo sureste de la plancha 387, por la vía a Santa Rosa, se presenta un granito con metamorfismo dinámico que también hace parte de esta unidad y posiblemente se proyecta hacia el sur en la plancha 411. Hacia el norte se encuentra cubierta por unidades volcanosedimentaria del Neógeno, permitiendo solamente la observación de esta unidad en los cauces de los ríos de cañones profundos (Río Caquetá y algunos afluentes).

**Litología.** El Granitoide Cataclizado de Bellones, corresponde a una roca plutónica intermedia con cizallamiento o metamorfismo dinámico Orrego y París (1991). Se

presentan tres tipos de rocas: Metatonalita o metagranodiorita, neis milonítico y esquisto milonítico. En la metatonalita presenta cizallamiento y los caracteres primarios de la plutonita. El neis y el esquisto exhiben, en su orden, foliación bandeada a esquistosa y una textura de flujo ojosa. En la plancha 387-Bolívar, la unidad localizada en el flanco occidental de la cordillera Centro-Oriental, que se extiende hasta las cabeceras de la quebrada Juan Ruiz, es la prolongación hacia el sur del mismo cuerpo que fue cartografiado por Orrego y Acevedo (op.cit) en la Plancha 364-Timbío. En esta área de estudio, el cuerpo corresponde a una granodiorita o granito con metamorfismo dinámico

En afloramiento las rocas fueron clasificadas como cuarzdioritas, tonalitas y granitos cataclizados con textura relíctica fanerítica con granos gruesos a medios y donde se reconoce el cuarzo, feldespato y menormente de anfíbol y moscovita. En algunos sectores se reportan xenolitos de rocas metamórficas y en otros lugares, diques de composición basáltica que cortan la unidad (Orrego y París, 1991).

Bajo el microscopio las rocas contienen abundante cuarzo, con extinción ondulatoria y textura dentada; albita-oligoclasa macladas, normalmente saussuritizada; feldespato potásico con porcentaje variable y textura perthítica; biotita con pleocroísmo marrón o verde, en láminas curvadas; anfíbol de forma prismática y fibrosa, y mica blanca en láminas curvadas. Apatito, esfena y grafito están como inclusiones. Como minerales secundarios se encuentran: clorita, leucoxeno, hematita, sericita, cuarzo recristalizado, clorita, saussurita, epidota y calcita. La sericita y la clorita orientadas dan la estructura néisica o esquistosa. Las rocas, que contienen texturas grueso granular, granoblástica y ojosa, se clasificaron como metagranodiorita o metagranito, neis milonítico y esquisto milonítico

En el sur de la Plancha 387 reportado por Orrego y París (1991), y norte de la 411 en el presente trabajo, el cuerpo metaígneo fue cartografiado con base en la interpretación de la imagen de satélite, con ligero control de campo. Dicho cuerpo corresponde a un granitoide cataclizado que aflora en la carretera a Santa Rosa, antes del caserío El Carmelo. En esta zona el cuerpo es de textura granoblástica, fanerítica compuesto principalmente por cuarzos y feldespato. Presenta texturas de ojos y sus minerales se encuentran fuertemente alineados con foliación esquistosa y en sectores bandeada néisica.

Origen y Edad. La composición y textura de la roca original indican o definen la roca como una magmática plutónica de composición tonalítica hasta granítica, que son rocas de emplazamiento en zonas orogénicas, especialmente en las cordilleras andinas. Lo anterior se corrobora por el ambiente geotectónico donde se encuentre la unidad del metagranitoide, y es posible que el cuerpo magmático pudiera originarse por procesos asociados a una zona de subducción (Orrego y París, 1991). El metamorfismo dinámico que exhibe la unidad sucedió durante el levantamiento tectónico de la cordillera Central. Al metagranitoide se le asigna una edad Paleozoico hasta Jurásico. (Orrego y Acevedo, 1984; Orrego y París op.cit).

#### 3.4.1.2.5 Discusión

Existe una gran controversia en lo que tiene que ver con la edad del Granitoide de Bellones, en primer lugar, se considera al granitoide con metamorfismo cataclástico. En segundo

lugar, está normalmente relacionado con rocas del paleozoico las cuales presentan metamorfismo regional de bajo hasta medio grado. De otra parte los intrusivos, ensimáticos de la cordillera central de los Andes, y que han sido datados por diferentes autores con edades que oscilan entre el Triásico y el jurásico no presentan metamorfismo dinámico.

Sin embargo, Orrego y París (1991), correlacionan al Granito Cataclizado con el Batolito de Santa Bárbara, con base en la posición geográfica de dichos bloques y que pertenecen a un mismo contexto tectónico regional. El Batolito de Santa Bárbara fue datado por el método Rb/Sr (McCourt, 1984), con edades de 211+/- 51 MA y esta misma edad sería la del cuerpo Cataclizado de Bellones (Orrego y París, 1991).

Sobre el cauce del Río Curiaco, se encuentra una roca volcánica de composición andesítica?, con textura de brecha volcánica, en la cual los clastos son de la misma composición que la matriz pero de colores diferentes y se encuentran fuertemente orientados de forma elongada. La relación con el intrusivo cataclizado no fue observada y rocas de este tipo se conocen dentro de la secuencia vulcano-sedimentaria del Jurásico.

### 3.4.1.3 Mesozoico

En la era Mesozoica se presentan varios eventos magmáticos que dieron como resultado la intrusión de varios cuerpos plutónicos a lo largo de la cordillera central y centro-oriental, es así como se reportan en el departamento del Cauca los Batolitos de Santa Bárbara, datado en el Triásico (Brook, 1984), e Ibagué y Mocoa en el Jurásico. Acompañando este evento se encuentran más recientemente cuerpos sedimentarios de afinidad continental y cuerpos volcánicos de composición andesítica a dacítica representados por las formaciones San Francisco y vulcano-sedimentario de Saldaña datados en el Jurásico. A finales del mesozoico en la cordillera central se inicia el proceso de apertura de una cuenca marginal dando paso a la sedimentación de la Formación Quebradagrande.

#### 3.4.1.3.1 Plutonismo Triásico

##### **Batolito de Santa Bárbara (PTrcd)**

El nombre es definido por McCourt et al (1984), en el extremo suroriental del departamento del Valle del Cauca, para designar un cuerpo intrusivo plutónico de composición cuarzo diorita/tonalita.

Antecedentes. Álvarez (1983), hace mención de varios cuerpos intrusivos de carácter ácidos que afloran en áreas restringidas y a manera de ventanas geológicas, localizadas al suroeste del Batolito de Ibagué y separadas por depósitos volcanoclásticos, cuya edad era desconocida. En la literatura anterior estos cuerpos hacían parte del Batolito de Ibagué. Finalmente, McCourt et al. (1984), definen el Batolito de Santa Bárbara en la parte más sur del departamento del Valle y que de acuerdo con el presente estudio se prolonga hasta las inmediación norte del edificio Volcánico del Nevado del Huila, plancha 321 (fotogeología) Este sector no ha sido cartografiado a escala 1:100.000 y los datos aquí consignados corresponden a la descripción realizada en el departamento del Valle y controlados ligeramente en el Cauca en la visita realizada para este proyecto.

Descripción. El Batolito de Santa Bárbara (McCourt, 1984), es una roca cuarzo-diorita/tonalita, compuesto por plagioclasa, biotita, cuarzo, y en menor proporción cantidades variables de hornblenda y feldespatos potásicos. La plagioclasa está caracterizada por un patrón complejo de zonación y muy cálcica (An) hacia el núcleo. La Biotita, generalmente se encuentra orientada y los cuarzos deformados y orientados paralelos a la fábrica McCourt, et al (1984).

El batolito intruye los complejos de Cajamarca y Arquía en cuyos contactos se presenta metamorfismo de contacto. En la parte más alta de la cordillera el Complejo Cajamarca forma techos colgantes sobre el batolito (McCourt, et al., 1984). Hacia el oeste, el batolito intruye las anfibolitas y metagabros de Bolo Azul.

Edad. Dataciones Rb/Sr, en roca total dio una edad de  $211 \pm 51$  MA (Brook, 1984; McCourt et al., 1984). Estas dataciones se consideran como la edad de la intrusión de este cuerpo. Existen algunas otras dataciones (Restrepo-Pace, 1995), con reportes de dataciones Ar/Ar en biotita de  $45.8 \pm 1.7$  MA. Estas edades se consideran que reflejan probablemente reajustes isotópicos ocasionados por el evento tectónico de acreción de la PLOCO (Nivia, 2001).

#### 3.4.1.3.2 Plutonismo Jurásico

En el departamento del Cauca dos cuerpos plutónicos del Jurásico han sido reportados: el Batolito de Ibagué hacia el norte y el Batolito de Mocoa localizado en la Bota Caucana

##### **Batolito de Ibagué (Jcd-t)**

El nombre al parecer es dado por Nelson (1957), para describir a un cuerpo ígneo intrusivo localizado en la Cordillera Central cerca de Ibagué, que limita al este los esquistos metamórficos del Grupo Cajamarca y lo describe como una granodiorita de biotita-hornblenda de composición uniforme en los cuales los componentes oscuros ocurren en aproximadamente igual proporción.

Antecedentes. Los primeros en describir rocas pertenecientes al batolito de Ibagué fueron Stutzer (1925) y Hubach (1934), en las travesías de la Cordillera Central en el camino de Ibagué–Armenia y la ruta Popayán–Bogotá respectivamente. Raasveldt (1954), en el mapa fotogeológico del departamento del Tolima, hace mención del Batolito granodiorítico–cuarzodiorítico de Ibagué.

Nelson (1957), define a través de estudios petrográficos el Batolito de Ibagué; la edad para la intrusión del batolito es sugerida como Permo-Triásica de acuerdo con la posición estratigráfica.

Descripción. Aflora en el sector más nororiental del departamento en los alrededores del aparato volcánico del volcán nevado del Huila. La composición de este gran Batolito varía de diorita-tonalita a granodiorita y granítica. Su textura es de grano medio; los minerales principales se encuentran el cuarzo como agregados granulares, plagioclasa en cristales maclados de composición An60-An40 aunque las texturas zonadas podrían indicar parches

más cálcicos (Nivia, 1999) y feldespato potásico (ortoclasa) que generalmente es pertítica. Los accesorios son hornblenda y biotita normalmente predominando la primera

El batolito intruye los esquistos del Complejo Cajamarca y su contacto con el Batolito de Santa Bárbara es fallado; se diferencia de este por su contenido de hornblenda, carencia de foliación y composición global más leucocrática (Nivia, 2001). Este batolito, al igual que muchos otros de la Cordillera Central, han sido intruídos a lo largo de fallas de orientación N-S

Edad. Álvarez (1983), lleva a cabo las primeras dataciones radiométricas K/Ar en biotita y hornblenda, del batolito y le asignan una edad de 142-147 MA; más tarde Brook (1984) y McCourt (1984), confirma la edad en 146 $\pm$ 3 MA.

### **Batolito de Mocoa (Jm)**

(Tomado de Geoestudios (2000).

Una de las primeras referencias de este batolito fue hecho por Jaramillo et al. (1980), en un estudio que buscaba mineralizaciones en el área de Mocoa. Las rocas asociadas al Batolito de Mocoa fueron cartografiadas hacia la parte sureste de la Plancha 411 - La Cruz, al sur del valle del Río Cascabel, y a lo largo del Valle del Caquetá. Pequeños afloramientos de rocas asociadas a esta unidad se tienen en el costado oriental del área, hacia la desembocadura del Río Cascabelito, en el Caquetá.

Descripción : En la Plancha 411-La Cruz, el Batolito de Mocoa agrupa todas las rocas de aspecto plutónico (textura homófona), en su mayoría de composición calco-alcalina que afloran en el área, las cuales presentan texturas bandeadas hacia sus bordes, tal vez por deformación dúctil que le imprimen texturas neísicas, migmatíticas y epidotización. Del estudio de las muestras, se tiene la siguiente composición de este cuerpo:

Cuarzodioritas a tonalitas de textura fanerítica, de color gris verdoso, grano fino a medio, con fenocristales de feldespato (2 - 4 mm), cuarzo (1 - 2 mm), abundantes máficos (hasta un 25%) de hornblenda y biotita.

Cuarzomonzodioritas de grano medio, textura fanerítica, colores blanco, verde oscuro y ocre, con plagioclasa, cuarzo, ~30% de biotita cloritizada, hornblenda y flogopita. Frecuentemente se presentan anfíboles ~15%, hasta de 7 mm de largo y xenolitos andesíticos y biotita 25% de grandes cristales de color pardo oscuro.

Granodioritas de grano medio, con fenocristales de cuarzo (1 - 2 mm), feldespato (2 - 4 mm), biotita y máficos completamente cloritizados

Diorita de grano fino, color verde rojizo, con grandes cristales de plagioclasa y biotita alterada, alta densidad; abundantes anfíboles (5 - 15%), ligeramente foliada

Gabros porfiríticos, con cristales de hornblenda de hasta 1.5 cm de largo, los cuales se destacan en una matriz fanerítica fina de plagioclasa (hasta un 60% del total de la roca); alto contenido de piritita y calcopiritita diseminada.

Hornblenditas y granodoritas hornbléndicas – biotíticas, con 25% de anfíbol, 10% de biotita y cristales alargados de plagioclasa.

Ocasionalmente se observan granitos y monzodioritas, de grano medio, color gris medio, con alto contenido de minerales máficos y magnéticos.

Origen: Algunos autores (p.ej. Jaramillo et al., 1980; Sillitoe et al., 1984) afirman que este cuerpo, predominantemente ígneo, está íntimamente ligado a otros plutones definidos en la parte sur de la Cordillera Oriental, y tienen un posible origen comagmático con la Formación Saldaña. Sin embargo, las evidencias de campo no confirman tal relación, ya que siempre se encuentra en contacto mecánico con las rocas aledañas, tiene foliación hacia sus bordes que le imprimen un aspecto metamórfico de alto grado a las rocas. Sus límites con las unidades adyacentes son mecánicos, mediante las Fallas de Chingual - Platayaco y San Francisco - Yunguillo.

Edad: En la gran mayoría de trabajos efectuados en el sur de la Cordillera Oriental, a cuerpos similares al Batolito de Mocoa, se les han asignado edades en torno al Jurásico (Nuñez, 1996). Según Jaramillo et al. (1980), los cuerpos plutónicos definidos en cercanías a la Ciudad de Mocoa tienen una edad que varía entre el Triásico tardío y el Jurásico. Las edades anteriormente citadas posiblemente no aplican al presente cuerpo, ya que en la Pancha 465–Churuyaco, en la prolongación sur de este cuerpo, una muestra de cuarzodiorita hornbléndica que arroja una edad en torno al Paleozoico temprano. Además sus límites siempre son fallados y hacia sus bordes se presenta bandeamiento en sus rocas, con neises en facies anfíbolita (Gloria I. Rodríguez, comunicación escrita) y textura homófona hacia el interior.

#### 3.4.1.3.3 Depositación Sedimentaria y Volcánica del Jurásico

En el jurásico, se han reportado dos unidades sedimentarias y vulcano-sedimentarias con tendencias a ser unidades continentales más que marinas, la primera es reportada por Orrego et al (1984) y denominada con Secuencia Sedimentaria de San Francisco (J<sup>ssf</sup>) localizada hacia el borde occidental de la Cordillera Central y la Formación Saldaña de tendencia vulcano-sedimentaria cartografiada del costado oriental de la Cordillera Central y Centro Oriental en la llamada Bota Caucana

##### **Secuencia Sedimentaria de San Francisco (J<sup>ssf</sup>)**

Esta unidad descrita por primera vez por Orrego et al (1991), aflora al este de San Francisco, hacia el noreste del cuadrángulo N6. La unidad se presenta como una faja alargada en sentido norte-sur y corresponde con un bloque tectónico que limita al oriente con la unidad de esquistos Glaucofánicos de Jambaló y al occidente con sedimentitas del complejo Quebradagrande.

Dentro de este mismo nombre para esta memoria hemos decidido incluir igualmente otras secuencias sedimentarias de la misma naturaleza descritas en la plancha 364 (Orrego y Acevedo, 1996), como Secuencia Sedimentaria Rojiza y la plancha 387, Rocas sedimentarias no diferenciadas (Orrego y París, 1991). Estos tres cuerpos sedimentarios han

sido correlacionados entre sí por los autores de las respectivas planchas (Orrego y Acevedo, 1984; Orrego et al , 1996; Orrego y París , 1991) y por .

Descripción.: En la zona de San Francisco la unidad aun no ha sido estudiada en detalle, sin embargo se observaron niveles conglomeráticos cuarzosos, arenitas cuarzosas, arenitas de grano fino y limolitas de color rojizo.

En la plancha 364-Timbio, la secuencia aflora hacia el este del Río Negro, afluente del Río Cauca, a 15 Km. al sureste de Paispamba, en una franja de 6 por 0.8 Km. orientada norte sur y caracterizada por su coloración rojiza. La secuencia al occidente se encuentra limitada por la falla de San Jerónimo que la pone en contacto con la Formación Quebradagrande, mientras en al oriente se encuentra cubierta por rocas volcánicas del Cenozoico tardío.

La secuencia está constituida por un paquete de conglomerados y areniscas cuarzosas, con cantos redondeados a subangulares de color gris amarillento. Hacia el sur de este cuerpo se presentan unas limolitas y arcillolitas de colores rojizos y en ocasiones arcillolitas verdes-violáceas.

En la plancha 387-Bolívar, se ha descrito un afloramiento con características similares, localizado al este del cerro Papurco, un poco antes del páramo de Santa Bárbara conformado por conglomerados y areniscas, descrito a continuación:

#### **Conglomerados y areniscas de Santa Bárbara**

El conjunto se compone de conglomerados cuarzosos, que no muestran un buen desarrollo de estratificación; arenitas cuarzosas y limolitas, con estratificación plana y paralela. Las dos últimas rocas presentan una coloración rojiza por teñimiento de óxidos de hierro. El conjunto, al occidente, presenta un límite fallado con el conjunto de capas pelíticas, y hacia el oriente, también el límite con rocas del Complejo Quebradagrande es un contacto fallado. Al occidente y al norte, el conjunto se encuentra cubierto discordantemente por depósitos volcánicos y de flujos de lodo del Cenozoico Tardío. El espesor del conjunto, en el afloramiento observado, es de aproximadamente 100 m.

#### **Conjunto de Capas Pelíticas de Río Grande**

Este segundo conjunto se muestra principalmente al oeste del Río Grande (sureste de la plancha 387). En el afloramiento del puente sobre el mismo río, se observó que se compone de una intercalación de capas de arenitas calcáreas, margas, limolitas, shales carbonáceos y capas de chert, con intrusiones magmáticas de andesitas (Barbosa, en este trabajo). La estratificación es gradada y rítmica típicas de ambientes turbidíticos. Tectónicamente las rocas se encuentran muy cizalladas por metamorfismo dinámico. El espesor del conjunto abarcaría unas centenas de metros. No se pudo comprobar ni la base ni el techo de la secuencia, pues sus límites, norte, occidental y oriental, son contactos fallados. Al occidente se encuentra en contacto con el Complejo Quebradagrande y al oriente en contacto tectónico con un cuerpo plutónico tonalítico o granodiorítico, que se presenta muy cizallado. Este conjunto, desde el punto de vista litológico no presenta ninguna relación con los anteriormente descritos y tan solo su posición geográfica nos

permite incluirlos tentativamente dentro de esta unidad, sin embargo Orrego y París (1991), consideran que podría ser correlacionable con algún segmento del Grupo Villeta, por sus caracteres litológicos. En la revisión de No se conoce su posición estratigráfica debido a la falta de estudios de secciones estratigráficas y de análisis paleontológicos

**Correlación:** La Secuencia Sedimentaria de San Francisco, ha sido correlacionada con la Formaciones Abejorral y Valle Alto (González, 1980) que aparece en el departamento de Antioquia (González, 1980), y redefinidas por Rodríguez y Rojas (1985) como tres intervalos estratigráficos tectónicos que llamaron Valle Alto, San Félix y el Tablazo, con edades Jurásicas y cretácicas respectivamente.

**Origen y edad.:** Las características litológicas y físicas del conjunto de capas rudáceas y samíticas indican que las rocas se acumularon en un ambiente posiblemente continental de facies de canal. El conjunto de rocas Pelíticas se sedimentó en un ámbito marino, posiblemente por corrientes de turbidez. La secuencia fue asignada tentativamente al Cretáceo, sin embargo no existe un trabajo detallado que nos permita aproximarnos a su edad.

Nivia (2001), sugiere una estrecha relación de estos cuerpos sedimentarios de afinidad continental con el inicio de la apertura de la cuenca marginal que permitió la depositación del Complejo Quebradagrande.

#### 3.4.1.3.4 Discusión

Varias secuencias sedimentarias se han descrito y cartografiado en el departamento del Cauca en el costado occidental y central de la cordillera central y centro oriental y que han sido datadas sin mayores detalles dentro del Jurásico y el cretácico inferior. Estos cuerpos sedimentarios Secuencia Sedimentaria Rojiza, de Orrego y Acevedo (1984) y Secuencia Sedimentaria de San Francisco, de Orrego y París (1991) y Secuencia Sedimentaria indennominada (Orrego et al, 1996), independientemente una de las otras han sido correlacionadas con las Formaciones Abejorral y Valle Alto (González, 1980), expuestas en Antioquia.

Las tres unidades Sedimentarias, presentan varios puntos en común: el primero están localizadas al oriente de la falla Cauca –Almaguer; segundo, se encuentran en contacto fallado con el Complejo Quebradagrande; tercero, se han descrito como unidades de afinidad continental exceptuando Conjunto de Capas Pelíticas de Río Grande que como se ha mencionado antes hacen parte de otra secuencia probablemente más antigua. Estas secuencias sedimentarias se han tratado de datar dentro del Jurásico sin que al momento existan criterios serios para ratificar dicha apreciación.

En la plancha 411, se ha cartografiado un afloramiento fosilífero localizado al frente a la población de Santa Rosa sobre el Río Papas, y que en principio se consideró como pertenecientes a la secuencia de rocas pelíticas Orrego et al (1996), pero dependiendo de las datación del contenido fosilífero allí presente probablemente es del Cretácico. Este afloramiento fosilífero, reportado por primera vez en este informe, permitirá adelantar estudios de datación relativa. Sin embargo se ha considerado excluir el conjunto de Pelitas

de la secuencia de San Francisco, pero como no se cuenta con estudios serios en el área para tomar una mejor decisión e incluirlo dentro de la secuencia del Villeta tal como lo proponen en la plancha 411 (Geoestudios Ltda, 2000), o dentro de la Formación Saldaña, en la que se han reportado fósiles de amonitas, bivalvos y crinoideos que han permitido datarlas dentro del Noriano (Mojica et al, 1981). Por otra parte, es de anotar que la sección sobre el Río Curiaco en la revisión de campo para este proyecto nos permite ver otros aspectos dentro de esta unidad que aún no han sido tenidos en cuenta y es la presencia de cuerpos ígneos a manera de diques y/o interestratificaciones volcánicas (relación no muy bien determinada) dentro de la secuencia de rocas pelíticas; en otros afloramientos por la carretera a Santa Rosa se observan igualmente diques de composición andesítica dentro de la secuencia sedimentaria.

La relación de estas secuencias sedimentarias con las formaciones Triásico-Jurásicas localizadas al oriente de la Cordillera Central, formaciones Luisa, Payandé y Saldaña aún no se ha establecido. Sin embargo, la Formación Luisa (Geyer, 1973), esta constituida totalmente de capas rocas que incluyen limolitas areniscas y conglomerados y ha sido datada en el Triásico inferior y es eminentemente de origen continental, (Mojica y Herrera, 1978). Sobre esta unidad se presenta la Formación Payandé que suprayaciendo la anterior a través de una secuencia de calizas datadas en el Noriano (Geyer, 1973) y sobre la anterior, la Formación Saldaña es una secuencia vulcano-sedimentaria de carácter continental con algunas facies marinas someras datadas como Noriano a Jurásicas.

#### 3.4.1.4 Depositación Sedimentaria y Volcánica del Cretácico inferior

##### 3.4.1.4.1 Esquistos Glaucofánicos de Jambaló (Kieaj)

(Tomado de Orrego y París, 1991)

Esta unidad fue definida por Orrego et al (1980), al este de Jambaló, en el cuadrángulo N6, en forma de un bloque tectónico elongado con una longitud de 30 Km. que se extiende de Pitayó hasta la quebrada la Calera, localizada al este de Tacueyó. Tectónicamente se trata de un bloque limitado por las fallas de Silvia Pijao y San Jerónimo que la pone en contacto, al occidente con las Anfibolitas y Metagabros de San Antonio, Complejo Quebradagrande y la Secuencia de Rocas Sedimentarias de San Francisco; al oriente limita con el Neis de Quintero y el Complejo Cajamarca.

Descripción: Las rocas de la unidad presentan foliación esquistosa hasta néisica, con variación de colores dependiendo de la composición mineralógica: para las rocas de color gris claro y azul oscuro el mineral predominante es el anfíbol glaucofana; cuando el color es plateado y amarillento el mineral predominante es la mica blanca; el color verde es debido al contenido de clorita y epidota; el color con tonos grisáceos y blanco es de la calcita.

La unidad se compone de rocas de esquistos de composición variable tales como: Esquistos Glaucofánicos, Esquistos Cloríticos, Esquistos Micáceos, cuarcitas y Mármoles.

Esquistos Glaucofánicos: Se componen de glaucofana, plagioclasa, (albita), cuarzo, mica blanca, stilomelana, clorita, epidota, actinolita, granate, esfena, grafito, calcita, aragonito, apatito, rutilo y zircón. Los cristales de glaucofana presentan tamaños que varían desde los 2 mm hasta 3,5 cm.

Esquistos cloríticos: Caracterizados por su color verde, se componen de clorita, plagioclasa, cuarzo, mica blanca, y en menor proporción se encuentra glaucofana, calcita y stilomelana, epidota, granate, actinolita, esfena, grafito, apatito y rutilo. La plagioclasa se encuentra como porfiroblastos de hasta 4 mm de tamaño, con su eje mayor paralelo a la foliación.

Esquistos Anfibólicos: se componen de anfíbol (actinolita), plagioclasa, calcita, epidota y arversonita?; como minerales accesorios se presentan: cuarzo, mica blanca stilomelana, aragonito?, esfena y magnetita. Predominan los cristales tabulares de anfíbol (actinolita), hasta de 0.6 cm de longitud que se disponen paralelos a la foliación.

Esquistos Micáceos: Se componen de mica blanca, cuarzo, plagioclasa y clorita; como minerales accesorios se presentan: stilomelana, esfena, grafito, rutilo y zircón. Los esquistos micáceos se encuentran asociados a cuarcitas, algunas de las cuales muestran buena porosidad secundaria posiblemente por fenómenos de lixiviación de algunos minerales.

Mármoles: Se componen de calcita, mica blanca y cuarzo; como minerales accesorios se presentan la plagioclasa, grafito, apatito y magnetita. La roca se encuentra foliada en bandas bien desarrolladas.

Feininger (1982), con base en los análisis de microsonda reporta la presencia de paragonito y muscovita fengítica, micas que son indistinguibles la una de la otra a partir de la observación microscópica. Learnet (1977, comunicación escrita), identificó fengita por el método de rayos X.

Edad: La unidad es datada en el cretáceo temprano de acuerdo a una muestra de la Unidad de Jambaló que arrojó 125+/-15 MA (Orrego et al, 1980a).

Metamorfismo: La existencia de glaucofana, indica que la unidad de Jambaló fue sometida a condiciones de alta presión baja temperatura, como parte de un metamorfismo progresivo de la series de facies de alta presión y baja temperatura. Estudios petrológicos y petrográficos detallados en el área podrían demostrar la existencia de otras facies metamórficas de mayores presiones como por ejemplo la facies Lawsonita-jadeita-glaucofana.

Nivia (2000), hace referencia a bloques tectónicos discontinuos limitados por fallas, conformados por rocas típicas de alta presión, localizados dentro del cinturón de esquistos paleozoicos, en el departamento del Valle y Quindío, como rocas de esquistos de glaucofana-lawsonita, eclogitas y anfíbolitas eclogíticas. Relaciona las rocas de alta presión a la subducción de la litosfera oceánica durante la formación del Complejo Quebradagrande desarrollado a partir de un modelo de margen continental activa, dentro de una cuenca marginal, que permitió la generación de rocas de la corteza oceánica, por atenuación adiabática: En este proceso, partes de la corteza oceánica subducente fueron imbricados por

procesos tectónicos y/o diapíricos dentro de los esquistos paleozoicos a lo largo de las fallas principales dando origen a estos cuerpos de alta presión (Nivia, 2000)

#### 3.4.1.4.2 Complejo Quebradagrande (Kiq)

En el simposio de Geología Regional del INGEOMINAS, se propone el nombre de Complejo Quebradagrande para el litodema volcánico y el litodema sedimentario que aflora entre el Complejo Cajamarca (al oriente) y el Complejo Arquía (al occidente) en la Cordillera Central, cuyos límites están marcados por las fallas de San Jerónimo y Silvia-Pijao respectivamente (Maya y González, 1995).

Antecedentes: Originalmente la unidad fue definida por Grosse (1926), como Formación Porfirítica para nombrar un conjunto de derrames volcánicos de carácter ácido y básico (diabasas, porfiritas augíticas y meláfidos), con tobas e intercalaciones de rocas sedimentarias.

Botero (1963), define la Formación Quebradagrande en la Estrella (Antioquia) y la describe como una secuencia de rocas verdes y sedimentos intercalados en la base del conjunto volcánico. González (1976), divide la Formación Quebradagrande en dos miembros: uno esencialmente sedimentario clástico (lutitas carbonosas, grauwacas, areniscas feldespáticas, limolitas, liditas y bancos locales de caliza) y otro volcánico de rocas espilíticas y piroclásticas relacionadas; otros autores han descrito el Complejo Quebradagrande desde el sur hasta el norte del País entre quienes están: Murcia y Cepeda (1991), Orrego et al (1993), Orrego y París (1991), Geoestudios (2000), Ruiz (1998), McCourt et al (1984), Caballero y Zapata (1983), Mosquera (1978), González (1980), Mejía et al (1983) y Álvarez (1987).

En el departamento del Valle del Cauca, en la zona noreste, McCourt et al.(1984), describe la Formación Quebradagrande, conformada por rocas sedimentarias y rocas volcánicas concordantes, expuestas en una franja de 80 Km. de largo, limitadas por fallas y compuestas por grauwacas, lodolitas, shales, chert, cuarcitas, y delgados niveles de caliza, intercaladas con diabasas verde oscuras masivas. Posteriormente, en el simposio de geología regional del INGEOMINAS la unidad se eleva al rango de Complejo, dada la imposibilidad de definir una sección tipo y determinación del espesor.

Descripción: El Complejo Quebradagrande se presenta en la Cordillera Central como una franja alargada y discontinua con variaciones en a lo ancho. En el departamento del Cauca se presenta de norte a sur, desde la localidad de Loma Redonda al norte de San Francisco hasta antes del Río Sambingo, donde es cubierta por las unidades vulcano-sedimentarias del Neógeno. La unidad está limitada al oriente por la falla de San Jerónimo y al occidente por la falla de Silvia-Pijao y se presenta en forma de bloques imbricados de rocas sedimentarias marinas y volcánicas con evidencia de metamorfismo dinámico (Nivia, 2001).

En el cuadrángulo N6 se extiende como una franja al norte y sur de Silvia. En la plancha 343, se presenta como fajas dentro de los Esquistos de la Mina, el granitoide de Bellones y los Esquistos Glaucofánicos de Jambaló limitado por la falla Silvia-Pijao al oriente y un ramal de esta al occidente. En la plancha 387, aparece de sur a norte como una faja cuyo ancho oscila entre 9 y 3 Km.

La unidad se compone de una secuencia vulcano-sedimentaria: un conjunto de metabasaltos, metatobas básicas, diques de metadiabasa, y de un conjunto de sedimentitas conformada por grauwacas, areniscas, limolitas, arcillolitas y chert. La unidad presenta sus contactos fallados y corresponde a una faja tectónica que se extiende en dirección aproximada N20°E.

El complejo ha sido dividido en dos unidades: una parte esencialmente sedimentaria y una esencialmente volcánica, con un espesor aproximado de 3.500-5.000 m. (Nivia, en imprenta).

Conjunto de rocas volcánicas metabásicas. Este conjunto se aprecia al suroeste de Pitayó, en la carretera Santiago - Las Animas, al oriente de la cuchilla La Relumbrosa y sobre el cauce del río Negro, cerca al caserío Guachicono. La roca metabásica, en el afloramiento es de color verde, gris verdoso y verde oscuro, y con lupa se observan minerales de plagioclasa, máficos y a veces amígdalas. Bajo el microscopio la roca se clasifica como metabasalto, metadiabasa y metatoba. Las dos primeras se componen de plagioclasa, como fenocristal o microlitos en la matriz, augita o pigeonita muy alterados, minerales opacos, que corresponden a magnetita, pirita y esfena. El piroxeno contiene bordes irregulares y textura glomeroporfídica. Los principales minerales de alteración o metamórficos son: Clorita, cuarzo, sericita, albita, prehnita, pumpellyita?, sericita, ceolita, cuarzo, óxidos de hierro, calcita, epidota y minerales arcillosos. (Orrego y París, 1991)

Una metatoba, bajo el microscopio mostró feldespatos, cuarzos y fragmentos de roca. Los feldespatos corresponden a plagioclasa y feldespato potásico perthítico (escaso). Los fragmentos líticos corresponden a rocas ígneas. Los principales minerales de alteración metamórfica son: Sericita-clorita-epidota-óxidos de hierro. La roca se clasificó como una metatoba cristalolítica. Los fragmentos de cuarzo y de feldespato potásico podrían corresponder a cantos accidentales, puesto que su forma es subredondeada a subangular y además presentan reacción y reabsorción de los bordes con la matriz. El Conjunto se compone de metabasaltos, tobas y diques metabásicos.

Conjunto de rocas sedimentarias. Está constituido por limolitas, arcillolitas carbonáceas, areniscas grauwáquicas y feldespáticas, chert y delgados niveles de rocas básicas. En la plancha 411 fuera del departamento Geoestudios (2000) reporta en los afloramientos más orientales, la presencia de conglomerados con matriz soportada, cantos sub-redondeados de basaltos, diabasas, limolitas, chert, cuarzo y plagioclasa, en matriz litoarenosa de color gris verdoso con incipiente metamorfismo.

Las rocas, en el afloramiento, presentan un color gris verdoso, gris y verdoso oscuro. La textura es clástica, con estratificación normalmente plano paralela. En algunos sitios las rocas muestran una estratificación rítmica y gradada que podría corresponder a secuencias turbidíticas. Los mejores afloramientos de las sedimentitas se encuentran en el Río Ramos, en el camino del valle de Las Papas a San Sebastián, en la parte alta y oriental del páramo del Apio, en el carretable que une al páramo Barbillas y el caserío Guachicono y al este de Quichayá y al norte de Silvia. En el afloramiento, las rocas clasificadas como areniscas, presentan el eje mayor de los clastos siguiendo la dirección de las capas. Las areniscas cuarzosas con estratificación inclinada planar son masivas de grano fino a medio, y están

intercaladas con limolitas silíceas y arenitas de grano fino con estratificación laminar. En el camino que de San Sebastián conduce al Valle de Las Papas, el conjunto sedimentario se compone de grauwacas grises, capas de chert gris claro y oscuro, que se intercalan con capas delgadas de limolitas a arenitas de grano fino. En esa misma secuencia y hacia la parte occidental del camino, aparece una roca de color gris oscuro con cantos angulares de tamaño arena gruesa, que se componen de fragmentos blancos o minerales félsicos y oscuros no identificados. Esta roca, que no se estudió microscópicamente, también aparece como rodados cerca a Venecia (carretera San Sebastián-Venecia) y podría corresponder a una sedimentita o posiblemente a una toba lítica. También, en el mismo camino se encontraron algunas capas de arenitas cuarzosas y feldespáticas.

Bajo el microscopio las limolitas silíceas se conforman de cuarzo, sericita, feldespato, material carbonáceo y óxidos de hierro. Los principales clastos que componen las limolitas son de cuarzo, sericita, grafito y feldespato; la matriz es de tamaño limo a arcilla. El cuarzo, que ocupa desde 60 hasta 90% del volumen de la roca, es angular y con extinción ondulatoria. La sericita se encuentra como láminas esparcidas en la mayor parte de la roca y a veces en zonas puntuales. El grafito de forma irregular se presenta distribuido en la roca o aislado en forma de agregados. La plagioclasa con maclas, está como granos tamaño limo y en la matriz. También existe turmalina muy escasa. La matriz se compone principalmente de óxidos de hierro (posiblemente hematita y limonita) que a veces rellenan fracturas. Las rocas se clasificaron como limolitas o limolitas silíceas.

Las areniscas están conformadas por cuarzo, feldespato, sericita y a veces calcita o clorita con matriz tamaño limo a arcilla. El cuarzo, con porcentajes que varían desde 25 hasta 60%, es subangular, angular y subredondeado. Los clastos de feldespato corresponden a plagioclasas (albita), y en mucha menor proporción a ortoclasa perthítica. La sericita se encuentra esparcida en la roca, y a veces en la matriz. La calcita y la clorita son de tamaño fino. La matriz fina granular, ocupa del 20% hasta 30% del volumen de la roca y se compone de cuarzo fino o material silíceo, clorita sericita, a veces turmalina y óxidos de hierro. La calcita es un mineral autigénico. En algunas muestras se observó el cuarzo recristalizado y orientado, y la matriz muy alterada a óxidos.

El contacto entre los dos conjuntos no se observó claramente, pero al oriente de Santiago el contacto parece ser estratigráfico normal, donde el Conjunto Metabásico infrayace al sedimentario.

Origen: El conjunto sedimentario es desarrollado en un ambiente turbidítico de acuerdo a sus características litológicas, texturales y estructurales. La edad del Complejo Quebradagrande es Cretácico con base en el análisis faunístico de fósiles marinos que incluyen gasterópodos, amonites, lamelibranquios, braquiópodos, radiolarios y en ocasiones restos de plantas, que corresponden a un ambiente epinerítico hasta salobre, González (1980) y Gómez et al (1995). La edad de acuerdo a los fósiles es Valanginiano-Albiano (González, 1980). Igualmente se han reportado edades radiométricas K/Ar en roca total para un basalto de la Formación Quebradagrande de 105+/- 10 MA (Toussaint & Restrepo, 1978; Restrepo, 1982)

Según la litología, estructuras y la secuencia de rocas que lo componen, el complejo es de origen marino, o más precisamente de aguas profundas, por las lavas basálticas almohadilladas que se asocian. Orrego y París, (op. cit), consideran en el Cuadrángulo N-6, que las sedimentitas de este complejo, contienen un apreciable contenido de material carbonáceo y que existe un conglomerado rojizo intercalado con grauwacas, limolitas, niveles basálticos y un nivel de caliza. Lo anterior indicaría una fuente continental y posiblemente un cambio facial dentro del mismo. Ahora, la presencia de diques básicos, sin metamorfismo penetrativo que cortan al Complejo Arquía, podría demostrar que estos fueron las fuentes de los flujos basálticos que se encuentran en el Complejo Quebradagrande. Las anteriores razones probarían que el Quebradagrande se formó posiblemente en una cuenca de retroarco, cuyo piso se conformaba con rocas del Arquía (Orrego et al, 1996).

De otra parte y basados en estudios geológicos y geoquímicos Nivia (1996), demuestra que el ambiente geotectónico en el cual se formó la unidad, es una cuenca marginal intracratónica producida por expansión y subsidencia, donde la atenuación progresiva de la litósfera favoreció la sedimentación en ambientes correspondientemente más profundos y que culminó con la generación de corteza oceánica. La cuenca según su apreciación se formó en medio de los complejos Cajamarca al oriente y Arquía al occidente, tomando en cuenta que esta última debe ser de edad paleozoica contemporánea con el Complejo Cajamarca

#### 3.4.1.4.3 Metagabro de Pueblo Nuevo (K1gpn)

El Metagabro de Pueblo Nuevo fue definido por Orrego y París (1991), para denominar una unidad conformada por gabros y diabasas cataclizadas que se localizan al este del caserío de Pueblo Nuevo, además de otros cuerpos menores de gabros cataclizados localizados en las cabeceras del Río Chuluambo (Cuadrángulo N6), al suroeste de la población de Silvia (orillas del Río Piendamó), Caserío la Mina en la quebrada Carrizales.

Descripción. El cuerpo principal está emplazado tectónicamente entre los esquistos verdes de la mina y el Granitoide Cataclizado de Bellones.

La roca en muestra de mano es de color verde-grisáceo, muy cizallada y se reconocen minerales de plagioclasa y minerales máficos alterados (Orrego y París, 1991).

Al microscopio, la roca se compone de piroxenos y plagioclasa cálcica. El piroxeno se ha alterado a actinolita y la plagioclasa se encuentra sausriritizada. Los minerales de alteración reconocidos son la Albita de las plagioclasas cálcicas, la epidota, clorita, carbonatos en venillas, esfena, óxidos de hierro y pirita. La roca se clasificó como un metagabro con metamorfismo de tipo dinámico

Edad y correlación. La edad de estos cuerpos es incierta, aunque Orrego y París (1991), tentativamente le asignan una edad del Cretácico, debido a su probable relación comagmática con las vulcanitas del Complejo Quebradagrande.

#### 3.4.1.4.4 Diques Metabásicos de San Sebastián (Kdb)

Orrego et al (1996), describe una familia de diques metabásicos que cortan las metamorfitas del Complejo Arquía que afloran en la carretera que une a Santiago-San Sebastián-Caserío Venecia, y en el carreteable que une a San Sebastián con el Río Caquiona-Almaguer, cerca a la confluencia de los ríos Humus y Caquiona en la plancha 387. Estos cuerpos no son cartografiados a la escala del mapa departamental

Descripción. En el afloramiento la roca es de color verde oscura y meteoriza en forma de disyunción bolar, que finalmente produce un limo de color amarillo rojizo. Los diques presentan una dirección norte-sur. Al microscopio, la roca se clasificó como una meta-diabasa compuesta de piroxeno, plagioclasa sausuritizada y minerales opacos (leucoxeno?), prehnita-pumpellyita?, sericita, calcita, y clorita. Los cinco últimos minerales son secundarios o de alteración metamórfica.

Origen y Edad. Posiblemente, los diques corresponden al mismo magma básico y quizás sirvieron de surtidores de los flujos o capas basálticas del Complejo Quebradagrande (Orrego et al, 1996).

### **3.4.2 Cuenca sedimentaria del Magdalena Superior-Putumayo (flanco oriental de la Cordillera Central)**

Se describen a continuación las unidades geológicas reportadas únicamente en el departamento del Cauca. La definición de la cuenca sedimentaria del Magdalena alto-Putumayo es definida a partir la acreción de la Cordillera Central (Barrero, 2001), al occidente del continente suramericano y se inicia la conformación del supercontinente de la Pangea. En el Devónico medio-superior al Triásico inferior se consolida la Pangea y se da inicio a la formación de una molaza sedimentaria continental representada hoy en día por la Formación Luisa; hacia el Triásico medio se genera un proceso de apertura de cuenca y entrada del mar para depositar la Formación Payandé que perdura hasta el Noriano. El mar comienza a retirarse para dar paso a una sedimentación de tipo continental que viene acompañada de volcanismo calco-alkalino permitiendo la conformación de la Formación Saldaña. Esta formación posiblemente se extienda hasta finales del Jurásico.

En el departamento del Cauca se ha reportado solamente la Formación Saldaña la cual describiremos a continuación. La Formación Luisa datada en el Triásico inferior a medio es de origen continental, posteriormente se presenta la Formación Payandé, formada en un ambiente marino de plataforma de aguas someras y sobre esta se inicia la depositación de la Formación Saldaña en un ambiente continental con algunas facies litorales y hasta marinas someras predominando la acumulación volcánica sobre la sedimentaria. El vulcanismo es subaéreo y de composición calco-alkalina (andesitas y dacitas).

### 3.4.2.1 Unidades del Jurásico

#### 3.4.2.1.1 Formación Saldaña (Js)

La descripción original de esta unidad fue hecha por Nelson (1957), denominándola como Formación Post-Payandé a una secuencia de rocas volcánicas de colores rojizos y verdosos, formadas por tobas y aglomerados. Mas adelante es redefinida por Cediell, et al. (1980), quien la denomina como Formación Saldaña.

La unidad fue reportada en la Plancha 411 - La Cruz, (Geoestudios, 2000). Los mejores afloramientos están, de norte a sur, en los ríos Cascabelito y Blanco; y en las Quebradas Papas, Chupiyaco y Tilinguara. Igualmente se reportan afloramientos de esta unidad en el extremo sudeste de la plancha 388, en la plancha 343 extremo suroriental y en la 344 por el Río Páez al norte de la población de Ricaurte.

Descripción: Nelson, (1963) describe la Formación Post-Payandé de (e.i. Formación Saldaña), por la ruta Prado-Dolores donde consta de una serie de niveles de rocas volcánicas de colores rojizos y verdosos formados por flujos, tobas y aglomerados. Esta serie es suprayacida por una serie de capas rojas de aproximadamente 400 m de espesor, compuestas por conglomerados sueltos grawacas y areniscas arcósicas. Los conglomerados están compuestos por pebles de rocas intrusivas y volcánicas. Algunas capas contienen abundantes restos de madera opalizada de coníferas (Hammen, en Nelson, 1963).

(Tomado de Geoestudios, 2000)

En la plancha 411 la unidad ha sido descrita como una sucesión de rocas volcánicas de textura porfirítica a afanítica, con gran variedad de tobas y flujos lávicos, ignimbritas y aglomerados. En los afloramientos de esta unidad es frecuente encontrar capas gruesas a muy gruesas, macizas con fracturamiento alto a medio, de las siguientes litologías:

Tobas cristalinas, de color gris pardo, composición riódacítica y andesítica, con cristales de feldespato, anfíbol, biotita, caolinizados o epidotizados y localmente vestigios de carbonatos

Cuarzolatitas andesitas y dacitas, de color verde oliva pálido, generalmente con textura porfirítica, fenocristales de plagioclasa, sílice criptocristalina, hornblenda, piritita diseminada, oxidación y pátinas de carbonatos

Tobas litocristalinas, de composición riolítica, color morado, textura porfirítica, con cristales de feldespato potásico, cuarzo y mica moscovita bien desarrollada, oxidación.

En el Río Blanco, casi la totalidad de la Formación Saldaña, está fuertemente afectada por cataclasis, encontrándose comúnmente filitas, esquistos y protomilonitas de color gris y verde grisáceo. Las rocas, compuestas por cuarzo, plagioclasa, anfíbol y piritita diseminada en cristales finos, ocasionalmente presentan foliación bien desarrollada, láminas de cuarzo – plagioclasa, planos con sericita y micropliegues.

Origen: Según Bayona et al (1994), la Formación Saldaña es el resultado de la acumulación vulcano-sedimentaria, en la que se tienen rocas de afinidad hipoabisal (pórfidos), efusivas

(lavas) y explosivas (tobas), interdigitadas con flujos de escombros y depósitos fluviales y lacustres. La parte superior de la unidad corresponde a flujos lávicos, flujos de escombros y caídas de cenizas en áreas próximas a una cadena de volcanes de tipo continental (estrato-volcanes) y proponen un modelo tectónico de márgenes convergentes, con ámbito de acumulación en un dominio de retroarco.

En el costado occidental de la Cordillera Central han sido cartografiados cuerpos de secuencias sedimentarias de carácter continental y de coloración rojiza que han sido datados en el Jurásico sin que al momento se hallen hecho estudios de correlación entre estas unidades

Hasta el momento no se ha establecido ninguna relación de esta unidad volcanosedimentaria del Jurásico con la secuencia sedimentaria de San Francisco localizada del otro lado de la cordillera central. Lo que si se puede en cierto grado decir es que ambas unidades son formadas en un ambiente continental de depositación subaéreo.

Contactos: En la plancha 411, al oeste del Descanse, la Formación Saldaña tiene contacto fallado con la Formación Chingual y con el Batolito de Mocoa. En el extremo sureste en la Quebrada Tilinguara, se observó el contacto disconforme con la Formación Caballos. En la plancha 365, la Formación Saldaña es intruida por el Batolito de Ibagué e infrayace discordantemente a las areniscas de la Formación Caballos (Terraza et al, 2000).

Espesor: De acuerdo a las secciones estratigráficas medidas por Geoestudios (informe interno) en algunos sectores aledaños a la Plancha 411 - La Cruz, el espesor de la Formación Saldaña es cercano a los 3000 metros. Sin embargo dada las características propias de esta unidad como son su naturaleza de depositación en coladas de lava, interdigitada con flujos de escombros, flujos de cenizas etc. además de intrusiones de porfiríticas y sus complicaciones tectónicas hacen difícil la determinación de un espesor promedio.

Edad: Wiedman & Mojica (en Mojica y Llinás, 1984), encontraron amonites (*Rhabdoceras* sp), bivalvos y crinoideos en la parte inferior de la unidad, datadas como Retiano (Triásico más tardío) y su posición estratigráfica por encima de la Formación Payandé del Carniano-Noriano (Triásico Tardío), la ubican en el lapso Retiano-Jurásico temprano (Liásico), con posibilidad de alcanzar el Jurásico medio, debido a que los fósiles son de la parte media de la unidad (Terraza et al, 2000).

### 3.4.2.2 Unidades del Cretácico

#### 3.4.2.2.1 Formación Caballos (Kic)

La Formación Caballos fue definida por Corrigan (1967), para nombrar la secuencia arenosa del cretáceo inferior en el Valle Superior del Magdalena. El nombre proviene del cerro Caballos localizado al occidente de la inspección de policía de Olaya Herrera (plancha 282), en el departamento del Tolima.

Antecedentes. En la cuenca alta del Río Caquetá Grosse, (1935), diferenció esta unidad bajo el nombre de “piso de areniscas blancas”. Esta unidad fue definida en el área del Putumayo por Miley & McGirk (1948) y redefinida por Corrigan (1967) en el Valle Superior del Magdalena..

La Formación Caballos ha sido cartografiada en el departamento del Cauca en las planchas 343, costado oriental, en la plancha 344 zona occidental y 411-412-430 y 431 de la Bota Caucana.

En la Plancha 411 - La Cruz, los únicos afloramientos de la Formación Caballos se encuentran cartografiados en el SE, hacia el cauce de la Quebrada Tilinguara, al oeste de la población de Yunguillo.

Descripción. Las rocas agrupadas dentro de la Formación Caballos son esencialmente cuarzoarenitas, en capas medias a gruesas, grano medio a grueso, limpias, color blanco, grano subredondeado, calibrado medio; dentro de las capas son frecuentes las interlaminaciones finas de carbón bituminoso y arcillolita carbonosa. Es común que las capas subtabulares de cuarzoarenitas tengan laminación inclinada, estén afectadas por moderada bioperturbación (thalassinoides), con glauconita, pirita, ligeramente cementadas y con gradación normal. El espesor de la Formación Caballos en la, en la Quebrada Tilinguara (Plancha 411), es de 110 metros. El contacto inferior con la Formación Saldaña es disconforme; y el contacto superior con la Formación Villeta es gradual

Origen. Las características faciales presentes en la Formación Caballos permiten definir que su acumulación ocurrió en barras de desembocadura y frente deltaico dominado por mareas.

Edad. La edad de la formación de acuerdo a los datos paleontológicos localizados en la quebrada Itaibe, localizadas cerca de las poblaciones de la Plata e Itaibe, la ubican en el Albiano Temprano-Albiano medio bajo (Renzoni, 1994). Mendelvieso (1982) y Nuñez et al (1997) igualmente consideran esta edad del Albiano Temprano-Albiano medio bajo como la edad de depositación de la Formación Caballos

Geoestudios (1993), mediante el análisis de palinomorfos hallados en los niveles carbonosos dentro de la Formación Caballos en el área del Putumayo, determina una edad de Aptiano Tardío a Albiano.

#### 3.4.2.2.2 Formación Villeta (Ksv).

En el área de la plancha la primera referencia del término Villeta es de Grosse (1935). La introducción del término Formación Villeta en la Cuenca del Putumayo, se debe a Miley & McGirk (1948) y McGirk (1949).

Los afloramientos de la Formación Villeta se restringen a la parte oriental de la Plancha 411-La Cruz, en los sectores de Yunguillo, en la Quebrada Tilinguara y en el camino hacia La Punta; en Santa Clara, sobre el camino hacia Santa Rosa; y en cercanías a esta última, por los ríos Cascabelito y Caquetá.

Descripción En el área de la plancha 411, la Formación Villeta consta hacia la base de lodolitas de color negro con delgadas interestratificaciones de cuarzoarenitas de grano fino, dispuestas en capas finas hasta medias; Hacia la parte superior existe un nivel grueso de calizas negras, micríticas, con concreciones hasta de 70 centímetros de diámetro máximo, en cuyo núcleo es frecuente hallar fósiles de Inoceramus, amonitas y concentraciones de pirita

Por la carretera El Carmelo-Santa Rosa se presentan una secuencia de limolitas silíceas con niveles en capas finas de areniscas arcósicas de color amarillo. Igualmente se presentan niveles de chert de color negro en capas finas a medias con partición concoidea con intercalaciones de capas muy finas de lodolitas carbonosas. Hacia el Carmelo la secuencia se ve interrumpida por la intrusión de un cuerpo ígneo de composición andesítica dacítica. De Santa Rosa al Descanse la secuencia es conformada por una serie de chert negro con cambios verticales a limolitas silíceas con intercalaciones de areniscas de color gris y arcillolitas calcáreas y margas, con laminación planoparalela fina. Hacia el techo de esta secuencia se presentan cuerpos ígneos a manera de diques siguiendo la estratificación y a su vez se ve interrumpida por una falla que pone en contacto un cuerpo ígneo de composición granodiorítica

En la Desembocadura del río Papas sobre el Río Caquetá, se presenta un afloramiento fosilífero dentro de rocas de calizas micríticas de color negro que se interestratifican con arcillolitas de color negro dispuestas en capas muy finas muy replegadas por efectos tectónicos. En el afloramiento fosilífero dentro de las calizas se presentan bivalvos principalmente y posiblemente amonites no muy bien conservadas. Además se presentan estructuras como en cono dentro de las lodolitas calcáreas.

A la base la Formación Villeta se presenta en contacto gradual con la Formación Caballos, mientras al techo es discordante con la Formación Rumiaco.

Origen Por la asociación de facies presentes en la Formación Villeta, se interpreta que gran parte de la unidad se formó por debajo del nivel de acción de las olas en la plataforma interna (anteproya inferior); mientras que el segmento superior, visto en la Quebrada Tilinguara, se acumuló en plataforma externa.

Edad. Mediante el estudio de palinomorfos encontrados dentro de la Formación Villeta, hacia el Río Guamuéz, Geoestudios (1993) pudo determinar una edad de Albiano - Campaniano. El nivel de calizas micríticas, finamente laminadas halladas hacia la parte superior de la Formación Villeta, en la Quebrada Tilinguara, se correlaciona con la parte inferior de la Formación La Frontera de Cáceres & Etayo (1969), cuya edad es Turoniano.

Aun no es claro, en este trabajo si la descripción de la secuencia sedimentaria corresponde a la Formación Villeta, por lo menos en los alrededores de Santa Rosa, lo cual puede ser aclarado con la identificación y caracterización de los fósiles hallados en este sector.

#### 3.4.2.2.3 Formación Rumiyaco (KTr)

Término original de Saville (1943, en Miley & McGirk, 1948), en cercanías a la población de Mocoa, por el Río Rumiyaco. Esta unidad aflora únicamente en el extremo sureste de la Plancha 411 - La Cruz. Sin ser de grandes dimensiones, se tienen afloramientos en la Quebrada Tilinguara y en el camino Yunguillo - La Punta - Mocoa.

**Descripción** En la Quebrada Tilinguara, la Formación Rumiyaco se inicia con un paquete de cerca de 20 metros de cuarzoarenitas de grano muy fino a fino, ligeramente cementadas, de color blanco amarillento, con granos subredondeados y moderado calibrado. Este segmento inferior ha sido considerado como tope de la Formación Villeta y es equivalente a la Arenisca del Neme (Geoestudios, 1998b), en la presente plancha este paquete de arenitas, con base en criterios faciales se considera como la parte basal de la Formación Rumiyaco. El resto de la sucesión, en la Quebrada Tilinguara, está conformada por capas gruesas a muy gruesas, lenticulares, de arcillolitas rojas y gris claras; con arcillolitas limosas ligeramente calcáreas, en las que se interponen delgadas capas de arenitas líticas lodosas calcáreas.

En el camino de Yunguillo a La Punta, los afloramientos son de menor calidad y apenas se deja ver la composición lodosa, levemente arenosa en capas gruesas, bioperturbadas, con moteado gris y morado. En la Quebrada Tilinguara, el contacto con la infrayacente Formación Villeta es disconforme. El contacto con el miembro inferior de la Formación Pepino es discordante. En el camino de Yunguillo a La Punta es de 330 metros.

**Origen.** La Formación Rumiyaco se acumuló en fondos someros, bien oxigenados predominantemente continentales con locales incursiones marinas, especialmente hacia su parte inferior.

**Edad.** Según Olsson (en Julivert, 1968) y McGirk (1949) esta unidad se acumuló durante el intervalo Maestrichtiano - Paleoceno temprano (Daniano). Según Tschopp (1953) existe la posibilidad de que el tope de esta unidad fuera acumulado hacia comienzos del Eoceno.

#### 3.4.2.3 Unidades Sedimentarias del Terciario

##### 3.4.2.3.1 Formación Pepino (Tep)

Definida por Saville (1943, en Miley & McGirk, 1948) al sur de Mocoa, cerca de la población de Pepino. Miley & McGirk (op cit.) proponen mejores secciones en las quebradas Sardina y Tobonyaco, las cuales y están localizadas a pocos kilómetros al sur del mismo caserío.

La Formación Pepino, en la Plancha 411 - La Cruz, se encuentra conformado el núcleo del Sinclinal de La Punta. Los mejores afloramientos se presentan en el valle del Río Caquetá, al sur de la población de Yunguillo y sobre el camino que comunica a ésta, con la localidad de La Punta.

#### **Descripción**

La Formación Pepino ha sido subdividida en tres miembros:

Miembro inferior (Tepi). Está conformado por conglomerados de guijarros medios y gruesos, redondeados; granos clastosoportados, compuestos de tobas vítreas cristalinas y chert negro (> 95%), cuarzo lechoso y cuarzoarenitas muy finas, en capas gruesas, macizas que alternan con capas de arcillolitas y limolitas rojas

Miembro medio (Tepm) Constituido por estratos gruesos de lodolitas abigarradas y arenitas líticas lodosas, en estratos delgados a medios, con moteado gris verdoso, laminación planoparalela difusa, intensa bioperturbación.

Miembro superior (Teps) Sucesión conformada por capas tabulares gruesas a muy gruesas, constituidas por conglomerados, con clastos de chert negro, cuarzo lechoso en iguales proporciones; intercalaciones de arcillolitas moteadas, capas gruesas subtabulares de litoarenitas de grano fino a medio, bien cementadas y niveles gruesos de lodolitas rojas

El contacto con las unidades infrayacente, la Formación Rumiayaco es discordante al igual que con el suprayacente Grupo Orito, (Geoestudios, 1998a y b; 1999b).

El espesor total de la unidad es 690 metros, de los cuales el miembro inferior tiene 200 metros, el medio 310 y el superior 180 metros (Geoestudios, 2000)

Origen Edad: La presencia de clastos subredondeados, con muy bajo contenido de matriz y ausencia de estructuras sedimentarias, sugiere una alta energía durante la acumulación, posiblemente depósitos dominados por canales en ríos meandriiformes.

Mora (1998) con base en información palinológica le asigna una edad entre el Eoceno medio (?) y tardío a la parte inferior de la Formación Pepino. En la parte superior de la Formación Pepino, Geoestudios (1993) con base en palinomorfos, encontró evidencias que su acumulación continuó efectuándose aún durante el Oligoceno Temprano.

#### 3.4.2.3.2 Grupo Orito (Tmo)

McGirk (1949) hace la primera referencia que existe de esta unidad, en el área del Putumayo, en donde afirma que en algunas localidades el Grupo Orito puede ser dividido en las formaciones Orteguaza y Belén.

El único sector en donde aparece cartografiado parte del Grupo Orito corresponde al extremo sureste de la Plancha 411 - La Cruz, en el flanco oriental del Sinclinal de La Punta. Su cartografía se efectuó como un valle sobre los afloramientos de conglomerados del miembro superior de la Formación Pepino.

Descripción. Al sur de la Punta esta unidad esta conformada por estratos delgados a gruesos de lodolitas rojas y moradas, moteadas, con interposición de estratos gruesos lenticulares de litoarenitas. Presentan micas, fragmentos y laminillas de materia orgánica, óxidos de hierro, pirita y yeso. El contacto inferior con el segmento superior de la Formación Pepino es gradual (Geoestudios, 1998a y b). Según las referencias, el espesor de esta unidad varía entre 1000 y 1300 metros (McGirk, 1949).

Origen y edad. Al parecer gran parte de esta unidad fue acumulada en un ambiente paludal. Las asociaciones fosilíferas encontradas en las sedimentitas del Grupo Orito corresponden al intervalo Oligoceno - Mioceno Medio (McGirk, 1949).

### **3.4.3 Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental -PLOCO**

Definición: El nombre de Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental fue propuesto por Nivia (1993), para referirse a un ensamblaje de bloques imbricados de rocas plutónicas máfica y ultramáfica, volcánicas máficas y sedimentarias acrecidas a la margen occidental del Continente Suramericano, a lo largo de una zona de sutura conocida como Falla de Cauca–Almaguer (última expresión occidental del sistema de Fallas de Romeral). Por lo tanto, se extendería al occidente de las unidades litológicas del Paleozoico y abarcaría parte de la Cordillera Central, el basamento de la depresión Cauca-Patía y la Cordillera Occidental.

Esta provincia litosférica está constituida por tres tipos de rocas principales: 1) un conjunto rocas ultramáficas y máficas conformadas por dunitas serpentizadas, piroxenitas y gabros; 2) Rocas volcánicas e hipoabisales constituidas por flujos basálticos, silos y diques doleríticos; y 3) Una secuencia de rocas sedimentarias conformadas por lodolitas, wacas líticas y chert (Nivia, 1996). Las rocas ígneas (rocas ultramáficas, máficas y basaltos), están relacionadas cogenéticamente y sobre los basaltos o interdigitados con ellos se depositaron las secuencias sedimentarias. Los procesos tectónicos de acreción del Plateau Oceánico, produjeron un apilamiento tectónico con intensa deformación que generó el metamorfismo dinámico, que varía de intensidad según las propiedades mecánicas de las diferentes unidades de rocas. Nivia (1996), teniendo en cuenta las anteriores características que impiden una definición apropiada de unidades litoestratigráficas de las rocas sedimentarias propone cartografiarlas como Complejo Estructural Dagua (Kd); dentro de este complejo se pueden separar los tipos de roca que se reconozcan en campo (e.i. los chert: Kd(e)).

Nivia (comunicación verbal) llama la atención sobre la presencia de rocas volcánicas basálticas e intrusivos máficos –ultramáficos de edades más jóvenes y de naturaleza diferente a las rocas descritas en la PLOCO, que podrían no ser parte de este sistema y cuyo límite podría ser marcado en el piedemonte de la cordillera Occidental y la llanura Costera Pacífica. Sobre este aspecto, solo existe un trabajo en exploración para oro en el área entre los ríos Timbiquí y Guapi, departamento del Cauca, que permite plantear dicho problema.

En el departamento del Cauca La PLOCO involucra morfológicamente el Valle Interandino Cauca-Patía y de la Cordillera Central (Orrego y París, 1991; Orrego et al, 1996). Esta provincia es caracterizada como un grupo de unidades mesozoicas de dominio o ambiente Oceánico y reconocidas como unidades dentro de este grupo a 1) el Complejo Barroso-Amame, 2) los Complejos Ofiolíticos de la Tetilla, de La Vetica, Los Azules y otros menores 3)- Filitas y Pizarras del Dagua 4)- Formación Marilopito 5)-Formación Aguaclara y 6) las lavas y silos basálticos de Timba. Las dos primeras del Valle Interandino Cauca-Patía y las otras conformando la Cordillera Occidental. Sin embargo en este informe se adopta la nomenclatura del mapa geológico del Valle del Cauca (Nivia, 2001), por las consideraciones que hace al respecto y por la unificación de la nomenclatura de unidades

geológicas en el suroccidente de Colombia habiéndose comprobado la continuidad norte sur de las unidades que conforman la PLOCO.

Antecedentes: El primer trabajo Geológico conocido de la Cordillera Occidental de Colombia fue elaborado por Stutzen (1926), quien describió de manera rápida y somera los afloramientos rocosos presentes por la vía férrea entre Cali y Buenaventura; Hubach y Alvarado (1932), hacen las primeras observaciones geológicas detalladas, definiendo las Unidades Geológicas conocidas como Serie de Dagua y piso del Espinal en la Cordillera Occidental y Grupo Barragán (representante de la Serie del Dagua y el Piso del Espinal), para la parte sedimentaria al occidente de la Cordillera Central y la “hoyandina” del Cauca y La Serie de Faldequera, que sería la última etapa de la fase geosinclinal que estaría presente en las dos Cordilleras sobre el piso del Espinal y el grupo de Barragán respectivamente.

Nelson (1962), realiza la sección Cali-Buenaventura, por la vía antigua del Queremal y define los Grupos Dagua y Diabásico. El primer grupo, involucra las formaciones Espinal y Dagua definidas por Hubach y Alvarado (1932), compuestos principalmente por esquistos arcillosos con metamorfismo de bajo grado. El segundo grupo (Diabásico) que corresponde a la serie Faldequera de Hubach y Alvarado, suprayace al Grupo Dagua en contacto normal, y está compuesto por Diabasas, gabros y rocas volcánicas con intercalaciones delgadas de lilitas.

Barrero (1979), redefine las unidades del Cretácico en la Cordillera Occidental, propuestos por Nelson (1962), dividiendo el Grupo Dagua en dos formaciones: la primera, como Formación Cisneros con un espesor de 2.000 metros, compuesta por intercalaciones sedimentarias metamorfizadas y la segunda que suprayace la anterior, la denominó Formación Espinal conformada por rocas sedimentarias con un espesor aproximado de 900 metros. El Grupo Diabásico lo toma en el mismo sentido de Nelson (1962), redefiniendo el contacto de éste y el Grupo Dagua, proponiendo un contacto a manera de bancos interdigitados de carácter intrusivo o fallado. Barrero (1979), considera que el contacto del Grupo Diabásico con la infrayacente Formación Espinal es normal pero irregular. Propone además un ambiente de formación de arco de islas.

Aspden (1984), McCourt (1984) y Nivia, (1989), con base en este estudio, definieron la Formación Volcánica, conocida anteriormente como Grupo Diabásico (Nelson, 1962; Barrero, 1979), compuesta por diabasas, lavas basálticas y lavas almohadilladas incluyendo silos de dolerita y con numerosos horizontales de rocas sedimentarias. Estos autores conservan los nombres de Formación Cisneros y Espinal, nombrados por Hubach y Alvarado (1934), pero eliminando el término de Grupo Dagua de Nelson (1962) y Barrero (1979), adicionando una nueva formación no tectonizada, localizada al sur de la plancha 279, denominada Formación Río Piedras. Aspden et al (1984), en la planicie costera del pacífico, definen las formaciones sedimentarias del Terciario y las denominan como Formación Raposo de ambiente continental y Mayorquín de ambiente marino cuya composición litológica es similar, diferenciándose únicamente por el contenido faunístico presente en la segunda de estas y cuyos contactos son de interdigitación.

Con base en el estudio de cartografía geológica (Irving 1975, McCourt 1984), geofísicos (Case et al. 1971, 1973; Meyer et al. 1983) y geoquímicos (Millward et al. 1984; Nivia 1987, 1989), han permitido tener una mayor claridad acerca del origen y evolución de la secuencia vulcano-sedimentaria. Para Millward et al (1984), Nivia (1987) y Kerr et al (1995) esta secuencia vulcano-sedimentaria fue generada a partir de un “Plateau” Oceánico, que fue acrecido al continente suramericano, probablemente entre el Paleoceno y el Eoceno (Nivia, 1996) (**Figura 5**).

Figura 5. Esquema evolutivo de la PLOCO. (Tomado de Nivia, 1996)

#### 3.4.3.1 Rocas Plutónicas Ultramáficas y Máficas

De acuerdo con Nivia (1996), la PLOCO esta constituida por tres tipos principales de rocas: Las rocas máficas y ultramáficas, las rocas volcánicas e hipoabisales y una secuencia de rocas sedimentarias interdigitadas con las volcánicas. El modelo evolutivo propuesto por Nivia (op. cit), indican una relación cogenética magmática entre las rocas plutónicas máficas y ultramáficas con las vulcanitas básicas de la PLOCO.

##### 3.4.3.1.1 Complejo Ofiolítico de La Tetilla (K1cot)

Este cuerpo fue definido por Spadea et al (1983), al noroeste de Popayán en el cerro de la Tetilla.

Descripción: La unidad esta compuesta por bloques tectónicos metamorizados de diferentes protolitos litológicos que se encuentran suprayacidos en gran parte por la Formación Popayán e intruidas por diques y Stocks dacíticos del Neógeno.

Los diferentes bloques que conforman la unidad están limitados por fallas que siguen una dirección aproximada N-S y E-W, razón por la cual es difícil conocer las relaciones estratigráficas entre dichos bloques. Los bloques han sido caracterizados y descritos de acuerdo a su composición litológica:

**Metabasaltos y Metapelitas** Esta unidad se observa sobre el cauce del Río Palacé al este del caserío de Las Mercedes y sobre el Río Cauca. Se compone de rocas metavolcánicas básicas y de metapelitas con foliación esquistosa.

Las rocas metavolcánicas se componen de hornblenda de color verde, hornblenda – actinolita, plagioclasa (oligoclasa), epidota, esfena, calcita y cuarzo. La paragénesis mineralógica indica una facies metamórfica transicional de esquistos verde a facies anfibolita baja (Spadea et al, 1993).

**Metabasaltos del Cerro la Tetilla.** Las rocas de esta unidad afloran en el cerro la Tetilla, en parte del cauce del Río Palacé, en el cerro San Rafael y al noreste del caserío Las Mercedes. La roca es de color verde a grisáceos oscuro y es de apariencia maciza. La unidad se compone de lavas almohadilladas, diques y posibles silos. Existen capas de hialoclastitas, brechas básicas y niveles de sedimentitas asociadas.

La roca basáltica es afanítica conteniendo plagioclasa, piroxeno y olivino. Los minerales de alteración metamórfica son albita, actinolita, hornblenda y menormente clorita, epidota, esfena, cuarzo. La unidad sufrió metamorfismo de fondo oceánico de la facies de esquistos verdes

La unidad presenta localmente estructuras de fallas con cizallamiento, milonitización y venamiento de cuarzo, actinolita y menormente piritita y calcopiritita.

Wehrlita Metamorfoseado del Cerro La Peña Se trata de una roca ultramáfica que conforma el cerro La Peña. La roca en muestra de mano es de color negro grisáceo, exhibiendo minerales de piroxeno, minerales serpentinizados, plagioclasa y mica rojiza.

Al microscopio la roca esta compuesta de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa cálcica y en menor proporción, ortopiroxeno, biotita de color rojo, anfíbol pardo rojizo y esfena. La roca presenta una textura de cúmulus además de un leve metamorfismo representados por los minerales secundarios como hornblenda verde a verde parduzco, actinolita serpentina, saussurita, clorita y magnetita.

Gabros Metamorfoseados Esta unidad aflora en los alrededores del cerro La Peña en dirección de la vereda de las Mercedes (Cuadrángulo. N6). Esta compuesto por metagabros y gabros masivos metamorfoseado. Estas rocas se encuentran intruidas por diques basálticos y gabroides, que afloran en varias localidades entre el cerro San Rafael y las Mercedes. El metagabro se encuentra muy meteorizado, a pesar de lo cual se identifican algunos minerales como olivino, piroxeno y plagioclasa de origen cumulítico, de acuerdo a los relictos de cristales euhedrales de olivino incluidos en cristales de piroxenos y por la distribución irregular de bandas paralelas del último mineral. El olivino se encuentra alterado a minerales arcillosos, calcita, minerales de sílice; la plagioclasa está en parte reemplazada por clorita, minerales de sílice y calcita. Existen también magnetita y pirita.

El dique de gabro masivo metamorfoseado se compone de augita y plagioclasa saussuritizada y cloritizada, además de magnetita y apatito. Otros minerales reconocidos de alteración son clorita, hornblenda-actinolita. El gabro masivo metamorfoseado es piroxénico. Los diques de basaltos metamorfoseados se encuentran alterados a albita, actinolita-hornblenda y epidota. Con base en lo anterior se ha concluido un grado de metamorfismo de la facies de esquistos verdes,

Basaltos y Brechas Básicas Metamorfoseadas Esta unidad se presenta al norte del cerro La Peña y sobre los ríos Cuaca y Hondo (Cuadrángulo. N6); La unidad está compuesta de basaltos masivos y brechas metamorfoseadas. Los basaltos muestran fenocristales esparcidos de un mineral máfico y amígdalas de tamaño menor a 0.5 cm. La roca original basáltica tiene textura afanítica a porfirítica. En sección delgada presenta textura sub-ofítica compuesta por augita-pigeonita, plagioclasa saussuritizada y magnetita. Los minerales de alteración de la roca son calcita y cuarzo; la prehnita-pumpelita se presenta rellenando las amígdalas y las fracturas de la roca. La roca presenta un débil metamorfismo de la facies prehnita-pumpelita.

Edad y Correlación : La edad del Complejo de la Tetilla aún es incierta, debido a la falta de evidencias fosilíferas y a la carencia estudios de dataciones radiométricas. Sin embargo, el complejo se ha relacionado con el vulcanismo básico del Complejo Barroso-Amaime, al cual se le asignó una edad relativa del Cretácico inferior.

De otra parte, cuerpos similares han sido cartografiados en el borde occidental de la cordillera Central con similares características al Complejo de la Tetilla, tales como los Complejos Ofiolíticos de Ginebra y Bolívar, en el departamento del Valle del Cauca, El

cuerpo ofiolítico de El Tambo en Nariño y los Complejos Ofiolíticos de La Sierra y los Azules en el Cauca (Espinosa, 1980, Spadea, et al, 1989).

De acuerdo con Spadea et al (1989), con base en análisis petrológicos y geoquímicos considera un ambiente de arco de islas primitivo para algunos conjuntos y un ambiente de islas oceánicas para otros, teniendo de presente que faltan estudios detallados para dichas conclusiones.

#### 3.4.3.1.2 Complejo Ofiolítico de La Vetica (K1cov)

Las primeras observaciones de esta unidad fueron hechas por Schreiter (1934), a partir de la descripción petrográfica de algunas muestras colectadas por Stutzer en 1931. Las muestras fueron clasificadas como una piroxenita conformada por broncita, diálaga e inclusiones de opacos, posiblemente cromita. Como minerales de alteración la hornblenda uralítica, actinolítica, serpentina y clorita a expensas de los piroxenos y saussuritización de las plagioclasas.

Descripción. La unidad aflora en la vereda de la Vetica al sur de Santander de Quilichao y está representada por picritas, basaltos picríticos, basaltos peridotitas y gabros. Las rocas en afloramiento presentan tonalidades verdosas y azulosas debido a los minerales de serpentina. Tectónicamente este complejo ha sido asociado con rocas del Complejo Barroso-Amaime. (Orrego y París, 1991)

Edad y Correlación La unidad sin mayores detalles es asignada al Cretácico inferior debido a su posición estratigráfica y localización tectónica. Se correlaciona con la Unidad Ofiolítica del Encenillo (Orrego y Espinosa, 1989).

#### 3.4.3.1.3 Complejo de Los Azules (K1au)

Este cuerpo fue definido por Grosse (1935) con el nombre de Macizo Peridotíticos o de Los Azules y ha sido tema de estudio de Espinosa (1978, 1979, 1980 y 1993) quien lo denomina Secuencia Ofiolítica de los Azules y Spadea et al (1989). Orrego y París (1996), definen el cuerpo ultramáfico como Complejo de Los Azules, debido a sus límites fallados y a su complejidad tectónica y estratigráfica.

El complejo de los Azules tiene una forma estrecha y alargada en sentido NNE y se localiza al oeste del pueblo de Bolívar entre el Río Sambingo y un poco al norte del Río San Jorge. Tectónicamente corresponde a un bloque que se encuentra entre las fallas de Guayabillas al occidente y El Rodeo al oriente. Se ha dividido en dos conjuntos separados por la Falla de Mosquerillo: la Secuencia de Plutonitas Ultramáficas-Máficas y Lavas Ultramáficas de Guayabillas (Kau) localizadas al oriente y la Secuencia de vulcanitas máficas El Tablón (Kab) localizadas al occidente de dicha falla y que posiblemente corresponden con los basaltos de la formación Amaime. Además, al sur oriente de la Plancha 386, cerca a la población de San Joaquín se han definido pequeños cuerpos de 0.4 Km<sup>2</sup> que pertenecen al mismo complejo, emplazados tectónicamente a lo largo de la Falla Taminango. Asociado al complejo se encuentran dos tipos de intrusiones calco-alcalinas que cortan la secuencia: las dioritas pre-terciarias y las dacitas terciarias.

Descripción: El complejo ofiolítico estratigráficamente se compone de base a techo de rocas ultramáficas cumulíticas y máficas, lavas ultramáficas cortadas por diques y silos diabásicos, y vulcanitas máficas (lavas almohadilladas, tobas, brechas e hialoclastitas).

#### 3.4.3.1.4 Secuencia de Plutonitas Ultramáficas-Máficas y Lavas Ultramáficas de Guayabillas

Los principales afloramientos de las plutonitas se encuentran en la carretera que une los caseríos de Guayabillas y El Rodeo donde afloran plutonitas duníticas, y en la quebrada Seca donde afloran gabros y wehrlitas. Las lavas ultramáficas afloran en la carretera caserío Lerma-Hacienda Las Palmitas, y al occidente y sur del Cerro La Medina. Se encontraron diques y silos de diabasa abundantes que intruyen las lavas ultramáficas.

Espinosa (1979, 1980), realizó un estudio detallado de los minerales de serpentina y de las rocas rodingíticas del área del Complejo de Los Azules: a partir de la serpentinización de la roca se forman nuevos minerales como crisotilo, lizardita, antigorita, clorita, calcita, magnetita, iddingsita y perovskita; a este proceso de serpentinización se asocian las rocas rodingíticas, que provienen en general de diques gabroides. Las rodingitas contienen hidrogrosularita, vesuvianita, clorita, actinolita, esfena, apatito y calcita. París y Marulanda (1975), cartografiaron al sur de Cerro Negro tres pequeños cuerpos ultramáficos serpentinizados con la sigla (Kus) que son correlacionables con la unidad (Kau).

Rocas Ultrabásicas cumulíticas. Las rocas ultrabásicas cumulíticas se localizan al este de la falla de Mosquerillo. Esta unidad es intruida por diques de diabasas y pequeños cuerpos irregulares, además por intrusiones dacíticas terciarias localizadas hacia el borde oriental de la unidad.

La secuencia de rocas ultrabásicas cumulíticas está formada de base a techo por dunitas, wehrlitas y wehrlitas a plagioclasa, en un espesor aproximado de 300 m (Espinosa, 1980). Las plutonitas máficas muestran colores oscuros y claros y textura pegmatíticas con cristales ferromagnésianos (píroxenos y hornblenda), y feldespatos (plagioclasa) de tamaño muy grueso, aproximadamente de 6.5 cm de largo por 2 o 3 cm de ancho.

Las dunitas son de color gris azulado, con una esquistosidad moderada y de mediana a fuertemente serpentinizada. La roca está compuesta por olivino magnesiano conformando el 90% y clinopíroxeno caracterizados juntos, por sus grandes tamaños. Las dunitas se caracterizan por un alto tenor de magnetita que puede pasar del 10%. Cerca de la falla de Mosquerillo la roca se encuentra fuertemente serpentinizada. La magnetita, presente en la roca, puede ser un mineral primario o secundario; las serpentinas corresponden a crisotilo o lizardita, y las cloritas son magnésicas o magnésicas-ferrosas.

Las wehrlitas y wehrlitas con plagioclasa, que posiblemente provienen de magmas diferenciados desde la dunita y se encuentran en el techo de la dunita e intercaladas con los gabros. Las wehrlitas, presentan un contenido mayor de ortopíroxenos de tamaño mediano a pequeña desarrollados alrededor de los olivinos, con pequeños granos de plagioclasa; en algunas muestras los ortopíroxenos pueden sobrepasar el contenido de olivino. Estas rocas

se encuentran menos serpentinizadas que las dunitas. Los minerales secundarios son serpentina, clorita o prehnita

Los Gabroides cumulíticos de Guayabillas. Se presentan en contacto fallado con las dunitas y puede ser observado por la vía El Bordo-Bolívar, entre Guayabillas y el Boquerón (Espinosa, 1980); se trata de una banda de 150 a 200 m constituida por gabros cumulíticos alternando con peridotitas.

Los gabroides cumulíticos están constituidos por clinopiroxeno, plagioclasa y la hornblenda. El clinopiroxeno (augita) es el mineral más importante y se presentan en cristales prismáticos, en cierto grado invadido por la hornblenda raramente sobrepasando el 30%. La plagioclasa normalmente se encuentra alterada. La hornblenda esta siempre asociada al piroxeno y es el producto de la reacción de este con el magma residual. La clorita es relativamente abundante y es el resultado de la alteración tanto de los piroxenos, como de las plagioclasas.

Diques de Diabasa Estos cuerpos ocupan un gran espacio en el dominio oriental constituyendo más del 50% de las rocas de dicho sector. Son diques unidos formando complejos enrejados con espesores entre 50 y 60 cm que cortan las rocas ultrabásicas perpendicularmente y pueden en algunos casos ser seguidos longitudinalmente por varios kilómetros. Morfológicamente los diques se resaltan topográficamente formando protuberancias características.

El color de las diabasas es verde oscuro, de grano mediano. Los diques de diabasa están compuestos por plagioclasa y clinopiroxenos como minerales esenciales y acompañados de clorita. Una gran parte de las muestras presentan amígdalas reemplazadas por epidota, albita y pumpelita con hidrogrosularia y rara vez prehnita. La Plagioclasa se presenta en listones idiomorfos de contornos irregulares formando una trama alrededor de la cual se desarrollan los otros minerales. El piroxeno es sub-idiomorfo de hábito prismático en tamaños medianos y de individuos aislados. La clorita se presenta como pequeños agregados entre las plagioclasas y los piroxenos.

Lavas Ultramáficas Las lavas ultramáficas encontradas en el flanco occidental de la cordillera Central han sido objeto de varios estudios. Espinosa (1980), anuncia por primera vez rocas ultramáficas de enfriamiento rápido en el área de Los Azules, y luego casi en el mismo año, cuando se hacía la cartografía de la plancha 364, se ubicaron y definieron lavas ultramáficas y máficas en el área del Encenillo, al sur de Timbío (Orrego y Espinosa, 1982).

Spadea et al (1989) definen picritas, que son rocas compuestas por fenocristales de olivino involucrados en una matriz de piroxeno, óxidos de Fe y vidrio rellenando amígdalas; picritas con plagioclasa conformadas por fenocristales de olivino y fenocristales pequeños de piroxeno y una matriz de piroxeno, plagioclasa en bajo porcentaje y minerales opacos; basaltos picríticos, con fenocristales de olivino y una matriz formada por plagioclasa y piroxeno. Todas estas rocas presentan características de vulcanitas tanto en el afloramiento como bajo el microscopio petrográfico.

Las lavas ultramáficas se encuentran cortadas por diques y silos de diabasa de composición mineral y textura muy similar, en los cuales la plagioclasa, del tipo albita, está en el rango

de 92%, el piroxeno es tipo augita y la matriz microcristalina se compone de plagioclasa y piroxeno. Como minerales secundarios se encontraron clorita, albita, epidota, pumpellyita, prehnita, actinolita, hidrogrosularita y titanomagnetita.

#### 3.4.3.1.5 Secuencia de Vulcanitas Máficas El Tablón

Son rocas dominantes al occidente de la falla del Mosquerillo donde conforman el filo El Tablón. Los principales afloramientos se encuentran en la parte inferior de la quebrada Mosquerillo, donde afloran lavas almohadilladas; en el Cerro La Cucaracha y al norte del Cerro El Zarzal donde se encuentran microbrechas y tobas básicas

**Lavas almohadilladas y rocas asociadas** Las lavas almohadilladas con sus rocas asociadas y algunos intrusivos constituyen todo el dominio occidental del macizo. Las lavas almohadilladas son las más abundantes y se presentan normalmente cortadas por los diques de diabasas y por las intrusiones de dioritas cuarcíticas de la quebrada La Calera y el gabro de la quebrada La Mula. Las almohadillas son relativamente pequeñas de promedio de 30 y 10 cm para los ejes mayores y menores respectivamente

En el afloramiento las rocas presentan un color verdoso a verde grisáceo. Las rocas están compuestas por plagioclasa y clinopiroxenos como minerales esenciales. La plagioclasa (principalmente albita) se presenta generalmente en listones alargados de contornos irregulares íntimamente ligados a los cristales de piroxenos, en ocasiones formando estructuras arborescentes y esferolíticas; estos fenocristales de plagioclasa son poco abundantes y de tamaños medianos, idiomorfos y siempre maclados según albita y carlsbad. Normalmente presenta inclusiones de clorita y pumpellyita. El clinopiroxeno de composición augítica, se presenta en fenocristales de tamaño mediano, idiomorfo y muy frecuentemente en cristales xenomórficos pequeños. Los minerales secundarios son clorita, prehnita, pumpellyita, cuarzo, calcita y esfena. Cristales de albita, cuarzo, calcita, prehnita y pumpellyita y piritita se encontraron en venas y rellenando amígdalas.

Las microbrechas y tobas están compuestas por fragmentos de rocas básicas y esquistos, fragmentos de vidrio y de clinopiroxeno. Como mineral secundario se presenta la clorita.

**Geoquímica:** De acuerdo a Espinosa (1980), el estudio químico basado en el contenido de óxidos del Complejo Ofiolítico de Los Azules, determinó las siguientes características: Las dunitas presentan un alto contenido de MgO que supera el 33% y un bajo contenido de SiO<sub>2</sub>, (<40%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub> y álcalis. Igualmente son ricos en FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Las Wehrlitas presentan una concentración de MgO entre 29 y 21% y tenores muy cercanos de SiO<sub>2</sub>, (17 y 43%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> y álcalis. Los gabros cumulíticos presentan una concentración de MgO entre 11 y 13%. Las pillow lavas del Complejo de los Azules tienen un reporte de FeO\*/MgO comprendido entre 1.0 y 2.0 y un débil tenor en K<sub>2</sub>O (<0.4%) estos valores son correlacionables con las Toleitas de arcos precoces o de dorsales oceánicas donde las pillow lavas de los Azules son más próximas a un origen asociado con dorsales oceánicas y las lavas del Tambo lo son a basaltos de arco de islas. (Espinosa, 1980). Estudios posteriores, (Aspden, 1984; Aspden y McCourt, 1986; y Nivia, 1989, Nivia, 2001), han demostrado a partir de datos geoquímicos y evidencias de campo indican que los intrusivos ultramáficos y máficos de la PLOCO, están íntimamente relacionados

con las unidades volcánicas de basaltos (Formación Volcánica y Formación Amaime). Estos últimos a su vez y por comparación geoquímica con otros basaltos de ambientes conocidos han sido interpretados en un ambiente de Plateau Oceánico (Nivia, 1989).

Origen y Edad.: La litología y la secuencia de rocas descritas sugieren que el Complejo de Los Azules es un fragmento ofiolítico de piso oceánico. No se tienen análisis geoquímicos de las rocas para precisar el ambiente geotectónico de formación, sin embargo Espinosa (1993), con base en la poca deformación y desmembración tectónica de la unidad, postula un ambiente de retroarco.

La edad de las rocas del Complejo de los Azules es Cretáceo Inferior, tomando como base la relación con la formación Barroso-Amaime (Espinosa, 1980) y la similitud con otros cuerpos ofiolíticos como los de La Tetilla y La Vética localizados en el flanco occidental de la Cordillera Central haciendo parte de la PLOCO, junto con los cuerpos ultramáficos y máficos localizados a lo largo de la Cordillera Central. Los nuevos datos (Nivia 2001) indican que la PLOCO y específicamente la Formación Amaime son del Cretáceo Superior; si se considera como se ha hecho, la relación comagmática entre los cuerpos ultramáficos intrusivos (cf Complejo de Los Azules) y los cuerpos volcánicos, entonces el Complejo de los Azules sería del cretácico superior.

De otra parte el Complejo de Los Azules es suprayacido en un contacto discordante erosional por las rocas sedimentarias de la Formación Mosquera de edad Eoceno-Mioceno, lo cual significa que las rocas básicas y ultramáficas del Complejo de Los Azules fueron levantadas y erosionadas con anterioridad a la sedimentación del Mosquera, y por consiguiente el Complejo es de una edad más antigua que el Eoceno.

Tabla 11 Dataciones Radiométricas Complejo Ofiolítico de los Azules (Espinosa, 1980)

UNIDAD	ROCA	MET.	MAT	EDAD		E	R-I	E-R	REFERENCIA
Gabros	gabros	K-AR	HB	97.8	±	7.9			Espinosa (1980)
				104.3	±	12.0			Espinosa (1980)
				86.1	±	6.2			Espinosa (1980)
				78.8	±	6.0			Espinosa (1980)
Pillow Lavas			RT	105.4	±	16			Espinosa (1980)
				61.4	±	49.6			Espinosa (1980)
				44.7	±	6			Espinosa (1980)
				63.6	±	7			Espinosa (1980)
				64.9	±	5			Espinosa (1980)
				325.7	±	82			Espinosa (1980)
				65.4	±	5			Espinosa (1980)
				61.0	±	6			Espinosa (1980)
				105.0	±	24.4			Espinosa (1980)

Evolución Tectónica: Espinosa (1980), considera que las secuencias ofiolíticas de los azules de afinidad netamente toleíticas es un fragmento de la corteza oceánica del Pacífico y que ha sido incorporado a la corteza continental durante el Cretáceo inferior a medio, a

manera de una obducción en el sentido de Coleman (en Espinosa, 1980). El estudio radiométrico y petrográfico del Complejo de los Azules y del Grupo Diabásico (e.d. Formación Amaime y Formación volcánica en el sentido de Nivia, (2001), son dos unidades completamente diferente (Espinosa, op cit).

Sin embargo en estudios posteriores de cuerpos similares en el departamento del Valle del Cauca, (Aspden, 1984; McCourt, 1984; Nivia, 1989, 2001), considera que los cuerpos ultramáficos e intrusivos están genéticamente relacionados con los basaltos de la PLOCO y que a su vez estas han sido generadas a partir “plateau” oceánico de acuerdo a las evidencias geoquímicas. Las lavas almohadilladas, basaltos picríticos y picritas que se localizan al techo del complejo ofiolítico son correlacionables con la Formación Amaime (Nivia, 2001).

Correlación: El complejo Ofiolítico de los Azules ha sido correlacionado con los cuerpos ultramáficos presentes a lo largo de la Cordillera Central, tales como el Macizo Ofiolítico de Ginebra, Los Complejos Ofiolítico de la Tetilla y Vetica y cuerpos ofiolíticos incompletos asociados a la Falla Cauca-Almaguer (Los Complejos de La Sierra y el Encenillo).

Posición Estratigráfica: El Complejo Ofiolítico de los Azules, es un bloque tectónico limitado por las fallas de Guayabillas al occidente y El Rodeo al oriente. Nivia (2001), considera cuerpos de similares características (Complejo Ofiolítico de Ginebra) como correspondientes a la capa 3 una secuencia de corteza oceánica).

#### 3.4.3.1.6 Complejo de Rocas Ultramáficas y Máficas (Kiub)

Bajo este nombre Orrego y Alvarado (1996), han agrupado una serie de cuerpos que aparecen como bloques tectónicos asociados a la falla Cauca-Almaguer, emplazados dentro del Complejo Barroso -Amaime y genéticamente relacionados con secuencias ofiolíticas

Estos cuerpos se localizan en el área de La Sierra, Spongo, 3,5 Km. al sur de Rosas y en el paraje del Encenillo situado a 6.5 Km. de Timbio, todos estos en la plancha 364-Silvia.

Los cuerpos están conformados por rocas ultramáficas, gabros, lavas almohadilladas, tobas y brechas, no todas dentro del mismo cuerpo. En la Sierra y Spongo se presentan serpentinitas, gabros, y lavas almohadilladas y en el Encenillo afloran rocas ultramáficas serpentinizadas, tobas y brechas.

Los cuerpos presentan metamorfismo dinámico y son comunes estructuras de ojos y esquistosas; se presentan cizallados, muy fracturados y en el bloque del Encenillo se presentan zonas de “Melange” (Orrego y Espinosa, 1982).

#### 3.4.3.1.7 Gabro de Grano Fino de la Despensa (Kgd)

Este cuerpo aflora en la Quebrada La Despensa a 500 m de la carretera panamericana, en la loma El Pulpito, en la plancha 386. Tiene un área de aproximada 3.2 Km<sup>2</sup> elongado nort-sur y esta en contacto con las rocas terciarias de la Formación Esmita:

El gabro macroscópicamente es una roca de grano fino a medio, verde oscura de textura holocristalina compuesta por piroxeno, anfíbol y plagioclasa y minerales de alteración como calcita en venillas y epidota. Cepeda y Murcia (1991) le asignan una edad Cretácea Superior contemporánea con el vulcanismo básico submarino.

Se correlaciona con las rocas Ultramáficas de Guayabillas y con el Gabro de Grano Fino de la Plancha 410 La Unión. Se presenta como un cuerpo densamente fracturado, asociado tectónicamente a la Falla Cauca - Patía

#### 3.4.3.1.8 Intrusivos Gabroides Indenominados (K1g)

Aspden (1984), relaciona varios cuerpos pequeños de gabros con mineralogías y texturas afines a las doleritas de la Formación Volcánica que afloran en varias localidades de la Cordillera Occidental. Este grupo incluye a pequeños Stocks, como cuellos volcánicos, diques y silos.

Orrego y Acevedo (1996), mencionan diques gabroides asociados a las fallas en el flanco oriental de la Cordillera Occidental, al norte del Caserío de Baraya, al norte del caserío Las Brisas y otras más localidades en la plancha 364.

Descripción. La roca es fanerítica granular de grano medio a grueso con cristales hasta de 2 cm de longitud. El color es gris verdoso con textura hipidiomórfica granular a microgranofírica. Los gabros están compuestos por clinopiroxeno y plagioclasa. Los piroxenos son de augita caracterizados por cristales de elongados con maclamiento múltiple; algunos piroxenos están parcialmente uralitizados o presentan aureolas de alteración a anfíbol y clorita. Las plagioclasas presentan formas tabulares anhedrales con zonación incipiente, principalmente de bitownita, sausrinizadas. Intersticialmente se presenta cuarzo posiblemente secundario y comúnmente asociado a anfíbol acicular y/o clorita y en algunas muestras se presenta pumpelliya y zeolitas. Como minerales de alteración se presenta la epidota, calcita, sericita y opacos magnetita, pirita y limolita. Algunos de estos cuerpos presentan hasta 2 Km. de longitud por 200 de ancho.

#### 3.4.3.2 Rocas Volcánicas Básicas

Antecedentes: Hubach y Alvarado (1932), definieron y denominaron como Series de Faldequera a aquellas rocas de origen volcánico básico que corresponden a la última etapa de formación de la fase geosinclinal; estas series se encuentran limitadas hacia la base, por el Grupo de Barragán en la parte occidental de la Cordillera Central, en el departamento del Valle del Cauca y con el piso del Espinal en la Cordillera Occidental; y hacia el techo, va limitada por el Piso del Cauca del Terciario Inferior. El nombre de Faldequera fue tomado del lugar llamado Faldequera al oeste de Jamundí (Valle), en el curso alto del Río Jordán.

Posteriormente, Nelson (1957, 1962), redefine las rocas volcánicas de las cordilleras Occidental y Central y las denomina como Grupo Diabásico, compuestas por diabasas intercaladas con capas de chert y consideradas de origen marino extrusivo, asociadas a una zona geosinclinal de magmatismo inicial y que se caracteriza por la escasez o ausencia de olivino y constituyen el grupo de las diabasas o basaltos toleíticos. Estas rocas representan

un estado muy temprano de evolución un arco de islas, formado probablemente sobre una corteza oceánica.

McCourt et al.(1985), Aspden et al (1985), encuentran diferencias de edad entre las rocas volcánicas de la Cordillera Occidental y aquellas de la Cordillera Central, por lo cual se separaron estas dos unidades: las formaciones Volcánica y Amaime respectivamente (Aspden et al., 1985; McCourt et al, 1985; Aspden y McCourt, 1986), propusieron que la Formación Amaime y las unidades correlacionables hacían parte del Terreno Amaime, un “Terreno Sospechoso”, el cual fue generado en una dorsal oceánica y acrecido a lo largo de la Falla Cauca-Almaguer (del sistema Romeral); para la Formación Volcánica propusieron un origen de arco de islas, al igual que Barrero (1979) y acrecido a lo largo de la Falla Cali-Patía.

Nivia (1987), demuestra a través de estudios geoquímicos detallados, que las dos unidades, Amaime y Volcánica, presentan las mismas características petrográficas y geoquímicas y por lo tanto, comparten el mismo origen tectónico de formación. Las rocas que conforman el Occidente Colombiano (i.e. aquellas localizadas al occidente de la Falla Cauca-Almaguer) constituyen la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental – PLOCO y fueron formadas en un Plateau Oceánico en la cual las rocas ultramáficas, máficas y basaltos están relacionadas cogenéticamente y que sobre o interdigitados con estos se depositaron secuencias de rocas sedimentarias; posteriormente por procesos de tectónica de placas, la PLOCO fue acrecida al Continente (Nivia 1996).

#### 3.4.3.2.1 Formación Amaime (b5a)

El nombre de Formación Amaime fue propuesto por McCourt et al. (1985), para designar el conjunto de rocas volcánicas de composición básicas que afloran en el flanco occidental de la Cordillera Central en el departamento del Valle del Cauca y que consisten de una serie de Basaltos toleíticos masivos con abundantes horizontes de lavas almohadilladas y localizados al occidente de la Falla Cauca-Almaguer. Se adopta este nombre para la unidad denominada como Complejo Barroso-Amaime localizadas en la Cordillera Central teniendo en cuenta que el nombre fue considerado en el Simposio de Geología Regional de las Cordilleras Central y Occidental pero no ha sido publicado y no se tiene a su vez las consideraciones de sus autores. Sin embargo con el Nombre de Complejo Barroso-Amaime se publicó el Cuadrángulo N6, las planchas 343 y 387 en el departamento del Cauca.

Antecedentes: Hubach y Alvarado (1932), denominaron a los basaltos de la cordillera Central y Occidental como Serie de Faldequera. Posteriormente, Nelson (1959), redefinió con el nombre de Grupo Diabásico, conservando la distribución regional de Hubach y Alvarado. McCourt et al. (1984), Aspden et al. (1984), consideró conveniente separar los basaltos de la Cordillera Central de aquellos de la Cordillera Occidental, debido a criterios cronológicos de formación y son entonces denominadas como Formación Amaime y Formación Volcánica respectivamente. Nivia (1996), de acuerdo con estudios geoquímicos y petrográficos, considera que los basaltos tanto de la Cordillera Central como Occidental comparten el mismo origen tectónico de formación. La sur del departamento Orrego denomina a esta unidad como K<sup>vs</sup> y Murcia y Cepeda (1987), como la Unidad K<sub>v</sub>. Teniendo en cuenta los problemas de nomenclatura de estas rocas Mosquera y Orrego

(1990, en Orrego y París, 1991), decidieron denominar a estos cuerpos de rocas volcánicas como Complejo Barroso-Amaime para involucrar los nombres litoestratigráficos de Formación Barroso de Álvarez y González (1978), y la Formación Amaime de McCourt (1984), pero este trabajo no ha sido publicado y por lo tanto no se tiene en cuenta. Finalmente, para esta memoria se ha decidido denominar a esta unidad como Formación Amaime, tomando en cuenta las consideraciones anteriores y diferenciándola de la Formación Volcánica debido a que están en cinturones diferentes y que tienen edades diferentes (Aspden et al., 1985; McCourt et al, 1985; Aspden y McCourt, 1986, Nivia, 2001).

Descripción: La secuencia volcánica basáltica de la Formación Amaime, en el departamento del Cauca se presenta como un cinturón discontinuo orientado NE-SW, con un bloque principal localizado 5 Km. norte Caldon hasta Miranda y saliendo del departamento con una longitud de 55 Km. por 8 a 2 Km. de ancho. Se presentan otros bloques más pequeños con la misma orientación, localizados al oriente de Morales, oriente de Rosas, sur de la Sierra y nororiente de Mercaderes. Los bloques más orientales se encuentran limitados al oriente por la Falla Cauca-Almaguer, que las pone en contacto con los esquistos Paleozoicos de la Cordillera Central (Complejo Arquía) y al occidente son cubiertos parcialmente por los depósitos sedimentarios del terciarios y depósitos vulcano-sedimentarios del cuaternario o presentan límites tectónicos con estas mismas.

Los basaltos de la Formación Amaime descritos son de color verde oscuro, verde grisáceo a negro y verde oliva, con texturas porfiríticas y afaníticas predominando estas últimas y de hialinas a holocristalinas.

Al microscopio los basaltos se componen de plagioclasa, piroxeno, minerales opacos y vidrio. Las rocas porfiríticas se componen hasta el 10% de fenocristales de clinopiroxeno (augita) y plagioclasa del tipo andesina-labradorita y en algunas muestras se presenta olivino serpentizado. Se observan pequeños fenocristales de clinopiroxenos junto con plagioclasas que resultan en una textura subofítica arborescente, intergranular y esferulítica. Los minerales de alteración corresponden clorita y sílice como productos del vidrio, albita, zeolita, carbonatos, uralita, epidota, saussurita y ocasionalmente prehnita.

Las lavas almohadilladas que caracterizan esta formación son de forma elipsoidal y de diferentes tamaños alcanzando en algunos casos los 35 cm en el diámetro mayor. En algunos sitios se reportan niveles piroclásticos, diques diabásicos y cuerpos sedimentarios menores y lenticulares de grauwacas, limolitas, lodolitas y chert rojizo y gris. Esta unidad sedimentaria ha sido interpretada como una secuencia turbidítica y dada la posición tectónica y estratigráfica estos niveles podrían correlacionarse con la Formación Nogales definida en el departamento del Valle.

Los efectos tectónicos son reportados como zonas fracturadas, incremento en el diaclasamiento, planos de falla, venas epidotizadas y brechas locales que caracterizan a la mayoría de afloramientos de esta unidad y permite determinar un bajo grado de metamorfismo dinámico.

Edad: Los basaltos de la Formación Amaime, son intruídos por el Batolito calco-alcalino de Buga, (departamento del Valle), de edad Cretáceo inferior, 113 +/- 10 MA. (Toussaint et al., 1978). Estudios más recientes del batolito, indican una edad mínima de intrusión de 99+/-4 MA. (Brook, 1984). En el departamento de Antioquia esta unidad es intruida por el Plutón de Sabanalarga con dotaciones K/Ar de 97+/-10 Ma y 91+/-6.4 Ma (González, et al, 1978, Gobel et al, 1979 en Orrego y París, 1991); También Toussaint y Restrepo, 1979 (comunicación oral en Orrego y Marín, 1981), determinan una edad de 107+/-5 Ma para una diabasa colectada cerca al pueblo de Rosas en el departamento del Cauca. Estas edades según Nivia (2001) sugieren, que la Formación Amaime se formó y acrecionó a la margen occidental del Continente antes de los 100 MA.

Tabla 12 Dataciones Radiométricas Grupo diabásico (Espinosa, 1980)

UNIDAD	ROCA	MET.	MAT	EDAD		E	R-I	E-R	REFERENCIA
Grupo Diabásico		K-AR	RT	53.2	±	4.6			Espinosa (1980)
				97.0	±	20.3			Espinosa (1980)
				49.4	±	9.8			Espinosa (1980)
				115.1	±	26.4			Espinosa (1980)
				39.6	±	3.9			Espinosa (1980)
				68.4	±	10.5			Espinosa (1980)
				78.1	±	24.5			Espinosa (1980)
				70.6	±	9.2			Espinosa (1980)
				46.0	±	5.3			Espinosa (1980)
				77.2	±	19.8			Espinosa (1980)

#### 3.4.3.2.2 Formación Volcánica (K2v)

Definida por Aspden et al. (1985), a la secuencia de rocas volcánicas básicas localizadas a todo lo largo de la Cordillera Occidental, al occidente de la Falla Cali-Patía.

Antecedentes: El primer nombre dado a la secuencia de rocas volcánicas básicas presentes en el departamento del Valle del Cauca fue propuesto por Hubach y Alvarado (1932) como Series de Faldequera, la cual reposa concordantemente sobre la serie de Espinal. Posteriormente se cambia su nombre a Grupo Diabásico (Nelson, 1962; Barrero, 1979), que presentan como localidad tipo la carretera principal entre Cali y Dagua. Hubach (1957), le da el nombre de Grupo Faldequera, que incluye rocas básicas de la Cordillera Central; Cucalón (1969), la nombra como Grupo Dolerítico con intercalaciones sedimentarias y finalmente Aspden (1984) y Nivia (1996), Nivia (2001) como Formación Volcánica.

McCourt et al. (1984) y Aspden et al. (1984), consideran conveniente separar los basaltos de la Cordillera Central de aquellos de la Cordillera Occidental, debido a criterios cronológicos de formación y son entonces denominadas como Formación Amaime y Formación Volcánica respectivamente. Mosquera y Orrego (1990, en Orrego y París), utilizan el nombre de Complejo Barroso–Amaime para definir las unidades donde predomina el componente ígneo-básico presentes en borde occidental de la Cordillera Central al occidente de la Falla Cauca-Almaguer, Valle interandino Cauca-Patía y en la Cordillera Occidental en especial el borde oriental y desde el sur del departamento de

Nariño hasta el departamento de Antioquia. Nivia (1996), de acuerdo con estudios geoquímicos y petrográficos, considera que los basaltos tanto de la Cordillera Central como Occidental comparten el mismo origen tectónico de formación, pero además toma en cuenta la tesis de McCourt et al. (1984) y Aspden et al. (1984) sobre las diferencias cronológicas y considera por el momento, continuar con los nombres de Formación Amaime y volcánica, para los dos cinturones oriental y occidental respectivamente (Nivia, 2001).

En las planchas geológicas a escala 1:100.000 del departamento del Cauca, se ha continuado utilizando la nomenclatura antigua de Nelson y Barrero (Orrego y París, 1991; Orrego et al, 1996; Orrego y Alvarado, 1996; Ruiz, 1995?; Murcia y Cepeda, 1991). Pero para este mapa se ha considerado adoptar la nomenclatura del mapa geológico del Valle del Cauca, toda vez que presenta una mejor definición de las diferentes unidades descritas en la Cordillera Occidental, de tal manera que adoptamos el nombre de Formación Volcánica para los cuerpos de rocas ígneas volcánicas que afloran en la Cordillera Occidental y que se sean cartografiables. La descripción que se hace en esta memoria de esta unidad toma en consideración aquellas cuerpos de rocas de diabasas, lavas almohadilladas, basaltos, gabros diques de dolerita, con algunos niveles de sedimentitas, descritos en cada una de las memorias geológicas de las planchas o artículos geológicos del departamento.

Descripción: Esta formación está compuesta de diabasas, lavas almohadilladas, basaltos y gabros incluyendo diques de dolerita. La formación contiene numerosos horizontes y lentes sedimentarios compuestos por pizarras, filitas, shales carbonosos, limolitas, areniscas, chert y localmente calizas. El espesor de la Formación Volcánica no se conoce pero Aspden et al (1984) lo consideran de varios kilómetros y Barrero (1979) lo estima en 5.000 m.

Los mejores afloramientos de esta unidad se localizan a todo lo largo del borde oriental de la Cordillera Occidental, por las carreteras que de la panamericana conducen Balboa-Capitanes -La Fonda; sección del Río Guabas, entre otros.

Las lavas volcánicas generalmente son masivas con desarrollo de diaclasamiento columnar. Los basaltos y doleritas tienen texturas hialinas y holocristalinas. Los basaltos son de color gris verdoso a verde oliva, masivos; contienen un buen desarrollo de horizontes de lavas almohadilladas las cuales pueden ser de hasta 50 m de espesor. La parte superior de estas secuencias pueden consistir de pillow brechas, hialoclastitas y localmente pueden tener niveles de chert y tobas. Los basaltos están formados por agujas finas de plagioclasa, pequeños cristales de augita y rellenando los espacios vacíos a veces se presenta vidrio volcánico devitrificado. Las diabasas son rocas de grano fino compuestas por cristales prismáticos o listones de plagioclasa variedad andesina en cuyos intersticios se desarrolló la augita. Como minerales accesorios se encuentra, magnetita o ilmenita (Nelson, 1962). Los basaltos y diabasas holocristalinas son normalmente de grano medio y están compuestas de 30-50% de plagioclasa, 40-60% de clinopiroxeno (augita-diopsido) y menormente minerales opacos.

#### 3.4.3.2.3 Diabasas y Basaltos de Balboa

Las vulcanitas se encuentran en el piedemonte oriental de la Cordillera Occidental y están limitadas al oeste por la Falla Balboa - El Rosario y al oriente por la Falla Cali-Patía. Afloran por el carreteable Balboa-La Barca, Balboa-Río Mamaconde.

Está compuesto principalmente por basaltos y diabasas, de color gris verdoso, macizas, localmente con estructuras almohadilladas y basaltos columnares (?) con niveles menores de rocas sedimentarias, de grano fino.

Los basaltos y lavas almohadilladas por lo general tienen textura afanítica y en algunos casos amigdalares, contienen diseminaciones de pirita, y venillas rellenas de cuarzo. Las diabasas son de color verde oscuro, cristales de piroxeno y textura granular.

Microscópicamente las diabasas se componen de plagioclasa (45%), piroxeno (30%), especialmente augita, cuarzo (3%) y minerales de alteración: (18%); de epidota, sericita, clorita y hematita; su textura es variable destacándose la hipidiomórfica granular, holocristalina, ofítica y subofítica.

La plagioclasa (labradorita), se presenta como fenocristales y en la matriz, en forma de cristales alargados prismáticos y subhedrales; algunos de ellos presentan núcleos cálcicos y bordes sódicos. La macla común es la de carlsbad. Los cristales augita son subhedrales a anhedrales, con birrefringencia moderada y el cuarzo es intersticial.

Los basaltos son microcristalinos, con textura ofítica y están constituidos por plagioclasa con maclas de periclina y carlsbad, augita maclada, y minerales de alteración como clorita y sericita. Algunos basaltos, contienen amígdalas rellenas de clorita, piroxeno y feldspatos. Hacia la falla de Balboa - El Rosario, las cloritas de los basaltos desarrollan estructuras fluidales y se forma calcita, debido a efectos cataclásticos.

#### 3.4.3.2.4 Flujos y Silos Basálticos de Timba

El nombre de esta unidad es utilizado por Orrego y París (1991), para describir unas rocas basálticas con intercalaciones sedimentarias, cuya sección típica se encuentra a lo largo del Río Timba al noroeste del cuadrángulo N6. Los contactos entre los silos básicos y las sedimentitas son interdigitados.

Al occidente del Río Cauca, se presentan seis conjuntos de rocas volcánicas básicas orientadas al noreste. Tres de ellos se encuentran al norte y sur del Río Timba; el más occidental, se extiende al suroeste hasta la vereda Aguaclara. El cuarto y quinto conjuntos, que como el anterior está en contacto discordante con la Formación Chimborazo, se encuentra en su orden ubicados al norte de Betulia y al norte y sur del Stocks de Paso de Bobo. El sexto conjunto se extiende al sur del Río Inguito y conforma la cuchilla llamada Peña La Nariz del Diablo y el alto de Chamba.

La roca en afloramiento es de apariencia masiva y de color verde, verde grisáceo y oscuro. La unidad se presenta como silos independientes, diques y flujos. Los silos son de carácter macizo y generaron metamorfismo de contacto evidenciado por fenómenos de calcinación

y la presencia de andalucita en las rocas pelíticas que se encuentran cerca al contacto. En los silos se observa un cambio textural en el tamaño de grano, desde el contacto hacia el centro del cuerpo básico, siendo de grano fino hacia el borde y de grano medio hacia el centro del cuerpo. Estos silos se encuentran dentro de conjuntos sedimentarios que pertenecen a las Formaciones de Marilopito y Aguacalara y también dentro de las filitas y pizarras del Dagua. Los diques básicos se presentan asociados a los flujos almohadillados y algunas veces cortan las rocas sedimentarias. Los flujos que se presentan con menos frecuencias en la N-6, característicamente poseen estructuras almohadilladas y amigdalares. Las almohadillas son de forma elipsoidal y el eje mayor mide hasta 40 cm en promedio.

La roca es de grano fino a medio y ocasionalmente presenta textura porfirítica. Las amígdalas se encuentran rellenas con calcita, zeolitas y clorita. Los fenocristales corresponden a plagioclasa, piroxeno y anfíbol fibroso.

Microscópicamente estas rocas muestran una variedad textural, representada por texturas hialinas, holocristalinas, ofíticas, subofíticas, arborescentes e hipodiomórficas intergranulares. Los componentes mineralógicos son plagioclasa, piroxeno, ilmenita y magnetita. El piroxeno es augita y en algunos casos pigeonita. La plagioclasa es maclada según albita, es de composición andesina. Material de vidrio alterado a clorita y pequeños minerales de sílice, rellenan los espacios entre los cristales. Los minerales de alteración son saussurita, uralita, clorita, pumpellyita, epidota, carbonato, zeolita, albita, esfena y cuarzo.

El contacto inferior de ésta formación no se conoce; hacia la parte media se interdigita con el Complejo Dagua (sensu Nivia, 1996) y el contacto superior infrayace en discordancia angular, las unidades sedimentarias del paleógeno-neógeno tanto de la Cuenca Cauca-Patía como la cuenca del Pacífico.

La roca presenta metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico de las facies zeolitas, prehnita pumpelita y esquistos verdes (Orrego y París, 1991).

#### 3.4.3.2.5 Unidad de Basaltos y Diabasas

En la plancha 364 se presenta una unidad denominada informalmente como Basaltos y Diabasas (Orrego y Acevedo, 1996), la cual está compuesta de diabasas, basaltos amigdaloides, tobas y delgadas intercalaciones de rocas sedimentarias principalmente chert, calizas y limolitas. Las diabasas presentan textura hipodiomórfica granular a ofítica y subofítica y están compuestas por plagioclasa (andesina-labradorita), clinopiroxenos (augita-pigeonita). Los minerales opacos son de pirita, hematita, magnetita e ilmenita. Los minerales de alteración son epidota, prehnita y pumpellyita. Los piroxenos denotan la presencia de flujo y están alineados alrededor de amígdalas de 0.5 mm de diámetro.

Los basaltos son microcristalinos con textura ofítica y están constituidos por plagioclasa cálcica, augita, anfíbol y biotita, alterados a clorita y magnetita.

Edad: Las determinaciones radiométricas de K/Ar en los basaltos son poco confiables debido al bajo contenido de K<sub>2</sub>O y probablemente a la pérdida de Ar por metamorfismo.

Barrero (1979), reporta una edad de  $136 \pm 20$  Ma en basaltos de la vía Buga – Buenaventura. Dos muestras datadas sobre roca total por K/Ar dan una edad de  $58 \pm 3$  Ma y  $46 \pm 2$  Ma. (Aspden, 1984), pero de acuerdo con Brook (1984), estas edades son poco representativas. Según Sinton et al. (1993, en Nivia en Imprenta), las rocas de la isla Gorgona datadas por el método  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  dan un promedio de 87.4 Ma lo cual sería la mejor aproximación a la edad de formación de la PLOCO (Nivia, en imprenta). Espinosa (1980), con base en dataciones de rocas volcánicas colectadas en la Población del Tambo, Nariño reporta  $65 \pm 10$  millones de años, indicando una edad Cretácea Superior para el vulcanismo básico. La determinación de edad absoluta reportada por Barrero (1977) para un basalto toleítico del Grupo Diabásico en roca total (K/ Ar) es de  $136 \pm 20$  MA.

Los basaltos de Timba se encuentran interdigitados con las formaciones Marilopito y Aguaclara (Complejo Estructural Dagua, en el sentido de Nivia, 1996), las cuales fueron datadas con base en registro paleontológico en el cretáceo superior (Coniaciano-Maestrichtiano).

Metamorfismo Dinámico: Según Murcia y Cepeda (1991), el metamorfismo es de facies prehnita-pumpellyita y esquistos verde, asociado a metamorfismo de fondo oceánico;

Murcia y Cepeda (1991), realizan análisis químicos de las vulcanitas de la Plancha 410, indicando que son toleitas abisales, toleitas islándicas y toleitas de arco de islas, sugiriendo la presencia de diferentes ambientes marinos mezclados. Además postulan un ambiente de fosas oceánicas, arcos de islas y de dorsal oceánica, mezclados tectónicamente por acreción continental y procesos de subducción - obducción.

#### 3.4.3.3 Secuencia Sedimentaria - Complejo Estructural Dagua (K2cd)

Nivia et al (1997), teniendo en cuenta la imposibilidad de definir unidades litoestratigráficas formales en la PLOCO debido a su alta deformación, propone, considerar todas las rocas sedimentarias dentro de esta, como una unidad litodémica a la que le asigna el nombre de “Complejo Estructural de Dagua”, de acuerdo a las definiciones que al respecto se dan en la North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983).

Dentro del Complejo Estructural de Dagua, se agrupan todas las rocas de origen sedimentario como son: las lodolitas, wacas, arenitas, chert, conglomerados y calizas y aquellas que tienen un componente volcánico como tobas y aglomerados relacionadas con las unidades basálticas (Nivia, 2001).

Antecedentes: Los primeros en estudiar las rocas sedimentarias tanto en la Cordillera Central como Occidental dentro del departamento fueron Hubach y Alvarado (1934), quienes propusieron llamar Serie de Dagua y Piso del Espinal a las rocas sedimentarias que infrayacen las rocas volcánicas básicas de la Cordillera Occidental y Como Grupo de Barragán a las rocas sedimentarias anteriores pero localizadas en la Cordillera Central. Grosse (1935) las denomina como Estratos de Chita. Posteriormente, Nelson (1957, 1962), redefine las unidades geológicas de las cordilleras Central y Occidental en el Valle del Cauca y denomina como Grupo Dagua a los estratos potentes de esquistos que yacen debajo del Grupo Diabásico y lo subdivide en los miembros grafitico, calcáreo, arcilloso-

tobáceo y silicificado. En la Cordillera Central define la Formación Nogales que suprayace el Grupo Diabásico y le asigna una edad del Paleoceno.

Barrero (1979), redefine nuevamente las unidades geológicas de la Cordillera Occidental y retoma el nombre de Grupo Dagua de Nelson (1962), pero lo subdivide en la Formación Cisneros para las rocas de bajo grado de metamorfismo y Formación Espinal para la secuencia sedimentaria que suprayace la anterior.

Orrego (1975), denominan Filitas y Pizarras del Dagua como unidad litodémica a rocas con bajo metamorfismo presentes en la Cordillera Occidental Cauca y Formaciones Marilopito compuestas de una secuencia de chert con niveles más delgados de limolitas y arcillolitas y Formación Aguaclara a la secuencia de limolitas, arcillolitas y areniscas con niveles de conglomerados.

Parra (1983), las denomina como Formación Lázaro (bajo metamorfismo) y Formación Consolidada. Aspden et al. (1985), Verdugo & Aspden (1985), McCourt et al. (1985), redefinen las unidades Cretáceas del Valle, donde suprimen el nombre de Grupo Dagua y redefinen las unidades únicamente como Formación Cisneros (rocas con Bajo metamorfismo) y Formación Espinal; definen nuevas unidades geológicas conocidas como Formación Ampudia (Verdugo & Nivia, 1985), y Formación Río Piedras (Aspden et al, 1985) y retoman la Formación Nogales de Nelson (1957).

Finalmente, Nivia et al. (1997), proponen considerar todas las rocas sedimentarias como una unidad litodémica, a la que asignan el nombre de Complejo Estructural Dagua. Este complejo estaría conformado por rocas sedimentarias que se interdigitan estratigráficamente con las rocas volcánicas; Nivia et al. (1997), reportan que los esfuerzos tectónicos han producido metamorfismo de las rocas caracterizado por la ausencia de neomineralización y por una deformación penetrativa, cuya magnitud o grado metamórfico depende de la competencia de cada uno de las secuencias sedimentarias. Sin embargo como lo anota Nivia (2001), dado que la cartografía geológica se adelanto siguiendo la descripción de unidades litoestratigráficas, esta descripción se conserva pero incluidas dentro del Complejo tal como fue definido.

#### 3.4.3.3.1 Formación Cisneros (K2c)

En la Plancha 299 en el extremo norte del departamento se ha cartografiado la Formación Cisneros (Verdugo y Aspden, 1985), pero en la plancha 320 que empata con la anterior, la misma unidad se ha cartografiado como Filitas y Pizarras del Dagua (Kifdp) (Orrego y París 1991). Más al sur, en la plancha 386 es denominada como Grupo Dagua (Ruiz, 1997). En este informe adoptamos el nombre de Formación Cisneros para las secuencias sedimentarias que se adaptan a la descripción original de esta unidad, tomando en cuenta las descripciones y observaciones de los diferentes autores en cada una de las planchas 100.000 del departamento.

Antecedentes: Hubach y Alvarado (1932; 1934) llamaron a esta unidad como Series de Dagua y piso de Dagua, Grosse (1935), las denomino Estratos de Chita en el sector de Rosario - El Peñol departamento de Nariño; Nelson (1962) como Grupo Dagua en la

carretera antigua Cali – Buenaventura y el nombre de Formación Cisneros fue utilizado primero por Barrero (1979), para describir un paquete de rocas metamórficas de bajo grado expuestas en las cercanías de Cisneros. Posteriormente Aspden et al (1984) utiliza el mismo nombre para referirse a las mismas rocas, pero que lo definen como un cinturón fuertemente tectonizado de rocas sedimentarias especialmente de grano fino. Aspden et al (1984) consideran que el metamorfismo es de tipo dinámico de bajo grado y relacionado al intenso cizallamiento dentro del cinturón. Parra (1983), en la plancha 223-El Cairo las denominó como Formación Lázaro.

En el departamento del Cauca estas mismas rocas han sido denominadas como Filitas y Pizarras del Dagua (Orrego y París, 1991) y Grupo Dagua (Ruiz, 1997), en la plancha 386, formando el núcleo de la cordillera Occidental, ocupa el 42% de la plancha y una extensión aproximada de 1.105 Km<sup>2</sup> con rumbo norte - sur

Descripción: La Formación Cisneros en el sentido de Aspden et al (1984) consiste de filitas y pizarras grises claras y verdes, chert, metacalizas y en menor proporción areniscas interestratificadas. Algunas de las pizarras, tienen origen piroclástico (Nelson 1962; Aspden et al, 1984).

De acuerdo con Ruiz (1997), la unidad (Grupo Dagua), está conformado por filitas, metalimolitas, metachert, pizarras verdes y rojas, metabasaltos y metagrauwacas y esta limitada tectónicamente por dos fallas: al occidente por la falla Junin-Sambiambi (Arango y Ponce 1982) la cual pone en contacto los metabasaltos y metasedimentos (Kvs) del Grupo Diabásico y al oriente la Falla Balboa-Rosario pone en contacto las diabasas y basaltos (Kvd).

La Formación Cisneros (Filitas y Pizarras del Dagua), en el sentido de Orrego y París (1991), se compone de pizarras, filitas y metareniscas, metaconglomerados y esporádicos niveles de metacalizas, metachert y metabasaltos que podrían a su vez corresponder con silos.

Las filitas y pizarras frescas, se presentan en capas medias y en láminas plegadas, de color negro y verde oscuro, y alteradas presentan un color gris a verde oliva. Estas rocas desarrollan un clivaje paralelo a tangencial a los planos de estratificación originales. Microscópicamente están constituidas por cuarzo y feldespato, material carbonáceo y calcáreo, venas con cuarzo y clorita como mineral secundario.

Las pizarras y filitas son de color gris oscuro y a veces presentan un lustre plateado, posiblemente por la sericita. Las Pizarras que afloran en la Hoz de Minamá se presentan como láminas paralelas onduladas, de color rojo y verde, compuestas por cuarzo, clorita y epidota. En muestra de mano se reconoce la sericita y la materia carbonácea; algunos niveles son calcáreos. Bajo el microscopio las filitas y pizarras se componen de cuarzo, feldespato, sericita, material carbonáceo y pequeños y esporádicos cristales de biotita cloritizada.

Los metaconglomerados son de color oscuro grisáceos y están compuestos de fragmentos líticos de rocas básicas, limolitas, chert y minerales félsicos (cuarzo o feldespato). Las areniscas presentan un tamaño de grano fino a grueso, color gris oscuro y están compuestas

de feldespato, cuarzo, moscovita, clorita, fragmentos líticos de chert y metamorfitas y menormente biotita cloritizada. La matriz esta compuesta de minerales félsicos, sericita y clorita estos últimos normalmente orientados.

Los metachert, se presentan en capas replegadas y fracturadas y se caracterizan por tener color gris oscuro a claro y verde; se presentan en capas de 5 a 10 cm de espesor, con laminación interna. Están constituidos por una matriz microcristalina de cuarzo, materia orgánica y clorita, donde se encuentran venas de cuarzo y calcita.

El espesor de la formación no ha sido estimado debido al intenso fallamiento y plegamiento. Al igual que la Formación Espinal, Aspden et al (1984), sugiere una interdigitación de la Formación Cisneros con la Formación Volcánica.

Ambiente de depósito: Las características primarias de las rocas como texturales y litológicas, son similares a lo largo de la cordillera Occidental pero en el departamento del Cauca no se presentan los metachert ni pizarras de color verde y rojizo (Orrego y París, 1991), muy importantes hacia el norte y que sugieren dos protolitos diferentes; sin embargo, se presenta casi todo el flanco occidental de la Cordillera Occidental que no ha sido cartografiado a escala 1:100.000. Las rocas presentes en esta unidad permiten determinar un origen bioquímico para las calizas y chert y terrígeno para los conglomerados y areniscas estas depositadas en un ambiente de corrientes de turbidez cerca al continente (Orrego y París, 1991).

Edad: Algunos horizontes de pizarras grises y rojos contienen fósiles del tipo zoophycos (Aspden et al 1984) y algunos chert, son ricos en radiolarios (Barrero, 1979). Las edades asignadas para estos fósiles son del Albiano-Maestrichtiano. En el cuadrángulo N6 se encontraron microfósiles (Orrego, 1975), que fueron correlacionados con formas encontradas en sedimentitas del Cretácico Superior.

Metamorfismo: Las rocas de la Formación Cisneros han sido afectadas por un metamorfismo de bajo grado; representado por asociación clorita, prehnita, pumpellyita, (CEPEDA y MURCIA, 1991), correspondiente a una facies de esquisto verde, posiblemente de tipo bárico de presión intermedia y baja temperatura, similar al descrito por Miyashiro (1973).

La edad del Grupo Dagua ha sido estimada por Barrero (1979) como Cretácea Inferior a Cretáceo Superior. Las edades por K/ Ar en roca total, de filitas localizados por fuera del departamento del Cauca, dieron  $61.9 \pm 2.7$  Ma y  $81.8 \pm 3.3$  Ma correspondiente al Cretáceo Tardío (ÁLVAREZ, J., 1983).

#### 3.4.3.3.2 Formación Espinal (K2e)

Definida por Hubach y Alvarado (1934), y retomada posteriormente por Nelson (1962), Barrero (1979) y Aspden et al (1984).

Descripción. La Formación Espinal consta de chert negros, shales negros silíceos, carbonáceos y piritosos; con niveles de secuencias turbidíticas típicamente gradadas desde

conglomerados líticos a limolitas laminadas, shales y chert. Igualmente se presentan algunos niveles de calizas lenticulares y silos basálticos que cortan la secuencia.

Barrero (1979) y Aspden et al (1984) han reportado algún contenido faunístico en algunos niveles litológicos de esta Formación y consideran que algunos de los chert y shales silíceos consisten hasta un 30% de remanentes de radiolarios. Igualmente Barrero (1979) reporta foraminíferos dentro de esta Formación.

Aspden et al (1984) consideran que la Formación Espinal se encuentra interdigitada con la Formación Volcánica, y cuyos contactos superior e inferior, con esta son normales. El espesor de la Formación según Aspden et al (1984) varía entre 700 y 2000 metros.

#### 3.4.3.3.3 Formación Ampudia (K2am)

Esta Unidad fue propuesta por Verdugo & Nivia (1985), para referirse a una secuencia sedimentaria expuesta en la carretera Jamundí - Villa Colombia cerca de Ampudia.

Antecedentes. Keiser (1954), denominó como Estratos de Ampudia, a una serie monótona de esquistos arcillosos de color gris, localizados al oeste del caserío de Ampudia y les asignó una edad del Cretácico superior. Posteriormente Verdugo & Nivia (1985), redefinieron como Formación Ampudia.

Descripción. La unidad es predominantemente sedimentaria, limitada por bloques corticales de la Formación Volcánica. Esta constituida por una secuencia de chert, lodolitas silíceas, limolitas, areniscas y localmente lodolitas arcillosas con horizontes de brechas sedimentarias. Se presentan igualmente unas intercalaciones menores de basaltos y doleritas que hacen parte de esta unidad (Nivia, 2001). Los Chert son usualmente de color gris oscuro y ocurre en capas hasta de 12 cm de espesor y están compuestos por cuarzo criptocristalino y material arcilloso. Se observan estructuras circulares que probablemente representan restos de radiolarios y/o foraminíferos.

#### 3.4.3.3.4 Formación Marilopito (K2m)

La Formación Marilopito fue definida por Orrego (1975), para describir una secuencia de rocas sedimentarias que suprayacen una unidad de diabasas, en la parte sureste del Cuadrángulo N-6.

Descripción. La Formación Marilopito se inicia hacia la base con una sucesión de capas de conglomerados con un espesor aproximado de 18 m, compuestos por cantos de limolitas, arcillolita, chert, cuarcita, cuarzo y basaltos embebidos en una matriz arcillosa.

Suprayaciendo el conglomerado se presenta una sucesión de capas de limolitas, arcillolitas, margas, areniscas y grauwas que alcanzan un espesor de 96 m. Las grauwas contienen granos de feldespato, cuarzo y cantos de diabasas y limolita en una matriz de limo. Las margas y limolitas calcáreas contienen foraminíferos. Las capas de arcillolitas y limolitas son de color oscuro y se encuentran intercaladas con capas delgadas de margas, calizas y areniscas. La secuencia presenta estratificación gradada y rítmica

Hacia el techo con un espesor superior a los 750 m se presenta una sucesión de capas bien definidas de chert, separadas por delgadas capas de arcillolitas y limolitas. El chert es de color gris claro, blanco, negro y verde. El espesor de las capas varía entre 8 y 80 cm. Localmente aparecen interestratificaciones de capas delgadas de tobas. Arcillolitas y limolitas.

El contacto inferior de la formación es discordante, donde el conglomerado basal suprayace rocas basálticas de la formación volcánica. El contacto superior es concordante con la formación Aguaclara y se reconoce por la desaparición de las capas de chert (Orrego y París, 1991).

El espesor total de 806 m se cree es aparente aunque no se detectaron fallas inversas. La estratificación rítmica gradada y la composición de las rocas de la unidad indican un ambiente marino-turbidítico, cuya fuente pudo ser continental. La edad de acuerdo al contenido fosilífero es del Coniaciano (Orrego y París, 1991).

#### 3.4.3.3.5 Limolitas y Chert de La Esperanza (K2es)

Esta unidad fue definida informalmente en la plancha 386-Mercaderes, (Ruiz, 1997), como parte del Grupo Diabásico (Nelson, 1962 y Barrero, 1979), como una franja norte sur localizada al oriente de Balboa y occidente de Olaya.

La unidad esta constituida por una secuencia sedimentaria de un promedio de 1000 m de espesor que incluye limolitas, chert y limolitas calcáreas, interestratificadas en capas onduladas paralelas de 10 a 40 cm de espesor (gruesas a medias). Las limolitas son de color crema a amarillentas y están compuestas por cuarzo, feldespato y piroxenos de tamaño limo, angulosas a subredondeados. Los Chert varían de color negro a crema y están constituidos por sílice criptocristalina e impurezas argiláceas finas.

Morfológicamente se diferencias de las diabasas y basaltos por su relieve menos pronunciado y la formación de depresiones, asociado a su composición blanda y grado de fracturamiento. Esta unidad es concordante con las diabasas y basaltos.

#### 3.4.3.3.6 Formación Aguaclara (K2ag)

El nombre de Formación Aguaclara fue dado por Orrego (1975), a un paquete de rocas que conforma el núcleo del sinclinal del mismo nombre y que se localiza en el suroeste del Cuadrángulo N6.

Descripción. La unidad esta compuesta por una serie de intercalaciones de limolitas, arcillolitas, areniscas, algunos niveles delgados de conglomerados intraformacionales y flujos basálticos.

Las arcillolitas, las limolitas y areniscas son de color negro y meteorizan a un color amarillo-rojizo. Algunas capas de limolitas son silíceas con niveles menores en especial a la base de chert.

Las areniscas presentan plagioclasa, cuarzo, chert, piroxenos y minerales opacos, embebidos en una matriz de clorita, minerales arcillosos, sericita, materia orgánica, anfíbol y minerales calcáreos como cementante. Las grauwacas y las margas se presentan en menor proporción y se encuentran intercaladas con las limolitas. Las grauwacas se presentan masivas de color oscuro a gris verdoso en capas delgadas a medias (1 – 40 cm). Internamente las capas presentan estratificación cruzada, estratificación gradada y estructuras de deslizamiento y se presentan concreciones calcáreas. También se presentan esporádicos cantos con diámetro hasta de 80 cm de diabasas dentro de los niveles de limolitas.

La unidad suprayace concordantemente la Formación Marilopito e infrayace discordantemente la Formación Chimborazo que lo marca la aparición de un conglomerado polimíctico basal.

La estratificación rítmica y gradada, la composición litológica y estructuras de deslizamiento indican un origen marino turbidítico donde la zona fuente de los sedimentos se encuentra en el talud de la dorsal oceánica.

La edad de la Formación Aguaclara es determinada por el contenido faunístico de microfósiles datados como Campaniano-Maestrichtiano (Duque, en Orrego y París, 1991).

#### 3.4.3.3.7 Secuencia del Río Guabas (K2rg)

Orrego y Acevedo (1993), llamaron Secuencia del Río Guabas a una serie de rocas sedimentarias de calizas, chert, brechas, conglomerados y areniscas, que afloran al occidente del Río Ramal (afluente del Guabas), entre los poblados de Baraya y Buenavista, en el extremo noroeste de la plancha 364-Timbio. Esta unidad al parecer engloba las formaciones de Marilopito y Aguaclara juntas, pero fue llamada así por la dificultad de definir y separar estas formaciones en el área.

La secuencia fue dividida en dos conjuntos: El conjunto inferior está constituido por capas de chert, limolitas y hacia el techo calizas y basaltos. El segundo conjunto o superior esta conformado por rocas rudáceas, brechas, conglomerados y areniscas. Ambos conjuntos presentan estratificación gradada y rítmica.

El conjunto inferior, está constituido por un nivel de 50 m de calizas de color negro bituminosas y piritosas, con intercalaciones de limolitas calcáreas de 30 a 70 cm de espesor. Suprayaciendo lo anterior se presenta una serie de 420 m de espesor compuesto por chert de color negro a gris con intercalaciones de limolitas verdes. En este nivel se encuentra un paquete de 20 m de espesor de rocas basálticas y finaliza la secuencia con un paquete de 20 m de espesor de calizas similares a las descritas hacia la base.

El conjunto superior, con un espesor de 650 m consiste de ruditas, con predominio de los conglomerados compuesto de cantos subredondeados de chert, cuarzo, basaltos y diabasas embebidos en una matriz arenosa. Las areniscas son grauwacas de grano fino a conglomeráticas con estratificación gradada y rítmica.

Hacia el techo del conjunto se encuentra un paquete de areniscas de 20 m de espesor compuesta principalmente por cuarzo, mal sorteada y un paquete de conglomerados de 15 m de espesor constituido por cantos subredondeados de calizas, chert y diabasas. El tamaño del grano de estos conglomerados alcanza los 4 cm de diámetro.

Las características litológicas y físicas de la secuencia indican que estas fueron depositadas por corrientes de turbidez, posiblemente en cuencas profundas.

Edad Correlación. La edad de esta secuencia esta determinada por el contenido fósil observado en las calizas que afloran en el Río Jejenes y corresponden a *Inoceramus* sp y datados como Coniaciano (Gutiérrez, en Orrego y Alvarado, 1993). Se colectó fauna dentro del nivel arenoso mal conservada de *Inoceramus* sp datadas en el Cretáceo superior, un fragmento mal conservado de amonites y un rodado de una impresión de bivalvo muy similar a *Didymotis*.

Orrego et al (1984), consideran que esta unidad puede corresponder con las formaciones de Marilopito y Aguaclara no diferenciadas en la plancha 364. Las diferencias en la secuencia sedimentaria de cada una de las unidades pueden ser atribuidas a cambios faciales dentro del gran conjunto de la secuencia denominada por Nivia (2001), como Complejo Estructural Dagua.

#### 3.4.3.3.8 Formación Río Piedras (K2p)

El nombre de Formación Río Piedras fue propuesto por Aspden et al. (1985), para describir un cinturón de rocas sedimentarias cuarzosas que afloran en el río Piedras, en el flanco oeste de la Cordillera Occidental.

De acuerdo a las observaciones de Imágenes de Satélite la unidad se prolonga en una franja angosta y alargada siguiendo aproximadamente el piedemonte de la cordillera occidental en la zona del departamento del Cauca acuciándose un poco antes de llegar al Río Micay.

Descripción. La formación Río Piedras consiste de unidades de areniscas y limolitas, bien sorteadas, compactas, bien estratificadas y azulosas; además de lodolitas carbonosas y/o piritosas. Localmente se encuentran horizontes de grauwacas, pobremente sorteadas y masivas. Algunas capas tienen bases erosivas y pueden ser gradadas. Las estructuras sedimentarias más comunes son la laminación paralela, estratificación cruzada a pequeña escala, cargas de fondo y estructuras diapíricas. La formación probablemente fue depositada por corrientes de turbidez, donde el origen del material que conforma la serie parece ser exclusivamente continental.

Hacia el oeste la unidad es suprayacida discordantemente por rocas sedimentarias del Terciario y al oriente se encuentra en contacto fallado con la Formación Cisneros.

La edad de la Formación Río Piedras es desconocida y se diferencia de la Formación Cisneros por la carencia de metamorfismo dinámico.

### 3.4.4 Cobertura Andina Cenozoica

En el departamento del Cauca la cobertura andina del Cenozoico, esta representada por tres cuencas de sedimentación separadas entre sí, por las cordilleras Central y Occidental: la cuenca del Putumayo, la cuenca del Cauca-Patía y la cuenca de la llanura costera del Pacífico. Estas dos últimas localizadas sobre la PLOCO: La cuenca del Valle Interandino Cauca-Patía, presenta un importante aporte ígneo representado por cuerpos hipoabisales que cortan gran parte de la secuencia sedimentaria y flujos y derrames lávicos y piroclásticos asociados a la arco volcánico de la zona de subducción de la placa de Nazca bajo la continental. Las secuencias litoestratigráficas serán descritas a continuación.

#### 3.4.4.1 Secuencia Sedimentaria del Paleógeno-Neógeno en el Valle Interandino Cauca-Patía-VICP

Esta región fue estudiada por Grosse (1926–1930), Hubach y Alvarado (1934), Van Der Hammen (1958), Orrego (1975), León et al (1973), Orrego et al (1976), Orrego y París (1991), McCourt et al 1984, Aspden et al 1984, Nivia 2001 estos tres últimos, dentro del departamento del Valle del Cauca.

Grosse (1926-1930), describe las rocas sedimentarias de la cuenca del Patía y las agrupa litológicamente en tres conjuntos: El conjunto inferior y el conjunto medio conformados por material detrítico y conjunto superior donde prevalece el material volcánico de diferentes clases sobre el sedimentario. Hubach y Alvarado (1934), describen las rocas pertenecientes al Valle Interandino Cauca-Patía–GICP, en el departamento del Valle y Cauca, en la que distinguen dos formaciones: El Piso del Cauca del Terciario inferior y el Piso de cinta de Piedra del Terciario superior; estos pisos fueron divididos en conjuntos y estos a su vez, en horizontes.

Keizer (1954), en su estudio de la región de San Antonio, municipio de Jamundí, describe las rocas sedimentarias que suprayacen a la Formación Nogales y/o el Grupo Diabásico, a las que denomina como El Terciario Carbonífero; a esta secuencia le asignó una edad del Eoceno inferior al Oligoceno inferior, de acuerdo con las dataciones paleontológicas de Royo y Gómez en 1950.

Keizer, Nelson & Van Der Hammen (informe inédito, en Van Der Hammen, 1958), establecieron una nomenclatura basados en los nombres de Grosse (1926) y Hubach & Alvarado (1934), después de elaborar una correlación palinológica en las formaciones del Valle. El Grupo del Cauca de Hubach y Alvarado (1934), lo dividieron en tres formaciones: Cauca Inferior con los miembros Ampudia y la Cima; Cauca Medio con los miembros Timba y Rampla, además de considerar a la Formación Vijes como parte de la Formación Cauca Medio; y Cauca Superior con los miembros Suárez, Patía y Cinta de Piedra. Esta nueva nomenclatura, sin embargo creó confusión y por lo tanto De Porta (1974), recomienda no utilizarla.

Schwinn (1969), Establece una nueva nomenclatura: El Grupo Cauca lo divide en las formaciones Uribe, Guachinte y Jamundí. Suprayaciendo en discordancia angular, define la Formación Vijes localizada en el departamento del Valle del Cauca; sobre esta y en

concordancia define el Grupo Valle conformado por las formaciones Cartago y Buga. Suprayaciendo en discordancia angular, ubica la Formación Popayán.

Orrego (1975) y Orrego et al (1976), en el Departamento del Cauca propusieron dividir el Grupo Cauca en cuatro formaciones: Chimborazo, Guachinte, Ferreira y Esmita. Estas formaciones, exceptuando a la Esmita se pueden seguir hacia el norte acuñándose después de Cali, en el Departamento del Valle y en su lugar aparece una secuencia calcárea denominada como Formación Vijes (Schwinn, 1969).

León et al (1973), en la plancha 387, toma la unidad denominada por Grosse (1935), como el Neoterciario de Mosquera y la redefine con el nombre de Formación Mosquera la cual corresponde a lo que Orrego (1975), denominó como las formaciones Guachinte y Ferreira. En la plancha 364, Orrego y Acevedo (1993), definen la Formación Peña Morada que a su vez es correlacionable con la Formación Chimborazo de Orrego (1975).

En el convenio INGEOMINAS-BGS (en Aspden et al., 1985), adoptan la nomenclatura del Grupo Cauca de Orrego (1975) y la de la Formación Vijes y Grupo del Valle de Schwinn (1969). Esta última unidad la subdividen en las Formaciones Cinta de Piedra y La Paila; y la Formación Popayán al norte del Departamento la definen como Formación La Pobreza. Nivia (2001), excluye del Grupo Cauca la Formación Chimborazo por no estar de acuerdo con los procedimientos de nomenclatura estratigráfica, al estar en discordancia con la Formación Guachinte.

En este informe se ha considerado, para efectos de unificación de la nomenclatura incluir dentro de la Formación Chimborazo de Orrego (1975) la Formación Peña Morada de Orrego y Acevedo (1993) y la Formación Mosquera de León et al (1973) incluirla dentro de las Formaciones Guachinte y Ferreira de Orrego (1975). También se tiene en cuenta la observación de Nivia (2001), que excluye la Formación Chimborazo del Grupo Cauca, teniendo en cuenta la discordancia que los mismos autores han determinado tanto en la base como el techo de dicha unidad. Además consideramos en este informe excluir el miembro conglomerático (o superior) de la Formación Esmita por las mismas razones antes anotadas y tomar en consideración la propuesta de Pérez (1981), quien denomina este conjunto como Formación Patía. En la **Tabla No 13** se ilustra las diferentes propuestas de nomenclatura de la secuencia sedimentaria de la cuenca interandina Cauca-Patía.

#### 3.4.4.1.1 Formación Chimborazo (¿e6e7chi)

El nombre de esta formación es definido por Orrego (1975), para designar una secuencia sedimentaria de carácter marino que aflora cerca de la población de Chimborazo (17 Km. al S80W del Municipio de Morales, Cauca) y consta de conglomerados polimícticos, wacas, limolitas y lodolitas hacia el techo, con horizontes locales de conglomerados. La unidad se ha cartografiado a todo lo largo de las estribaciones occidentales de la Cordillera Occidental desde norte del Cuadrángulo N6 hasta 5 Km. antes de la población de Baraya en la plancha 364. Otro bloque cartografiado como Formación Peña Morada se localiza en el extremo sur de la plancha 364 a 8 Km. al oriente de la población del Bordo.



Descripción. La Formación Chimborazo suprayace discordantemente las formaciones Volcánica y/o Complejo Estructural Dagua e infrayace en discordancia la Formación Guachinte (Orrego, 1975). Es subdividida en dos miembros: el inferior, denominado Miembro Confites; y el superior como Miembro Loma Larga (Orrego, 1975). El espesor de la Formación supera los 3.150 m en su sección tipo y decrece hacia el norte, hasta acunarse cerca de la población de Villa Carmelo en el departamento del Valle. En general, la estratificación es rítmica y gradada, observándose al interior de las capas inmadurez textural y mineralógica. Los cambios faciales son notables con decrecimiento en el tamaño de los granos hacia el norte.

En el área de la sección tipo (noroeste de Suárez), la unidad descansa en contacto inconforme erosivo sobre las rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Volcánica y el Complejo Estructural Dagua (Nivia, 2001), donde aparecen los niveles conglomeráticos; infrayace en discordancia a la Formación Guachinte y cuyo contacto se marca donde aparecen los conglomerados cuarzosos o cuarcitas de esta formación. Esta formación tiene una orientación general hacia el noreste e inclinada al oeste. El Bloque de Peña Morada (Formación Peña Morada), tiene un espesor de 211 m.

#### **Miembro Confites (?e6e7co)**

El nombre original fue propuesto por Hubach y Alvarado (1934) como conjunto Confites. Orrego (1975), redefine la unidad y la lleva a la categoría de Miembro. La localidad tipo se encuentra en la Vereda Los confites localizada al costado sur del Río Claro 15 Km. al SW de Jamundí en la plancha 299.

El miembro consiste de conglomerados polimícticos, interestratificados con areniscas grauvaquicas, limolitas, arcillolitas y brechas sedimentarias. Los líticos constan principalmente de chert y basaltos que alcanzan hasta un metro de diámetro hacia la base. Los cambios de espesor y facial son muy notables desde 162 m de espesor al norte pasa a 2000 m al sur

#### **Miembro Loma Larga (?e7lola)**

El nombre es propuesto por Orrego (1975) y proviene de la Vereda Loma Larga localizada a 17 Km. al SW de la población de Morales (Cauca).

En la localidad tipo el miembro consta de areniscas grauvaquicas, esporádicas protocarcitas y conglomerados polimícticos que alternan con limolitas y arcillolitas; algunas limolitas contienen concreciones calcáreas y capas fosilíferas. Al norte se presentan estratos con costras ferruginosas y shales carbonosos sin alcanzar la categoría de carbones. Las areniscas son más cuarzosas que las del Miembro Confites y tienen un tamaño de grano desde fino a grueso. El tamaño de los cantos de los conglomerados varía entre 3 mm y 3 cm. El contacto concordante con el Miembro Confites se marca donde desaparecen los conglomerados polimícticos de este último

El espesor del Miembro Loma Larga es de 908 m en su localidad tipo, acunándose hacia el norte fuera del departamento.

#### 3.4.4.1.2 Formación Peña Morada

La unidad fue definida por León et al (1973), y el nombre proviene del sitio Peña Morada sobre el Río Esmita a 8 Km. al oriente del Bordo y 4 Km. al occidente de Párraga en la plancha 364. En este informe se describe como parte de la Formación Chimborazo (?e6e7chi). La unidad se presenta como una franja alargada en la dirección N-S y un ancho de 2-3 Km. desde Piedra Marcada en la plancha 364 hasta unos 3 Km. al SW del caserío de Sucre en la plancha 387.

En la localidad tipo, se inicia la secuencia con un conglomerado polimítico interestratificado con calizas de color negras bituminosas y limolitas arenosas, con un espesor de 11 m. Sobre este conjunto se presenta una sucesión monótona de conglomerados intercalados con limolitas cuarzosas, con un espesor de 200 m. Los conglomerados son de color verdoso y se componen de clastos subredondeados de basaltos, basaltos amigdaloides y cantos subordinados de material sedimentario como chert, limolitas rojizas y calizas negras; la matriz es arcillosa; los conglomerados no desarrollaron planos de estratificación. Las limolitas son de tonalidad oscura con estratificación plana y paralela. Las rocas meteorizan dando tonalidades violáceas y rojizas.

La unidad suprayace rocas verdes de la Formación Amaime en contacto claramente discordante e infrayace la Formación Mosquera igualmente en contacto discordante. De acuerdo a las columnas litoestratigráficas esta unidad puede ser correlacionada en parte con el miembro confites de la Formación Chimborazo.

Edad y Origen: La Formación Chimborazo es de origen marino mas o menos profundo relacionada con un ambiente turbidítico. La superficie de discordancia que limita la formación con las unidades del PLOCO se interpreta como el producto de erosión submarina por inestabilidad de la cuenca (Orrego y París, 1991).

La edad aun no ha sido claramente definida, sin embargo, Orrego et al (1975), la consideran del Paleoceno al Eoceno medio, de acuerdo al contenido de radiolarios dentro del miembro Confites. Schwinn (1969, en Nivia, 2001), de acuerdo al contenido de polen le asigna una edad del Eoceno a Eoceno superior.

La litología y estructuras que presenta la Formación Peña Morada indican un origen marino (León et al, 1973), posiblemente de una sedimentación por corrientes de turbidez.. León et al (op.cit), le dieron una edad tentativa del Cretáceo Superior con base en que la unidad infrayace la Formación Mosquera. Orrego y París (1991) correlacionan a la Formación Chimborazo, de edad Eoceno, con la Formación Peña Morada. Orrego et al (1996), Con base en lo anterior asigna a la unidad una edad del Eoceno. Por otra parte, su carácter litológico y composición al indican que la zona de aporte fue la Cordillera Occidental.

Gutiérrez (1973, en Orrego y París, 1991), identifico en la base de la formación los siguientes fósiles mal conservados y relativamente escasos:

Cuspidaria sp                      Chione sp                      Yoldia sp  
Otros restos de bivalvos no identificados: Pitar sp  
Fragmentos de Conchas: Donex coucava Maurry.  
Gasterópodos indeterminados: Turritelas sp

#### 3.4.4.1.3 Grupo Cauca (?e7?n1ca)

El grupo Cauca en el sentido de Nivia (2001), se divide en las formaciones Guachinte y Ferreira, además de estas en el costado oriental de la cuenca se ha cartografiado la Formación Mosquera, que según los mismos autores corresponde con las formaciones Guachinte y Ferreira sin diferenciar. El grupo se encuentra limitado hacia la base por una discordancia angular, con la Formación Chimborazo y hacia el techo se tiene ciertas dudas sobre la discordancia con la Formación La Esmita, y netamente angular con las formaciones Galeón y Popayán.

#### 3.4.4.1.4 Formación Guachinte (?e7e9?gu)

El nombre de Formación Guachinte fue utilizado por primera vez por Schwinn (1969; en Nivia, 2001), para referirse a una secuencia de rocas sedimentarias de origen parálico, con importantes mantos de carbón, que afloran a lo largo del Río Guachinte en el departamento del Valle del Cauca.

Antecedentes. Hubach y Alvarado (1934), denominaron a la Formación Guachinte de Schwinn (1969), como conjunto de Cali y conjunto del Teteral o superior. Después Van Der Hammen (1960), denominó como Formación Cauca medio junto con el miembro la Cima (Parte superior de la Formación Cauca inferior).

Orrego (1975) retomó el nombre de Formación Guachinte y la subdividió en dos miembros: -Miembro la Cima (inferior) y Miembro al Rampla (superior). Posteriormente Verdugo y Aspden (1985), subdividen el miembro La Rampla de Orrego (1975), en los miembros de Los Chorros (inferior) y La Rampla (superior) retomando el concepto de Hubach y Alvarado (1934) que habían nombrado como horizonte de Los Chorros a la unidad que contiene carbón y la separan de la secuencia superior estéril de carbones.

En este informe, consideramos conveniente continuar con esta última clasificación utilizada igualmente en las memorias del mapa departamental del Valle del Cauca (Nivia, 2001).

Descripción. La Formación ha sido dividida en tres miembros: el miembro inferior denominado la Cima (Orrego, 1975), el miembro medio rico en Carbones denominado los Chorros (Hubach y Alvarado, 1934; Verdugo & Nivia, 1985) y el superior denominado Miembro La Rampla (Orrego, 1975; Verdugo & Nivia, 1985; Nivia, 2001). El espesor de la Formación Guachinte es de 643 m (Orrego, 1975), en el área tipo y se adelgaza hacia el norte para desaparecer a la altura de Yumbo.

#### **El Miembro La Cima (?e7ci)**

Hubach y Alvarado (1934) denominaron a esta unidad como horizonte de Salvajina; Keizer et al (1955, en Van Der Hammen, 1958), cambia el nombre a Horizonte de la Cima y posteriormente Van Der Hammen, (1960) y Orrego (1975), elevan a la categoría de miembro.

La unidad en la sección tipo, en el carreteable Timba- La Cima (Valle del Cauca), presenta un espesor de 105 m (Orrego, 1975) y está constituido por 7 bancos gruesos de areniscas cuarzosas de colores blanco grisáceas, de grano fino a conglomeráticas e intercaladas con capas de espesor medio a gruesas de limolitas y arcillolitas grises oscuras y lentes de conglomerados. Algunos niveles de limolitas presentan pequeños lentes de carbón. Los cambios faciales de esta unidad son notables cambiando de areniscas cuarzosas en la localidad tipo a conglomerados cuarzosos hacia el sur en latitudes cercanas al Río Inguitó.

El espesor de la unidad en la sección tipo es de 105 m pero varía, adelgazándose al norte hasta desaparecer en el Río Jordán (Valle del Cauca) y aumentando de espesor hacia el sur. Morfológicamente, esta unidad sobresale, formando pequeñas cuchillas.

#### **Miembro Los Chorros (e7e8ca)**

El nombre original de esta unidad es dado por Hubach y Alvarado (1934), como Horizonte los Chorros; Grupo Cogollo o zona productiva inferior de Keiser (1954), y finalmente Verdugo & Nivia, (1985), elevan a la categoría de miembro.

El Miembro Los Chorros resta constituido por una secuencia repetida de ciclotemas de hasta 4 m de espesor, compuestos por niveles de areniscas de grano grueso y medio a la base a limolitas, lodolitas y shales al techo. El contenido de carbón generalmente se incrementa hacia el techo (Nivia, 2001). Los carbones son duros, bituminosos pero con alto contenido en volátiles y varían en espesor desde los 0,4 m hasta los 3 m con espesores locales mayores. Duran et al (1981), caracteriza los carbones de la Formación Guachinte determinando contenidos en promedio de 8.5% de cenizas, 0.7% de azufre y 40% de volátiles.

#### **Miembro La Rampla (?e8e9ra)**

El nombre proviene de la quebrada la Rampla localizada 4 Km en dirección N34W desde el corregimiento de Timba (Valle). Originalmente Hubach y Alvarado (1934), a este miembro lo nombraron en conjunto como horizontes de los Hilos, de los Mango, de Santa Bárbara y del Coke; el primero corresponde con la parte superior del Conjunto de Cali y los siguientes del Conjunto de Teteral. Posteriormente Van Der Hammen (1958), utiliza el nombre de Miembro la Rampla para describir los dos últimos horizontes de Hubach y Alvarado (1934) y luego Verdugo & Aspden (1985), incluyen dentro de este miembro los horizontes de Los Hilos y Los Mango.

De acuerdo con Nivia (2001) el miembro La Rampla se inicia a los 10-20 m arriba del último manto de carbón del miembro Los Chorros y esta marcado por el nivel marino de La Leona, (Padilla, 1991) caracterizado por la presencia de gasterópodos y pectínidos (Hubach y Alvarado, 1934).

La columna estratigráfica levantada sobre el Río Guachinte (Orrego, 1975) descrita a partir del nivel de areniscas fosilífero guía, consta de areniscas interestratificadas con limolitas, arcillolitas y Shales. Las areniscas son de colores blanco grisáceo, de grano fino, medio a grueso, compuesta de cuarzo feldespato y mica. Las limolitas y arcillolitas son de color gris

oscuro y shales de color negro. Igualmente las areniscas facialmente cambian a conglomerados de guijarros subangulares a subredondeados compuestos por cuarzo, chert y fragmentos líticos embebidos en una matriz arenosa cuarzosa.

Las principales estructuras sedimentarias reconocidas (Nivia, 201), son la estratificación inclinada, laminación flaser, gradación, y rellenos conglomeráticos de canal

Orrego (1975), reporta que en el área tipo, esta unidad suprayace en discordancia la Formación Chimborazo y es suprayacida por la Formación Ferreira en contacto normal. En el Departamento del Valle y al norte del Río Pance, descansa directamente sobre la Formación Volcánica y entre Cali y Yumbo solo se presenta el miembro la Rampla en contacto discordante con dicha formación (Nivia, 2001).

Edad La edad de la Formación Guachinte no está aun bien establecida. Para Shwinn (1969, en Nivia, en imprenta), la formación es del Eoceno superior. Keizer (1954) reporta una edad del Oligoceno inferior para los fósiles recolectados en el Horizonte La Leona.

La Formación Guachinte contiene microfósiles que fueron identificados por Duque (1973, 1974, comunicación escrita, en Orrego y París, 1991) y macrofósiles identificados por Gutiérrez (1970, 1971, 1973 y 1974, comunicación escrita, en Orrego y París, 1991).

*Globigerina angustumbrilicata*; *globorotalia opima* continua; *globorotalia siakensis*; *globigerina praebuloides*; *globigerina venezuelana*; Radiolarios; restos de moluscos; *Ostrea cf. puelchana* D'ORGIGNY, *Ostrea sp.*; *Clementia sp.*; *Pecten sp.*; *Turritella gatunensis* CONRAD; restos de gasterópodos, restos de bivalvos; fragmentos de conchas.

Con base en lo anterior la Formación Guachinte ha sido datada en el Oligoceno – Mioceno inferior. Adicionalmente Aspden (1984), reporta la intrusión de la Formación Guachinte por el Stock de Pance que tiene una edad K/Ar de 17-19 Ma (Brook, 1984).

#### 3.4.4.1.5 Formación Ferreira (Fe)

Nombre de Formación Ferreira es asignado por Orrego (1975), para referirse a una secuencia de rocas sedimentarias que afloran a lo largo de la Quebrada Ferreira, localizada a 3 Km al NE de Timba (Valle).

Antecedentes. El primero en describir esta secuencia Hubach y Alvarado (1934), quienes la denominan como Piso de Cinta de Piedra y Keiser et al (1954), las denominó como Cauca Superior; Hubach (1957) introduce el nombre de Formación Cinta de Piedra. Orrego (1975), denomina Formación Ferreira y la subdivide en dos miembros, el inferior como Miembro Suárez y el superior como Miembro Cabrera. Posteriormente, Padilla (1991), subdivide el Miembro Cabrera en los miembros Bucarica, San Francisco y El Palmar, pero esta no ha tenido mayor aceptación.

Descripción. La Formación Ferreira se encuentra cartografiada a todo lo largo de las estribaciones orientales de la Cordillera Occidental en el Valle del Río Cauca. Hacia el sur

del departamento en el valle del Río Patía la unidad aún no ha sido diferenciada y hace parte por el momento de la denominada Formación Mosquera.

La unidad en su localidad tipo se compone de una secuencia de conglomerados cuarzosos, areniscas, limolitas, arcillolitas, shales carbonáceos y capas de carbón en forma lenticular. Hacia la parte inferior predominan los conglomerados cuarzosos y algunos niveles de arcillolitas, shales carbonáceos y capas delgadas de carbón. Hacia la parte media y superior se presentan areniscas oscuras algunas de ellas fosilíferas, limolitas, arcillolitas, shales carbonáceos, capas de carbón en forma lenticular; hacia el techo, predominan las limolitas y arcillolitas con concreciones calcáreas de formas elipsoidales.

#### **El Miembro Suárez. (?e9n1su)**

El nombre fue definido por Keizer et al (1955, en Van Der Hammen, 1958). Litológicamente esta compuesto, hacia su base por una secuencia de conglomerados lenticulares, consistentes en guijarros de cuarzo lechoso y chert, soportados en una matriz de arena cuarzosa y facialmente cambian a areniscas cuarzosas en niveles que alcanzan los 50 m de espesor; interestratificados con estos conglomerados se presentan capas de shales carbonáceos, lodolitas y areniscas. Hacia el techo el miembro Suárez es menormente conglomerático, el cual se interestratifica con una secuencia de shales, limolitas, shales carbonáceos y carbones. Las capas en general son gruesas de 30 cm a 1 m de espesor

El espesor del Miembro Suárez es de 162 m y sobre el Río Seguenguito el espesor aumenta a 264 m. Morfológicamente los conglomerados forman resaltes topográficos sobresalientes y genera pendientes de moderada a fuertemente empinadas.

#### **El Miembro Cabrera (?n1ca)**

Se inicia después de la desaparición del último nivel de conglomerados y en el Río Guachinte consta de limolitas a veces calcáreas y con nódulos calcáreos de hasta 60 cm de diámetro, arcillolitas, areniscas oscuras fosilíferas, shales carbonosos y mantos de carbón en forma lenticular. Hacia el sur los mantos de carbón desaparecen.

Hacia la base se caracteriza por la presencia de dos estratos marinos que contiene restos de gasterópodos y pelecípodos, conocidos localmente como el Horizonte de San Francisco (Keizer, 1954). El espesor de esta unidad cerca de la quebrada la Cabrera alcanza los 260 m y hacia el sur disminuye y desaparece en el Río Seguenguito posiblemente por fenómenos de erosión. Morfológicamente, la unidad presenta pendientes muy suaves que se marcan bien junto a la topografía del Miembro de Suárez

La Formación Ferreira descansa en concordancia sobre la Formación Guachinte y es suprayacida concordantemente por la Formación La Esmita. El Miembro Suárez, es de carácter continental y el Miembro Cabrera de carácter marino (Orrego, 1975). En el departamento del Valle, la formación se acuña y desaparece inmediatamente al sur del río Pance. El espesor de la formación en su sección tipo es de 500 m (Orrego, 1975) y según Schwinn (1969, en Nivia 2001), en la Quebrada Seguenguito (Cauca) la formación alcanza los 1300 m de espesor, pero según Orrego y París (1991), solamente se presentan 264 m de columna.

Edad. La edad de la formación de acuerdo con Schwinn (1969), es del Eoceno superior. Keizer (1954), determina una edad Eoceno superior al Oligoceno inferior, sobre los fósiles del Horizonte San Francisco. Esta unidad también se encuentra intruida por el Stock de Pance de 17-19 Ma (Brook, 1984, Aspden, 1985).

Gutiérrez (comunicación escrita, 1973, 1974; en Orrego y París, 1991), clasifica y ubica la fauna en el Mioceno con base en los siguientes fósiles:

*Argopecten comparilis*, restos de bivalvos indeterminados; *Turritella gatunensis* CONRAD; *Turritella gatunensis* cf *lavelana* HODSON; gasterópodos indeterminados; gasterópodos turriloides indeterminados; Cf *Anadara* (*Anadara*) sp.; *Ostrea* sp; *Ostreidae*.

#### 3.4.4.1.6 Formación Mosquera: (?e7?n1ca)

El nombre proviene de Grosse (1935), que la llamó Eoterciario de Mosquera. La unidad fue revisada y redefinida por León et al (1973), en la margen derecha del Río Timbio. Orrego (1975), en el área del Cuadrángulo N-6 definió la Formación Guachinte y Ferreira que son correlacionables con la Formación Mosquera. Orrego et al (1996) hace la observación sobre la posibilidad de redefinir esta unidad como las formaciones Guachinte y Ferreira.

La unidad se presenta en una franja estrecha y alargada que se puede seguir desde 5 km al NE de Mercaderes (plancha 386) hasta la localidad de Párraga (plancha 364), cerca al municipio de Rosas además de pequeños afloramientos localizados al NW de este municipio, pero siempre restringido al borde oriental de la cuenca. Tectónicamente se localiza al oriente de la Fallas Guayabillas, Mosquerillo- La Tetilla y al occidente de la Falla Cauca–Almaguer. En la plancha 387 se han cartografiado varios cuerpos remanentes a manera de cerros testigos de erosión de esta unidad, cerca de la Falla Cauca –Almaguer, al sur de Bolívar.

En la plancha 387 la mejor exposición de las rocas se encuentra en el sitio El Boquerón, sobre la carretera que une al caserío Guayabillas con la vereda El Boquerón, donde, está compuesta hacia la base de conglomerados cuarzosos con intercalaciones de capas de arenitas cuarzosas y limolitas o lodolitas, y hacia el techo de capas de arenitas, limolitas o lodolitas y algunos lentes delgados de carbón. Los conglomerados, se componen de cantos redondeados de cuarzo y líticos metamórficos, a veces chert e intraclastos de lodolitas, con matriz tamaño arena de la misma composición. La roca no ha desarrollado planos de estratificación, a pesar de que se observó cierta imbricación en los cantos mayores.

Las capas de areniscas presentan planos de estratificación paralelos y a veces estratificación cruzada. Los conglomerados y areniscas son de color gris claro y las limolitas o lodolitas son grises oscuras. Las arenitas y limolitas del techo presentan planos de estratificación paralelos y estratificación laminar. Es común encontrar manchas o agrupaciones de óxidos de hierro, posiblemente causados por paleo-intemperismo. En general la unidad presenta textura de tamaño granodecreciente de la base al techo, y las capas rudáceas y samíticas presentan estructuras cuneiformes. En los conglomerados y arenitas el cuarzo es el principal constituyente, pero en algunos sitios como en la carretera Bolívar- San Lorenzo, existe un mayor contenido de líticos metamórficos que en los conglomerados alcanzan un

diámetro que oscila entre 7 u 8 cm. También, se encuentran micas como clastos, y en algunas arenitas existe un material caolinítico como matriz que podría provenir de granos de feldespatos meteorizados. Las limolitas y lodolitas se componen de cuarzo, sericita y material carbonáceo. La unidad en la Plancha 387, presenta límites discordantes sobre las rocas del Complejo de Los Azules y El espesor en esta zona es de unos 300 m. La unidad infrayace en un contacto concordante transicional interdigitado a las rocas de la Formación Esmita. Esta unidad que corresponde solo a la parte superior de la Formación Mosquera, descrita en este sector, es correlacionable con la Formación Ferreira de Orrego (1975).

Origen y edad. Fue datada por Royo y Gómez (1942), en León et al. (1973), como Eoceno medio - Oligoceno y aún Mioceno inferior por macrofauna encontrada al sur en Nariño.

La unidad, por razones de equivalencias o de correlación, se le da el mismo ambiente y la misma edad de las formaciones Guachinte y Ferreira (Orrego y París, 1991). Esto significa que a la Formación Mosquera, descrita en este informe, se le asigna una edad Oligoceno-Mioceno y un ambiente de transición continental-litoral, con algunos niveles marinos, posiblemente zonas deltaicas y de facies de canal.

La parte inferior de la Formación Mosquera suprayace discordantemente las rocas ultramáficas de Guayabillas e infrayace en un contacto concordante transicional las rocas de la Formación Esmita. El aporte de los sedimentos proviene de la Cordillera Central, depositándose en canales de relleno y en una llanura transicional, dada la presencia de carbón.

#### 3.4.4.1.7 Formación Esmita

Grosse (1935), describió esta unidad con el nombre de Medioterciario del Patía, y León et al (1973) la define con el nombre de Formación Esmita, a una secuencia litoestratigráfica de limolitas, fosilíferas en la base, areniscas sucias de color gris verdoso en la parte media y conglomerados polimicticos hacia el techo cuya localidad tipo se encuentra a lo largo del Río Esmita. La unidad fue dividida en tres Miembros (León et al, 1973), que de base a techo son: Miembro Limolítico Fosilífero, Miembro Arenáceo y Miembro Conglomerático.

Martínez y Rubio (1991), en trabajo de tesis realizan una reinterpretación de las unidades de Mosquera y Esmita en la subcuenca del Alto Patía con base en la descripción tectonoestratigráfica. De esta interpretación el miembro inferior o limolítico fosilífero (León et al, 1973), se presenta en transición por aumento del aporte de sedimentos sin que se presente discordancia entre la unidad inferior (Formación Mosquera) y La Formación Esmita. Esta misma apreciación es considerada por Orrego y París (1991) en el cuadrángulo N6.

En el Miembro Superior, (conglomerados) de León et al, (1973), por el contrario, es claramente discordante sobre el miembro medio de areniscas (Martínez y Rubio, 1991). Esto sugiere una redefinición de la unidad como lo propone Pérez et al (1981), quien denomina esta unidad conglomerática como Formación Patía y que aún Martínez y Rubio, (1991), a pesar de la discordancia determinada por ellos, la consideran de la Formación Esmita. En este informe consideramos a la Formación Esmita compuesta por los miembros

de Limolitas-fosilíferas y Arenáceo de León et al (1973), o la unidad Tectonoestratigráfica IV (megasecuencias A, B, C) de Martínez y Rubio (1991) y excluimos el Miembro Conglomerático de León et al, (1973), o Unidad Tectonoestratigráfica V de Martínez y Rubio, (1991), de la Formación Esmita y la denominamos como Formación Patía en el sentido de Pérez (1981).

#### **Miembro Limolítico-Fosilífero**

Las mejores exposiciones de esta unidad se encuentran en la sección de la quebrada Seca y en el Río Esmita al norte del caserío de Juana Castaño en el cuadrángulo O5.

El Miembro Limolítico-Fosilífero corresponde con la descripción de Martínez y Rubio, (1991), quienes la denominan como Megasecuencia A y está constituido por bancos de limolitas de color verde grisáceo, gris oscuro y negruzco, alterando a un color café amarillento, en capas de hasta 1 m de espesor, con estratificación laminar y presencia de concreciones calcáreas singenéticas, algunas veces fosilíferas (León et al, 1981). Se encuentran intercalaciones de calizas de color gris, masivas en capas de hasta 50 cm de espesor. Algunas capas contienen abundantes gasterópodos y bivalvos hasta constituir el 60% de un nivel fosilífero con una posición caótica. Igualmente se presentan niveles de arcillolitas carbonosas y delgadas cintas de carbón (menos de 10 cm). Hacia la parte baja de esta secuencia en la sección medida sobre el camino al Boquerón se aprecian paquetes de areniscas de hasta 15 m de espesor y en la sección de la quebrada Seca se presentan capas individuales de 1 m de espesor (Martínez y Rubio, 1991).

Microscópicamente las limolitas presentan granos angulares de cuarzo, feldespato y fragmentos e cuarzitas y chert, embebidos en una matriz arcillosa-sericítica. Las calizas son micríticas con granos angulares de cuarzo.

La sección más completa al parecer se presenta sobre la Quebrada Seca, donde León Et al (1973) han estimado para este miembro un espesor total de 233 m y que Martínez y Rubio, (1991) para la misma sección la consideran de 620 m.

#### **Miembro Arenáceo**

Suprayace el miembro Limolítico-fosilífero y ocupa la parte central de la cuenca del Río Patía, aunque frecuentemente está cubierto por depósitos más recientes lo que hace difícil su descripción. La mejor exposición se encuentra sobre la Quebrada Seca al norte de la escuela de Sachamates en la plancha 364.

El Miembro Arenáceo ha sido relacionado con las Megasecuencias B y C de Martínez y Rubio, (1991) y consta de una sucesión de areniscas de grano medio a grueso de color gris verdoso, generalmente masivas. Presenta intercalaciones de limolitas de color gris oscuro y gris verdoso hasta de 6 m de espesor con una fauna de gasterópodos y lamelibranquios (*Balcis* sp. *Mytilus* sp), en menor proporción que el miembro inferior. Igualmente se observan concreciones calcáreas singenéticas e intercalaciones delgadas de carbón de forma lenticular y niveles conglomeráticos hasta de 5 m de espesor con guijarros subredondeados de basaltos y chert de 2 cm de diámetro y calizas de color gris, masivas de forma lenticular y espesor menor de 1 m.

Microscópicamente, las areniscas presentan granos angulares de cuarzo, plagioclasa bien conservada, anfíboles alterados a clorita y líticas de cuarcitas, chert, y basaltos. Son comunes los minerales opacos de pirita y magnetita. La matriz es predominantemente arcillosa, sericítica con algunos granos finos de cuarzo. Las limolitas y las calizas presentes en este miembro son similares en composición a las del miembro inferior.

La estratificación en general es masiva, pero existen bancos con estratificación cruzada, marcas de oleajes y moldes de flujo. En algunos niveles se observan láminas de minerales pesados en especial de magnetita. De acuerdo con la descripción de Martínez y Rubio (1991), la secuencia hacia el techo aumenta de tamaño de grano de areniscas de grano medio en la Megasecuencia de B a areniscas de grano medio a grueso y conglomerático en la Megasecuencia de C, además que disminuye el contenido fosilífero. El espesor según León et al (1973), es de 196 m y según, Martínez y Rubio (1991), sumando las megasecuencias B y C, alcanza los 830 m de espesor medidos sobre la misma sección de la Quebrada Seca.

En la plancha 386, Ruiz (1994), reporta para el miembro de arenitas en la parte media de la Quebrada La Despensa o Lorenza, un espesor aproximado de 1600 m.

En el Cuadrángulo N6 la Formación Esmita solo alcanza los 340 m de espesor en la columna levantada sobre la quebrada la Pedregosa y esta constituida por limolitas de color negro, arcillolitas oscuras, areniscas grises y verdes oscuras de grano medio a grueso, capas de areniscas fosilíferas y ocasionales intercalaciones de shales carbonáceos y una capa de conglomerados cuarzosos hacia la base. Algunas capas de areniscas y limolitas presentan concreciones calcáreas. En esta plancha la Formación Esmita es discordante con la suprayacente Formación Popayán.

Origen y edad. La litología, estructuras y contenido de fósiles indican que la Formación Esmita, tendría un origen marino-continental (León et al, 1973). Las arenitas y conglomerados se depositaron en canales fluviales con llanuras adyacentes, y el Miembro limolítico fosilífero se depositó en un ambiente, posiblemente de playa o intermareal y el aporte mayor de sedimentos corresponde a la Cordillera Central dado su carácter cuarzoso. De otra parte, se ha reportado cerca al cruce de la Quebrada Matacea con la carretera Panamericana manchas de petróleo así como un sumidero de aceite, en las areniscas aflorantes de este sector.

La edad de la Formación Esmita es Mioceno Medio a Mioceno Superior (León et al., 1973; Orrego, 1975). En la plancha 387 se colectaron fósiles de gasterópodos pertenecientes al genero Linnaeado corroborando la edad Mioceno Superior dada por León et al., (1973).

#### **Formación Patía (n6p)**

La Formación Patía, fue propuesta por Campbell & Velasco (1965, en Murcia et al., 1981), para separar el nivel conglomerático superior de la Formación Esmita de León et al (1973), y que Martínez y Rubio (1991), denominaron como Unidad Tectonestratigráfica V. La sección tipo se localiza a lo largo de la Quebrada Seca al norte de la escuela de Sachamates. Teniendo en cuenta que no existen mapas cartográficos de esta unidad, esta queda incluida como un miembro más de la Formación Esmita.

La Formación Patía en el sentido de León et al (1973), lo constituye un banco de conglomerados de color gris oscuro con un espesor de 150 m, compuesto por guijos y guijarros de chert, cuarcitas, basaltos diabasas esquistos areniscas conglomeráticas cuarzosas y fragmentos de pórfidos andesíticos. Los clastos presentan mediana redondez y esfericidad. La matriz es arenácea con composición similar a la fracción mayor. La parte superior de este miembro se compone de limolitas y areniscas de grano medio a grueso y tufitas de color rojo y gris verdosas que meteorizan a rojo oscuro. Los conglomerados se distribuyen en bancos de 1 a 2 m de espesor.

En la plancha 386 la Formación Patía en el sentido de Ruiz (1996), (e.d. Miembro Conglomerático) se presenta en capas variables de 2 a 10 m de espesor y en contactos paralelos irregulares. Presenta intercalaciones de lodolitas y lentes de arena hacia la parte superior y clastos gruesos hacia la base en capas de hasta 6 m de espesor; en otros lugares tienen apariencia de lentes o capas lenticulares de 0.1 a 1 m. de espesor. La sección muestra un espesor máximo de 1400 m en la Quebrada La Lorenza donde sobresale en forma de crestas y se va adelgazando hacia la Quebrada Matacea.

Según Martínez y Rubio (1991), se reconoce una variación facial de areniscas gruesas granodecrecientes intercaladas con facies de grano más fino al este a conglomerados clastosoportados polimicticos con intercalaciones de areniscas y limolitas violáceas al oeste; y verticalmente con aumento de material tufítico hacia el techo. En general los conjuntos arenácea y conglomerático arenácea presentan cambios texturales en el tamaño de grano; los conjuntos son granodecrecientes de base a techo, y en algunos afloramientos se observó estructuras cuneiformes (Orrego et al, 1996)

La sección de la Quebrada seca presenta un espesor de 222 m según León et al (1973). Los conglomerados presentan diferencias de rumbo y buzamiento menores de 15° con el miembro infrayacente y el contenido de rocas de las unidades infrayacentes indican que suprayace en forma paraconforme el Miembro Arenácea (León et al, 1973). Martínez y Rubio, (1991), consideran una discordancia angular entre el miembro arenácea de la Formación Esmita y esta unidad. En el cuadrángulo N6 la Formación Patía no esta reportada. La Formación Patía es discordante con la Formación Galeón de Grosse (1934). En la plancha 386, Ruiz (1994), reporta entre el miembro de arenitas y conglomerados una discordancia que la considera es debida al levantamiento de la Cordillera Central controlada por el Sistema de fallas de Romeral y La Falla de Guayabillas.

Edad y ambiente de depósito. La Formación Patía teniendo en cuenta que al este es más arenácea y al oeste conglomerática se ha interpretado como dos cuencas separadas por un paleo-alto conformado por conos volcánicos que permitió la formación de dos cuencas o depresiones: la del este esta conformada por material arenácea depositado en un ambiente de río meandriforme y al oeste conformada por depósitos de flujos hiperconcentrados con un área fuente cercana de alta pendiente (Martínez y Rubio, 1991).

La edad del conglomerado (Formación Patía), se considera del Mioceno Superior a partir de la macrofauna encontrada.

#### 3.4.4.1.8 Discusión

Son numerosas las contradicciones de los diferentes autores con respecto a la definición de la Formación Esmita y la Formación Patía. Por un lado tenemos el espesor: mientras León et al (1973), considera que no supera los 655 m, para Martínez y Rubio, (1991), sobrepasa los 1450 m considerando solamente los dos miembros inferiores de León et al (op cit). Con respecto a este aspecto Orrego et al, (1996), en la plancha 387, llama la atención sobre las complicaciones estructurales de la Formación Esmita relacionadas con fallamientos inversos que siguen los planos de estratificación y que en este caso podría explicar las diferencias de espesor de los diferentes autores. Esas fallas, que posiblemente son concomitantes con el plegamiento de la roca, podrían oscurecer la verdadera posición estratigráfica de los diferentes conjuntos, y además pueden causar que se interpreten espesores falsos. En la Plancha 387, el Miembro Limolítico-fosilífero no se presenta. En la plancha 386, en el sector de la Despensa, La Formación Patía (Miembro conglomerático de la Formación Esmita), es de 1400 m (Ruiz, en preparación).

De otra parte, el área de aporte del material que constituye la fracción gruesa de la Formación Esmita en el sentido de León et al (1973), es materia de controversia, en el cuadrángulo N6 el área de aporte lo constituye la Cordillera Occidental de acuerdo al contenido unimodal de basaltos que conforman la fracción más gruesa, pero al sur en el cuadrángulo O5, el área aporte es la Cordillera Central, teniendo en cuenta los clastos de esquistos, cuarcitas y en general de rocas metamórficas localizadas en dicha cordillera. Sin embargo, considerando la ubicación tectónica de la Formación Amaimé (Nivia, 2001), en el piedemonte de la Cordillera Central y considerando además que esta fracción de la PLOCO se acrecionó mucho antes del levantamiento de la Cordillera Occidental, bien podría explicar el aporte de basaltos en este sector a la Formación Esmita.

El Miembro Limolítico fosilífero y el conjunto descrito por Orrego (1975) del Cuadrángulo N-6, que aflora en el Río La Pedregosa, es considerado sin embargo, por Orrego et al (1996), como parte del Miembro Cabrera de la Formación Ferreira. Desafortunadamente, los estudios de Martínez y Rubio (1991), no involucraron la parte norte de esta formación.

Finalmente, la edad no es del todo clara, las diferencias de datos extraídos de los microfósiles (Gutiérrez, 1972, 1973, en Orrego y París, 1991; León et al, 1973) no concuerdan con aquellos del análisis de palinológicos (Sarmiento, 1991, en Martínez y Rubio, 1991). Los primeros consideran la edad de la formación Esmita en el Mioceno y para el segundo la palinoflora en el Miembro limolítico–fosilífero arroja una edad del Oligoceno.

#### 3.4.4.2 Depósitos Vulcano-Sedimentarios del Plio-Pleistoceno

En la parte alta de la Cordillera Central del departamento del Cauca relacionada con la actividad volcánica del Plio-pleistoceno se presentan varios cuerpos vulcano-sedimentarios que aún no han sido claramente diferenciados, en especial, aquellos localizados hacia las partes más altas y hacia la vertiente del Río Magdalena.

En las planchas 387 (Bolívar), 386 (Mercaderes), 364 (Timbio) y N6 han sido descritos varias unidades que presentan un origen común, relacionadas con los aparatos volcánicos

presentes en la Cordillera Central. Los volcanes identificados en la Caldera del Paletará (Torres et al, 1995), aportan los materiales que constituyen la Formación Popayán; los volcanes de Sotará, Negro y Sucubún dan origen a la Formación del Galeón, La Cadena Volcánica de los Coconucos da origen a los depósitos de vulcano-sedimentarios de la Formación Coconucos y finalmente los Volcanes de Doña Juana, Petacas y las Animas aportan los materiales de la Formación Mercaderes y otros depósitos vulcano-sedimentarios principalmente hacia el departamento de Nariño que no han sido diferenciados. Mas hacia al sur del país, se presentan los volcanes del Galeras y Azufral que al igual que los anteriores presentan sus propias depósitos relacionados.

En los límites entre la plancha 387 y 388 se han cartografiado fotogeológicamente otros cuerpos asociados a la Formación Galeón y en los límites de las planchas 387, 410, 411, se presentan otros cuerpos piroclásticos de la misma naturaleza posiblemente relacionados a la actividad volcánica de Petacas, Doña Juana, entre otros pero que no han sido estudiados y que en el presente informe se describen como cuerpos piroclásticos sin diferenciar.

#### 3.4.4.2.1 Formación del Galeón (N2g)

El primero en hacer mención de esta unidad es Grosse (1934), quien las denomina Neoterciario a la última unidad de estratos plegados compuesta litológicamente por una secuencia sedimentaria clástica, intercalada con cuerpos volcánicos de tobas, lapilli, lavas andesíticas. La unidad que fue redefinida, como Formación del Galeón, en el Valle del Patía por Keizer, et al (informe inédito, 1955, en Van Der Hammen, 1958), y dan como localidad tipo el alto de Galeón al sur de Quilcacé, considerándola como una unidad típicamente sintectónica.

Hubach (1957), introduce el nombre de Formación Pedregal para redefinir la misma unidad, como reemplazo del nombre de Neoterciario dado por Grosse (1935), pero no tuvo mayor aceptación y entro en desuso. Radelli (1967), León et al (1973) y Orrego y Acevedo (1984), emplean el nombre en el mismo sentido de Van Der Hammen (1958).

En la plancha 387, Orrego y París (1991), denominaron a cuerpos de origen vulcano-sedimentario, localizados en la parte alta de la Cordillera Central, como Formación del Galeón a depósitos proximales de los volcanes de Sotará y Sucubún, sin embargo en informes posteriores de la misma plancha, el nombre de Formación es cambiado por el de Vulcanitas.

Orrego y Acevedo (1999), Orrego et al, (1994), consideran que la nomenclatura litoestratigráfica no permite denominarla Formación porque los contactos son discontinuos y no existe claridad sobre la superposición de las capas. Sin embargo en este informe se deja en el grado de Formación por que define un periodo de depositación en momentos de máxima actividad magmática y tectónica.

La Formación del Galeón describe los cuerpos localizados en el área de los alrededores del Bordo en el Valle del Río Patía, considerados como productos distales y los depósitos localizados en la parte alta de la Cordillera Central como productos proximales probablemente de los volcanes Sotará, Cutanga, Chontillal, Negro y Sucubún, entre otros.

Descripción. La Formación Galeón es de naturaleza vulcano-sedimentaria donde los flujos fluviátiles se interdigitan de manera heterogénea con los flujos volcánicos principalmente de composición andesítica y depósitos piroclásticos de caída y posiblemente lahares. De esta manera los diferentes materiales presentan una distribución longitudinal, rellenando principalmente los valles o depresiones topográficas en el momento de su depositación. En el sentido de Orrego et al (1994) la unidad corresponde a depósitos de origen volcánico directos (flujos piroclásticos) o indirectos (epiclastitas o depósitos de flujos de lodo), que se originaron en el área de los volcanes Sotará, Negro y Sucubún.

La unidad ha sido subdividida en conjuntos que se caracterizan a partir de la composición naturaleza y origen del material que conforma dicho conjuntos: flujos de lava andesítica, depósitos de flujos piroclásticos, depósitos de lodo y epiclastitas, depósitos de ceniza, depósitos piroclásticos de caída, depósitos de ignimbritas o flujos piroclásticos y lahares.

#### **Depósitos de Lava Andesítica.**

La unidad aflora en las cabeceras de la quebrada El Porvenir, Cerro El Silencio y la vereda El Narigón y también aparecen remanentes al occidente y sur occidente del caserío Valencia y en el extremo sur de la Plancha 387. En algunos sitios, como en la Loma Peñablanca, se observó que el Conjunto de lavas infrayace al Conjunto de flujos piroclásticos. También en el Río Grande cerca a la confluencia con el río Caquetá aflora un remanente de lava andesítica que infrayace la unidad de flujos. En la plancha 364 se presenta al occidente del cerro los Sombreros y cerca de los volcanes Negro y Sotará.

En muestras de mano, las lavas andesíticas son de color gris oscuro y cuando se meteorizan son de color amarillo-marrón y pardo. La roca es porfirítica y se compone de plagioclasa, anfíbol y piroxeno y menormente olivino en cristales de tamaño grueso. Algunas lavas son porosas, otras presentan abundante obsidiana de color negro (Orrego y Acevedo, 1999).

Microscópicamente las lavas presentan textura porfirítica y textura fluidal y se compone de plagioclasa, piroxenos, a veces hornblenda (oxi-hornblenda); apatito y magnetita, como accesorios. Los minerales de alteración son: Clorita, epidota, hematita, pirita, calcita, sericita y minerales arcillosos. La plagioclasa es de forma anhedral a subhedral, de grano fino a medio, zonada y con maclas. Los piroxenos son subhedrales a euhedrales, zonados y maclados. Se encuentran los dos tipos de piroxenos, clinopiroxenos y ortopiroxenos. La matriz se compone de plagioclasa y vidrio. Asociado a las plagioclasas y a la matriz, se encontró un mineral de sílice (tridimita? ó vidrio). La roca se clasificó como una lava andesítica basáltica porfirítica de textura fluidal (Orrego et al, 1984). Acevedo y Cepeda (1982) y Murcia (1982), presentan análisis químicos y de acuerdo a las normas CIPW de las lavas del Sotará y Cerro Negro las clasifican como cuarzo-latitas, dacitas y riolitas; anotan además que las andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas se sitúan dentro de una serie calco-alcalina asociada a un borde continental.

#### **Depósitos de flujos piroclásticos, de lodo y epiclastitas.**

A esta secuencia es realmente la que definió Grosse (1935) como Neoterciario y que Keizer et al (1955, en Van Der Hammen, 1958), denominan como Formación Del Galeón, definida en el Cerro del Galeón (plancha 364). Afloramientos de esta unidad se pueden ver en los cerros de Broncazo, Pan de Azúcar, Francia, Loma Abajo y en las márgenes de los ríos

Quilcacé, Piedras y Timbio en la plancha 364. Estos depósitos aparecen al occidente de Bolívar, sobre la carretera Bolívar-Caserío El Recreo y noroeste de Valencia, en la loma de Peña Blanca, hacia el noreste, este y sureste de la plancha 387. Morfológicamente se caracterizan por presentar escarpes abruptos con ligeras inclinación de los estratos hasta de 12°.

En el Cerro del Galeón, la secuencia esta formada hacia la base por flujos piroclásticos de aglomerados y tobas, con algunas intercalaciones de rocas sedimentarias fluviales las cuales van aumentando hacia el tope de la secuencia. El espesor en esta sección oscila entre los 80 y 145 m

Al suroeste y oeste de Timbio, en los ríos Quilcacé, Piedras y Timbio la secuencia alcanza un espesor de 800 m y está constituida por capas de gravas, arenas, limos con abundantes cantos de vulcanitas. Al sur del Cerro Broncazo se observan flujos piroclásticos intercalados dentro de la secuencia fluvial. Igualmente, se observan lahares con espesores de hasta 10 m separados por bancos de arenas y gravas con espesores de 1 a 5 m y capas delgadas de cenizas volcánicas de composición ácida. (Orrego y Acevedo, 1984). Hacia la parte alta de la secuencia se observan ignimbritas de poco espesor.

En la plancha 387, el miembro esta constituido por una secuencia de rocas epiclásticas con aporte de material volcánico representado por bloques de hasta 1 m de diámetro caracterizados por una menor redondez de la roca comparada con los de menor diámetro. Hacia la base la de la secuencia se presenta guijos de rocas metamórficas con esporádicas rocas verdes (basaltos) y muy escasamente andesitas las cuales aumentan hacia el techo. Junto a esta secuencia se interdigitan flujos de cenizas, tobas soldadas y flujos de lodo.

Los flujos de cenizas y bloques con intercalaciones de tobas soldadas y flujos de lodo en afloramiento son de color gris y meteorizan a un color amarillo pardo. Los flujos de ceniza y bloques se componen de una matriz tobácea lítica cristalina y los bloques son andesíticos, angulosos, de diámetro promedio hasta 60 o 70 cm. Las tobas soldadas, de color gris claro, con abundante vidrio en la matriz y con pómez? aplanadas con textura fluidal, que se vieron sobre la cuenca de los ríos Guachicono, Negro y en el camino caserío Valencia-Quinchana (Huila), se componen de líticos, cristales de plagioclasa, micas y vidrio. Las capas de flujos de lodo presentan una distribución de cantos, de tamaño hasta 1 o 1,5 m de diámetro, en forma caótica, heterogéneos en su composición y una matriz limosa o lodosa. Las capas de flujos de cenizas son menos frecuentes y se observaron en las cabeceras del Río Barbillas y en un afloramiento local ubicado sobre la carretera Páramo Barbillas-Caserío Guachicono. Estos flujos de cenizas son de color gris y meteorizan dando un color amarillo o amarillo marrón. En el análisis microscópico se vio que la matriz de la toba soldada está conformada de vidrio que se altera a tridimita?. Los cristales son de plagioclasa fracturada, cuarzo, biotita, magnetita y fragmentos de pómez en forma vesicular. La roca se clasificó como una toba soldada. Los flujos de ceniza corresponden a una toba de color gris y de grano fino, y petrográficamente la roca se compone de plagioclasa, piroxenos (clinopiroxeno y orthopiroxeno), vidrio, palagonita, cuarzo, magnetita y fragmentos de pómez. La roca se clasificó como una toba andesítica basáltica vítreo-cristalina. Otra toba que fue colectada sobre el cauce del río Guachicono, y clasificada como toba vítrea

riolítica, está conformada de cuarzo, plagioclasa, biotita, epidota y fragmentos líticos. La matriz, de vidrio básico, ocupa hasta el 80% del volumen total de la roca.

#### **Depósito de Flujos de lodo y ceniza.**

El depósito, que conforma el denominado Valle de Las Papas y en el valle ubicado cerca al caserío Venecia, corresponde a flujos de lodo de una matriz limosa hasta arcillosa que soporta bloques redondeados de rocas andesíticas y basálticas. Estos últimos predominan en el área de Venecia y en la cabecera de la quebrada Cerotal. El límite inferior es un contacto discordante; en el Valle de Las Papas se vio que suprayace la unidad de lavas andesíticas y en las cabeceras de la quebrada Cerotal está infrayacido por rocas del Complejo Quebradagrande. La unidad de flujos está suprayacida piroclásticas de caída de tamaño lapilli y ceniza, que pertenecen a la unidad que se describe a continuación.

#### **Depósitos piroclásticos de caída.**

El depósito se conforma por material volcánico de caída de varias capas con piroclastos de tamaños lapilli y ceniza. En algunos sitios el espesor llega hasta 18 m, y la composición es principalmente pomácea con un bajo porcentaje de detritos de feldespatos. Este material de caída fue esparcido por toda una gran área alrededor de los focos de emisión volcánica, pero hoy en día solamente se observan en las zonas planas o deprimidas que favorecieron su conservación. Buenos afloramientos de la unidad aparecen en las carreteras Pancitará-Caserío Valencia, Pancitará-Almaguer, Páramo Barbillas-Caserío Caquiona, en las cabeceras de los ríos Guachicono, Negro, en los alrededores de Santiago y la laguna La Magdalena.

#### **Depósitos de Flujos Piroclásticos y Epiclásticos**

Hacia el Río Patía, cerca a la localidad del Estrecho en la plancha 386, la Formación Galeón aflora en forma de cerros aislados con alturas de 130 m. Estos cerros están constituidos por flujos piroclásticos y epiclastitas. Los flujos piroclásticos se presentan en capas de 10 m de espesor, donde se presentan guijos de andesita (50%), en una matriz de color gris de arenitas de grano medio, compuesta por hornblenda (15%), plagioclasa (30%) y pómez redondeada (15%). Las epiclastitas aparecen en capas de 8 m de espesor, constituidas por conglomerados y arenitas de grano grueso, medio a fino de hornblenda, plagioclasa, además se presentan líticos de andesita, pómez redondeada y arcillolitas interstratificadas.

Espesor de la Unidad: El espesor de la Formación del Galeón, es difícil de estimar por su distribución lateral y porque posiblemente ocupó gran parte de las depresiones topográficas del momento de su depositación, sin embargo algunos autores consideran un espesor aproximado de 550 m. Ruiz (en preparación). En la plancha 364 se considera un espesor de 740 m (Orrego y Acevedo, 1984).

Origen y edad. La Formación del Galeón es una unidad vulcano-sedimentaria, donde al mismo tiempo de la depositación de sedimentos, provenientes de las partes más altas de la región, existía una gran actividad volcánica que se refleja por la presencia de flujos de lava, flujos piroclásticos, flujos vulcano-sedimentarios y depósitos piroclásticos de caída.

Las rocas que afloran en el Valle del Patía y que hacen parte de esta unidad, fueron asociadas al Mioceno Superior (Hubach, 1957). León et al. (1973) sugiere una edad

Plioceno-Pleistoceno temprano con base a la presencia de cantos provenientes de las rocas porfiríticas del Mioceno superior. Orrego y Acevedo (1984) le dieron a la Formación una edad del Plioceno hasta el Holoceno. Los criterios para darle la edad a la unidad son muy pobres y se han teniendo en cuenta algunos criterios de superposición de algunos conjuntos de la misma litología más antiguos que otros, como es el caso de las lavas andesíticas. La Formación Galeón puede ser correlacionada con la Formación Popayán la cual tiene aportes vulcano-sedimentarios de la cadena volcánica de los Coconucos. En las planchas 364 y N6 la Formación del Galeón está posiblemente interdigitada con la Formación Popayán aunque este hecho y los criterios de diferenciación de estas dos unidades no son del todo claro en la literatura.

#### 3.4.4.2.2 Formación Popayán

La Formación Popayán fue definida por Hubach y Alvarado (1932), en la altiplanicie del Paletará, constituida por andesitas piroxénicas de tobas, aglomerados y lavas con intercalaciones de conglomerados andesíticos, arcillas y turbas. Torres y otros (1990), caracterizan litológica y estratigráficamente esta formación y la subdividen en tres conjuntos (inferior, medio y superior). Posteriormente Torres et al, (1992) la subdivide en siete miembros (Polindara, Sombrerillo Julumito, Cajibío, Palacé, Caldon y la Venta). En la elaboración de la plancha 343 Marquinez y Ruiz (en preparación), adicionan uno nuevo, - Miembro San Andrés -, restringido al sector de San Andrés de Pisimbalá, Inzá y sus alrededores, correspondiendo geográficamente con la cuenca del los ríos Ullucos y Paez, de la vertiente del Río Magdalena.

La Formación Popayán cubre aproximadamente un área de 1.160 Km<sup>2</sup> en la Plancha 343; en áreas muy restringidas dentro de las planchas 364, 344 y 320 se ha cartografiado parte de esta formación. Aflora en la cima de la Cordillera Central en el páramo de las Delicias y se extiende hacia ambos flancos de la Cordillera Central.

Descripción: La Formación Popayán ha sido subdividida en 8 miembros denominados como: Miembros Polindara, Sombrerillo, Julumito, Cajibío, Palacé, Caldon, La Venta y el Miembro San Andrés. Sin embargo la descripción de esta unidad para este informe se realiza de acuerdo con las unidades roca que conforman cada uno de los diferentes miembros.

##### **Unidad de Lavas Andesíticas**

Estas rocas están representadas principalmente en el miembro Polindara y afloran en la parte alta de la Cordillera Central conformando la estructura caldérica de Gabriel López.

Las lavas andesíticas son de color gris oscuro y textura porfirítica a afanítica, con fenocristales de hornblenda, plagioclasa (oligoclasa maclada y zonada) y esporádicamente biotita. La matriz es microcristalina a criptocristalina, compuesta por plagioclasa y piroxeno

### **Unidad de flujos de ceniza y pómez**

Aflora a lo largo de la quebrada Santa Teresa con 20 m de espesor y en la quebrada Pajosa al sur de la población de Piendamó, en los ríos Piendamó y Palacé, donde forma mesetas altas con escarpes verticales y profundos.

Las rocas en afloramiento son de color blanco a rosado y presentan una textura granular (Torres y otros, 1990), compuestas por pómez fibrosa, redondeada a subredondeada, en clastos ocasionalmente angulares, con diámetros entre 1 y 10 cm hasta en un 60% y fragmentos de metamorfitas en menor proporción, esparcidos en una matriz de ceniza con cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita.

Microscópicamente se observan fenocristales de plagioclasa (10%) variedad albita, zonada y maclada (Albita, Albita-Carlsbad), biotita (2%), hornblenda y fragmentos de pómez fibrosa y ocasionalmente fragmentos de andesitas (3%). La matriz se compone de pequeños cristales rotos de líticos y pómez fibrosa, además, se observa una pasta vítrea (Torres y otros, 1990).

Algunos de los flujos son caóticos de composición homogénea principalmente de andesitas porfiríticas y se encuentran parcialmente alterados, donde: la biotita se presenta de color pardo claro y brillo perlado, los feldespatos se encuentran alterados a minerales arcillosos y la matriz alterada adquiere un color naranja, salpicado de blanco con pequeñas agujas de hornblenda.

### **Unidad Flujos de Ignimbritas**

Estas rocas afloran en pequeñas áreas a lo largo del Río Palacé al suroeste de Paniquitá y cerca de la población de Totoró a lo largo del Río Cofre, en el puente sobre el Río Palacé, en la vía Popayán–Totoró, donde tiene un espesor de 40 m. Las ignimbritas presentan una textura porfirítica, con matriz gris brillante cuando la roca está fresca y color anaranjado cuando está alterada debido a su desvitrificación. La matriz está compuesta por biotita, feldespato, líticos, obsidiana y pómez aplanada

Torres y otros (1992), describen microscópicamente las ignimbritas y reconocen fenocristales de anortoclasa anhedrales y fracturados (20%); biotita y cuarzo (1%), distribuidos en una matriz compuesta de esquirlas de vidrio aplanadas, que definen texturas de orientación y efectos de soldamiento. Son comunes los fragmentos de pómez subredondeados y de líticos (andesitas porfiríticas). De acuerdo con las anteriores características estas rocas corresponden a tobas vítreas soldadas de composición riolíticas (Torres et al, 1992).

### **Depósitos de Cenizas de Caída**

Los depósitos de cenizas de caída presentan color castaño amarillento y aparecen en capas cubriendo las paleoformas de la región; están constituidas por cristales rotos de cuarzo, cuarzo bipiramidal, plagioclasas y micas, embebidos en una matriz arcillosa, producto de la meteorización de las cenizas. Es común encontrar horizontes de paleosuelos intercalados entre las capas de ceniza de caída.

### **Flujos de lodo**

Los flujos de lodo se encuentran restringidos a los cauces de las quebradas La Perezosa, La María, La victoria y Aguatibia y la parte media del Río Cofre. En sectores alcanza un espesor de 30 a 40 metros.

Estos depósitos están conformados por aglomerados líticos, con clastos dispuestos caóticamente, cuya composición es principalmente de andesitas, basaltos y en menor cantidad esquistos. La forma de los clastos es redondeada a subredondeada, con diámetros entre 1 cm y poco más de 1 m. La matriz es areno-arcillosa de color amarillo o gris.

### **Depósitos de epiclastitas**

Son depósitos compuestos por gravas, arenas y arcillas, dispuestos en bancos de 2 m de espesor. Las gravas están conformadas por fragmentos de andesitas subredondeados a redondeados, con buena selección y con un diámetro medio de 5 cm. Las arenas son de tamaño medio con estructuras internas como gradación y estratificación inclinada; localmente se observan capas interestratificadas de arcillas de color blanco. Se presentan también lentes de flujos de cenizas y bloques intercalados.

Edad: Algunas dataciones radiométricas realizadas en algunos de los miembros que conforman esta unidad dan edades comprendidas entre el Plioceno y el Pleistoceno. Para el miembro Sombrerillo por ejemplo, la edad radiométrica K/Ar es de 4.5 Ma (James y otros, 1986, en Torres y otros 1992), la datación radiométrica según K/Ar para el miembro Julumbito es de 2.5 Ma., (James y otros, 1986, en Torres y otros, 1992) lo que lo ubicaría a finales del Plioceno y El miembro Palacé datado por Gnecco e Illera (1989) reporta una edad de 20.000 años. Los demás miembros por correlación y superposición estratigráfica se pueden datar en este rango de edad.

En general, todos los miembros de la Formación Popayán esta relacionada con los diferentes ciclos de actividad eruptiva de la caldera de Gabriel López y se le asigna una edad Plioceno - Cuaternaria, con base en dataciones radiométricas K / Ar, de 4,5 Ma. (James y otros, 1986, en Torres et al, 1990) y  $2 \pm 0.3$  Ma. (Torres y otros, 1990).

#### **3.4.4.2.3 Formación Coconucos**

El nombre de Formación Coconucos fue propuesto por Monsalve (1997), para describir un conjunto de rocas provenientes de la actividad volcánica de los Coconucos, localizada en la Cordillera Central en límites de los departamentos de Cauca y Huila. Esta unidad no se encuentra diferenciada en los mapas a escala 1:100.000 y hace parte de las descripciones de la Formación Popayán. De acuerdo a las características particulares de distribución, litología, composición química, edad y origen se logra diferenciar y se incluyen los últimos episodios volcánicos de los Coconucos

Descripción. Buenos afloramientos se encuentran en las partes altas de la Cadena Volcánica de los Coconucos en sus flancos NE y SW, en los valles de los ríos Vinagre, Anambio, las quebradas Agua Blanca y Chagartón, en el cañón del Río San Francisco y en la carretera que de la población de Coconucos conduce a la laguna del Buey.

La Formación Coconucos está constituida por la intercalación e interdigitación de depósitos volcánicos, en su mayoría proveniente de los centros eruptivos que conforman la Cadena Volcánica de Los Coconucos y estructuras volcánicas del Valle de Paletará. Los productos predominantes que constituyen la formación son depósitos de flujos de lavas con intercalaciones de depósitos de flujo piroclástico correspondiente a ceniza y pómez, ceniza y escoria, ceniza y bloques, ceniza y líticos y piroclastos de caída correspondientes a proyectiles balísticos, cenizas líticas y depósitos plinianos; flujos de lodo y brechas. La Formación Coconucos de acuerdo con las características geológicas y génesis ha sido dividida en seis miembros: Chagartón, Río Negro, San Francisco, Paletará, Puracé y Anambio (Monsalve, 1997).

La descripción de esta unidad se realiza con base en la composición general de los diferentes cuerpos de roca y la caracterización de los miembros se remite al lector a los informes correspondientes de dicha unidad. (Monsalve, et al 1997, Torres et al, 1995)

#### **Unidad de flujos de lava andesítica**

Buenos afloramientos se encuentran en el sector de Río Negro, en la carretera que de Popayán conduce a la población de Puracé desde el puente sobre el Río Cauca y en el sector de la mina el Vinagre; en general, se encuentran alrededor de la Cadena de los Coconucos. Se distinguen dos tipos de flujos: los primeros y mas antiguos, relacionados con aparatos volcánicos ya extintos y los segundos, se presentan asociados directamente cada uno de los centros eruptivos actuales.

Las lavas son masivas a columnares con espesores promedio de 50 m y longitudes hasta de 10 Km. Las rocas son porfiríticas medias a gruesas, hipocristalinas, de color gris y composición andesíticas. Petrográficamente se distinguen dos grupos principales: andesitas a dacitas compuestas por fenocristales de plagioclasa, biotita y/o anfíbol con piroxenos (orto y clino), y como accesorios los óxidos (hematita, ilmenita), cuarzo y apatito. El otro grupo corresponde a andesitas de dos piroxenos con fenocristales de plagioclasa, piroxenos (orto y clino), y como accesorios los óxidos (hematita, ilmenita), apatitos y en algunas rocas olivino (Monsalve 1997). La matriz presenta textura pilotaxítica a seriada compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxenos, óxidos (hematita, ilmenita) y vidrio. Algunos de los flujos lávicos han sido estudiados geoquímicamente dando como resultado una composición de andesitas altas en K.

#### **Flujos piroclásticos.**

Los depósitos de flujo provienen de la actividad de los centros eruptivos localizados en el Valle de Paletará como son el maar de Yerbabuena, el Canelo, Campamento (?) y El Buey (Monsalve et al, 1992). Se distinguen varios tipos de flujos desde los compuestos por cenizas a los flujos de lapilli y pómez a los flujos de escoria, flujos de ceniza y bloques.

Los depósitos de flujos de ceniza son en general de grano fino, de color blanco a pardo; en algunas ocasiones presentan niveles de lapilli acrecional, o localmente con presencia de líticos hidrotermalizados, que han sido interpretados como producto de actividad freática en el área (Monsalve et al, 1992; Monsalve et al, 1997).

Los flujos de ceniza en sectores son caóticos compuesto por fragmentos juveniles vesiculados de pómez, fragmentos juveniles no vesiculados, líticos accidentales y cristales

de plagioclasa, piroxenos, óxidos, biotita y cuarzo embebidos en una matriz de ceniza vítreo-cristalina de color gris amarillenta. Petrográficamente se clasifican como una toba vítreo-cristalina.

Los flujos de escorias petrográficamente son rocas porfiríticas hipocristalinas con predominio de vidrio en la matriz. Todas presentan la misma asociación mineralógica: plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y como accesorios opacos, anfíbol, apatito y olivino. Análisis químicos de estos fragmentos muestran un rango en el contenido de SiO<sub>2</sub> entre el 58% y 62 %, correspondiente a una composición andesítica.

Los depósitos de flujo de ceniza y bloques representan varias unidades de flujo e intercalaciones de oleadas piroclásticas. En general son caóticos, con fragmentos juveniles monolitológicos de diferente tamaño, algunos de ellos con bombas corteza de pan, embebidos en una matriz de ceniza lítica de igual composición que los fragmentos de mayor tamaño. El depósito más reciente de este tipo está asociado a una erupción del volcán Puracé en 1949 (Monsalve, 1997).

Los depósitos de ceniza y líticos constituyen varios eventos, intercalados con los anteriores. Son depósitos caóticos de color gris amarillento, compuestos por líticos alterados hidrotermalmente, embebidos en una matriz lítica parcialmente alterada. Localmente estos depósitos presentan chimeneas de desgasificación.

#### **Depósitos piroclásticos de caída**

Corresponden a varios niveles de ceniza y lapilli pumítico que conforman paquetes definidos de cenizas líticas intercaladas con paleosuelos, que se encuentra suprayaciendo algunos de los depósitos de flujos piroclásticos o las lavas. Otros piroclastos de caída, correspondientes a los depósitos más recientes que constituyen la Formación Coconucos, compuestos por cenizas y proyectiles balísticos, que cubren la topografía actual en la parte alta de la Cadena de los Coconucos.

Edad y Correlación : de acuerdo con Monsalve (1997), la edad más antigua hasta ahora reportada para los depósitos volcánicos que provienen de la Cadena de Los Coconucos, corresponde a una lava asociada a la actividad del edificio de Chagartón datada, por el método K/Ar, en  $2,9 \pm 0,1$  Ma. La unidad de flujos de ceniza y escoria del Miembro Anambio fue datado por el método C<sup>14</sup> en 2.000 años (Monsalve, 1993); en el Miembro San Francisco se dató otro cuerpo similar por el método C<sup>14</sup> (Universidad de Ginebra, en Monsalve, 1997) y arrojó una edad de 30.000 años; y el más joven de ellos corresponde a un depósito dejado por una erupción del volcán Puracé en 1869, (Cepeda et al, 1991; Pulgarín et al, 1.994) y un depósito de flujos de ceniza del miembro Anambio está asociado a una erupción del volcán Puracé en 1949 (Monsalve, 1997). Como la formación incluye los depósitos de las erupciones históricas del volcán Puracé (Monsalve, 1997), se considera entonces que la Formación Coconucos tiene una edad comprendida entre 3 Ma y el presente.

La Formación Popayán, infrayace la Formación Coconucos; y lateralmente los límites superiores de la formación lo constituyen depósitos fluvio-glaciares y volcánicos no diferenciadas del Neógeno y Cuaternario.

El vulcanismo Neógeno y Cuaternario en Colombia se distribuye a lo largo de la Cordillera Central desde el sur del departamento de Antioquia hasta la frontera con el Ecuador en la depresión Cauca-Patía y Cordillera Occidental. La Formación Coconucos, por su origen, litología y edad, se correlaciona con los productos de este vulcanismo como son las Formaciones Machín (Méndez, en elaboración), que incluye depósitos cuya fuente es el volcán Machín; Los Pastos (Cortés, en elaboración), que incluye depósitos cuya fuente es el complejo volcánico del Galeras y los depósitos generados en los volcanes recientes y hasta ahora reconocidos y considerados activos (Méndez, 1989; Monsalve y Méndez, 1997): San Diego, Cerro Bravo, Ruiz, Cisne, Santa Isabel, Tolima, Huila, Sotará, Animas, Doña Juana, Azufra, Cumbal y Chiles-Cerro Negro.

Origen: . Según Monsalve (1997), el vulcanismo de Los Andes Colombianos se ha explicado como producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa de Sur América, y se ha dividido en dos etapas principales: La primera de ellas del Mioceno medio-Pleistoceno (?) representada por lavas, piroclastos e ignimbritas asociados a un vulcanismo extinto cuyos edificios están parcial o completamente erodados y que posiblemente corresponda con los depósitos de las formaciones Del Galeón y Popayán.

Sobre las estructuras de la primera etapa se desarrolló el vulcanismo de la segunda, la cual comenzó en el Pleistoceno, y está representada por edificios fácilmente distinguibles correspondientes a los volcanes actualmente activos, restringidos, en la actualidad a las Cordilleras Occidental y Central y la Depresión Interandina Cauca-Patía (Cepeda, 1987). Este vulcanismo ha dado origen a los depósitos de la Formación Coconucos y está ligada a la historia evolutiva de la Cadena volcánica de Los Coconucos y centros eruptivos del Valle de Paletará.

#### 3.4.4.2.4 Formación de Mercaderes ( Ngpm)

El nombre de Formación Mercaderes es dado por Hubach (1957) para describir las capas tufíticas que se presentan en la planicie de Mercaderes. Ruiz (1996), efectúa una descripción semidetallada de la unidad y la subdivide en dos miembros: Miembro Piroclástico y Miembro Epiclástico, conservando el nombre de Formación de Mercaderes.

Antecedentes. Esta secuencia fue descrita inicialmente por Grosse (1934), como capas tufíticas de Mercaderes, en el recorrido por Nariño-Patía; Stutzer (1934), hace una descripción muy general de esta unidad clasificándola como Tobas de piedra pómez, depósitos de piedra pómez y conglomerados gruesos. Royo y Gómez (1942), lleva a cabo un estudio de las tobas granatíferas destacando su importancia económica. Ruiz (1996), realiza un estudio semidetallado de esta unidad y le da el nombre de Formación de Mercaderes teniendo en cuenta su homogeneidad litológica, rasgos topográficos distintivos, su delimitación areal y su límite superior e inferior definidos.

Localización: Se trata de una unidad compuesta por rocas vulcano-sedimentarias que constituyen la meseta de Mercaderes, con un espesor promedio de 400 m y una extensión de 251 Km<sup>2</sup>; afloran a lo largo de la carretera que de Mercaderes conduce al Río Hato Viejo, Mercaderes-Cañaveral, Mercaderes-La Esperanza, Casafría-Carbonero, carretera Panamericana entre la Loma Bonilla y Cuchilla La Trocha.

Descripción. La unidad se ha subdividido en dos miembros: el Miembro Piroclástico denominado por Grosse (1934), como Tobas Granatíferas y el Miembro Epiclástico de gravas y arenas con aporte piroclástico.

#### **Miembro Piroclástico.**

Grosse (1934) las denomina tobas granatíferas y Murcia y Cepeda (1991), como Flujos Piroclásticos del Río Mayo, constituidos hacia la base por unos 200 m de depósitos de avalanchas ardientes, lahares y tobas de ceniza, suprayacidas por 90 m de flujos de pumita y ceniza; la parte superior consta de ceniza de caída, con un espesor que varían entre algunos cm y los 10 m de espesor. Las avalanchas ardientes y lahares contienen cantos de esquistos verdes, filitas, cuarcitas, anfíbolitas con granates pequeños y quebradizos, eclogitas, piroxenitas y pórfidos dacíticos, se observa gradación inversa y presencia de madera carbonizada. Las cenizas de caída muestran pseudoestratificación que indica diferentes periodos de emisión. En el Río Mayo la sección de este miembro presenta espesor de 300 m observados sobre la carretera Puente Mayo - Higuerones - Sombrerillo o en la Quebrada La Honda.

Según Martínez y García (1989) el Miembro Piroclástico pueden subdividirse en tres unidades: Unidad Inferior, la cual presenta un espesor variable de 150 a 200 m, compuesta por brechas, aglomerados y tobas de lapilli y bloques, dando lugar a una topografía abrupta con escarpes verticales.

La Unidad Media, constituida por una intercalación de tobas de ceniza y lapilli, tobas de lapilli y bloques de forma masiva y tabular suprayacidas por ceniza de caída; es el nivel productivo de piedras preciosas. A la base se presentan tobas de pumitas y líticos metamórficos como: esquistos, filitas, cuarcitas, anfíbolitas, anfíbolitas granatíferas, neis hornbléndico y eclogitas, piroxenitas y pórfidos andesíticos; hacia la parte media se observa una intercalación de tobas de ceniza y lapilli con tobas de lapilli y bloques, con presencia de piedras semipreciosas; hacia el techo se presentan depósitos de cenizas. Las tobas de lapilli y algunos niveles de ceniza; son de color gris oscuro, bien soldadas y está constituido por líticos de 2-3 cm de lavas andesíticas, rocas metamórficas, basaltos, adicionalmente contiene cristales de plagioclasa, hornblenda, biotita, vidrio volcánico y cristales pequeños de granates de color rojizo translúcido; los líticos y cristales se encuentran embebidos en una matriz afanítica

La Unidad Superior constituida por flujos de escombros, formados por cantos de roca metamórfica (esquistos, cuarcita) y volcánicas (diabasas, pórfido Andesítico y pumita) alcanzando un espesor de 40 a 50 m suprayacidos por unos 5 a 8 m de areniscas sucias tobáceas.

Este Miembro está en discordancia sobre las Formaciones Esmita y Galeón; y el contacto con las epiclastitas suprayacentes es ondulado, paralelo discontinuo.

#### **Miembro Epiclástico**

Denominado por Grosse (1934), como capas tobáceas de Mercaderes, tiene un espesor promedio de 90 a 100 m, formando una meseta con bordes verticales. Está compuesto por lentes de aglomerados, gravas y estratos de arenas con niveles de arcilla.

Los aglomerados presentan gradación inversa a caótica y mala selección; los clastos son guijos y guijarros, subredondeados a subangulosos, clastosoportados a matriz soportados; en un 90% corresponden a pómez y un 10% a rocas ígneas (andesitas porfíricas y basaltos), metamórficas (cuarcitas, esquistos, filitas), y sedimentarias (chert); la matriz esta constituida por arenas de fragmentos líticos, pómez y vidrio volcánico. Las gravas de guijos son subredondeados, clastosoportados y de composición similar a los aglomerados; se presentan en capas cuneiformes de rellenos de canal; el espesor de aglomerados y gravas es de 4 a 6 metros. Las arenas tobáceas son de color crema, de grano medio a grueso, sudredondeados, granosoportados, con matriz arcillosa, y constituidas por pómez, cuarzo, vidrio y feldespato. Su espesor es de 1,50 a 2 m y presentan estratificación cruzada a plano paralela. Entre la quebrada Sangandinga y el caserío Curiacas se observan cuatro niveles de arenas pumáceas de gran extensión horizontal, interestratificadas entre los aglomerados y las gravas.

Edad y correlación. La edad de La Formación Mercaderes, está relacionada con la actividad del complejo Volcánico de Doña Juana, ubicado en la cima de la Cordillera Centro-Oriental y es el responsable a su vez, de la mayor parte de depósitos piroclásticos presentes en el miembro inferior. Murcia y Pichler (1987 en Murcia y Cepeda 1991) reportan edades de 1.5 Ma. (K/Ar) en ignimbritas del mismo complejo volcánico; se asume que la secuencia piroclástica es contemporánea con esta y se le asigna una edad Plio-Pleistocena.

El miembro epiclástico de la Formación Mercaderes se formó a partir de la gravedad y la acción de las corrientes de aguas que bañan la zona especialmente las del Río Mayo que durante el Pleistoceno Medio-Superior tenía una dirección sur-norte, acumulando tanto vertical como lateralmente gravas, arenas y arcillas en ciclos lentos y aglomerados en ciclos torrenciales formando el abanico de Mercaderes (Ruiz, 1996). La Formación Mercaderes ha sido correlacionada con la Formación Popayán por Grosse (1934), Hubach y Alvarado (1932). En este informe, la considera la Formación Mercaderes única en su género debido a que es granatífera y no existe otra como tal en el valle interandino.

#### 3.4.4.2.5 Discusión

Los diferentes depósitos vulcano-sedimentarios se encuentran relacionados a un volcán o grupo de volcanes particulares que desde el Plioceno comenzaron a generarse y producir importantes depósitos de rocas volcánicas interdigitados con los depósitos sedimentarios al mismo tiempo formados. Una de las primeras unidades que registran dicha actividad tectónica y volcánica es la Formación Patía, con el registro de algunos clastos de rocas andesíticas dentro de los conglomerados y el aumento hacia el techo de niveles tuffíticos (Martínez y Rubio, 1991 y posteriormente la Formación del Galeón, en la cual se observa un predominio de la actividad sedimentaria a la base y un predominio de rocas piroclásticas hacia el techo, y concuerda con la formación de los aparatos volcánicos de Sotará, Sucubún, Chontillal, Cutanga, Negro, entre otros. Este vulcanismo se comienza a generar en otras partes geográficas de la Cordillera Central como el de la Caldera de Gabriel López, que da origen a los depósitos que conforman la Formación Popayán. Luego de esta actividad viene un periodo de calma, que permitió la erosión de algunos de estos aparatos volcánicos. Para el reciente una nueva reactivación volcánica se inicia con la conformación de la Caldera volcánica del Paletará y la cadena de volcanes de Puracé al noroeste y Pan de

Azúcar al sur-oriente. Al sur con los volcanes de Doña Juana, Petacas y Cutanga, relacionados directamente con el territorio del departamento del Cauca.

#### 3.4.4.2.6 Depósitos Volcánicos de lavas y cenizas sin diferenciar (TQvlc)

Asociado a los volcanes de Doña Juana, Las Ánimas, Petacas hacia el sur del valle del Caquetá y Cutanga se presentan grandes depósitos que en la actualidad no han sido diferenciados y que en esta memoria se presentan como una sola unidad generalizada. En la plancha 387 se conocen con el nombre de depósitos de Flujos Piroclásticos y Lahares asociados a la Formación Galeón y en la 411 como Depósitos Volcánicos de lavas y cenizas.

Localización: la unidad parece cartografiada en la parte central y occidental de la Plancha 411 - La Cruz y hacia la parte más alta de la Cordillera Central, en donde se hallan los volcanes Doña Juana Petacas y Las Ánimas (Geoestudios 1998a). En la parte occidental, se extienden hasta el trazo de la Falla Romeral Oeste, en inmediaciones de los municipios de San Pablo y Belén.

Descripción: Los depósitos volcánicos están representados principalmente por lavas andesíticas y en menor proporción dacíticas, son en general de color gris oliva y púrpura rojizo, y de textura hialocristalina. En los fenocristales (hasta de 7 mm) predomina el cuarzo y la biotita accesorio. Hay también, pequeños cristales de feldespato, algunos epidotizados.

Gran parte de esta unidad esta conformada por cenizas y tobas, con abundantes cantos de pómez riolíticos, angulares a redondeados de hasta 5 cm de diámetro, de color gris claro y blanco; igualmente se encuentran líticos oxidados, principalmente de dacitas porfiríticas finas. Dentro de las cenizas se encuentran interlaminaciones de lodo hiperconcentrados, dispuestos en láminas planas paralelas, interdigitadas entre sí. También se observan niveles de flujos piroclásticos, compuestos por bloques y cantos distribuidos caóticamente, compuestos por dacita, riolitas y pumitas; éstos son matriz soportados en un material volcánico tamaño lapilli.

Origen y edad. Esta cobertera vulcano-sedimentaria es el resultado de la extrusión de material volcánico a través del complejo de volcanes dentro de los cuales sobresalen los de Doña Juana, Petacas y Las Ánimas; estos volcanes se formaron hace 2.5 a 2 millones de años (Steimle, 1989: en Narváez, 1998), como resultado de producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa de Sur América.

#### 3.4.4.2.7 Formación Jamundí (TQfl)

El primero en hacer mención de estos depósitos fue Keizer (1954), quien los denominó abanico de Jamundí. Posteriormente Verdugo y Nivia (1984), la llevan al rango de formación y conservan el nombre sin que se mencione una localidad tipo ni un espesor real de esta unidad. Orrego & París (1991), cartografiaron en el cuadrángulo N6 una serie de depósitos denominados como Flujos de Lodo de Ladera, asociados al piedemonte de las cordilleras Central y Occidental en la cuenca del Río Cauca. En la plancha 300 y hacia el

piedemonte de la Cordillera Central son cartografiados los mismos cuerpos con el nombre de Formación Popayán (McCourt y Verdugo, 1984).

Descripción. Esta unidad en el mapa se presenta como depósitos de ladera localizados en el piedemonte cordillerano y la llanura aluvial del Río Cauca, al norte del departamento. Presentan geoformas de abanicos coalescentes formando pequeños cerros suavemente ondulados con pendientes suaves inclinadas hacia el valle.

Estos depósitos han sido descritos por Orrego y París (1991), como depósitos de flujos de lodo de ladera y conos de deyección, compuestos por material de aporte local. Los cuerpos localizados al oeste del Cerro Munchique están compuestos por fragmentos de rocas basálticas de diversos tamaños en cantidades cercanas al 40 % del volumen total con respecto a la matriz. Estos cantos presentan meteorización esferoidal con un color de alteración amarillo a rojizo. La matriz es arcillosa de color amarillo producto de la alteración de las mismas rocas que conforman la fracción gruesa. Localmente se presentan suprayacidos por capas delgadas de cenizas de caída (Orrego & París, 1991).

Los cuerpos localizados al sureste de Robles (Cuadrángulo N6), están constituidos por fragmentos redondeados a subredondeados de cuarzo, sedimentitas, metamorfitas y rocas porfiríticas. El tamaño de los clastos varía de 20 a 80 cm y se encuentran embebidos en una matriz arcillosa de color rojo y ocasionalmente blanco.

Keizer (1954), describe otro cuerpo al sur de Cali y lo denominó como abanico de Jamundí. Posteriormente Verdugo & Nivia (1984) la denominan como Formación Jamundí y lo describen como un depósito compuesto por gravas y cantos no consolidados, pobremente seleccionados de basaltos, chert, gabros, limolitas, conglomerados y areniscas con tamaños de diámetros que varían entre los pocos centímetros hasta los 3 m. La matriz es arena arcillosa de colores rojizos. Hacia el techo de esta unidad se presentan niveles arenosos de grano grueso con poca selección y horizontes arcillosos bien estratificados.

Edad y Origen. Los Flujos de lodo de ladera posiblemente están asociados a los procesos de erosión producidos por el levantamiento de las cordilleras Central y Occidental y el consecuente aumento de la torrencialidad de las diversas corrientes de agua que bañan la zona.

Estos cuerpos no han sido datados, pero Orrego & París (1991), los consideran de edad terciario-cuaternario con base en su estado de meteorización, su compactación y grado de meteorización.

#### 3.4.4.2.8 Discusión

El nombre de Formación Jamundí aunque describe un evento local, podría ser extendido a otros cuerpos con un origen similar y formados en un mismo tiempo aunque con áreas de aporte diferentes podrían ser descritos y agrupados como una sola unidad. Estos cuerpos se localizan hacia el sur del piedemonte de la Cordillera Occidental, al norte de la población de Suárez y en el piedemonte de la Cordillera Central hasta unos 3 km al sur de Inspección de Policía de Domingullo (8 km al sur de Santander de Quilichao). En la plancha 300 la

continuidad de estos últimos depósitos del centro y oriente de la cuenca se incluyen como parte de la Formación Popayán (Verdugo y Nivia, 1984), sin embargo este nombre no se acepta para estos cuerpos ya que no cumplen con la descripción original de dicha formación. Hacia el norte del departamento del Valle del Cauca son muy significativos especialmente en el borde de la Cordillera Central donde alcanzan una mayor expresión, morfológica y donde algunos de los cuales se encuentran afectados tectónicamente.

En este informe, se propone extender el nombre de Formación Jamundí a los depósitos denominados informalmente por Orrego & París (1991), como Flujos de Lodo de Ladera y excluirlos de la plancha 300 como Formación Popayán.

### 3.4.4.3 Rocas Ígneas Intrusivas del Paleógeno Andino

#### 3.4.4.3.1 Granodiorita de Jejenes (Egj)

Este cuerpo fue descrito por Grosse (1935), como macizo de Jejenes y caracterizado como Plutón de Jejenes por Orrego y Acevedo (1984) y se localiza en la región de Jejenes a 5 km del caserío de Mosquera cubriendo un área de 35 Km<sup>2</sup>. En este informe tomamos las recomendaciones de la Comisión Estratigráfica Internacional (2000) y denominamos el cuerpo como Granodiorita de Jejenes.

La roca es de color gris claro, de grano grueso, constituida por cuarzo, feldespato potásico, hornblenda, biotita, clorita y epidota y fue clasificada como granodiorita biotítica hornbléndica.

#### 3.4.4.3.2 Cuarzomonzonita de Panecillo (Ecp)

Este cuerpo es descrito por Orrego y Acevedo (1984), en el cerro de Panecillo al este de Baraya y cubre una extensión de 6 Km<sup>2</sup>.

Se trata de una roca equigranular de grano medio, color rosado claro, con textura holocristalina, hipidiomórfica granular, constituida por plagioclasa tipo oligoclasa, cuarzo, feldespato potásico, anfíbol y moscovita; como minerales de alteración se encuentran la sericita y la clorita.

#### 3.4.4.3.3 Diorita Cuarzosa de la Caldera (Edc).

El cuerpo, que aflora en las quebradas Caldera y Colerín en la plancha 387, fue definido y descrito por Espinosa (1980, 1993). Esta diorita cuarzosa intruye la unidad volcánica básica que pertenece al Complejo de Los Azules, de edad Cretáceo Inferior, y está suprayacida en contacto discordante por la Formación Mosquera. En la Cordillera Occidental se han localizado otros intrusivos que presentan la misma posición estratigráfica y que fueron descritos por Grosse (1935), como Macizo de Pulido y Diorita de Jejenes, llamados como Plutón de Jejenes y Cuarzomonzonita de Panecillo (Orrego y Acevedo, 1984).

La roca en muestra de mano es de color gris verdoso y con la lupa se observan minerales de plagioclasa y cuarzo. Bajo el microscopio la roca se compone de plagioclasa, hornblenda, cuarzo, clorita, calcita, epidota y minerales opacos. La plagioclasa es de composición An50; la hornblenda es verde; la clorita, calcita y epidota son minerales secundarios que se desarrollan en venas a partir de la plagioclasa. La textura de la roca es granular.

Edad y correlación. Estos cuerpos por correlación han sido datados en el Paleógeno por correlación con otros cuerpos que se encuentran en la Cordillera Occidental y datados en este rango. (Álvarez y Linares, 1979; Metal Mining Agency of Japan, 1982)

#### 3.4.4.3.4 Intrusivos Cuarzodioríticos Indenominados (E3ci).

Afloran como cuerpos aislados de poca extensión, que intruyen las rocas cretáceas del Grupo Dagua y Diabásico (Complejo Estructural Dagua y Formación Volcánica, en el sentido de Nivia, 2001), y se encuentran aflorando a todo lo largo de la cordillera Occidental en especial en los extremos SW, NW y NE de la plancha 386. Otros cuerpos de esta naturaleza localizados al norte no han sido estudiados.

Apófisis de cuarzodiorita afloran en la carretera La Barca-Balboa y se extiende al norte cerca al río Capitanes intruyendo las rocas volcánicas de la Formación Volcánica (op cit Nivia, 2001). El cuerpo intrusivo en esta zona está bastante alterado dando un color rojo ladrillo, que se destaca bien del color rojo pardo de las rocas cretácicas descompuesto que lo rodea. Grosse (1935) reporta un pequeño intrusivo cuarzodiorítico en el camino de Patía a Balboa, en la falda inferior de la Cordillera Occidental denominándolo El macizo de Criollo; lo considera post-cretácico, por el aspecto de la roca y por su condición de contacto.

Arango y Ponce (1982) reportan en el Mapa Geológico del Departamento de Nariño stock cuarzodioríticos con variaciones a diorita intruyendo rocas del Grupo Dagua y Diabásico y los cuales han sido correlacionados. Cepeda y Murcia (1991) los clasifican como tona líticos compuestos por cuarzo, plagioclasa, hornblenda verde y opacos. Algunos de estos cuerpos presentan mineralizaciones auríferas.

Con base en dataciones radiométricas hechas por Álvarez y Linares (1979) y Desouza, et al., (1984) en los intrusivos de Arboledas y del Tambo presentes en la Plancha 410, y correlacionables con estos cuerpos, permiten fijar la edad de las rocas intrusivas en el Oligoceno.

Los cuerpos que intruyen a las Ofiolitas de la Tetilla en el cuadrángulo N6 fueron datados en 34 Ma que correspondería al Oligoceno (Risnes, 1989, en Orrego y París, 1991).

#### 3.4.4.4 Rocas Ígneas Intrusivas del Neógeno Andino

Un buen número de cuerpos intrusivos terciarios, de composición química intermedia, se encuentran a lo largo y ancho del Valle Interandino Cauca-Patía, en la cordillera Central

borde occidental y algunos sin estudiar en la Cordillera Occidental, normalmente alineados a lo largo de las grandes fallas que cruzan el departamento.

Ellos son de composición tonalítica, diorítica, cuarzodiorítica andesítica y dacítica y se definieron como de emplazamiento plutónico y subvolcánico o hipoabisal, algunos de los cuales representan estructuras de cuellos volcánicos y posiblemente correspondan a partes de la cámara magmática de los aparatos volcánicos. En las diferentes planchas estos cuerpos fueron clasificados como stocks cuando presentan una superficie areal igual o mayor a 1 Km<sup>2</sup> y menor de 50 Km<sup>2</sup>, y además, contienen en general rocas con caracteres de plutonitas. A los que presentan superficies menores de 1 Km<sup>2</sup> se llamarán simplemente intrusivos menores. Las rocas son de colores grises oscuros claros y a veces de color blanco.

El nombre de algunos de los cuerpos ígneos descritos en las diferentes planchas geológicas es cambiado teniendo en cuenta las recomendaciones de la guía estratigráfica internacional (Cap. 5,F,2; pag.47). Los nombres de algunos cuerpos con el nombre de “Stock”, se reemplazó por el nombre de la roca predominante (p.e el “Stock de Santa Ana” pasa en este informe a ser la Tonalita de Santa Ana). Existen dos cuerpos denominados con el nombre de Betulia, el primero en el cuadrángulo N6 es una dacita porfirítica y el segundo en la plancha 387 descrito como el Complejo Ígneo-Metamórfico de Betulia.

Los cuerpos subvolcánicos han sido descritos y agrupados teniendo en cuenta su composición y posición estratigráfica. Algunos de estos cuerpos presentan variaciones composicionales pero su descripción se hace de acuerdo a la composición más representativa y descrita en los diferentes informes geológicos.

#### 3.4.4.4.1 Intrusivos Tonalíticos

La roca en muestra de mano, se compone de plagioclasa, minerales máficos y cuarzo y con variación en el porcentaje de cuarzo. Al microscopio la roca esta compuesta por plagioclasa, cuarzo y hornblenda. La plagioclasa se encuentra alterada a saussurita y la hornblenda a clorita y biotita. Como accesorios se presentan los minerales opacos no clasificados. Las rocas se clasificaron como tonalitas porfiríticas, pórfidos tonalíticos y micro-tonalitas porfiríticas. En algunas el cuarzo, es menor y la roca se clasificó como diorita.

- Tonalita de Santa Ana (N1tsa): Orrego & París (1991), Stock de Santa Ana, oeste del caserío de Mondomo, un poco al sur del Cerro Santa Ana
- Tonalita de Garrapateros (N1tg): Orrego & París (1991), Stocks Tonalítico de Garrapateros, Cerros de Garrapatero y Garrapaterito (oeste de Santander de Quilichao) -
- Tonalita y Dioritas de Santa Catalina (N1d-tsc), Orrego & París (1991), 6 km al sur de la población de Buenos Aires.
- Tonalita de Timba (N1tt), Orrego & París (1991), Stock de Timba, sur de Timba.
- Tonalitas-dacitas de San Francisco-Guayabal (N1t-dcfg), caserío de San Francisco a orillas del Río Cauca.
- Tonalita de Munchique (N1t-dcm), Orrego & París, (1991), 10 pequeños cuerpos intrusivos localizados al sur y sureste de Santander de Quilichao,

- Tonalita Porfírica/Diorita Cuarzosa del Picacho (N1t-dp), dos cuerpos localizados al noreste y sureste del caserío de la Mina, sobre la quebrada el Picacho y la quebrada Llanito. Álvarez y Linares (1979), dataron el stock de Minas, en  $8 \pm 3$  Ma (K/Ar en biotita).
- Pórfido tonalítico a diorítico horbléndico de Punturco (N1tpu). Orrego et al (1996), el Stock de Punturco, quebrada Chimingato y el Río Humus, al oriente del caserío Caquiona, en la plancha 387.
- Pórfido Tonalítico de Hato Viejo (N1thv). Stock de Hato viejo (Orrego et al, 1996), esquina suroeste de esta plancha 387, cerca al Río Hato Viejo.
- Tonalita–Diorita de El Cobre-Bolívar (N1t-dcb): stock de El Cobre-Bolívar, Orrego et al (1996).
- Pórfido Tonalítico-Diorítico de Yacuanas (N1tdy). Stock de Yacuanas, Orrego et al (1996), norte de la confluencia de los ríos Marmato-San Jorge, y la otra aparece en las cabeceras, zona este del río Blanco.
- Pórfido Tonalítico de Sucre (N1s). Stock de Sucre, Orrego et al (1996), tres cuerpos al norte y al sur del caserío Sucre, uno en forma de dique, de composición tonalítica.
- Pórfido granodiorítico-tonalítico de Mosoco (N1grm): Stock de Mosoco, NGEOMINAS-NASA KIWE (1995). Ruiz y Marquinez (en preparación) proponen el nombre de Pórfido Andesítico de Mosoco”, y lo describen como una granodiorita-tonalita

#### 3.4.4.4.2 Intrusivos de composición Dacítica

En el afloramiento, los intrusivos de composición dacítica son de color gris claro a blanco, con variación composicional y textural. Texturalmente son porfíricas a holocristalinas, hipidiomórficas, con matriz de grano fino a afanítica. Los minerales principales son feldespato, cuarzo, hornblenda y/o biotita. El cuarzo a veces es bipiramidal de 2 mm, hasta 0.5 cm de diámetro. El feldespato es tipo plagioclasa zonada y maclada.

La matriz es afanítica y esta constituida por cuarzo, feldespato y biotita. Los accesorios son: Magnetita, apatito, zircón y esfena. La plagioclasa está alterada a saussurita, y el principal mineral de alteración es la sericita, también calcita y clorita

El cuerpo del Cerro Lerma, sobresale topográficamente en el área y por su forma casi cilíndrica se deduce que podría corresponder a un cuello volcánico. Las rocas se encuentran meteorizadas, alcanzando espesores de hasta 10 m, compuesta por arcillas caoliníticas como las del cuerpo que aflora cerca al caserío La Playa que ha sido objeto de explotación de caolín. De algunos de estos cuerpos se extrae oro de filón.

Se han reportado los siguientes cuerpos de composición dacítica en el departamento:

- Dacita Porfírica de Betulia (N1dcb), Orrego & París (1991), 6 km al noroeste de Suárez, cerca al caserío de Betulia.
- Dacita de Santa Rosa (N1dc-ansr), Orrego & París, 1991, caserío de Santa Rosa.
- Pórfido Dacítico Arrayanes-La Playa (N1dcap). Orrego et al (1996), cuatro cuerpos en el Alto El Credo, cerca a La Playa, sobre el Río San Jorge y al sur del Cerro La Pelonga.
- Pórfido Dacítico de La Medina (N1dcm): Stock La Medina Orrego et al (1996), plancha 387.
- Pórfido Dacítico de la Jagua (N1dcj): Intrusivo de La Jagua (Ruiz, 1999), carretable San Joaquín - Romerillos, a la altura del puente de la Quebrada La Jagua.

- Pórfido Dacítico de La Monja (NdcM): intrusivo de La Monja, Ruiz (1999), sureste de la Plancha 386, cerca a la población de San Joaquín.
- Dacita del Rosario (N1dcr), 2 km al NW del caserío del Rosario.
- Intrusivos Menores Andesíticos-Dacíticos (Npa-Npd). principalmente en la depresión del Patía.

#### 3.4.4.4.3 Intrusivos de composición Diorítica

Los cuerpos de este tipo presentan variaciones composicionales de dioritas cuarzosas, tonalitas, tonalitas porfiríticas, pórfidos dacíticos y pórfidos andesíticos. Las rocas clasificadas como diorita y diorita cuarzosa en afloramiento son de color generalmente claros blancos y grisáceas, de textura porfirítica a faneríticas de grano medio equigranulares, holocristalinas hipidiomórfica, compuestos por fenocristales de plagioclasa y anfíbol y subordinado el cuarzo. Al microscopio las dioritas están compuestas por plagioclasa de composición andesina-oligoclasa, con presencia de microfracturas, algunas de las cuales se presentan rellenas con cuarzo; y otras sausrinizadas; el anfíbol es la hornblenda de color verde y se encuentra alterado a clorita, epidota y minerales opacos. Otros accesorios encontrados son el granate asociado al anfíbol y minerales opacos

El Pórfido Diorítico de Zarzal-Guineal (N1dZg), a través de tres secciones delgadas de roca, localizadas en los alrededores de La Loma Tablones, evidenció una textura porfirítica holocristalina hipidiomórfica y una matriz cristalina, fina a media. Los minerales principales son: Plagioclasa, hornblenda, moscovita y cuarzo (escaso); los accesorios son: Apatito, zircón y minerales opacos, y como cristales de alteración aparecen calcita, sericita y óxidos de hierro.

La tonalitas y dioritas presentan alteración hidrotermal representada por silicificación, cloritización, albitización, donde el cuarzo, la clorita, calcita albita se encuentra relleno de grietas y algunos sulfuros principalmente pirita se encuentran diseminados en pequeñas venas como “stock-work” o estovercas.

Algunos de estos cuerpos intruyen las Formaciones Esmita y Mosquera.

- Diorita-tonalita de Paso de Bobo-Damián (N1d-tpbd), Stock de Paso de Bobo (Orrego & París, 1991), Stock de Suárez (Álvarez, 1978). 16.5±0.8 Ma, 6±1 Ma (K/Ar en hornblenda).
- Diorita de Seguengue (N1ds), Orrego & París, 1991, sur y al este de la confluencia de los Ríos Cauca y Seguenguito.
- Pórfido Diorítico de Zarzal-Guineal (N1dZg): Stock de Zarzal-Guineal, Orrego et al (1996), 5 cuerpos suroccidente de la Plancha 387, al sur del río Sambingo, entre las localidades del Cerro Zarzal y la quebrada Guineal.
- Pórfido Diorítico Hornbléndico-Tonalítico del Diviso (N1dh-td). Stock del Diviso, Orrego et al (1996), 4 cuerpos, se localizan al este y al oeste del caserío El Diviso.

#### 3.4.4.4.4 Intrusivos de composición Cuarzo-diorítica

##### **Cuarzodiorita Cerro Gordo-La Esperanza (N1cdcg).**

Orrego et al (1996), asignó el nombre Stock de Cerro Gordo-La Esperanza a dos cuerpos, separados en una distancia de 12 km, al noreste del Alto del Cerro y al sur, Cerro Pan de Azúcar, en la plancha 387 “Bolívar”.

La roca es de color gris claro a blanco, se compone de plagioclasa, cuarzo y máficos. Meteoriza dando suelos limosos y arcillosos de color claro, y por el tamaño de grano de la matriz se clasificó como un pórfido cuarzo diorítico. Por otra parte, la gran cantidad de intrusivos menores que aparecen alrededor del alto de Cerro Gordo, en un diámetro de 4 a 5 km, podrían indicar que el interior de ese cerro, cuya cobertura son metamorfitas, está conformado por un intrusivo importante que no ha sido destapado por la erosión. En algunos sitios de las laderas que quedan alrededor del cerro, como en las quebradas Mazamorras o Las Juntas, El Pepinal, Mastes y Aguas Negras o Las Lomitas, se observó que la roca presenta alteración hidrotermal caolinítica con sílice, acompañada de piritita, minerales de oro, plata, arsénico, zinc y molibdeno.

#### 3.4.4.4.5 Intrusivos de composición Andesítica

Estos cuerpos de composición andesítica al igual que muchos otros intrusivos Neógenos presentan una gran variación composicional y textural que hace difícil su clasificación. De estos cuerpos uno de los más estudiados dada su importancia económica es el Pórfido Andesítico de El Pisco, el cual se describe a continuación.

##### **Pórfido Andesítico de El Pisco (N1ap)**

Orrego (1977) quien definió formalmente esta unidad que aflora en la cima de la Cordillera Central al noreste de la población de Silvia y este de Pitayó, con el nombre de “Stock de El Pisco”. Ruiz y Marquez (en preparación), teniendo en cuenta las recomendaciones de la guía estratigráfica internacional, cambian el nombre a “Pórfido Andesítico de El Pisco”.

Pórfido andesítico-diorítico. Presenta fenocristales de plagioclasa (albita, oligoclasa y andesina) de 3 a 12 mm con formas euhedrales, anhedrales a subhedrales. Su alteración es a sericita, moscovita, minerales arcillosos, calcita y clorita en forma de anillos. En algunas secciones delgadas se observa albitización, cristales de plagioclasas con maclas polisintéticas e individuos reabsorbidos por la matriz. Los minerales ferromagnesianos están representados por hornblenda y biotita que alterados se manifiestan como clorita (penina) y epidota (pistacita), calcita, moscovita, hidromica-clorita? y óxidos de hierro. El cuarzo con menos del 10%, se encuentra en la matriz y como fenocristales anhedrales, a veces bien redondeados. También se encuentra cuarzo de origen secundario rellenando venillas en forma de mosaico (Orrego, 1977).

Pórfido dacítico. Compuesto por fenocristales de plagioclasa y cuarzo en donde la plagioclasa varía entre albita – oligoclasa – andesina y se caracteriza por estar zonada, microfracturada de forma irregular y con sus bordes reabsorbidos por la matriz: La plagioclasa se encuentra alterada a sericita, minerales arcillosos (illita -caolinita) y calcita. En algunos casos se encuentran cortadas por venas de feldespato. El cuarzo se presenta en fenocristales bipiramidales, anhedrales y redondeados. Los minerales accesorios son biotita y la hornblenda, epidota (pistacita), sericita, moscovita y piemontita. La hornblenda y la biotita están alteradas a clorita (penina). La matriz está constituida por plagioclasa principalmente en cristales con formas anhedrales a euhedrales (Orrego, 1977).

Esta unidad presenta algunas características comunes como la mineralización de piritita en forma diseminada y en fracturas, con minerales de ganga como sílice y carbonatos. Se

observa un enriquecimiento supergénico, halos de alteración hidrotermal, fracturamiento moderado a intenso (megabrechas), presencia de brechas intrusivas mineralizadas y anomalías geoquímicas de Cu, Mo, Au, Pb, Zn y Ag.

El Pórfido Andesítico de El Pisco intruye rocas paleozoicas del Complejo Cajamarca. Al sur del Cerro de Pisco se encuentra cubierto por los depósitos fluvio-volcánicos de la Formación Popayán.

#### **Otros cuerpos intrusivos de composición andesítica.**

Los cuerpos clasificados como pórfidos andesíticos están compuestos por plagioclasa (andesina), hornblenda y opacos. La plagioclasa se presenta en forma de fenocristales y en la matriz como microlitos. El anfíbol se clasificó como oxi-hornblenda. La roca fresca presenta color gris claro y meteoriza formando arcillas de color blanco (Orrego y París, 1991). Bajo el microscopio se observa una textura holocristalina porfirítica y componentes de plagioclasa, hornblenda y biotita; la matriz, microcristalina, se compone principalmente por microlitos de plagioclasa y biotita. La plagioclasa es de composición  $An_{14}$ . La hornblenda es verde. También se observó apatito y minerales opacos como accesorios.

El cuerpo del Cerro Lerma, de composición dacítica y andesítica, sobresale topográficamente en el área y por su forma casi cilíndrica se deduce que podría corresponder a un cuello volcánico.

- Andesita-Dacita de Lerma (N1adcl). Stock? de Lerma, Orrego et al (1996), seis cuerpos, localizados al norte y sur del río San Jorge.
- Pórfido Andesítico de Ponquillo (N1apo). Orrego et al (1996), Stock de Ponquillo. cuatro cuerpos, occidente de Santiago (cabecera del río Ponquillo); al sur y al norte de esas mismas cabeceras
- Pórfido Andesítico Hornbléndico de Papurco (N1ahpa). Orrego et al (1996), dos cuerpos en la plancha 387, el primero en el Cerro Papurco, el segundo se localiza sobre la carretera Santiago-Las Animas, a 4 km al oriente del mismo cerro Papurco. La roca intruye el Quebradagrande y la Secuencia Sedimentaria no Diferenciada
- Pórfido andesítico de Pitayó (Nngpi): Stock de Pitayó (Orrego y París, 1991), seis cuerpos intrusivos que afloran al norte y sur de la población de Pitayó, con pendientes muy fuertes y formas elongadas y redondeadas que sobresalen en el paisaje. Estas formas han sido interpretadas como pequeños conos volcánicos erodados. El Pórfido de Pitayó intruye rocas de edad cretácica del Complejo Quebradagrande y de los esquistos de Jambaló al norte y sur de la población de Pitayó.

Dentro de este grupo tenemos los intrusivos del Ciruelal y Betulia cuya característica a destacar es la presencia de un metamorfismo de contacto, caracterizado por la presencia de cornubianitas que pueden llegar hasta 50 m de ancho.

#### **3.4.4.4.6 Complejo Ígneo- del Ciruelal (Nimc)**

Orrego & Acevedo (1996), Orrego et al (1996), planchas 364 y 387, cuyos mejores afloramientos se encuentran en la quebrada Ciruelal, Río Putis y en las cabeceras de la quebrada el Bajío.

Esta unidad fue definida por Orrego & Acevedo (1996), Orrego et al (1996), entre las planchas 364 y 387, cuyos mejores afloramientos se encuentran en la quebrada Ciruelal, Río Putis y en las cabeceras de la quebrada el Bajío. En la 364 esta descrito como pórfido dacítico –andesítico.

El cuerpo presenta una forma alargada asociado en parte a la Falla Cauca-Almaguer; el complejo está constituido por rocas de composición tonalítica, de grano medio y pórfidos dacíticos y pórfidos andesíticos.

Los minerales principales son el cuarzo, plagioclasa y anfíbol. El cuarzo varía de un lugar a otro, y presenta un intenso fracturamiento, con extinción ondulatoria y textura dentada; la plagioclasa esta sausuritizada, contiene inclusiones de apatito, esfena y hornblenda; el anfíbol es hornblenda, de color verde y normalmente se encuentra alterada a clorita y epidota. Es común la presencia de xenolitos de rocas metamórficas. La matriz se compone de plagioclasa y cuarzo. Las rocas se clasifican como tonalita de grano medio, pórfido dacítico, pórfido dacítico hornbléndico y pórfido andesítico hornbléndico cuarzoso

La sericita es un mineral de alteración de la plagioclasa; la clorita y la calcita provienen de la hornblenda, también se observan minerales arcillosos, magnetita y pirita. En algunos sitios se observa alteración hidrotermal.

Es clara igualmente la presencia de una aureola de contacto con cornubianitas que pueden llegar hasta 50 m de ancho. Las cornubianitas presentan un tamaño de grano fino y son de carácter macizas, con paragénesis en las facies albita-epidota a hornblenda cornubianita.

#### 3.4.4.4.7 Complejo Ígneo de Betulia (Nimb)

Descrito por Orrego et al (1996), aflora a lado y lado del Río Pancitará, cerca a la carretera de Altamira - La Vega, se compone de masas de rocas plutónicas diorítica-tonalíticas de grano medio y textura inequigranular, pórfidos dacíticos, pórfidos andesíticos y cornubianitas.

La unidad, que corta el Arquía y la Formación Esmita, aflora en las quebradas Medellín, Betulia, El Oro, e Ingenio. La diorita presenta una textura fanerítica equigranular y se compone de plagioclasa, hornblenda verde y cuarzo (escaso); minerales opacos, esfena y apatito; la plagioclasa de composición An 15, con inclusiones de magnetita, se altera a sericita, epidota y minerales arcillosos; la hornblenda se altera a biotita, clorita y calcita. La tonalita presenta hasta 15% de cuarzo, contiene plagioclasa y hornblenda verde, biotita, apatito, epidota, minerales opacos y sericita. La epidota y la sericita son minerales de alteración de la plagioclasa.

El pórfido dacítico o microtonalita se compone de plagioclasa, hornblenda, cuarzo, biotita, en menor porcentaje, feldespato potásico, esfena, magnetita y grafito. La epidota, sericita y minerales arcillosos aparecen como alteración de la plagioclasa; la clorita y óxidos de hierro (hematita?) son minerales alterados de la hornblenda. Como inclusiones en la plagioclasa se encuentra el apatito. La matriz se compone de plagioclasa, cuarzo y anfíbol.

El pórfido andesítico o microdiorita se compone principalmente de plagioclasa, anfíbol (hornblenda verde) y bajo porcentaje de cuarzo. La plagioclasa que es zonada y de composición An<sub>37</sub>, a veces presenta inclusiones oscuras (magnetita) y apatito; se altera a minerales arcillosos, sericita y epidota; los núcleos zonados de la plagioclasa son más cálcicos. La hornblenda se altera a clorita, biotita y óxidos de hierro (limonita?); algunas rocas presentan biotita magmática que se altera a clorita.

En las quebradas La Betulia y Remedios (afluente de Quebrada Medellín), las rocas que corresponden a pórfidos andesíticos, dacíticos, en su orden, se encuentran alterados hidrotermalmente con piritización y silicificación, acompañada de clorita, epidota?, calcita y minerales arcillosos que correspondería a una alteración propilítica. Las cornubianitas, producto del metamorfismo de contacto, se extienden como una faja de unos 50 a 100 m de ancho alrededor del intrusivo, y se encontraron zonas con paragénesis mineralógica que indican facies esquistos verdes, de bajo grado, hasta zonas con paragénesis de minerales que indican facies con metamorfismo de medio y posiblemente alto grado.

#### 3.4.4.4.8 Intrusivos Menores Andesíticos-Dacíticos (Npa-Npd)

Son pequeños cuerpos intrusivos porfiríticos y holocritalinos que sobresalen en la región como cuellos; tienen composición andesítica y dacítica algunas veces tonalíticas y matriz afanítica a fanerítica de grano muy fino, se presentan principalmente en la depresión del Patía, asociados a las fallas regionales Cauca-Patía y Bolívar-Almaguer; se encuentran cortando sin aureolas las rocas terciarias de la Formación Mosquera y Esmita. Algunos otros se encuentran intruyendo las rocas del Complejo Arquía.

En la plancha 364 Orrego y Acevedo (1984), los cuerpos intrusivos localizados en la cuenca del Patía, los agrupan de acuerdo a su composición en dos categorías: Cuerpos de composición dacíticos y cuerpos de composición andesíticos; cada uno de estos los subdividieron a su vez en dos clases. Los pórfidos andesíticos félsicos, pórfidos dacíticos Biotíticos, pórfidos andesíticos horbléndicos y los pórfidos andesíticos Biotíticos-horbléndicos.

Los cuerpos dacíticos se localizan más hacia la parte occidental de la cuenca del Patía y los de composición andesítica en el centro y oriente de la cuenca. Los mejores afloramientos de estos cuerpos ocurren en el Alto de la Jagua, en la Puertica, Alto la Nube, a lo largo de los ríos Esmita, Guachicono, Putis, Samangoy, en la quebrada Uyaraco, Río Quilcacé y la quebrada San José Otros cuerpos menores afloran al sur de Piedra Sentada, en la confluencia de los ríos Guabas y Timbio, al noroeste de la población del Bordo y otros aun más pequeños. Estos cuerpos han sido clasificados como pórfidos dacíticos félsicos, pórfidos dacíticos Biotíticos, pórfidos andesíticos horbléndicos, pórfidos andesíticos Biotíticos-horbléndicos

La alteración hidrotermal es común en algunos de ellos y puede ser reconocida por los minerales de calcita, clorita, sericita, epidota y cuarzo; la calcita está rellenando microcavidades y microfisuras. Las rocas que afloran al oeste de la sierra, presentan hornblenda verde y localmente granate como inclusiones en plagioclasa.

En la plancha 387, cuerpos de composición dacítica se presentan en la quebrada El Letrero o Cerro Gordo, al sur del caserío La Herradura; al occidente del Caserío Milagros, al norte del Cerro Pan de Azúcar, en las cabeceras del Río Barbillas, en la unión de los ríos Barbillas-Guachicono y cerca al caserío San Julián (Orrego et al,1996). En la plancha 300, al oriente de Miranda y Corinto (McCourt & Verdugo, 1984).

Origen y Edad.: El origen de las magmatitas de composición intermedia posiblemente estuvo relacionado con un arco de Islas (o acción de la Placa Nazca), (Galvis, 1982). La edad de los cuerpos andesíticos y dacíticos, los cuales intruyen la Formación Esmita, son del Mioceno Medio o Mioceno Superior. El hecho de que los pórfidos presentan diferentes texturas y composiciones, podría indicar que hubo diferentes pulsos intrusivos durante la misma época Mioceno.

Gobel & Stibane (1979), en el stock de Suárez, (e.d. Diorita-tonalita de Paso de Bobo-Damián), determinan una edad K/Ar de 16.5+/-0.8 Ma

Brook (1984, en Nivia, 2001), en el Stock de Pance reporta cinco edades radiométricas K/Ar en hornblenda comprendidas entre 17+/-1 - 19+/-1 y en roca total de 24+/- 2 Ma.

La datación radiométrica (K/Ar en hornblenda y biotita), en diques andesíticos–dacíticos de esta serie localizados en la cordillera Central al norte del departamento dan una edad de 18 +/-1 Ma y 12+/-1 Ma en hornblenda (Brook,1984, en Nivia, 2001), considerada como la edad de los eventos de intrusión.

Álvarez et al., (1979) reporta una edad de 13 ± 3 Ma (K/Ar en biotita), en un pórfido dacítico que está intruyendo a la Formación Esmita. Álvarez y Linares (1979), dataron el stock de Minas, en 8±3 Ma (K/Ar en biotita) y Álvarez et al. (1978), reportan una edad de 6±1m.a. (K/Ar en hornblenda), en el stock de Suárez. Estas dataciones están definiendo un episodio magmático durante el Mioceno Medio-Mioceno Tardío.

Tabla 14. Reporte de las dataciones radiométricas de intrusivos Neógenos del Cauca

ROCA	LOCALIZACIÓN	EDAD (Ma)	MÉTODO	ANÁLISIS	REFERENCIA
Tonalita	Stock de Suárez- W del Caserío de Paso de Bobo	16.5+/-0.8 Ma	K/Ar	hornblenda	Gobel & Stibane (1979)
Tonalita Porfírica	Stock de Pance	17+/-1 - 19+/-1	K/Ar	hornblenda	Brook (1984)
Tonalita Porfírica	Stock de Pance	24+/- 2 Ma	K/Ar	Roca total	Brook (1984)
Diques andesíticos–dacíticos		18 +/-1 Ma	K/Ar	biotita	Brook (1984)
Pórfido dacítico		12+/-1	K/Ar	hornblenda	Brook (1984)
Pórfido dacítico		13 ± 3 Ma	K/Ar	biotita	Álvarez et al., (1979)

Tonalita Porfírica	Stock de Minas- Sur de la qb Las Minas	<b>8±3 Ma</b>	K/Ar	biotita	Álvarez y Linares (1979)
Cuarzodiorita	Stock de Suárez- W del Caserio de Paso de Bobo	<b>6±1Ma</b>	K/Ar	hornblenda	Álvarez et al. (1978)
Pórfido dacítico	Stock de Piedra Sentada, Zanjón Grande Piedra Sentada	<b>17±0,4</b>	K/Ar	biotita	Sillitoe, et al, 1982

#### 3.4.4.5 Cuaternario Andino

Los principales depósitos Cuaternarios están asociados al curso de los principales ríos, como el Cauca, Patía, Timba, Esmita, Piendamó, Cofre, Mayo, Naya, Micay, Timbiquí, Guapi, Caquetá, entre otros. Dentro de éstos se incluyen las terrazas, depósitos aluviales, conos aluviales. Otros tipos de depósitos son los generados por procesos combinados de la gravedad y el agua tales como los depósitos de derrubios y los coluviales, asociados a las zonas de altas pendientes, con alta meteorización de la roca parental y afectado por fenómenos tectónicos de fallamiento y fracturamiento de las rocas formacionales. También se presentan depósitos asociados a la actividad glacial, marina y lacustre.

##### 3.4.4.5.1 Depósitos Aluviales (Q2al)

Los depósitos aluviales consisten de materiales clásticos muy heterogéneos en tamaños dependientes de la cercanía al nivel de base temporal o final (el océano), desarrollo de las planicies aluviales y la distancia de las zonas de piedemonte. Por regla general, se establece un grano decrecimiento de los clastos que conforman los depósitos aluviales dependientes del perfil de equilibrio de las diferentes corrientes en los cuales los tamaños bloques se presentan en zonas de alta pendiente y las arenas y lodos se presentan hacia las zonas donde el grado de la pendiente del curso de la corriente es baja y donde la energía de transporte por consiguiente es menor. El tamaño del grano depende de la dinámica de las corrientes y las unidades geológicas aflorantes en las cuencas que drenan.

Los principales depósitos aluviales se localizan a todo lo largo del río Cauca, y de los ríos mayores que drenan sus aguas a este. Los depósitos aluviales de mayor extensión en la zona Pacífica, se localizan entre el piedemonte y la desembocadura en el Océano Pacífico de los grandes ríos. Los depósitos están conformados por gravas y arenas bien seleccionadas hacia el piedemonte de la cordillera, decreciendo a arenas y lodos hacia la desembocadura.

##### 3.4.4.5.2 Depósitos de Terrazas (Q2t)

En general, los depósitos de Terrazas son depósitos aluviales que han sido modelados por la misma corriente determinando geoformas relativamente planas y alargadas en el sentido de la corriente y de un lado acodadas a las vertientes o unidades más antiguas y del otro lado, formando pendientes verticales hacia la corriente. Estos cuerpos están constituidas por arenas y gravas y esporádicos niveles de limo arcilla dispuestos todos en formas lenticulares, y de relleno de canal. Algunos presentan material piroclástico o fluvio-volcánico.

#### 3.4.4.5.3 Depósitos de conos aluviales (Q2ca) y Abanicos (Q2a)

A lo largo de la margen occidental de la Cordillera Central y oriental y occidental de la Cordillera Occidental, relacionados con las zonas de piedemonte se presentan numerosos conos aluviales de naturaleza compleja. Estos están constituidos por cantos, bloques, gravas y arenas con capas relativamente delgadas y esporádicos lentes de limos. Las zonas proximales de estos conos presentan un tamaño clastos que varían de los pocos centímetros a los 2-3 m de diámetro y este tamaño va decreciendo a medida que se aleja del ápice; igualmente se observa una ligera estratificación y decrecimiento en tamaño del clasto hacia el techo del depósito. En algunos casos se pueden ver abanicos coalescentes (dos o más abanicos unidos lateralmente) formados hasta por tres abanicos.

En el borde occidental de la Cordillera Central, se presentan numerosos cuerpos algunos de los cuales han sido estudiados.

**Abanico de Galíndez:** Se encuentra localizado entre la confluencia de los ríos San Jorge - Guachicono y Patía. Tiene un área aproximada de 69 Km<sup>2</sup> y un espesor de 40 m. Está constituido principalmente por estratos horizontales de arenas de pómez, con estratificación cruzada a paralela, de grano medio a grueso y niveles guijosos de pumita; interestratificados se encuentran gravas (rellenos de canal), de guijarros medios, con clastos redondeados, arenosoportados de andesita, esquistos, pizarras y dacitas.

El Río San Jorge al formar el abanico inundó la llanura aluvial, dividiéndose en numerosos canales que formaron lentes de aporte detrítico con lenguas entrelazadas o pequeñas láminas de sedimento, caracterizados por sus estructuras de corte y relleno y por cambios bruscos en el tamaño de las partículas del depósito; los cambios de textura clástica indican un cambio progresivo de material grueso en el ápice (caserío Galíndez), hasta material más fino pendiente abajo, a lo largo del escarpe. Se levantó una columna estratigráfica en el sitio de Casa Teja del cono de deyección para describir sus características.

**Abanico de Capitanes.:** Se extiende alrededor de la población de Olaya, sobre un área de 4,1 Km<sup>2</sup> como aporte de sedimentos y depositados por el Río Capitanes. Está compuesto por clastos de bloques y guijarros redondeados y angulosos, de basaltos y diabasas embebidos en matriz areno-arcillosa de color amarillo. Su espesor promedio es de 9 m.

#### 3.4.4.5.4 Depósitos de Derrubios y Coluviones (Q2dc)

Son depósitos de ladera, formados por fenómenos de remoción en masa ocasionados por la gravedad y favorecidos por la saturación del suelo y roca durante los periodos lluviosos. Muchos de ellos se presentan alineados debido a su relación con zonas de fallamiento.

Estos cuerpos se presentan generalmente localizados en las zonas de altas pendientes cercanas a las fallas Geológicas y los valles profundos de los ríos. Los cuerpos están constituidos por fragmentos de rocas de tamaño grueso, angulares mezclados con material fino de limo y arcilla en una disposición desordenada, compuesto principalmente por pequeños fragmentos frescos de las rocas infrayacentes y de productos de meteorización de estas rocas. A lo largo de toda la zona donde la alteración de la roca volcánica alcanza

espesores considerables se forman numerosos deslizamientos rotacionales o hundimientos de suelo de dimensiones diferentes que determinan un relieve de pequeñas mesas colgadas.

Los municipios de Bolívar, San Sebastián, la Vega, Almaguer, la Sierra y Rosas, concentran la mayor cantidad de estos depósitos. Uno de las causas probables podría atribuirse al alto grado de la pendiente, el tipo de roca, su alto grado de fracturamiento asociado a grandes fallas, el grado de meteorización de la roca y el clima relativamente árido con poca vegetación y a la temporada de lluvias torrenciales que afectan la región.

Se destacan los depósitos coluviales de la Quebrada el Tablón y la Ladera, cerca del corregimiento del Rosario, como el deslizamiento cerca a la población de Balboa.

#### 3.4.4.5.5 Depósitos Glaciares (Q2g)

Estos depósitos se localizan arriba de los 3.500 m de altura especialmente en la Cordillera Central en los alrededores de la caldera de Gabriel López, Páramo de las Papas. Los depósitos son morrénicos conformados por material caótico de bloques de metamorfitas y de rocas ígneas intrusivas, presentes en valles sinuosos de formas transversales en “U”, y circos glaciares en las partes más altas del nacimiento de las corrientes de agua.

Dentro de los valles en U se forman montículos correspondientes a morrenas centrales. Orrego (1977), cartografió depósitos glaciares en el área de El Pisno y los clasificó como depósitos de tillitas. El depósito no posee estratificación, está mal seleccionado, inconsolidado y se encuentra compuesto por una mezcla heterogénea de arcilla, limo, arena y cantos subangulosos estriados de pórfidos mineralizados, rocas metamórficas y andesitas

Edad. Debido a la falta de dataciones isotópicas, lo único que se puede indicar acerca de la edad de estos depósitos es que pertenecen al Holoceno y su formación se puede asociar con el deshielo de antiguos casquetes glaciales.

#### 3.4.4.5.6 Depósitos Lacustres (Q2l)

Son depósitos formados por la colmatación de lagunas naturales y pantanos que corresponden a depósitos finogranulares con alto contenido de materia orgánica, acumulados en lagunas formadas en cráteres o calderas de antiguos centros de erupción o en depresiones topográficas producidas por procesos erosionales y glaciares. Se presentan hacia la cima de la Cordillera Central, en el Páramo de Gabriel López, páramo de las Papas. Su composición es esencialmente de limos en láminas de colores claros y oscuros.

Algunos de estos depósitos pueden situarse en las partes altas de la quebrada Negra y Riecito, en el centro volcánico de El Pensil en la plancha 365;

#### 3.4.4.5.7 Suelos Lateríticos (Q2la)

Se trata de cuerpos limosos y arcillo-limosos, formados a partir de la meteorización in situ de las rocas de la Formación Volcánica y Amaime. Estos suelos presentan una coloración marrón, rojizos a ocre. Los espesores varían de 1 a 30 m.. Se localizan en la parte media y

alta de la Cordillera Occidental, especialmente donde la topografía es de pendientes suaves a onduladas y en la Cordillera Central en la parte media y baja del borde occidental.

### **3.4.5 Cuenca Sedimentaria del Pacífico**

La cuenca sedimentaria del Pacífico se consideraba constituida por las formaciones Raposo o Mayorquín o sus equivalentes sedimentarias en las diferentes nomenclaturas de la cartografía del pacífico y cuyo basamento lo constituye la PLOCO (Nivia, 2001). Sin embargo, esta configuración podría variar si se tiene en cuenta los estudios detallados (BGS-INGEOMINAS, 1990) y observaciones (Nivia, comunicación verbal), en el piedemonte de la Cordillera Central.

En el proyecto de “Metales Preciosos de la Costa Pacífica Colombiana entre los ríos Guapi, Timbiquí y Micay donde nuevas unidades geológicas han sido incorporadas a la literatura geológica que al parecer no hacen parte de la PLOCO (Nivia, 2001), o por lo menos no han sido incluidas dentro de su establecimiento y podrían ser consideradas tentativamente como un “Supraterreno” en el sentido de Etayo et al (199-). Se trata de algunas unidades con edades que oscilan entre el Cretácico superior al Paleógeno y cartografiadas únicamente en el área del proyecto en mención y denominadas como: Litodema Ultrabásico de Guapi (TKug), Formación Timbiquí (Paleoceno-Eoceno) y la Formación Calcárea-Detrítica (Eoceno medio-Oligoceno). Estas unidades se presentan intruidas por rocas ígneas de composición intermedia a tonalitas-granodioritas. Sobre esta secuencia en clara discordancia angular, se encuentran las Formaciones Neógenas de Raposo y Mayorquín. La relación de estas formaciones cretácicas-terciarias con la PLOCO es aún desconocida y por tal se describen como pertenecientes a la cuenca sedimentaria del Pacífico

#### **3.4.5.1 Litodema Ultrabásico de Guapi (Kug)**

Esta unidad definida por BGS-INGEOMINAS (1990), como Litodema Ultrabásico de Guapi, en el piedemonte de la Cordillera Occidental en una franja de 3 a 5 km de ancho siendo mayor hacia el norte, con dirección noreste suroeste y localizada entre los Ríos Guapi y Timbiquí (área del proyecto). Afloramientos de esta unidad fueron analizados a lo largo del Río Guapi 5 km arriba de Balsitas, Río Pilpe, Río Timbiquí, 7 km aguas arriba de la Concesión en el caserío Tití.

Uno de los primeros en hacer referencia de esta unidad es Ortega (1981-1982) en un trabajo de exploración minera en las áreas de Timbiquí y Napi, quien lo denominó como complejo ofiolítico del Río Guapi. Posteriormente en el trabajo de exploración de Metales Preciosos del Pacífico Colombiano el BGS-INGEOMINAS (1990) definen la unidad entre los ríos Guapi y Timbiquí.

Descripción: Las rocas ultramáficas y máficas, altamente cizalladas corresponden a bloques “flotantes” compuestos de serpentinitas, horblenditas y peridotitas muy meteorizadas. Igualmente se encuentran rocas de color gris verdoso pálido ricas en tremolita-actinolita y ocasionalmente antigorita. Los bloques frescos no deformados de cumulus tales como harzburgitas de grano medio y basaltos de grano fino fueron observadas a lo largo del “bloque flotante” ultramáfico tectonizado.

Petrográficamente la mayoría de las rocas ultrabásicas son de grano medio, holocristalinas e inequigranulares, compuestas en proporciones variables de olivino, piroxeno, hornblenda primaria y plagioclasa cálcica. Normalmente se encuentran alteradas dependiendo del grado de tectonismo, donde las altamente tectonizadas se encuentran foliadas. Los basaltos se presentan normalmente alterados.

La unidad al oriente se encuentra en contacto tectónico con el Complejo Estructural Dagua a través de la Falla La Espina y al occidente igualmente se encuentra en contacto fallado con la Formación Timbiquí a través de la Falla San Francisco. De otra parte se encuentra intruida por los plutones del Salto y de Balsitas y el intrusivo del Río Guapi.

Edad: En términos absolutos la edad del Litodema ultramáfico de Guapi es desconocida y su relación con las unidades infrayacentes y suprayacentes se presentan fallados. Esta unidad es intruida por la intrusión del Río Napi que intruye también a la Formación Timbiquí a lo largo del contacto fallado con el litodema. La edad de la intrusión del Napi es dada por K/Ar en  $45 \pm 5$  Ma, lo cual implica una edad del litodema del Cretácico tardío a Paleógeno, y a través del establecimiento tectónico se presentan argumentos que la sitúan en el Paleoceno (McCourt et al, 1990).

#### 3.4.5.2 Formación Timbiquí

La Formación Timbiquí fue definida por Annells et al, (1988), como Formación Timbiquí cuya sección tipo es a lo largo del Río Timbiquí y redefinida por McCourt et al (1990), donde excluyen el miembro Colon de Annells et al (op cit). Se trata de una unidad volcanosedimentaria compuesta por rocas volcánicas predominantemente andesíticas, brechas volcánicas de la misma composición y con intercalaciones de rocas sedimentarias de limolitas y chert.

Descripción: La unidad se localiza en el piedemonte de la Cordillera Occidental expuesta en una franja de 1.5 a 4.5 km de ancho en dirección noreste suroeste. Afloramientos de esta unidad pueden ser observados por el Río Guapi, 2 km arriba de Balsitas, por el Río San Francisco después de la desembocadura de la quebrada la Tortuguera y algunos afloramientos muy limitados por el Río Timbiquí entre la Concesión y Tití; además es cortada por los ríos Napi, Napachí Pilpe y sus principales tributarios.

La Formación Timbiquí es una unidad volcanosedimentaria constituida por flujos de andesina-basáltica, andesita, brechas volcánicas y tobas andesíticas con interestratificación de limolitas y chert negro. Morfológicamente las rocas volcánicas muestran un relieve más escarpado con pendientes más irregulares e inclinadas hacia el oeste, que las suprayacentes unidades sedimentarias más blandas, con pendientes mejor definidas, permitiendo de esta manera su interpretación fotogeológica.

El contacto inferior de esta unidad es fallado con el infrayacente litodema de Guapi, y localmente interpretado como un contacto fallado con la suprayacente Formación Calcárea detrítica, equivalente al miembro Colon de Annells et al (1988). Es claramente discordante con la Formación Raposo.

Unidad de Rocas Volcánicas: La roca es de color gris azulado medio a oscuro a gris verdoso. Bajo el microscopio son microporfíricas, hipocristalinas de andesita-basalto compuestas por 10-45% por volumen de plagioclasa, clinopiroxeno y altamente variable fenocristales de hornblenda.

Las plagioclasas y el clinopiroxeno son los más abundantes fenocristales en las andesitas y los minerales ocurren en formas euhedrales, tabulares de 3 mm en tamaño. Las plagioclasas se presentan en el rango de  $An_{30-50}$ , aunque los fenocristales se presentan en todo el rango desde oligoclasa hasta labradorita. Algunos fenocristales son parcialmente saururizados de cristales muy finos de albita, epidota y sericita. Los clinopiroxenos son euhedrales a sub-euhedrales de color verde pálido translúcido de formas tabulares con longitudes hasta los 3 mm, aunque Annells et al (1988) reportan fenocristales hasta de 10 mm, que algunas veces encierra pequeñas fibras pseudomorfas de olivino. Los piroxenos presentan alteración marginal de hornblenda de color verde oscuro. La matriz de las andesitas es de cristales fino granulares de plagioclasa con pequeños piroxenos y gránulos opacos embebidos en una mesóstasis que tiene la apariencia de un vidrio devitrificado. Las plagioclasas probablemente son subparalelas debido al movimiento del fluido previo a su consolidación. Algunas vesículas en las andesitas se encuentran reemplazadas por epidota, clorita, cuarzo, carbonato y posiblemente zeolitas (Annells et al, 1988)

Doleritas. Las doleritas son distinguidas de las andesitas bajo el microscopio por su textura subofítica. Estas rocas son de grano fino a medio, holocristalinas compuestas de plagioclasa cálcica y clinopiroxenos y representan un estado de consolidación más profundo dentro de la pila de consolidación de las rocas volcánicas.

Tefritas. Compuestas por plagioclasa cálcica dentro de una altamente alterada matriz microcristalina de piroxenos, sericita, plagioclasa y vidrio devitrificado. Su presencia indica volcanismo básico alcalino, durante la erupción de la Formación Timbiquí

Aglomerado y Brechas volcánicas. El término fue utilizado para describir un conjunto de rocas compuestas por fragmentos de rocas andesíticas en tamaño de grano variable, de subredondeados a subangulares puestos en una matriz afanítica volcánica. La composición es similar a las andesitas descritas anteriormente.

Tobas. Los aglomerados son frecuentemente interestratificados con tobas de color verde pálido y sedimentos tobáceos. Las tobas contienen plagioclasa, piroxeno y hornblenda pleocroica. La matriz es de color café pálido, compuesta de vidrio de vidrio devitrificado con formas remanentes de shards de vidrio. Minerales de sulfuros de cobre eventualmente aparece dentro de la roca.

Rocas sedimentarias. Expuestas principalmente en la sección de la quebrada Llantín aparecen esporádicamente intercaladas con las rocas andesíticas y tobas de la Formación Timbiquí. Estas rocas son principalmente representadas por limolitas calcáreas, lodolitas chert de color negro y raramente areniscas. El espesor de esta unidad sedimentaria varía entre 1.5 m a 4.0 m con bandas individuales de 15 a 40 cm de chert. Las limolitas presentan laminación fina plano paralelas a ligeramente onduladas. Las rocas no presentan

evidencias de deformación penetrativa aunque los chert presentan microfracturas rellenas por cuarzo. No hay reporte de fósiles en esta formación.

Origen: Las rocas volcánicas de la Formación Timbiquí son interpretadas como una secuencia andesítica de volcanismo subaéreo que fue probablemente formado en una zona cercana a un margen continental, en la parte emergente de un arco. La carencia de estructuras almohadilladas, hialoclastitas y otras estructuras descartan un origen submarino de esta secuencia volcánica pero contrastan con la interpretación de las rocas sedimentarias calcáreas y chert negro a favor de un origen subacuático aunque el cemento carbonatado podría interpretarse como una fase posterior de reemplazamiento (McCourt et al, 1990).

Edad y Correlación: Las rocas de la Formación Timbiquí son suprayacidas regionalmente por los sedimentos Mioceno-pliocenos de la Formación Raposo. La unidad es estructuralmente suprayacida por la Formación Detrítica Calcárea. Con base en la evidencia fosilífera de la suprayacente Formación Detrítica la edad de la Formación Timbiquí es Eoceno a Oligoceno. La infrayacente unidad, Litodema Ultramáfica de Guapi, es probablemente del Paleoceno, aunque sus contactos son fallados.

De otra parte el Intrusivo de Napi intruye claramente la Formación Timbiquí y ha sido datado en 45 +/-5 Ma. Una edad absoluta de las rocas volcánicas de la Formación Timbiquí, ha sido establecida entre 53.4 a 32.1 Ma, mientras unos diques andesíticos que cortan la unidad dan una edad de 46.7+/-2 Ma. (McCourt et al, 1990).

Tomando en consideración el control estratigráfico y la edad de las intrusiones más jóvenes, una edad probable mínima del volcanismo de la Formación Timbiquí es Eoceno inferior, aproximadamente 52-55 Ma. La Formación Timbiquí es correlacionada con vulcanismo terciario inferior del arco Dabeiba-Mande (Duque-Caro, 1990), específicamente la Formación La Equis (Hoppe et al, 1990), y Santa Cecilia –La Equis (Nivia, comunicación oral), expuesta a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Occidental en Antioquia y Chocó.

#### 3.4.5.3 Formación Calcárea-Detrítica

Nombre dado por McCourt et al (1990), para describir una unidad sedimentaria calcárea que reemplaza el nombre de Miembro Colon de la Formación Timbiquí propuesto por Annells et al (1988).

Descripción: La unidad presenta un espesor aproximado de 250 m medido sobre el Río Colon afluente del Río Napi y consiste de una secuencia de areniscas ligeramente conglomeráticas de grano fino medio, lodolitas calcáreas con estratificación plano paralela y gradación normal e hialoclastitas andesíticas ligeramente consolidadas.

Los Afloramientos de esta unidad presentes a lo largo del Río San Francisco y Brazo Seco en una franja de 2-3 km de ancho que se acuña entre los ríos Napanchí y Napi, muestran una secuencia sedimentaria con estratos subverticales en la misma posición que el miembro Colon de Annells et al (1988) y alcanzan un espesor de 1100 m, compuestos de areniscas conglomeráticas, areniscas lodosas rocas calcáreas fosilíferas de foraminíferos.

Los conglomerados son lodo-soportados conteniendo clastos bien sorteados de hasta 7 mm de diámetro en una matriz clástica arenosa, con clastos de andesita microporfirítica petrográficamente similar a la encontrada en la Formación Timbiquí. Las areniscas son bien sorteadas con granos subredondeados a subangulares de plagioclasa, cuarzo, hornblenda y calcita. Las rocas calcáreas son biomicríticas con abundantes foraminíferos y material terrígeno no superior al 5 % de plagioclasa y anfíbol e intraesparita.

Edad y Correlación: La Formación Detrítica Calcárea es directamente correlacionada con el miembro Colon de la Formación Timbiquí datado en el Eoceno Medio a Oligoceno (Annells et al, 1988). McCourt et al (1990) lo correlacionan con la Formación Uva del Grupo Atrato-San Juan y posiblemente con la Formación Beberá que inconformemente suprayace la Formación La Equis (Duque-Caro, 1990).

El ambiente de depositación a través de los foraminíferos indica una batimetría entre los 1000 y los 3000 m de profundidad. El origen de esta unidad posiblemente corresponda a corrientes de turbidez

De acuerdo a los datos estructurales verticales y el ambiente de depositación de corrientes de turbidez que contrastan con ambiente subaéreo y de capas subparalelas de la Formación Timbiquí, sugiere la separación entre estas dos unidades (Mccourt et al, 1990).

#### 3.4.5.4 Formación Raposo (Tpr)

La Formación Raposo fue definida por Aspdén & Nivia (1984) y su localidad tipo se encuentra por el Río Raposo y su afluente el Río Cacolí. Litológicamente la formación hacia la base, consta de conglomerados de guijarros y guijos que decrecen en tamaño hacia el techo y al occidente, pasando a sedimentitas de grano fino de areniscas arcósicas, limolitas y lodolitas

Descripción: En el área de los Ríos Napi y Guapi fue reconocida y consiste de una alternancia de lodolitas de color gris azulado oscuro, limolitas, areniscas y lentes de conglomerados hacia la parte basal de la secuencia.

Los conglomerados son clasto soportados pobremente sorteados, redondeados a subredondeados con tamaños de grano que van desde los 5 mm hasta los 50 cm. En el área del proyecto MPP, los clastos son principalmente de andesita, brechas andesíticas, cuarzodioritas, dioritas hornbléndicas y chert. Pequeños fragmentos de bivalvos fueron encontrados dentro de estos. La matriz es de arena bien cementada de color gris pálido y amarillenta. Los planos de algunos estratos están caracterizados por la presencia de costras ferruginosa.

Los conglomerados lateralmente pasan a una sucesión de areniscas de grano medio y lodolitas. Las lodolitas se presentan en capas delgadas de hasta 12 cm de espesor con estratificación plano paralela. Estas contienen plantas fósiles y algunos niveles de costras ferruginosas. Las areniscas presentan un espesor de 5 a 10 cm, son friables, con abundante bioperturbación. La estratificación es regular y paralela. Se presentan niveles de lodolitas calcáreas con abundante contenido de fragmentos de conchas.

La Formación Raposo en las secciones cerca de Buenaventura presenta variaciones laterales que incluyen lentes de carbón de espesores que varían de 2 a 10 cm. En algunas capas se han reportado restos de plantas y hojas. El medio ambiente de depositación de esta formación se ha establecido como continental con algunos horizontes marinos (Aspden et al. 1984).

Edad: En el área de Timbiquí, la formación Raposo esta en contacto discordante con la infrayacente Formación Timbiquí. El contacto con la Formación Detrítica calcárea es fallado y generalmente se presenta cubierto por depósitos cuaternarios. El contacto con la Formación Mayorquín es gradacional y sedimentario.

La edad de esta Formación es estimada en el Plioceno, teniendo en cuenta los clastos de dioritas encontrados dentro de ésta y que provienen de los cuerpos intrusivos datados entre 18 y 20 Ma (Aspden, et al. 1984).

La Formación Raposo fue depositada en condiciones similares a aquella de la Formación Mayorquín pero de carácter continental. Los conglomerados abundantes hacia la base representan una secuencia fanglomerática que se desarrolló en la margen occidental levantada de la cuenca donde los levantamientos continuos y erosión de la nueva cordillera provee los sedimentos ricos en fragmentos de plantas. La variación rítmica de litología y variación lenticular a conglomerado sugiere un continuo levantamiento con periodos de estabilidad en el borde de la cuenca.

#### 3.4.5.5 Formación Mayorquín (Tpm)

Definida por Aspden y Nivia (1984) en la parte inferior del Río Mayorquín y aflora en la zona baja de la cuenca de los ríos que desembocan en el Pacífico.

Esta unidad junto con la Formación Raposo fue nombrada por Van Der Hammen (1958), como una sola unidad, pero en la fase I del proyecto de MPP, Annells et al (1998), la diferenciaron e interpretaron como dos unidades contemporáneas e interdigitadas que son directamente correlacionables con las Formaciones Mayorquín y Raposo de Aspden y Nivia (1984) y cartografiadas en la zona baja de los ríos Guapi y Napi.

Descripción: La Formación Mayorquín consiste principalmente de lodolitas de color gris azulosos oscuro con intercalaciones de conglomerados, areniscas y delgados niveles calcáreos y concreciones silíceas de hasta 30 cm de diámetro.

Las lodolitas se disponen en capas de hasta 30 cm de espesor con estratificación plana a ligeramente ondulada. Son compactadas, pero no contienen material cementante: Las areniscas son de color gris claro, de tamaño de grano fino, bien sorteadas, de granos subredondeados a subangulares; los granos son principalmente de hornblenda, cuarzo, fragmentos líticos de chert; la matriz esta conformada por arcilla y yeso.

Las lodolitas y las areniscas contienen abundantes fósiles, tanto de animales como vegetales, principalmente de gasterópodos y bivalvos, muchos de los cuales se presentan en posición de vida. Los fósiles de plantas consisten principalmente de troncos y ramas de

hasta 10 cm de longitud. Similarmente se presenta una intensa bioperturbación tubular, tanto vertical como horizontalmente, con costras ferruginosas de oxidación.

Los conglomerados son usualmente de hasta 1 m de espesor y generalmente contiene clastos superiores a los 5 cm. Se observan dos tipos de conglomerados: Los primeros conglomerados fosilíferos asociados con areniscas, con estratificación ondulosa, de clastos subredondeados y bien sorteados compuestos en orden de importancia de chert negro, hornblenda, cuarzo, dioritas tonalitas y fragmentos de conchas de bivalvos. La matriz es de tamaño arena de grano medio a fino, compuesta principalmente por cuarzo, hornblenda y feldespatos.

El otro tipo de conglomerado es aquel que no contiene fósiles y se encuentran interestratificados con las lodolitas como capas lenticulares onduladas de espesor medio y contactos irregulares. El conglomerado es clasto soportado, pobremente sorteado de clastos subangulares a subredondeados con diámetro promedio de 5 cm compuestos principalmente de fragmentos de andesitas, cuarzo dioritas. La matriz es arenosa con cemento silíceo.

Edad: El contacto basal de esta formación no se conoce pero su relación con la Formación Raposo fue establecido a lo largo del Río Pilpe, Napachí y Llantín como gradacional y sedimentario interdigitado. La Formación Raposo se presenta en contacto discordante sobre la Formación Timbiquí y por lo tanto se asume esta misma situación para La Formación Mayorquín. Dado que los conglomerados presentan clastos de cuarzodioritas pertenecientes al intrusivo de Napi datado en el Eoceno y correlacionando esta sección con aquella de Buenaventura siendo muy similares se ha considerado de edad Mioceno tardío a Plioceno.

Las estructuras sedimentarias y la litología, indican que la secuencia fue depositada en una cuenca marina somera, con una zona de aportes localizada al oriente y provenientes de las rocas terciarias y cretáceas de la Cordillera Occidental. La presencia de niveles de oxidación sugiere periodos de emergencia y la presencia de fósiles animales y vegetales sugiere un ambiente de aguas muy someras (Aspden & Nivia, 1984, McCourt et al, 1990).

Discusión: Las unidades pos-formación de la PLOCO, definidas por McCourt et al (1990), en el proyecto de prospección de minerales preciosos en la costa pacífica, han sido objeto de controversia por parte de algunos estudiosos, y sin embargo no se han realizado trabajos detallados que conduzcan al esclarecimiento tectónico de estas unidades, así como su relación con la PLOCO.

Las rocas pertenecientes a la PLOCO, han sido consideradas de oriente a occidente cada vez más jóvenes (Nivia, 2001), de tal manera que las rocas de la Formación Amaine tienen 110 Ma y las de la Formación Volcánica 87 Ma. De acuerdo con la teoría de formación de la PLOCO la zona de subducción ha migrado hacia el occidente en la medida de la adición de nueva corteza oceánica al continente a través de los complejos acrecionarios. El punto caliente de los Galápagos y de Sala/Gómez posiblemente ha continuado adicionando nuevo material a la corteza oceánica. Este material se deposita dentro y sobre las unidades cretáceas de la PLOCO conformando nuevas unidades que quedarán involucradas dentro de los complejos acrecionarios (Nivia, comunicación verbal).

En este sentido varios cuerpos localizados a lo largo de la Cordillera Occidental podrían pertenecer a este mismo establecimiento tectónico tal como la unidad de Santa Cecilia-La Equis en Antioquia.

### 3.4.5.6 Rocas Intrusivas del Paleógeno

#### 3.4.5.6.1 Cuarzodiorita-tonalita del Río Napi (e5cd-tn)

Este cuerpo intrusivo fue definido por McCourt et al (1990), entre las partes altas del Río Timbiquí y la quebrada de los Cholos. Annells et al (1988), llamo este cuerpo con el nombre de Intrusivo de Los Cholos, pero fue renombrada por McCourt et al (op cit), como intrusivo del Río Napi, por su mejor exposición a lo largo del Río Napi y Timbiquí y por su alto fracturamiento en la Quebrada los Cholos. Definido como un intrusivo granitoide calco-alcalino de tipo I que varía composicionalmente de cuarzodiorita /tonalita a diorita-gabroide, localmente microdiorita. Se caracteriza por los prominentes cristales de hornblenda de formas sub-euhedrales. La intrusión es tabular, elongada en dirección NE-SW.

**Cuarzodiorita:** La principal roca caracterizada en este intrusivo corresponde con una cuarzodiorita/tonalita horbléndica de grano grueso a medio de color gris pálido a gris blancuzco. La Roca más abundante y representativa de este cuerpo es la cuarzodiorita con un contenido superior al 15 % por volumen de prismas de hornblenda. En sección delgada la roca muestra una textura inequigranular, hipidiomórfica, dominada por cristales de plagioclasa sub-euhedrales tabulares que pueden alcanzar hasta el 60% del volumen de la roca y son fuertemente zonadas desde labradorita en el centro a oligoclasa al borde. La hornblenda es pleocroica de color verde oscuro, con longitudes de 8 mm, dispuestas intersticialmente dentro de las plagioclasas, encierran granos opacos y pequeñas inclusiones de apatito. Se observa biotita de color café pálido formada después que la plagioclasa. El cuarzo es intersticial en granos rugosos y claros aislados o en mosaico. No se identificó feldespato alcalino. Los minerales opacos son de dos generaciones: la fase temprana de granos equidimensionales encerrados por hornblenda y una fase tardía intersticial aislada de granos de magnetita. Los minerales accesorios están representados por esfena, epidota, clorita.

**Diorita-gabro horbléndica:** la diorita horbléndica es similar a la cuarzo diorita con menor contenido de cuarzo y típicamente se localiza hacia los bordes del cuerpo intrusivo, en el contacto con la Formación Timbiquí. Estas muestran un grano más fino y una textura más uniforme la cual esta compuesta de plagioclasa y hornblenda. Los fenocristales de plagioclasas son comúnmente zonados de labradorita al centro a andesina/oligoclasa al borde y algunas parcialmente saurizadas con agregados de epidota y albita. La hornblenda es sub-euhedral en prismas elongados con alteración en los bordes de a mica de color café.

**Edad y correlación.** Las relaciones de campo indican que el intrusivo de Napi fue intruido dentro de la formación Timbiquí a lo largo de un sistema de fallas regionales, marcado por el contacto tectónico entre el Litodema Ultrabásico de Guapi y la secuencia cretácica de la Cordillera Occidental. Partiendo de la edad de la Formación Timbiquí como Paleoceno a

Eoceno temprano (McCourt, et al, 1990), el intrusivo de Napi es más joven. Determinaciones de edad radiométrica K/Ar en rocas de este intrusivo dan 45+/-5 Ma. Este cuerpo ha sido correlacionado con el Batolito de Mandé de edad Oligoceno Eoceno (McCourt et al, 1990). La edad del Intrusivo de Napi es colocada entre el Eoceno medio a superior (McCourt et al, 1990).

#### 3.4.5.6.2 Leucotonalita de Balsitas (e5e6tb)

Este cuerpo intrusivo definido por McCourt et al, (1990), en la quebrada de Balsitas afluente del Río Guapi localizado entre los caseríos de El Brazo y Pámbila como Plutón de Balsitas.

El cuerpo tiene una forma elongada en la dirección NE-SW y cubre una superficie de 3 Km<sup>2</sup> El cuerpo intrusivo es leucocrático de composición intermedia caracterizado por tener una débil fabrica de biotita-clorita y moscovita primaria. Sus afloramientos pueden ser vistos a lo largo de la quebrada Balsitas, elongado en la dirección NE-SW, aparentemente intruyendo el Litodema Ultrabásico de Guapi, aunque los contactos son complicados debido al fallamiento.

Petrográficamente esta compuesto por granos de tamaño medio a fino con una textura alotriomorfa formada por plagioclasa (andesina-labradorita), mosaicos de cuarzo anhedral, biotita alterada a clorita y esporádicamente moscovita, clasificada como una leucotonalita

Edad. La edad por el método radiométrico K/Ar sugiere 48+/-1 Ma, aunque esta es una edad mínima debido al establecimiento tectónico a lo largo del Litodema Ultrabásico de Guapi. La determinación de un dike de andesita que corta al Plutón fue de 42.6+/-1.3 Ma. En consecuencia se sugiere una edad del Eoceno inferior (McCourt et al, 1990).

#### 3.4.5.6.3 Tonalita de El Salto (e6ts)

Este cuerpo intrusivo es definido por McCourt et al (1990), para referirse a un pequeño cuerpo que aflora en medio de los depósitos cuaternarios en la quebrada El Salto, probablemente intruyen el Litodema Ultrabásico de Guapi. El plutón es de composición tonalítica, altamente leucocrático compuesto por andesina, cuarzo y moscovita primaria con pegmatitas de cuarzo-moscovita, que posiblemente representa el último pulso fraccionado de la intrusión del Leucotonalita de Balsitas expuesto 4.5 km al sur.

#### 3.4.5.7 Depósitos Cuaternarios

Los depósitos cuaternarios se presentan principalmente confinados a los valles de los principales ríos que drenan la región del Pacífico del departamento del Cauca.

En el área del proyecto de Metales Preciosos en la llanura costera pacífica del Cauca y Valle (MPP), dada su importancia económica los depósitos cuaternarios fueron bien caracterizados determinándose 7 unidades, de las cuales se realiza un resumen de los más significativos, junto con las unidades cuaternarias localizadas hacia la zona litoral y marina.

#### 3.4.5.7.1 Depósitos aluviales Antiguos (Q1ca).

Los depósitos aluviales antiguos, denominados en por McCourt et al (1990), como depósitos Qo, se encuentran cubiertos y se pueden apreciar únicamente cuando se realizan túneles profundos para la extracción de oro, de este depósito. Consisten de material de gravas polimícticas, moderadamente sorteadas, con clastos redondos a subredondeados, con matriz de lodo que varía en porcentaje de un lugar a otro. Los Clastos son principalmente de rocas argiláceas, plutonitas y rocas volcánicas, de unidades localizadas a lo largo del área de aporte.

#### 3.4.5.7.2 Flujos de lodo (Q1fl)

Estos depósitos son de grandes extensiones y pueden ser distinguidos fácilmente a través de las imágenes de satélite y fotografías aéreas y se localizan normalmente después de la zona de piedemonte ampliándose grandemente en la zona plana. Algunos de estos depósitos pueden cubrir áreas de hasta 100 km<sup>2</sup>. Estos depósitos son lodo-soportados pobremente a caóticamente sorteados de clastos angulares a subangulares de color gris azulado a gris.

Los análisis de difracción de RX reportados por Annells (1988), muestran una composición de clorita, micas y minerales del grupo de la caolinita, y menormente feldespato y cuarzo que sugiere una proveniencia de material hidrotermalmente alterado de rocas ígneas (Mccourt, et al, 1990). Estos depósitos han sido considerados como depósitos formados por avalanchas de rocas y suelo provenientes de la parte alta de la Cordillera Occidental y considerados como depósitos de lahars (Mccourt, et al, 1990).

#### 3.4.5.7.3 Depósitos de Terrazas (Q2t)

Los depósitos de gravas están presentes a lo largo de todos los ríos de la zona y constituyen las terrazas de formas planas localizadas en los bordes de los principales ríos y están compuestas por gravas semiconsolidas moderadamente seleccionadas con capas de materia orgánica.

#### 3.4.5.7.4 Depósitos aluviales recientes (Q2al)

Son los depósitos aluviales que actualmente se encuentran en el lecho de los ríos formando jarillones y barras longitudinales, constituidos por el material retrabajado de los anteriores depósitos cuaternarios y arrancados de las unidades formacionales localizadas aguas arriba. El tamaño de grano decrece a medida que se aleja del piedemonte cordillerano pasando de material grava a lodoso cerca del litoral.

#### 3.4.5.7.5 Depósitos Fluvio-Marinos (Q2fm)

Se consideran los depósitos fluvio-marinos a aquellos depósitos donde hay influencia de los cuerpos de agua marina sobre el curso del río. Localizados en la parte inferior de los ríos que desembocan en el océano Pacífico; incluyen depósitos de mareas, manglares y fluviales. Compuestos por arenas, limos y arcillas, con abundante materia orgánica de restos de plantas y animales (conchas).

#### 3.4.5.7.6 Depósitos de Playa sin diferenciar (Q2p)

Son los depósitos formados principalmente por la acción de las olas formando barras de arena lodosa en la zona intermareal.

### 3.4.6 Isla Gorgona

La isla de Gorgona se localiza en los 78° 12' W, 2°58' N de Colombia en el Océano Pacífico frente a la costa pacífica del departamento del Cauca. La isla tiene una longitud aproximada de 8 km por 2,5 de ancho y esta orientado aproximadamente en la dirección N45°E. Esta cubierta por una selva húmeda tropical con una cordillera central de fuertes pendiente que terminan en acantilado del lado occidental de la isla.

La isla esta constituida por una secuencia de rocas ígneas máfica ultramáfica de edad Mesozoico-Cenozoico. La característica particular de la isla de Gorgona es la presencia de rocas Komatiitas de edad Mesozoico-Cenozoico, dentro de los flujos de rocas basálticas no metamorfizadas presentes en la isla y únicas de esta edad conocidas en el mundo.

La isla ha sido estudiada por Ganser (1950), más tarde por Ganser et al (1979) quien reporta la presencia de las Komatiitas; Echeverría & París (1979) y Echeverría (1980) elaboran el mapa geológico regional de la isla incluyendo a Gorgonilla.

Descripción: Se describe la geología regional tomada de Echeverría & París (1979) y Echeverría (1980).

#### 3.4.6.1 Unidad de Peridotitas

Las peridotitas afloran a lo largo del eje central del Cordillera de Gorgona. La exposición de las peridotitas esta determinada por pequeños montículos aislados que sobresalen regularmente dentro de una zona altamente meteorizada. En sección delgada la roca es ligeramente serpentizada, constituida por dunitas y werlitas no deformadas, con cúmulos de granos bien redondeados de olivino (1-2 mm de diámetro), rodeados por intercúmulos de piroxeno

#### 3.4.6.2 Unidad de Gabros Poikilíticos

Los mejores afloramientos de estas rocas son localizados en la costa occidental de la isla, entre Máncura y Huanchinche y en el sur de la isla de Gorgonilla. Estructuralmente se superponen a las peridotitas y texturalmente son de grano grueso, son masivas, con clinopiroxenos que alcanzan los 3 cm de diámetro encerrando plagioclasa euhedral de 0.2 a 0.6 mm de longitud. La matriz esta conformada por plagioclasa de hasta 2 mm de diámetro, constituyendo el resto de la muestra. Hacia el exterior de la zona de los gabros el tamaño de los cristales disminuye hasta convertirse en microgabros.

La edad de cristalización de los gabros fue estimada por Walker et al (1990), a partir del análisis radiométrico Re-Os en 127+/-23 y 165+/-33 Ma, estas edades se encuentran por encima de aquellas de las Komatiitas y sugieren que ellas no difieren grandemente de la edad de cristalización de estas rocas.

### 3.4.6.3 Unidad de Basaltos

Los flujos de composición basáltica se superponen a los microgabros. Los mejores afloramientos de basaltos pillow se localizan en la Boca del Horno, en la costa este de Gorgonilla. Los flujos basálticos presentan estructuras de pillow y masivas. Los estructuras pillow alcanzan los 2 m de ancho por 1 m de altura. Los basaltos masivos son encontrados en Punta Brava.

Microscópicamente los basaltos presentan una textura variolítica a ofítica. En el primer caso finas agujas de clinopiroxeno augítico y plagioclasa constituyen varioles con diámetros hasta de 0.6 mm. Los varioles son rodeados por una masa fina de clinopiroxenos con textura esponjosa. Los basaltos comúnmente presentan venas rellenas por pumpellyita y epidota que indican una alteración hidrotermal posiblemente asociada a la circulación del agua de mar

La edad de los basaltos según los análisis radiométricos K/Ar es de 86 Ma (Aitken and Echeverría, 1984, en Walker et al, 1990). Sobre una muestra de basalto colectado al norte de la isla dan una edad de 99 +/-14 Ma y hacia el centro de la isla la edad fue estimada en 88+/-3.8 Ma (Walker et al, 1990).

### 3.4.6.4 Unidad de Brechas Tobáseas Aglomerados

Constituye la parte superior de la secuencia ígnea de la isla Gorgona y es relativamente delgada. Se presentan cubriendo totalmente la zona sur de la isla. La unidad presenta un espesor de 2 a 5 m en un arreglo desordenado y caótico. Esta constituida por fragmentos angulares de rocas volcánicas de composición basáltica. Los bloques alcanzan un diámetro de hasta 30 cm y se encuentran embebidos en una matriz fina de shards de vidrio y de granos sub-euhedrales de olivino. Estas tobas representan un flujo piroclástico sub-acuoso el cual fue depositado en un ambiente de aguas someras.

La edad de estas rocas es asumida como Cenozoico temprano, más jóvenes que las Komatiitas y los basaltos. El análisis de un dike basáltico que corta esta unidad por el método radiométrico de Re-Os es de 58+/-2 Ma (Walker et al, 1990).

### 3.4.6.5 Unidad de Komatiitas

Los flujos de Komatiitas se encuentran interestratificados dentro de los flujos basálticos y no son cartografiados a la escala del mapa. Las mejores exposiciones de las Komatiitas se encuentran en la costa este de la isla, cerca de Punta Trinidad. Otras localidades aisladas se encuentran al oeste en La Máncura y Playa del Cocal.

En campo las komatiitas son fácilmente reconocidas por la presencia del desarrollo de la textura "spinifex", con bastones de olivino de aproximadamente 7-10 cm de longitud.

Microscópicamente las Komatiitas consisten de placas de olivino fresco subparalelo con arreglo spinifex rodeado por una matriz de clinopiroxeno más vidrio. Los clinopiroxenos en plaquetas presentan una textura de esqueleto. La espinela se encuentra diseminada entre las

placas de minerales. La matriz esta compuesta principalmente por plagioclasas y en menor proporción clinopiroxenos, vidrio y espinela; algunas de las agujas de plagioclasas se encuentran zonadas desde An<sub>56</sub> a An<sub>78</sub>. Las plagioclasas corresponden a la última etapa de cristalización de las Komatiitas.

La secuencia de cristalización se inicia con olivino, spinela, clinopiroxeno y plagioclasa

La edad de las Komatiitas a partir de la datación radiométrica Re-Os es de 155 +/-43 Ma que sugiere la edad de la erupción y probablemente coincida con la separación de Sudamérica y Norteamérica de la Pangea. Las Komatiitas fueron emplazadas en un marco tectónico de frente de arco (Walker et al, 1990).

#### 3.4.6.6 Unidad de Rocas Sedimentarias

Las rocas sedimentarias en la isla se presentan hacia el canal que divide Gorgona de Gorgonilla de edad Mioceno inferior. Dos kilómetros más al norte se presentan dos cuerpos dispuestos a ambos lados de la isla y limitados por fallas dentro de las rocas basálticas. El último bloque en forma estrecha y alargada se presenta en el borde occidental de la isla.

La sección se inicia con un conglomerado grueso que contiene clastos de rocas ígneas básicas y pebles de calcedonia; hacia el techo va gradando a una secuencia delgada de arenisca y shales. Esta secuencia ha sido datada en el Mioceno inferior.

El Mioceno medio a superior, aflora en la costa este de Gorgona y esta parcialmente cubiertas por depósitos de terrazas y consiste de calizas arenosas foraminíferas con algunos clastos de gabros y diabasas. Esta sección del Mioceno medio a superior representa la punta final de una trasgresión de la cuenca sedimentaria del Atrato-San Juan (Dietrich et al, 1981).

#### 3.4.6.7 Depósitos Recientes

Terrazas. Solo un cuerpo ha sido cartografiado como terraza y se localiza en el costado centro oriental de la isla en el área del Muelle y consiste de clastos de rocas ígneas máficas.

Depósitos coluviales. Teniendo presente que la isla es relativamente montañosa con vertientes muy inclinadas y donde la roca se encuentra muy fracturada, se presentan numerosos depósitos de derrubios a ambos costados occidental y oriental de la isla, compuestos por bloques desprendidos de la roca local.

Depósitos de Playa. La isla esta bordeada por pequeñas playas especialmente hacia el sur en ambos costados de la isla. Al norte hay más presencia de acantilados.

## 4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La descripción e interpretación de los rasgos estructurales del Departamento del Cauca es uno de los aspectos de la geología regional que genera mayores controversias dentro de los geólogos. Esto podría explicarse por la carencia de estudios detallados de geología estructural que permitan solucionar en parte los problemas planteados.

Los eventos de deformación cortical pueden ser analizados de acuerdo a tres teorías mayormente discutidas y tienen que ver con el origen de las unidades pre-paleozoicas de la Cordillera Central. La primera tiene que ver con la formación de los complejos Cajamarca y Arquía en la margen activa del continente suramericano (Nivia, 2001), la Segunda sobre la aloctonía de estas unidades provenientes del occidente sin más detalles (Toussaint, 2002) y la tercera sobre aloctonía de los Complejos Cajamarca y Arquía posiblemente provenientes del occidente del continente norteamericano de la provincia de Chortis cuando ésta colisionó contra el continente suramericano en el momento de la conformación de la Pangea y posteriormente su separación restando un bloque del Chortis para conformar la Provincia de la Cordillera Central y Centro-oriental (Barrero, comunicación verbal). Cada una de estas hipótesis de trabajo traerá sus respectivas deformaciones propias según sea el caso

En el primer caso, la hipótesis de Nivia (2001), se presenta bien documentada en las memorias del departamento del Valle y conlleva a la definición de tres fases de deformación ocurridos en el occidente del Continente Suramericano.

Si aceptamos la teoría de Nivia (1996), sobre la formación de las rocas paleozoicas directamente en un margen activa continental al occidente del escudo de las Guayanas, que permitió la formación de los complejos Cajamarca y Arquía, En el departamento del Valle del Cauca, Nivia (2001), propone como mínimo se reconocen tres fases de deformación, que por continuidad tectonoestratigráfica deberían ser las mismas para el Departamento del Cauca.

- D1 Relacionada a las deformaciones de las rocas del Paleozoico presentes en la Cordillera Central y caracterizada por la generación de metamorfismo regional de los Complejos Cajamarca y Arquía.
- D2 Relacionada con el establecimiento de la PLOCO y su correspondiente deformación que permitió la generación de metamorfismo dinámico y reflejado en la foliación milonítica especialmente en rocas de baja competencia a la deformación.
- D3 Afecta a todas las unidades litológicas pre-pliocénicas y se caracteriza por la generación del fallamiento con tendencia NE-SW y plegamientos suaves en rocas del Terciario con planos axiales en la misma dirección del fallamiento.

En la literatura geológica a cerca del departamento del Cauca muy poco o parcialmente se ha escrito al respecto. Por una parte hay necesariamente que incluir los eventos tectónicos

registrados al oriente de la Cordillera Central y Centro-oriental es decir la cuenca del Valle del Magdalena Superior-Putumayo, las rocas del cretácico superior-Paleógeno de la Costa Pacífica y la Isla de Gorgona. Otro hecho importante es la presencia de rocas precámbricas en la cordillera Central presentes en el departamento que podrían implicar otro evento deformativo adicional. En el Terciario se registran dos eventos deformativos marcados por la presencia de la discordancia entre las rocas terciarias de la Formación Chimborazo y el Grupo Cauca del Oligoceno y la discordancia entre las formaciones Esmita y Galeón del Mioceno-Plioceno

## **4.1 FALLAMIENTO**

En la cartografía geológica de la N6 se plantea dos juegos de fallas según las direcciones NE-SW y NW-SE y localmente se hace mención a dos juegos más según la dirección N-S y E-W. Según Nivia (2001), en el departamento del Valle predominan tres direcciones de fallamiento principalmente: N20-30E, N60-70E y N40-50W, las cuales son el producto de la superposición de las diferentes fases deformativas ocurridas en el occidente suramericano. Este fallamiento junto con los plegamientos son el resultado de los esfuerzos compresivos producidos por la interacción entre la placa tectónica de Suramérica, Nazca, Cocos y Caribe (**Figura 6**).

### **4.1.1 Sistema de Fallamiento NE**

#### **4.1.1.1 Sistema de Fallas de Romeral**

El nombre de Romeral se debe a Grosse (1926), que dio este nombre a una falla localizada al sur de Medellín y que afecta las rocas del Complejo Quebradagrande, en la cuchilla de Romeral. Las fallas marcan el límite entre rocas oceánicas del Cretáceo y las unidades metamórficas del Paleozoico. Las fallas de este sistema se localizan al oeste de la Cordillera Central, son de ángulo alto, inversas, desplazamientos horizontales importantes, inclinación al este y dirección al noreste. Han sido interpretadas como una paleosutura del Cretáceo inferior.

El Sistema de Falla Romeral, fue propuesto por Orrego y París (1991), para denominar las fallas que se localizan hacia el flanco occidental de la Cordillera Central y cuyos nombres corresponden a las fallas de San Jerónimo, Pijao-Silvia y Cauca-Almaguer, y se buscaba con ello evitar las confusiones que sobre el trazo original y su connotación presenta la Falla de Romeral (Orrego y París, 1991). Nivia (2001), propone cambiar el nombre de Romeral por el de Sistema de Fallas Cauca-Almaguer cuyo trazo más representativo de este sistema se denomina Falla Cauca-Almaguer, la cual es cartografiada en las planchas geológicas del Cauca.

Al Sistema de Fallas de Romeral están asociados varios Complejos Ofiolíticos, y de eclogitas (metamorfismo de alta presión) que han sido interpretadas como el resultado de la colisión entre las placas de Sudamérica con las del Pacífico (Placa de Farallones).



**INGEOMINAS**

**FPRINCIPALES RASGOS TECTONICOS  
DEL DEPARTAMENTO**

Autor: Gonzalo Barbosa Camacho  
Geólogo

Dibujó: Gonzalo Barbosa Camacho  
Geólogo

Escala aproximada 1:1800.000

Marzo de 2003

**FIGURA 6**

## Falla de San Jerónimo

Mencionada por primera vez por Grosse (1926) y posteriormente reconocida por Mosquera y Orrego (1990). Conocida en el valle del Cauca como Falla Campanario-San Jerónimo y considerada como una de las principales fallas del sistema de Fallas de Palestina (McCourt, 1984; Maya y González, 1996; Nivia 2001). Sin embargo Orrego y París (1991), la consideran dentro del Sistema de Fallas de Romeral y por el contrario dentro del Sistema Palestina incluyen la Falla de Moras. Esta última interpretación posiblemente se debe a la opción que se da al Complejo Quebradagrande de asociarlo con la PLOCO de Nivia (1996).

Regionalmente define el límite entre los Complejos Quebradagrande y Cajamarca. En el departamento del Cauca, afecta depósitos del Terciario Cuaternario que cubren las rocas de los Complejos nombrados antes; en el sur sirve de límite entre el Complejo Quebradagrande, al occidente, y la Secuencia Sedimentaria no diferenciada del Cretáceo, al oriente. La falla que se ha definido como inversa con inclinación al este, con posibles movimientos de rumbo dextral, evidenciados en el Valle de Las Papas caracterizado por la presencia de geformas tectónicas alargadas que afectan las rocas del Cenozoico Tardío.

### 4.1.1.1.1 Falla Pijao-Silvia

Definida por Orrego y Acevedo (1984) en el sector de Paispamba con el nombre de Falla de Silvia y por McCourt (1984) en el área de la Plancha 243 - Armenia con el nombre de Falla Pijao. Según París y Sauret (1991) es de gran extensión en la Cordillera Central y su expresión topográfica es persistente por centenares de kilómetros en el flanco occidental de la Cordillera Central. El nombre compuesto, que se usa actualmente procede de Mosquera y Orrego (1990). Nivia (2001), la considera del mismo sistema de la Falla de Campanario-San Jerónimo.

La estructura sirve de límite o contacto tectónico entre los Complejos Quebradagrande, al oriente y Arquía, al occidente. Son muy evidentes las estructuras de falla como espejos, zonas de cizallas y de rocas trituradas. En algunos sitios se observaron cuerpos intrusivos asociados a la línea de falla, que también se encuentran cizallados, y capas de ceniza y lapilli recientes basculados; en el sector de Paispamba, se presentan grandes deslizamientos asociados al trazo de la falla, presencia de sumideros de agua salada, suelos húmedos y desplazamiento de cenizas recientes. Lo último indica que la falla Pijao-Silvia es activa y que ha tenido movimientos durante el Cuaternario.

### 4.1.1.1.2 Fallas El Crucero y Las Estrellas

Estas estructuras sirven de límite o contacto tectónico a la unidad denominada Granitoide Cataclizado de Bellones, de forma alargada que se emplazó tectónicamente dentro de las rocas del Complejo Arquía. Las fallas muestran características de estructuras con movimientos laterales deslizantes. La Falla de las Estrellas constituye el límite oriental del granitoide y la del Crucero es su límite occidental. Estas estructuras fueron definidas y descritas por Orrego y Acevedo (1984). Según París y Sauret (1991), a lo largo de la línea de falla se presentan geformas tales como silletas de falla, escarpes regularmente preservados y quiebres de terreno.

#### 4.1.1.1.3 Falla Mosquerillo, la Tetilla y Guayabillas

Estas fallas afectan el basamento del valle interandino Cauca-Patía y tiene un rumbo de N15°E; estas fallas separa dos unidades de características litológicas diferentes, una de vulcanitas básicas, al oeste y las rocas ultramáficas de Guayabillas, la Tetilla y la Vética al este. Según Espinosa (1980), la edad de la falla es pre-terciaria, posteriormente se reactiva, cuando la Cordillera Central se levanta y actúa como principal aporte de los sedimentos de la Formación Esmita y Mosquera; su trazo coincide con la Falla Taminango en la Plancha 410-La Unión

Este conjunto de fallas es asociado al Sistema de Fallas de Romeral. Han favorecido la intrusión del pórfido del Cerro la Monja, Romerillos, y la Jagua, y el emplazamiento tectónico de cuerpos ultramáficos. Además ha controlado estructuralmente la depositación de la secuencia sedimentaria de la Formación Esmita y vulcanitas de Galeón representada por una disconformidad.

#### 4.1.1.1.4 Falla Caquiona

La falla se agrupa dentro del Sistema de fallas de Romeral, pero su estilo, relacionado con su dirección de N35°E a N45°E indicaría que ella atraviesa la cordillera Centro Oriental en un sentido suroeste a noreste, y esto implicaría que sería de otro Sistema de Fallas. La estructura corta rocas del Complejo Arquía y depósitos de cenizas recientes. En las cabeceras de la quebrada Juan Ruiz, (plancha 387), limita el contacto sur del Granitoide Cataclizado de Bellones. Algunas características, como basculamiento de capas de ceniza recientes, desplazamiento de suelos húmicos en la plancha 387, demuestran que es una falla activa. La falla muestra caracteres de movimientos laterales deslizantes de tipo sinistral (Orrego et al, 1996).

#### 4.1.1.2 Sistema de Fallas Cali-Patía

Mosquera y Orrego (1990), proponen este nombre para renombrar las fallas conocidas con el nombre de Fallas del Río Cauca y así evitar problemas de sinonimia. Las fallas de este sistema sirven de límite oriental de la Cordillera Occidental, Su trazo tiene una dirección N19°E y ponen en contacto rocas cretáceas de esa unidad geomorfológica contra rocas sedimentarias del Terciarias y depósitos del Cenozoico tardío que conforman el Valle interandino Cauca-Patía.

En gran parte de su longitud, la falla sigue aproximadamente el curso de los ríos Patía y Cauca y su definición se realizó a partir de estudios geofísicos (Bermúdez et al, 1985). Pertenecientes a este mismo sistema, se encuentran las Fallas Patía-El Bordo, Las Badeas, Limoncillo y el Guabo. Estas fallas son de rumbo con dirección noreste y componente inverso de alto ángulo inclinadas al oeste.

##### 4.1.1.2.1 Falla Patía-El Bordo

Se encuentra en el Valle del Patía, afecta principalmente las rocas sedimentarias de la Formación Esmita, y por actitudes de las capas podría ser un cabalgamiento de vergencia

hacia el occidente; forma con la Falla Cauca-Patía, una microcuenca tectónica, donde se depósito la parte distal de las epiclastitas de Mercaderes y el abanico de Galíndez. (Ruiz, en preparación)

#### 4.1.1.2.2 Falla Sotomayor–Policarpa

Se encuentra en el flanco oeste de la Cordillera Occidental; es una falla regional con dirección aproximada N10°E y su plano inclinado hacia el oeste y vergencia al este. Esta afectando las rocas metasedimentarias del Grupo Dagua, con foliación orientada NE y buzamiento regional hacia el NW y NE. El plano de falla esta favoreciendo el cabalgamiento tectónico sobre las rocas cretáceas vulcano-sedimentarias del Grupo Diabásico formando una cuña. Se caracteriza por originar un escarpe regional denominado Loma Ramos y controlar el cauce del Río San Pablo. La falla corresponde a planos de debilidad, originados por los esfuerzos de acreción, debidos a la dinámica de la placa Nazca (?) (KELLOGG Y VEGA 1995).

#### 4.1.1.2.3 Falla Balboa–Rosario

Se presenta en el flanco este de la Cordillera Occidental. Con dirección N10°-20°E, y plano de falla al oeste y vergencia al este, favoreciendo el cabalgamiento de las rocas metasedimentarias del Grupo Dagua sobre las rocas vulcano-sedimentarias de Balboa, las cuales tienen un rumbo promedio de N 40-60°E, y buzamientos variable entre 70-80°NW, localmente plegadas originando un metamorfismo dinámico en ambos bordes de su zona cizallada. Esta falla, origina un escarpe regional denominado Cuchilla Las Piñas.

#### 4.1.1.2.4 Falla Junín–Sambiambi

Se encuentra en el flanco oeste de la Cordillera Occidental en el extremo noroeste del área, con rumbo N37°E, y plano de falla hacia el oeste(?) fue diferenciada por Arango y Ponce (1982), en el Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Nariño. Pone en contacto tectónico las rocas del Grupo Diabásico con el Grupo Dagua.

### 4.1.2 Fallas de Dirección NW.

Estructuras de fallas con esta misma dirección han sido descritas por McCourt (1984), Orrego y Acevedo (op.cit) y León et al (1973). Este último, definió la Falla Guabas con expresión en la Plancha 387. Las fallas de Pancitará, Marmato, Venecia, Higuerones, Jopias y Las Animas pertenecen a este mismo sistema de dirección NW. Estas fallas, que son de rumbo, presentan componentes de fallamientos inversos y sus planos tienden a la verticalidad. De acuerdo con Orrego y París (1991), estas fallas se localizan principalmente en la Cordillera Occidental y el Valle Interandino Cauca-Patía y se consideran relacionadas a la actividad de la convergencia de la placa de Nazca que inició la actividad a partir del Mioceno hace 20 Ma. En la llanura del Pacífico fallas con esta dirección han sido cartografiadas

#### 4.1.2.1 Falla Guabas

Esta falla fue definida en la plancha 364-Timbio (Orrego & Acevedo, 1994), a lo largo del Río Guabas y continúa con un trazo muy irregular atravesando el valle interandino y la cordillera Central. La falla es de alto ángulo, y el bloque sur subió con respecto al bloque norte y afectan rocas de las unidades: Arquía, Granitoide Cataclizado de Bellones, el Complejo estructural Dagua, la Formación Volcánica y algunos depósitos del Cenozoico Tardío.

#### 4.1.2.2 Falla Pancitará

Esta estructura controla el cauce del río Pancitará y la quebrada de Brúcelas. Ella afecta rocas de todas las unidades litológicas que se cartografiaron, entre ellas, algunos depósitos del Cenozoico Tardío. La falla presenta caracteres de fallamiento horizontal sinistral.

#### 4.1.2.3 Falla Marmato

El nombre se debe a la vereda Marmato, que se localiza al oriente del río Humus. La falla es del tipo sinistral, y cerca al río Humus saca hacia el occidente el Complejo Quebradagrande.

#### 4.1.2.4 Falla Venecia

Fue definida en cercanías del caserío Venecia, y afecta principalmente rocas del Arquía y el Quebradagrande. A lo largo de la falla se localizaron algunos cuerpos pequeños de intrusivos andesíticos que también están cizallados, por movimientos posteriores de la falla.

#### 4.1.2.5 Falla Jopias

Definida en la estribación norte del Cerro Jopias, localizado hacia el sureste de Almaguer. La falla es de tipo dextral y controla el cauce en parte de los ríos Caquetá y San Jorge y de algunas quebradas. Sobre la zona de falla se encuentra ubicado el caserío de Honduras.

#### 4.1.2.6 Falla Paso de Bobo

Definida por Orrego y París (1991), tiene, un rumbo de N45°W al occidente y N80°W al oriente de la Cordillera Central y un plano de falla casi vertical, controlando la parte alta de los ríos Quichayá, Malvasa y Piendamó. Hacia el núcleo de la Cordillera Central se encuentra cubierta por los productos volcánicos de la Formación Popayán.

Arcila y Monsalve (1996), en la evaluación estructural del sismo de Páez, concluyen que el proceso de réplicas en el área se restringió a un sector comprendido entre dos fallas, una al norte del Nevado del Huila con dirección NW-SE y la otra, correspondiente a la Falla Paso de Bobo, con la misma dirección, al sur.

#### 4.1.2.7 Falla Mamaconde-San Jorge

Tiene un rumbo N55°W, es de tipo sinistral, controla el drenaje de los ríos Mamaconde y San Jorge, ocasiona el desplazamiento de la unidad sedimentaria (Ks) y vulcano-sedimentaria (Kvd), además los ejes de los anticlinales y sinclinales de Capellanía, en la Plancha 387 Bolívar se denomina Falla las Animas.

### 4.1.3 Fallamiento Llanura Pacífica

En la llanura del pacífico igualmente se han cartografiado tres sistemas de orientación de Fallas según NE-SW, que corresponde con el tren principal de la cordillera, fallas con dirección NW-SE y localmente fallas con dirección E-W.

De acuerdo con McCourt et al (1990), las fallas principales han tenido mas de un periodo de movimiento y normalmente las orientadas según la dirección NE son las antiguas. Las fallas orientadas NW-SE. En el área del proyecto MPP-Guapi-Timbiquí (Mccourt et al, 1990), han cartografiado dos grandes fallas regionales de importancia en la llanura del Pacífico.

#### 4.1.3.1 Falla la Espina

Se localiza en el borde de la Cordillera Occidental y la llanura del Pacífico y pone en contacto el Litodema Ultrabásico de Guapi con las rocas de la vulcano-sedimentarias del Cretácico (PLOCO), y presenta una dirección N30-40°E. Esta fallas son consideradas del Neógeno, pero no afectan las unidades del Mioceno tardío-Pliocenas de las Formaciones Raposo y Mayorquín

#### 4.1.3.2 Falla San Francisco

Se localiza al occidente de la anterior falla y presenta una dirección de N20-35°E. Pone en contacto el Litodema Ultrabásico de Guapi con la secuencia volcanosedimentaria de la Formación Timbiquí.

#### 4.1.3.3 Falla de la Quebrada Colón

Presenta una dirección NW-SE siguiendo el trazo de la quebrada que le da el nombre. Tiene un desplazamiento dextral y afecta las anteriores fallas NE. Afectan las rocas de las Formaciones Raposo y Mayorquín y no se descarta la actividad neotectónica (Mccourt, 1990). El sistema de fallas NW-SE es interpretado como una estructura fundamental en los Andes Colombianos que pueden ser correlacionables con estructuras paralelas responsable de la segmentación vulcano-tectónica de los Andes Septentrionales (Mccourt et al, 1990)

#### **4.1.4 Sistemas de Fallas en el flanco oriental de la Cordillera Central**

##### **4.1.4.1 Falla de Moras**

Orrego y París (1991) consideran que este sistema representa una sutura paleozoica que sirve de límite entre las rocas metamórficas paleozoicas del Complejo Cajamarca y Neis de Quintero. Según los mismos autores esta sutura se encuentra alineada con la cadena volcánica actual de la cordillera y posiblemente corresponde con la megafalla de Palestina, al norte del país.

En el estudio realizado por ICEL (1983), esta falla es llamada Falla de Tóez y la describen como una fractura evidente por la terminación abrupta del plutón de Cohetandillo (?), al norte del área de estudio, contra las lavas andesíticas del Volcán Nevado del Huila. Presenta una perfecta alineación con los volcanes Nevado del Huila, Puracé y la estructura caldérica de Gabriel López, que hace pensar en una reactivación durante el Plioceno - Pleistoceno, a la cual se relaciona una fuerte actividad volcánica.

En el estudio de INGEOMINAS-NASA KIWE (1995), se diferencian las fallas Moras Oeste y Moras Este. La Falla Moras Oeste se caracteriza por afectar rocas paleozoica del Complejo Cajamarca y favoreció la intrusión del stock del Pisno.

Las fallas Moras Este y Oeste definen el bloque tectónico donde ocurrió el movimiento principal y las réplicas del sismo de Páez de junio de 1994 (ARCILA y MONSALVE 1996).

##### **4.1.4.2 Falla Inzá**

Con un rumbo de N3°E en su parte sur y N15°W al norte. Sirve como límite entre las rocas paleozoicas del Complejo Cajamarca y cretáceas de la Formación Coquiyú localizada hacia el oriente de la Cordillera Central, y cruza cerca a la población de Inzá, donde se presenta una zona de brecha de aproximadamente 1 km de ancho sin que en ella se detecten evidencias de actividad reciente (INGEOMINAS-NASA KIWE, 1995).

##### **4.1.4.3 Falla de Tálaga**

Se extiende en el área de estudio a lo largo de 15 Km con una dirección de N38°E, afectando el Batolito de Ibagué y la Formación Coquiyú (ICEL, 1983). Su comportamiento cinemático es de tipo normal, con una componente de rumbo sinistral.

##### **4.1.4.4 Falla Calambayú**

Diferenciada por Caro (1995), se localiza al oriente de la Falla Moras y es una estructura con una dirección general N15-50°E. Su comportamiento cinemático es de rumbo dextral, con rasgos morfoestructurales asociados, entre los que se tienen alineamiento de drenajes, como la quebrada Calambayú, los ríos Moras y Palacé y algunos afluentes del río Sucio al suroeste del Cerro del Ángel.

Esta falla presenta importantes indicios de actividad neotectónica; en el sector de Cabuyó, en la margen derecha del Río Moras los depósitos aterrazados se presentan basculados, además, el trazo de la Falla de Tóez sirve como límite de la falla de cabalgamiento de Togoima. Al parecer la actividad de esta falla también está asociada con el emplazamiento de las rocas sub-volcánicas de edad Neógena del Stock de Mosoco. Caro (1995), la considera como una de las fuentes sísmicas del sismo de Páez.

#### 4.1.4.5 Falla de la Plata

En la plancha 344 la Falla de la Plata es interpretada como el límite tectónico entre las rocas de la Cordillera Central y las rocas de la cuenca del Valle del Magdalena. Esta falla es considerada como parte del sistema de Chusma (Dixon, 1953, en Marquinez et al, en preparación). Este sistema permite el cabalgamiento de las rocas cristalinas pertenecientes a la Cordillera Central sobre la secuencia sedimentaria que aflora en el Valle de Río Magdalena. La falla de la Plata tiene una dirección N42°E y vergencia hacia el este, con un plano de falla inclinado entre 50° y 65° en superficie.

#### 4.1.4.6 Falla de Macama

Es una estructura regional que cruza la plancha desde el sector de Monserrate, al sur occidente del río Páez, hasta el sector de Los Caucanos al norte de río Chiquito, con una dirección promedio de N30°E. Su principal componente es rumbo-deslizante considerándose como de tipo dextral (Consultoría Colombiana, 1993). En la parte suroeste, junto al caserío de Monserrate, se reconocen por lo menos dos trazos principales que se unen al norte de la población de Ricaurte, definiendo un área intermedia levantada por fenómenos de transpresión.

Sobre la intersección de la falla con el río Páez se observaron algunas terrazas pumíticas basculadas por efecto de la falla, indicando una importante actividad neotectónica. Igualmente, en el carretable a Monserrate se observa un fuerte basculamiento sobre las unidades litológicas expuestas. (Marquinez et al, en preparación).

#### 4.1.4.7 Falla de Los Frailes

Es una falla con dimensiones regionales de dirección N30°E. Su componente principal es vertical, con una pequeña componente de rumbo de tipo dextral (Consultoría Colombiana, 1993). Esta falla orienta algunas corrientes de agua como el río Negro de Narvárez, las quebradas Zaragoza, El Cedro y Las Cuevas en el extremo suroccidental de la plancha.

En su parte norte, el trazo principal de la falla pone en contacto rocas sedimentarias y vulcano-sedimentarias de edad Cretácica y Jurásica con rocas ígneas del Batolito de Ibagué. Al igual que la Falla de Macama, esta estructura da muestras de actividad neotectónica evidenciada por el plegamiento de terrazas pumíticas en las márgenes del río Páez, en cercanías a la población de Aranzazu.

#### 4.1.4.8 Falla San Francisco–Yunguillo

Definida por Geoestudios (2000), en el extremo sureste de la plancha 411, presenta una dirección N65°E y pone en contacto rocas del Batolito de Mocoa con las formaciones Saldaña, Caballos y Villeta. En superficie, la inclinación del plano de falla es bastante fuerte hacia el NW. Esta falla genera rasgos y estructuras que evidencian un fuerte comportamiento transcurrente (dextral), tales como estrías de fricción y pliegues en echelón

Esta falla presenta actividad tectónica reciente, generando cuencas de tracción (pull apart basin) como el Valle del Sibundoy (Geoestudios, 1998b); al igual que en una terraza del Reciente, en Yunguillo, se aprecia como el trazo de esta falla desplaza ligeramente las láminas de arenas y limos que conforman el depósito

#### 4.1.4.9 Falla Cascabel–Aucayaco

Esta falla se localiza hacia la parte centro oriental de la plancha 411, controlando el cauce de los ríos Cascabel y Aucayaco con dirección N45°E en la parte sur y N25°E al norte.

El trazo principal sigue el curso de los Ríos Cascabel, Caquetá y Aucayaco (Plancha 412 – San Juan de Villalobos, Geoestudios, 1999a), generando fuerte cizallamiento en las rocas del Batolito de Mocoa y de la Formación Villeta, al norte de la población de Santa Clara. Es posible que la Falla tenga actividad tectónica reciente, ya que alinea fuertemente el curso de los ríos Cascabel y Aucayaco, controla la geometría de los depósitos cuaternarios del área de Descanse y pequeñas fallas asociadas a su trazo principal, generan pequeñas lagunas de tracción (sag pounds).

#### 4.1.4.10 Falla de Santa Rosa

Su trazo se prolonga desde el Río Cascabel hacia el norte, pasando por la población de Santa Rosa con dirección N25°E. Sirve como límite oriental a los afloramientos de la Formación Chingual, a los que pone en contacto con las formaciones Saldaña y Villeta. Tiene vergencia oriental y por su trazo lineal, se presume que es de alto ángulo.

#### 4.1.4.11 Sistema de Fallas Afiladores

Falla definida en la Plancha 448-Monopamba (Geoestudios, 2000a), y conocida en la 387 como Falla del Río Grande. Tiene una dirección general N35°E y pone en contacto la unidad Metamorfitas de Pompeya con la Formación Chingual (plancha 411).

## 4.2 PLEGAMIENTO

(Tomado y complementado de Orrego et al., 1991).

Los pliegues han sido observados en las unidades litológicas con edades pre-pliocenas. Las unidades pliocenas y recientes presentan alguna inclinación significativa excluyendo

aquella debida a su depositación, como consecuencia de basculamiento por reactivaciones recientes de algunas fallas.

Los pliegues en general se presentan orientados siguiendo ella dirección de los ejes de las cordilleras Central y Occidental. Las rocas más antiguas se encuentran microplegadas, a veces isoclinales. Estas rocas presentan como mínimo tres deformaciones metamórficas.

Las estructuras del Complejo Arquía en los esquistos verdes en general no son nítidas; la lineación más destacada y de carácter local es producida por el encuentro angular de S0 y S1 o posiblemente S1 y S2, cuando se presentan dos foliaciones, lo cual genera fragmentos de roca en forma de estructuras de rodillo (Orrego et al, 1991). Los pliegues son, en general, de flexión con aristas ligeramente redondeadas, del tipo similar y en menor proporción concéntricos. Los fenómenos de reptación de la roca (Toppling), dan lugar a pliegues de origen pos-tectónico o post-metamórfico, que son estructuras puramente superficiales. Las venillas de cuarzo en los esquistos negros son muy comunes, y por deformación continuada dan estructuras en salchicha (Boudin); localmente se encuentran venas de cuarzo con aspecto de bolsones ocasionados por el fenómeno de homogenización debido a plegamiento y rotación del material. En estos esquistos negros los pliegues post-metamórficos se desarrollan más intensamente que en los verdes, con replegamientos que presentan rumbos diferentes, posiblemente porque los esquistos negros son de notable incompetencia por lo cual ellos se pliegan erráticamente bajo presiones pertinentes. En los esquistos cuarzo-sericíticos por plegamiento de los planos de foliación se producen pliegues isoclinales. Una foliación por crenulación se observó en los flancos de algunos pliegues, y su lineación es paralela a los ejes de los pliegues mayores. Las cuarcitas y las filitas presentan pliegues suaves y amplios. En la última roca se observó dos direcciones por crenulación sobre los planos de esquistosidad, una es paralela y la otra es oblicua a los ejes axiales mayores.

Las rocas de los Complejos Quebradagrande y Barroso-Amáime se encuentran plegadas, y los rumbos de las capas son del orden de N10°E a N30°E. Localmente, en zonas de fallamiento, se encuentran rumbos de capas del orden de N10°W hasta N40°W, y las capas buzán en general al oeste, pero a veces se encuentran inclinaciones hacia el este.

En la Cordillera Occidental al norte del departamento Orrego (1975), definió el anticlinal de Marilopito y los sinclinales de Aguaclara y Seguenguito que involucran rocas del cretácico pertenecientes al Complejo estructural Dagua.

Las rocas sedimentarias del cretácico y terciario localizadas en la bota Caucana (planchas 411, 412, 430), se presentan fuertemente plegadas formando sinclinales y anticlinales apretados algunos de ellos fallados.

En las rocas terciarias en el valle Interandino del Cauca-Patía, se han cartografiado algunas estructuras de anticlinales y sinclinales, como el anticlinal de Alto Mayo, Reyes y sinclinales de Quebrada Honda, Mercaderes, Romerillo, Peña Negra, en la plancha 386; Sinclinal de Diego Pérez, Mango y varios más en la plancha 364 y algunos sinclinales-anticlinales en el costado occidental de la plancha 387. Los pliegues estarían relacionados, como mínimo, a dos fases de plegamiento ocasionados por la acción de las placas

Farallones y Nazca durante el Cretáceo Superior-Terciario Inferior y el Mioceno Superior (Orrego et al, 1991).

En la Llanura del Pacífico las rocas estratificadas del Terciario presentan un rumbo entre N y NE con una inclinación hacia el W entre 10 y 30°. La inclinación hacia el W de las unidades del terciario probablemente es atribuida posiblemente a los efectos combinados del hundimiento hacia el eje de la cuenca costera pacífica original y el levantamiento de la Cordillera Occidental (McCourt et al, 1990).

### **4.3 DISCORDANCIAS**

La primera discordancia marca el límite entre el complejo Estructural Dagua (Nivia, 2001) y la secuencia del Terciario sedimentario del Valle Interandino Cauca-Patía.

Dos discordancias han sido reconocidas dentro de la secuencia de rocas sedimentarias del Cenozoico. La primera de ellas se presenta entre la Formación Chimborazo (y su similar al sur Peña Morada) y el Grupo del Cauca (Formaciones Guachinte, Ferreira y sus similares al sur denominada Formación Mosquera). La otra discordancia marca el límite superior de la Formación Esmita, con la Formación Galeón. Las dos primeras discordancias se originaron por levantamientos y consecuentes fases de erosión de las cordilleras Occidental y Central durante el Paleoceno-Eoceno.

En la Llanura del Pacífico, se ha caracterizado la discordancia entre las Formaciones Timbiquí y Raposo (McCourt et al, 1990).

### **4.4 METAMORFISMO**

Complementado de Orrego et al, (1991)

Las unidades litológicas de edades pre-cretácicas y cretácicas cartografiadas en el departamento del Cauca presentan metamorfismo regional y local, respectivamente. El primero de los tipos de enterramiento y de fondo oceánico y el segundo de los tipos dinámico y de contacto.

#### **4.4.1 Metamorfismo de Enterramiento**

Este tipo de metamorfismo presenta las rocas del Complejo Arquía, y algunos autores, como Orrego y París (1991), McCourt (1984) y Orrego y Acevedo (1984), que describen el mismo complejo o rocas equivalentes, consideran que el metamorfismo se originó en una zona de subducción paleozoica. En el área de estudio, las rocas contienen paragénesis de minerales de la facies esquisto verde de bajo grado. Las diferencias de paragénesis de minerales posiblemente sea el resultado de las distintas composiciones litológicas de los protolitos. La secuencia meta-sedimentaria contiene las siguientes asociaciones de minerales: Albita-mica blanca-epidota-cuarzo-grafito-carbonato; cuarzo-mica blanca (sericita)- clorita-grafito. Las cuarcitas o filitas presentan cuarzo-sericita o cuarzo-sericita-grafito. En las metabasitas o esquistos verdes la asociación es la siguiente: Albita-tremolita-

actinolita-cloritoide?-cuarzo-epidota-clorita; actinolita-epidota-clorita-albita-cuarzo-calcita; cuarzo-albita-epidota-clorita.

De acuerdo a Orrego y Acevedo (1984), quienes reportan cloritoide asociado a esas mismas rocas, se puede decir que el Complejo Arquía pertenece a la facies esquisto verde de baja a media presión.

#### **4.4.2 Metamorfismo de Fondo Oceánico**

De acuerdo a Kimball and Harper (1988, en Orrego y París, 1991) y Espinosa (1993), este metamorfismo se genera por procesos de alteración o neomineralización en los centros de expansión de los fondos oceánicos por gradientes térmicos anormalmente altos que operan a unos 100 km a lado y lado de la línea de expansión. Aunque en los fondos oceánicos pueden existir aumentos de presión, el metamorfismo se origina a bajas presiones, y es también llamado metamorfismo hidrotermal porque el principal agente es el agua de mar que penetra en la zona superficial, posiblemente por fracturas de las rocas oceánicas. En el área de estudio se cartografiaron cuatro (4) unidades oceánicas que presentan características del tipo de metamorfismo descrito y ellas son el complejo de Los Azules, los complejos Barroso-Amaime y Quebradagrande y la unidad de diques básicos que intruyen el Arquía. Las cuatro (4) unidades sufrieron un metamorfismo de bajo grado sin deformación tectónica primaria.

El metamorfismo hidrotermal de Los Azules fue estudiado por Espinosa (1993), y en la unidad de vulcanitas básicas la paragénesis es de prehnita-pumpellyita-albita-clorita, que corresponde a la facies prehnita-pumpellyita de Miyashiro (1973). En diques gabroides, o zonas más profundas de la secuencia, la paragénesis es de albita-prehnita-clorita-epidota-actinolita y serpentinita-prehnita-actinolita en ultramafitas. El metamorfismo es progresivo hacia abajo, esto se demuestra por la aparición de epidota y actinolita hacia las zonas inferiores. Las condiciones físicas dieron las facies situadas entre prehnita-pumpellyita y el límite de facies esquisto verde.

En rocas del Complejo Barroso-Amaime, Orrego y Acevedo (1984) y Orrego y París (1991), describen minerales de alteración metamórfica, como prehnita-pumpellyita-clorita-albita, prehnita-pumpellyita? y clorita-albita-epidota, lo cual significa que las rocas sufrieron un metamorfismo de baja temperatura de la facies prehnita-pumpellyita hasta el límite de facies esquisto verde.

En las rocas del Quebradagrande y de la unidad Kdb, los minerales de alteración metamórfica son: 1) Albita-clorita-cuarzo-sericita; 2) Albita-prehnita-pumpellyita?-ceolita-clorita-sericita; 3) Ceolita-cuarzo-clorita-sericita-óxidos de hierro; 4) Albita-cuarzo-clorita-sericita-calcita; 5) Cuarzo-clorita-epidota-óxidos de hierro-minerales arcillosos; 6) Albita-prehnita-pumpellyita?-clorita; calcita-epidota. Estas facies indican que las rocas sufrieron un metamorfismo de bajo grado de la facies prehnita-pumpellyita hasta límite de facies esquisto verde. De todas maneras se requieren estudios petrográficos y petrológicos más detallados para identificar con mayor claridad este metamorfismo, y sobre todo definir las variedades de zeolitas.

#### **4.4.3 Metamorfismo Dinámico.**

Este tipo de metamorfismo, descrito por Orrego y Acevedo (1984), Orrego y París (1991), Orrego et al (1994), es muy evidente a lo largo de la cordillera Central y Occidental e incluye zonas de brechas, cataclasitas, miloníticas y de neomineralización. Este tipo de metamorfismo lo presenta el Granitoide Cataclizado de Bellones con neises y esquistos miloníticos, brechas, cataclasitas y milonitas y se encuentran asociados a las megafallas de Pijao -Silvia, Cauca-Almaguer, Río Grande, Marmato, Caquiona y otras de dirección noreste y noroeste.

Nivia (2001), en las rocas pertenecientes a la PLOCO, teniendo en cuenta las características de deformación, considera un evento principal de metamorfismo dinámico que afectó las rocas en diferente grado que tiene que ver con su grado de competencia.

Orrego y París (1991), consideran que este tipo de metamorfismo ha afectado a casi toda la totalidad de las unidades geológicas del departamento incluyendo en algunos sectores a la Formación Popayán, en zonas de corte de las fallas mayores. Este metamorfismo en estas rocas se manifiesta como cizallamientos, brechamientos y recristalización de minerales.

#### **4.4.4 Metamorfismo de Contacto**

Este tipo de metamorfismo se encuentra hacia los límites de las zonas de contacto de intrusiones ígneas con la roca encajante. En campo se observa calcinación y recristalización en las rocas intruidas y en secciones delgadas se identifican rocas denominadas cornubianitas, que se forman por un proceso de neomineralización o recristalización en la roca encajante, cuando se sucede una intrusión ígnea.

Las cornubianitas se encuentran hacia las aureolas de contacto en los cuerpos intrusivos, principalmente cuando el intrusivo presenta caracteres de plutonitas, como los Complejos Betulia y Ciruelal. La roca presenta los siguientes asociados mineralógicas: 1- Andalucita-moscovita-biotita-cuarzo; 2- Andalucita-moscovita-epidota-cuarzo; 3- Feldespato K-Plagioclasa-andalucita?; 4- Andalucita-moscovita-granate-(grosularia? o vesuvianita?)-turmalina; 5- Cordierita?-feldespato K-biotita-cuarzo. La roca, que presentan un metamorfismo retrógrado con la presencia de minerales secundarios como clorita, sericita y calcita, sufrió un metamorfismo de contacto de bajo a medio grado o posiblemente de alto grado.

## 5. GEOLOGÍA ECONÓMICA

El departamento del Cauca, presenta una riqueza mineral medianamente explorada y poco explotada. Solo en áreas puntuales se alcanza un conocimiento adecuado para iniciar campañas de exploración detallada. Unas de estas áreas son: la zona del Pisco, para metales base cobre-oro, la región comprendida entre los ríos Timbiquí y Guapi en el piedemonte occidental de la Cordillera Occidental, el proyecto de exploración geoquímica en el cuadrángulo N6, desafortunadamente la continuación en las campañas de exploración de estas zonas se han detenido por diversos factores.

- "Evaluación de los depósitos de mármol del área de Corinto y Miranda, Cauca" (Vergara, 1982)
- "Geología, geoquímica y ocurrencias minerales del área de El Pisco, Silvia. Departamento del Cauca, Colombia" (Orrego, 1977).
- "Metales Preciosos en el Pacífico –MPP"; exploración de oro aluvial en el piedemonte de la cordillera Occidental entre los ríos Timbiquí y Guapi (McCourt et al, 1990).

### 5.1 RESEÑA HISTÓRICA

Las explotaciones mineras datan de las épocas precolombinas teniendo en cuenta la gran cantidad de objetos ceremoniales y adornos realizados en oro, encontrados en algunas de las tumbas de indígenas. Posteriormente, con la llegada de los españoles la minería adquiere gran importancia en el desarrollo de la colonización y los indígenas son sometidos y obligados en calidad de esclavos a trabajar en las explotaciones mineras y posteriormente reemplazados por esclavos africanos. La explotación aurífera; alcanzó los primeros lugares de producción en el país hasta finales del siglo XIX. En la época de la colonia española, al norte de la población de Baraya, se explotaron filones cuarzo-auríferos, por el método de chorro de agua que permitía concentrar el oro en las partes bajas donde era beneficiado, León et al (1973).

Al principio del siglo XX la minería se constituye en uno de los renglones económicos y de desarrollo del departamento, siendo explotado principalmente el oro. Una de las compañías extranjeras, Minera Asnazú, entre los años 1940 y 1950, empleó el sistema de dragado para llevar a cabo la explotación de oro aluvial en la zona de influencia del Río Cauca, al norte de Suárez. Otras compañías norteamericanas como la Seca Mining co, explotaron algunos aluviones a lo largo del Río Patía al noroeste de Piedra Sentada y los montículos resultado del lavado aún se pueden identificar en algunos sectores del río; la Sajandí mine Co explotó por el método de dragado la parte alta del río Patía. En 1950, se inició la explotación de filones auríferos en el área de Suárez y Buenos Aires, utilizando para el beneficio del mineral los molinos Antioqueños -modificación de los Californianos y que aún en la actualidad se continúa utilizando. Para esa misma época se da inicio a las explotaciones de carbón, por intermedio de dos grandes compañías, en las áreas de los ríos Timba y Guachinte, adquiriendo un gran desarrollo, a lo largo del flanco occidental del valle

interandino Cauca-Patía, hasta la década de los ochenta cuando se inicia un proceso de decadencia que hoy la tiene al borde de la desaparición, dentro del renglón económico departamental. De igual manera las compañías extranjeras abandonan las explotaciones mineras en la década de los 60-70 y se inicia con ello un proceso de decadencia de toda la minería del departamento hasta los momentos actuales donde la escasa minería se lleva a cabo por subsistencia o artesanal, alcanzando niveles secundarios en la economía del departamento.

## **5.2 OCURRENCIAS MINERALES**

Los recursos minerales identificados en el Departamento del Cauca, en orden de importancia son oro asociado con metales básicos de origen primario, oro de aluvión, cobre, carbón, mármol, rocas ornamentales, barita, caolín, piedras semipreciosas, materiales de la construcción, arcillas y arenas y grava; algunos de ellos pueden ser explotables en condiciones de mediana y gran minería, proyectándose como una fuente de desarrollo y empleo en la región. (**Figura 6**)

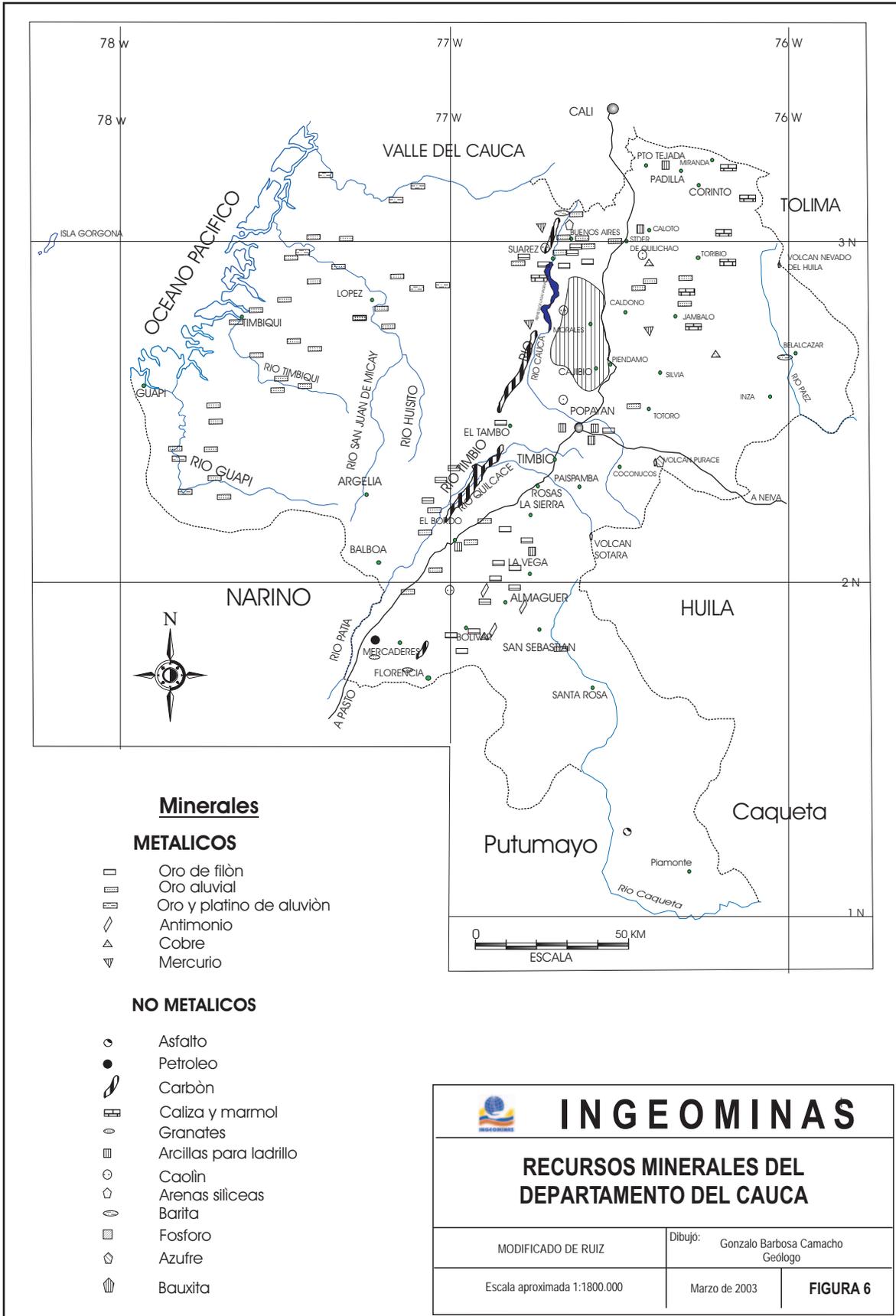
Las manifestaciones de petróleo en la región de la Bota Caucana y en el Valle Interandino Cauca-Patía, se constituyen en un elemento básico para el desarrollo del departamento en materia de hidrocarburos y que en la actualidad no han sido explorados, sin incluir la llanura pacífica y la zona de plataforma continental.

### **5.2.1 Oro primario y metales básicos**

En el departamento se presentan asociado a oro primario y metales básicos los cuerpos de rocas ígneas intrusivas del Neógeno y se manifiestan como vetas o venas formadas por relleno de fracturas o de espacios, que fueron ocupados por fluidos hidrotermales como fuente de dicha mineralización. Las minas de oro de filón se localizan en los municipios de Buenos Aires, Suárez, Almaguer, El Bordo, La Sierra, La Vega, Mercaderes, Argelia, Morales y Santa Rosa.

En Cordillera Central, las mineralizaciones de oro primario aparecen asociadas a cuerpos subvolcánicos de pórfidos andesíticos y dacíticos que intruyen las rocas metamórficas y sedimentarias. Los municipios donde se han reportado manifestaciones de oro de filón son los de Almaguer, Bolívar, La Sierra, La Vega, Morales y Santa Rosa.

Un ejemplo medianamente conocidos se presenta en al norte de Plancha 343, en el sector conocido como El Pisco, parte alta de la Cordillera Central. Se trata de una mineralización de tipo pórfido cuprífero (Orrego, 1978), asociada con el emplazamiento del Stock de El Pisco, de edad neógena, en las metamorfitas del Complejo Cajamarca, de edad paleozoica. La mineralización incluye pirita en forma diseminada y en fracturas, minerales de ganga como cuarzo y carbonatos, enriquecimiento supergénico, halos de alteración hidrotermal de tipo argílico, fílico, propílico y potásico, fracturamiento moderado a intenso y presencia de brechas hidrotermales mineralizadas (Orrego, 1977).



Los análisis geoquímicos de rocas y sedimentos activos indican anomalías de Cu, Mo, Au, Pb, Zn y Ag (Orrego, 1977), por lo cual se considera que el área de El Pisno, es un prospecto de oro y metales básicos potencialmente económico para ser explorado con más detalle.

Oro de origen secundario también se encuentra asociado con suelos residuales y algunos depósitos cuaternarios, de origen glacial y aluvial en el sector de El Pisno. Estas manifestaciones de oro tienen relación directa con la mineralización tipo pórfido cuprífero presente en este lugar (Orrego 1977).

En el Valle Interandino Cauca-Patía y hacia el norte se encuentran las mineralizaciones del Cerro Santa Catalina o La Teta, Paso de Bobo o Cerro Damián, Munchique y Fondas. Los principales depósitos se presentan como venas, filones y disseminaciones en rocas intrusivas sub-volcánicas de edad Terciario y en sedimentitas también de edad Terciario.

El Cerro La Teta localizado 6 Km al sur de Buenos Aires, está formado por rocas de pórfidos cuarzodioríticos y dacíticos. Estas rocas intruyen la secuencia sedimentaria del Grupo Cauca y la Formación la Esmita. Alrededor del cerro se presenta una importante mineralización de oro filoniano con plata, que es explotado por las minas de El Bávaro, Las Pailas, La Libertad y El Guaico. La mineralización se presenta en forma de venas de cuarzo-oro orientadas N60-70°W y encajadas en las rocas ígneas. Son venas delgadas con espesor entre 0,1 y 0,3 m. La mineralización se asocia con el cuarzo y consiste en sulfuros como pirita, galena y esfalerita, calcita, calcopirita, bornita, estibina y oro nativo. Las Naciones Unidas (1977), llevaron a cabo un programa de exploración en el área del cerro La Teta, que consistió en una perforación de 335 m de profundidad en el cuerpo mineralizado registrándose presencia de sulfuros y venas de cuarzo con molibdenita con valor máximo 426 ppm.

La zona minera de Paso de Bobo se localiza a cuatro kilómetros al sur de Suárez, sobre la estribación oriental de la Cordillera Occidental. En esta zona se presenta el cuerpo intrusivo de Damián; en la parte central de este cuerpo la composición es diorítica y hacia los contactos con las rocas encajantes cambia a cuarzodiorita. La mineralización se manifiesta como venillas de cuarzo con oro y sulfuros de cobre, y como disseminaciones tanto en la roca cuarzodiorítica como en las rocas sedimentarias encajantes. En el área se conocen cuatro minas: La Turbina, Tamboral, Maravélez y el Desquite. En las dos primeras la roca encajante es de composición diorita y en las dos restantes corresponde a basaltos. Las venas son delgadas, con espesor entre 0,3 y 30 cm, con dirección predominante N40-80°W. La mineralización está representada por cuarzo-oro acompañados de pirita, calcopirita, esfalerita, pirrotina.

En el cerro Munchique del municipio del Tambo, el intrusivo es de composición tonalítica porfirítica y el cuerpo se encuentra mineralizado representado por venas de cuarzo aurífero con sulfuros especialmente pirita y calcopirita.

En las campañas de prospección geoquímica adelantadas por INGEOMINAS (Orrego y París, 1991) se detectaron zonas anómalas para oro, cobre y molibdeno. En el sector de Buenos Aires-Suárez, el máximo valor de oro se registró en una muestra del frente de la

mina El Carmen (Suárez) con un valor de 273 ppm. En la zona del Cerro de La Teta el máximo valor de oro correspondió a una muestra de la mina El Guaico con 29 ppm.

En la plancha 344 de Tesalia las explotaciones de oro de filón se encuentran abandonadas actualmente. Buitrago (1976), menciona un sector mineralizado en el área de Pacarní-Tesalia, donde se encontraban las minas de La Oriental, Las Damitas, El Tesorito, La Cascada, El Cedro y Yarumal. La mineralización se encuentra asociada a filones de cuarzo que atraviesan cuarzodioritas del Batolito de Ibagué. En el estudio mencionado se indican concentraciones de oro desde 1,15 hasta 770 ppm, en las minas la Oriental y el Cedro, respectivamente.

En la plancha 386, el oro de filón se ha reportado en el intrusivo de composición tonalítica de edad paleógeno, el cual se encuentra intruyendo la Formación Volcánica del Cretácico y se localiza entre las poblaciones de Leiva y Balboa, en la región de San Alfonso.

En la plancha 387, se explota oro de filón en la región de Cerro Gordo y alrededores, donde se explotan pequeñas venas o filones auríferos asociados a rocas de composición dacítica y en el contacto de estas con las rocas metamórficas del Complejo Arquía. Se trata de venas hidrotermales, con alteración argílica donde la asociación de minerales observadas macroscópicamente, son cuarzo, caolinita, esfalerita, arsenopirita ?, estibina y oro.

En el Cerro Negro y alrededores existe solo una mina activa de oro, que se localiza hacia el margen derecha de la quebrada El Oro, del tipo filoniano que se asocia a rocas ígneas de composición cuarzodiorítica a andesítica, que cortan las metamorfitas del Arquía, y la mina se llama La Concepción. También en la misma área aparecen minas abandonadas de Au, Ag y Sb. Al sur del Cerro Campana, se ubican algunos filones auríferos. Espinosa (1993) reporta una mineralización de cobre nativo asociado al Complejo de Los Azules.

Otros prospectos o manifestaciones de oro y plata están localizados en La Calixta, 5 km al este de Piedra Sentada, donde la mineralización se compone de tres filones con una dirección general de N20°W, con espesores de hasta 50 cm, compuestos de cuarzo, piritita, galena, pirrotina y oro; la roca encajante de la mineralización corresponde con rocas porfíricas dacíticas-andesíticas (León et al, 1973). El prospecto de Dominical localizado al este de Piedra Sentada, en las quebradas Chontadura y Chontillal, se cartografiaron 13 filones de los cuales 2 fueron explotados para estibina. Otros prospectos reportados por León et al (1973), son el prospecto de la Mirranga, localizado al oriente de la cordillera Occidental en el margen derecha del Río Timbio y comprende 10 filones con espesores que varían entre 0.4 y 1.80 m, mineralizados con piritita, arsenopirita, calcopirita, oro y galena.

Dentro del grupo de los metales básicos, el cobre es el más importante. Manifestaciones de Cobre se conocen en el municipio de Santander de Quilichao, en los alrededores del Cerro Munchique, se encuentra la mina abandonada La Vetica que contiene venas de cuarzo, sulfuros de cobre, epidota y piroxeno, en fracturas del cuerpo intrusivo. En la vereda Vilachí, 5 km al sureste de Santander de Quilichao la mineralización consiste de calcopirita, galena, esfalerita, piritita y estibina, en bolsones de cuarzo-sulfuros asociados con una faja de peridotitas serpentinizadas que sigue una dirección SW-NE (Rosas, 1976).

### 5.2.1.1 Oro Aluvial

El oro de placer o aluviones de oro se encuentran en los municipios de Bolívar, Argelia, Buenos Aires, El Bordo, La Vega y principalmente en la Llanura Costera del Pacífico, cuencas de los ríos Napi, Guapi, Apapunchi, Pilpe y Llantín.

El oro de aluvión se extrae de las cuencas de los ríos Cauca, Patía, La Plata y Caquetá y principalmente de los ríos de la Llanura de la Costa Pacífica. En la N6 se explota oro de placer en la parte alta de los ríos Cauca, Inguidó Quichayá, Palacé, La Teta, Jambaló, Ovejas y Palo

A lo largo del curso del Río Patía se localizan los principales aluviones auríferos, y también en sus afluentes como son el Río Esmita, El Guachicono y sus tributarios el Mazamorras y Quebrada Seca, el San Jorge y su tributario San Bingo; además los ríos Mamaconde, Criollo y Capitanes. En el Río Patía se destacan los depósitos aluviales localizados al sur del caserío de Sajandí, 6 km al sur de El Bordo.

En la región este y sureste del departamento se mencionan aluviones en la cuenca de los ríos La Plata, Paez, y Rionegro, así como en la cuenca del Río Caquetá en su parte alta cerca a Santa Rosa y en los tributarios como Curiaco, Mandiyaco y Villalobos.

En la Llanura del Pacífico, la mayoría de los ríos que descienden de la Cordillera Occidental han depositado a todo lo largo de su curso y en especial aquellas zonas de cambios de pendiente (piedemonte cordillerano), apreciables depósitos aluviales enriquecidos especialmente en oro, y algunos pocos con platino. En la cuenca del Río Micay se destacan sus afluentes el Joli, Mechengue, Pinche y Huisitó. Otros aluviones importantes están en los cursos de los ríos Napi, Saija, el Buey, Anapanchí .

INGEOMINAS-BGS (McCourt et al, 1990), llevan a cabo una campaña de prospección de metales preciosos en entre los ríos Timbiquí y Guapi y sus afluentes. El estudio de prospección se realizó para oro, cobre, níquel, zinc, manganeso. De estos el oro es el único que es explotable económicamente.

Ruiz y Jiménez (1991) llevan a cabo un inventario minero de la Costa Pacífica y en especial las cuencas de los ríos Guapi, Napi, Pilpe, Anapanchí y Llantín donde reportan importantes concentraciones de oro aluvial en el cuaternario inferior (Qo). En esta exploración se incluyó el platino, cuyo origen posiblemente se relaciona con rocas de la Serranía de San Juan, en cuyo pie se localizan importantes aluviones de este metal sobre los ríos Guapi y Anapanchí y Sigui.

Se mencionan ocurrencias de oro de aluvión en las terrazas aluviales de las márgenes de los ríos Curiaco, Mandiyaco y Caquetá. En el Río Cascabel se extrae oro de modo artesanal en épocas de verano.

### 5.2.2 Mármol

Entre las poblaciones de Pitayó y Jambaló, en el sitio conocido como La Calera se encuentran algunas explotaciones de mármol asociadas con los Esquistos Glaucofánicos de

Jambaló. Se trata de mármoles de colores grises oscuros, bandeados y calizas muy fracturadas, en capas con espesores de 20 a 30 m. Vergara (1982) calculó unas reservas explotables de 1'113.664 toneladas, para extraer a cielo abierto en el sector de Pitayó.

Estos mármoles han sido explotados para producir cal; sin embargo, en la actualidad la extracción está abandonada. En el sector de la Ovejera se encuentran hornos antiguos que se usaron para quemar mármol y caliza. La obtención de cal en esta región no es viable debido a la falta de fuentes energéticas cercanas y económicas como el carbón que permitan alimentar los hornos. En épocas anteriores el uso de la leña fue común y por ello la región fue fuertemente deforestada.

Al oriente de Tacueyó y Toribio, en rocas del Complejo Cajamarca, se presentan importantes yacimientos actualmente en explotación de mármol, para la producción de cal. La explotación se realiza a cielo abierto utilizando la dinamita para la fragmentación de las capas de mármol de 2 a 3 m de espesor en dos capas dentro de los esquistos sericíticos y cuarzo-sericíticos.

También se presentan bancos de mármol de grano fino, en capas tabulares, de color claro, localizado en un sector conocido como Filo La Bandera, en cercanías a Santa Rosa, en la Plancha 411 (Geoestudios, 1998).

### **5.2.3 Arcilla**

En los alrededores de Popayán, por la vía al Tambo, el Bordo y hacia la cordillera central se presentan numerosas explotaciones artesanales de arcillas para la producción de ladrillo. Al norte del casco urbano de Silvia por la carretera que conduce a El Peñón, en el sector de Colombia - El Tengo - El Salado, se encuentran numerosas explotaciones artesanales de arcillas, que se usan para la fabricación de ladrillos. Estas arcillas provienen de la alteración de rocas volcánicas pertenecientes al Complejo Quebradagrande. Al norte de Santander de Quilichao, se tiene una de las explotaciones de arcilla más tecnificada denominada Ladrillera Meléndez.

Aunque las características físico-químicas aun no han sido estudiadas, con ellas se fabrican ladrillos de calidad aceptable; es importante indicar que la falta de recursos energéticos, en la región, ha obligado a los pequeños mineros a usar leña como combustible para los hornos de cocción de ladrillo y ello ha generado una fuerte deforestación en la región.

Arcilla caolinítica, feldespato y cuarzo. A unos 3.5 km al norte de Guayabillas aflora arcilla caolinítica o caolín, que proviene de la meteorización de un intrusivo dacítico. La capa caolinitizada tiene un espesor hasta de 12 m de espesor, y ha sido objeto de explotación en años pasados.

El feldespato se encuentra asociado a los cuerpos intrusivos dacíticos y andesíticos del Terciario. Acevedo et al (1986), realizaron un estudio sobre feldespatos y otros materiales con resultados promisorios.

El cuarzo podría extraerse de las capas cuarzosas de la Formación Mosquera. Lo anterior indica que podría existir un potencial de materiales para ser utilizados en la fabricación de lozas, vidrio o baldosas.

#### **5.2.4 Barita**

Manifestaciones de Barita en la vereda La Muralla, al oriental de la Plancha 343 y por el camino de Carmen de Viborá - Pedregal, pasando el río Negro. Está asociada a la secuencia sedimentaria de la Formación Coquiyú, de edad cretácea. La barita se presenta como nódulos o concreciones diseminadas en las calizas y esporádicamente en las limolitas y arcillolitas.

De estos depósitos no se han realizado estudios geológicos y por ello no se conocen ni sus características, ni sus reservas; actualmente se explotan de manera artesanal en el sector de El Grillo, correspondiente a la plancha 344-Tesalia en límites con la Plancha 343 - Silvia. (Marquinez et al, en preparación)

#### **5.2.5 Caliza**

En el sector oriental de la Plancha 343, sobre la cuenca del río Paez, existen importantes reservas de caliza, asociadas con la Formación Coquiyú . Estas no han sido estudiadas en detalle debido, en parte, al difícil acceso a los sitios donde afloran, pero se constituyen como un importante prospecto minero en la región.

Se trata de paquetes espesos de calizas micríticas y biomicríticas intercalados con limolitas y shales calcáreos y algunas capas delgadas de chert. La parte inferior de la secuencia es la más interesante desde el punto de vista de explotación de la caliza, debido a que en ella se encuentran los paquetes más espesos, alcanzando hasta de 68 m.

#### **5.2.6 Rocas Ornamentales**

Se propone, en este trabajo, como prospecto importante para la explotación de roca ornamental, los neises cuarzo-feldespáticos del Neis de Quintero, que afloran en el sector norte de la plancha, en la vereda Quintero, junto al cauce de las quebradas Agua Tambora y Quintero. El acceso al sitio se hace por el camino que conduce de la vereda Méndez a Pitayó.

La roca no meteorizada, es de color blanco a gris claro, de aspecto llamativo por sus texturas bandeadas; es maciza y se encuentra poco fracturada, situación que permite extraer bloques grandes para corte.

#### **5.2.7 Petróleo**

Según análisis geoquímicos realizados en el sumidero de petróleo de la Quebrada Matacea por Rangel y Giraldo (1993), las lodolitas interestratificadas en la arenitas de la Formación Esmita presentan contenidos muy buenos a excelentes de Carbono Orgánico Total (TOC),

con un potencial regular a bueno para la generación de hidrocarburos líquidos. Constituidos esencialmente de Kerogeno. Con respecto al grado de evolución termal, las muestras son inmaduras a excepción de una de ellas, la cual presenta un estado de evolución muy avanzado debido probablemente al efecto del intrusivo.

En cuanto al origen del aceite de la Quebrada Matacea y su relación con las rocas generadoras, los resultados provenientes de bio-marcadores indican que esta se originó de una roca madre depositada en un ambiente deltaico. Las mejores características de correlación se presentan con muestras terciarias lo cual permite sugerir que el aceite fue generado de esta facies orgánica en los sectores de mayor madurez.

En la Bota Caucana, afloran las Formaciones de Caballos, el miembro superior de la Formación Pepino y Villeta, conocidas en el Valle Superior del Magdalena y en la Cuenca del Putumayo, como unidad reservoria, las dos primeras y generadoras de hidrocarburos la última. En el área de la plancha 411 se encuentran rocas impregnadas con olor a petróleo (Geoestudios, 2000).

### **5.2.8 Carbón.**

El carbón en el Departamento del Cauca se presenta relacionado a las rocas sedimentarias del Paleógeno y Neógeno localizadas en el Valle Interandino Cauca Patía. Las explotaciones se localizan principalmente al occidental de la cuenca y el piedemonte de la Cordillera Occidental.

El carbón se encuentra en la Formación Guachinte, en los miembros Medio de Los Chorros y superior de La Rampla. La Formación Ferreira, en los miembros de Suárez y Cabrera contiene niveles de carbón en capas lenticulares. En la actualidad este renglón de la economía del Departamento del Cauca se encuentra deprimido debido a los bajos costos en el mercado y las dificultades de explotación en dicho departamento.

### **5.2.9 Piedras Semipreciosas.**

Existen manifestaciones de granates y corindones en el miembro piroclástico de la Formación Mercaderes; los cuales han sido explotados en los aluviones de las quebradas que drenan la formación, como son: Limoncito, Paloverde, Honda, Rubí Alto Cañadas, Los Pliegues, Las Palmas, Morales, Cenagueta, Guavito, Las Animas, Marquillos y Sombrerillo en los alrededores de los caseríos de Arboleda, Tabloncito al SSE de la Plancha 386, Mercaderes y NNE de la Plancha 410 La Unión.

Los corindones se encuentran en los depósitos de tobas granatíferas de la Formación Mercaderes

Según Weber et al. (1993) El corindón explotado en la zona es un zafiro de color amarillo a azul con algunas variedades rosadas a púrpuras; en general presenta inclusiones sólidas de rutilo, esfena, apatito, corindón y hematita e intercrecimiento con granate, piroxeno y hornblenda Los tamaños varían de menor de 1 mm a 3 cm. Las formas generales son prismas tabulares a elongados con rasgos de abrasión

### **5.2.10 Material para afirmado de Carreteras**

Los materiales para afirmado de carreteras principalmente provienen de los basaltos tanto de la Formación Amaime y el Complejo Quebradagrande en la Cordillera Central como de la Formación Volcánica en la Cordillera Occidental. En todas ellas se explotan basaltos y diabasas, poco alterados. Además se explotan lavas andesíticas del Miembro Polindara, de la Formación Popayán.

Los conglomerados y arenitas de la Formación Mosquera (área del Boquerón), y algunas capas del Conjunto Conglomerático de la Formación Esmita, (Formación Patía) podrían ser utilizados para afirmado de carretera. Algunos cuerpos ígneos intrusivos podrían servir, como material para carreteras y como agregado pétreos en las obras civiles.

### **5.2.11 Aguas Subterráneas.**

El estudio hidrogeológico realizado por INGEOMINAS (1991) para la Corporación Autónoma Regional del Cauca (CRC), identificaron dos acuíferos que pueden ser aprovechados mediante pozos: El conjunto inferior de las Vulcanitas de Galeón y los depósitos del abanico de Galíndez.

La prospección geoelectrica muestra que el acuífero de las vulcanitas de Galíndez se extiende bajo el valle, esta seccionado por fallas NW-SE. Adicionalmente hay otros dos acuíferos de carácter local, que pueden aprovecharse mediante aljibes como son los depósitos de llanura aluvial y las terrazas. Se calcularon unas reservas aproximadas totales de 72.000.000 m<sup>3</sup> de agua. Las aguas de estos acuíferos se clasifican como bicarbonatos cálcicos y cálcicos-magnésicos. Desde el punto de vista físico-químico son de buena calidad tanto para consumo humano, como para el riego, con muy escasas excepciones. Se calculo una recarga total anual de 86.416.000 m<sup>3</sup> de agua hacia estos acuíferos, de los cuales un 54% corresponde a infiltración directa. El volumen de agua extraída anualmente es alrededor de 536.700 m<sup>3</sup>.

## 6. GEOLOGÍA AMBIENTAL

El departamento del Cauca es uno de los más altamente afectados por fenómenos geológicos naturales y antrópicos, dada su situación tectónica, morfológica y características físicas de competencia de rocas además del grado de fracturamiento por fenómenos compresivos a que han sido sometidas. Estos fenómenos han sido agrupados de acuerdo al tipo y característica del fenómeno geológico asociada a: fenómenos hidrológicos, gravedad; movimientos sísmicos y volcanismo

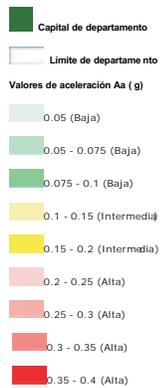
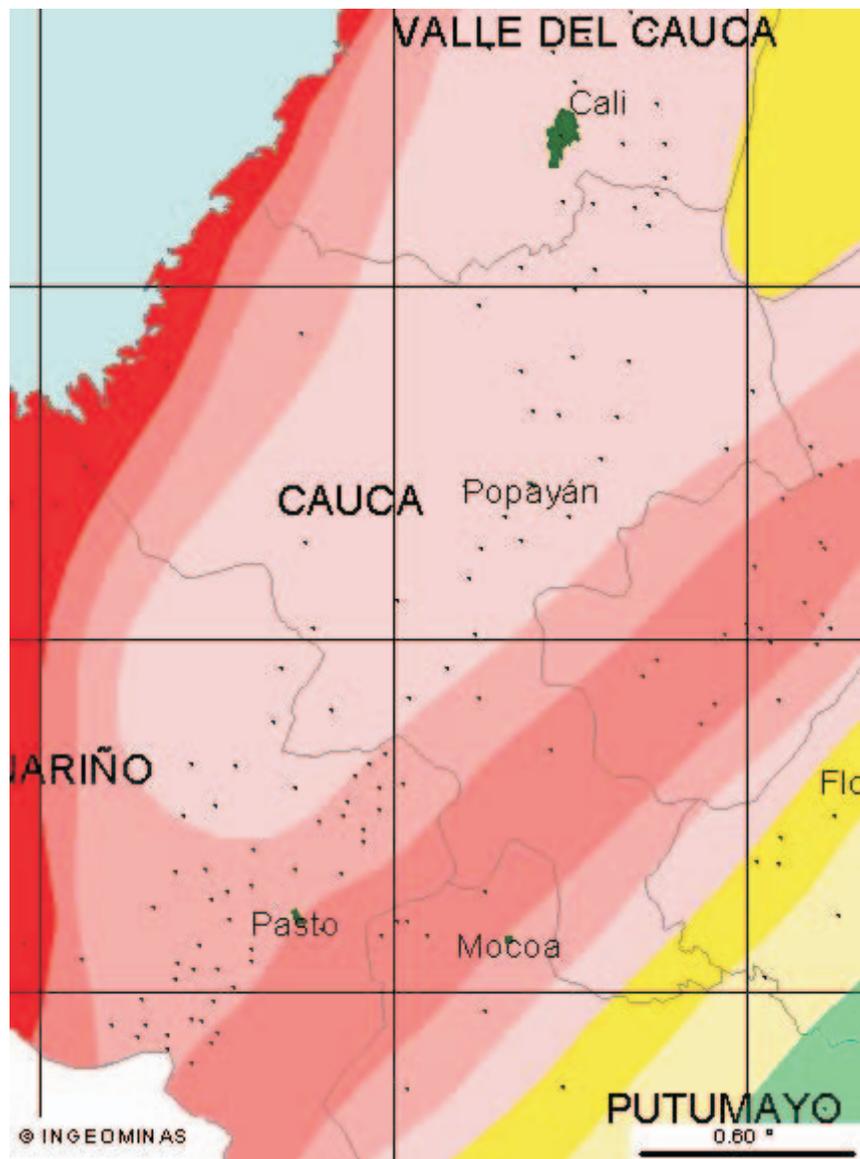
Estos fenómenos geológicos son atribuidos principalmente a la proximidad entre el choque de placas tectónicas que a su vez han generado el cinturón de arco volcánico de la Cordillera Central, con volcanes que en los últimos tiempos han presentado importante actividad como el volcán Puracé en cercanías de la ciudad de Popayán.

### 6.1 SISMOS

El departamento del Cauca se localiza en la zona de amenaza sísmica alta (Ingeominas, 1999), exceptuando la parte baja de la Bota Caucana, correspondiente al municipio de Piamonte (**Figura 7**).

La Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental, PLOCO, (Nivia, 1993) acrecida al continente Suramericano probablemente entre el Paleoceno y el Oligoceno, limita al oriente por el sistema de Fallas de Romeral en el flanco oeste de la Cordillera Central y al oeste por la zona de subducción ubicada a 40 km de la línea costera, considerada como el límite entre la placa Suramericana y la placa de Nazca. Al oriente de la PLOCO, se presentan rocas metamórficas del Paleozoico y rocas ígneas del jurásico que han sido intruidas por cuerpos subvolcánicos y volcánicos del Paleógeno, Neógeno y reciente asociados al cinturón magmático del choque de las placas Suramericana y Nazca. Mora y Kellogg (1997), han estudiado el movimiento relativo de las placas tectónicas al norte de Sudamérica y Centroamérica a partir de mediciones realizadas con GPS (Sistema Global de Posicionamiento) entre 1991 y 1994. Los resultados de las mediciones muestran entre otros que la placa de Nazca subduce la placa Suramericana a una velocidad relativa de 51 mm/año (**Figura 3**). El choque de estas dos placas genera una serie de esfuerzos compresivos tanto en el plano de Benioff como al interior del continente, que afectan directamente a todo el departamento y en general el suroccidente colombiano.

La liberación de energía a partir de estos esfuerzos compresivos y los nuevos arreglos intracorticales son la causa de la mayoría de fenómenos sísmicos que han sido registrados históricamente en el Occidente Colombiano.



<span style="font-size: 24px; font-weight: bold; vertical-align: middle;">INGEOMINAS</span>		
<b>FUENTE DE INFORMACION GEOLOGICA DEPARTAMENTO DEL CAUCA</b>		
Autor: Gonzalo Barbosa Camacho Geólogo	Dibujó: Gonzalo Barbosa Camacho Geólogo	
Escala aproximada 1:1800.000	Marzo de 2003	<b>FIGURA 7</b>

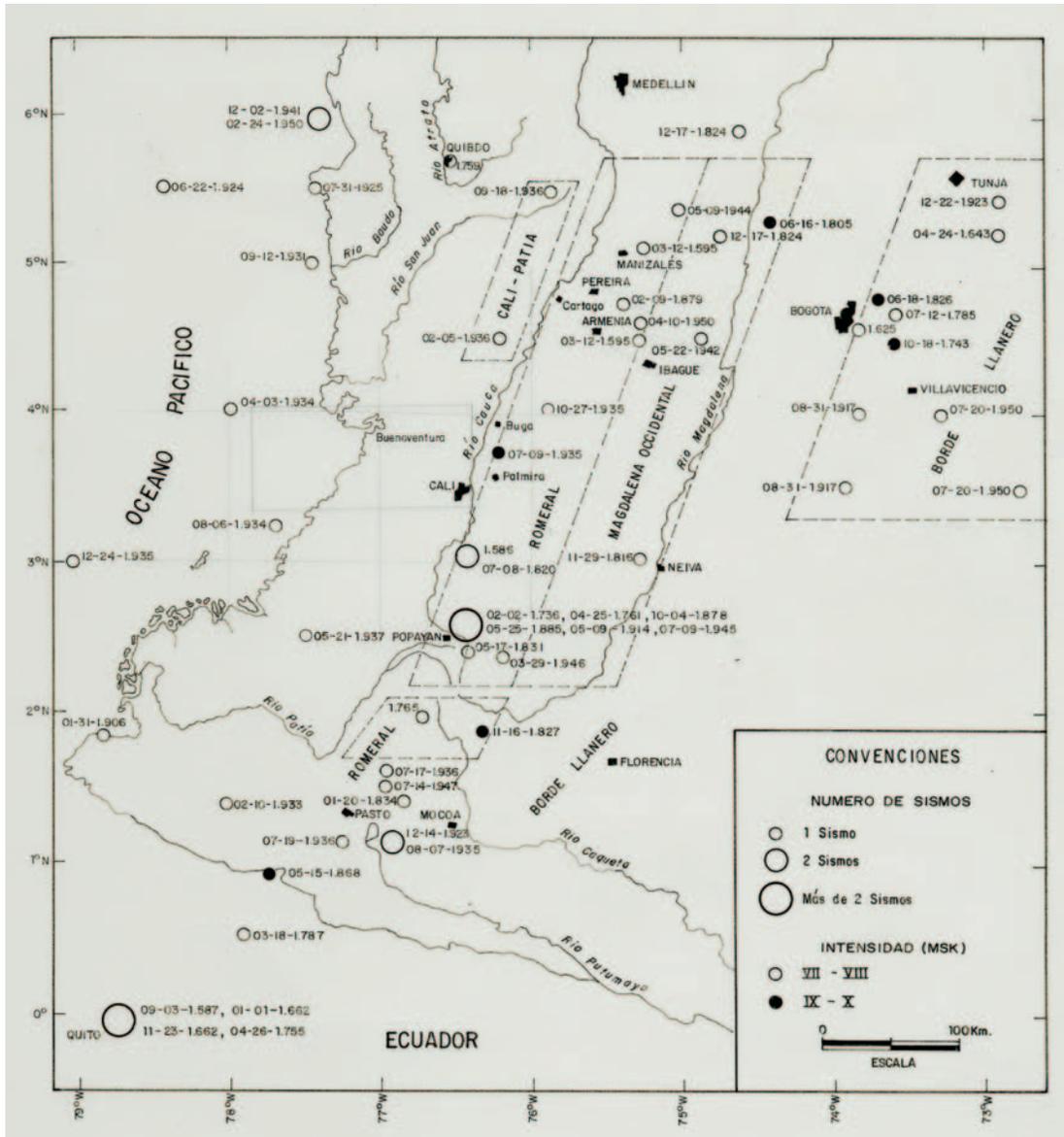
Espinosa (1992) con base en el mapa preliminar de sismicidad histórica, define seis zonas sismogénicas regionales que afectan el Suroccidente de Colombia, caracterizadas por la actividad reciente de las fallas y el nivel alto de actividad sísmica registrado en épocas históricas (**Figura 8**): zona de Romeral, zona frontal de la Cordillera Oriental, zona de subducción, zona Cali-Patía, Zonas de Salento y Cucuana-Ibagué y zona del Magdalena Occidental.

La zona de Romeral, como sistema de fallas (Barrero y otros 1969; Irwing, 1971), que va desde el nacimiento de la Cordillera Central en el Ecuador hasta su terminación en las llanuras del Caribe, se han registrado actividades sísmicas recientes especialmente en las fallas de Rosas-Julumbito (asociada al terremoto de Popayán de 1983), Guabas-Pradera, Potrerillos (ó Mosquerillo en el Cauca), Silvia-Pijao, Cauca-Almaguer, El Crucero, La Estrella, Popayán y Piendamó (Paris y Sauret, 1991). Los movimientos sísmicos más antiguos registrados en Colombia se presentan asociados a esta zona en el departamento del Cauca tales como el de 1566, localizado probablemente al norte de Popayán, los de 1736, 1766, 1878 y 1855. (Espinosa, 1992; INGEOMINAS, 1999). Los Sismos de 1983, en cercanías de Popayán con un saldo de pérdidas humanas y materiales muy importante.

En la zona de subducción, contacto entre la placa Suramericana y placa de Nazca, se produce una actividad sísmica importante. La zona de subducción se encuentra a unos 40 Km al oeste de la línea costera y su inclinación es cercana a los 45° hacia el oriente (Meissner y otros, 1977). Históricamente solo se conocen los sismos de gran intensidad como el ocurrido el 31 de enero de 1906 en Tumaco (Nariño), el de 1979 en la misma localidad (Espinosa, 1992), teniendo en cuenta que la zona costera pacífica fue relativamente despoblada.

El sistema Cali-Patía localizado hacia el costado oriental de la Cordillera Occidental, históricamente no ha presentado gran actividad sísmica no obstante que la mayoría de las fallas de esta zona presentan una muy clara expresión morfológica que indicaría actividad reciente.

En la cuenca del río Páez, flanco oriental de la Cordillera Central, se ha registrado un movimiento sísmico que ha ocasionado grandes pérdidas humanas y materiales y ocurrió el 6 de junio de 1994 con magnitud 6,2 en la escala de Richter y cuyo epicentro fue el municipio de Páez (INGEOMINAS, 1994), debido a la reactivación de la Fallas Moras con rumbo NE y la Falla de Paso de Bobo con rumbo NW-SE (ARCILA y MONSALVE, 1996). El movimiento sísmico desestabilizó suelos y rocas en la cuenca alta del río Páez, que favorecidos por la alta pendiente ocasionaron incontables deslizamientos en suelos residuales saturados por las intensas lluvias.



**INGEOMINAS**

**EPICENTRO Y ZONAS SISMOGENICAS DE COLOMBIA**

Autor: ARMANDO ESPINOSA, 1992

Dibujo: Gonzalo Barbosa Camacho  
Geólogo

ESCALA GRÁFICA

Marzo de 2003

**FIGURA 8**

## **6.2 FENÓMENOS EXÓGENOS DE EROSIÓN**

### **6.2.1 Fenómenos Remoción en Masa**

Entre los principales procesos morfodinámicos, localizados en el departamento del Cauca se presentan deslizamientos de grandes magnitudes especialmente en el flanco occidental de la Cordillera Central, entre Bolívar al sur y Popayán al norte estrechamente ligado a las altas pendientes, grado de fracturamiento de la roca, espesor de la capa de meteorización. En general están asociados con rocas ígneas y metamórficas muy alteradas con desarrollo de suelos arcillosos y areno arcillosos. Estos fenómenos naturales son acelerados por varios factores antrópicos entre los cuales se destaca el mal uso del suelo, el sobrepastoreo, la apertura de vías de penetración y el mal manejo de las aguas superficiales que predisponen el terreno para la generación de este tipo de eventos. El Factor detonante normalmente esta ligado con la torrencialidad de las aguas y fuertes aguaceros; ejemplos de este tipo, son los deslizamientos del Resguardo indígena de Yaquivá (municipio de Inzá), de Mosoco y de Silvia. Los movimientos sísmicos en el departamento se han constituido en otro factor detonante (Sismo de Popayán de 1983, sismo de Paez de 1994) que generó varios deslizamientos entre los cuales se destaca el deslizamiento de la Sierra que destruyó la Iglesia, y otras obras municipales además de gran parte de la Carretera a Rosas.

### **6.2.2 Flujos de Escombros o Avalanchas**

Estos fenómenos aunque están relacionados con los anteriores se generan por la sobresaturación de cuerpos de roca o suelo localizados en cercanías o en los lechos de las corrientes de agua y que por exceso o represamientos de agua y material, adquieren grandes dimensiones que se verán incrementadas a medida que la pendiente del cauce se mantenga inclinada. El sismo del río Paez de 1994, generó una gran avalancha conformada por suelo roca, árboles, escombros más el agua que conformaron una masa viscosa de lodo y escombros que descendió a lo largo de la cuenca, destruyendo a su paso obras civiles localizadas a lo largo del cauce del río como las poblaciones de Tóez, Tálaga entre otros además de la destrucción de las vías de penetración.

### **6.2.3 Inundaciones**

Las inundaciones por cuerpos de agua en el departamento del Cauca se presentan principalmente en la llanura costera del pacífico pero sus pobladores han aprendido a convivir con ello que es baja la amenaza asociada a este fenómeno y en algunas ocasiones sacan provecho de la misma. Por el contrario en los ríos localizados en el Valle interandino Cauca-Patía la situación de inundación es anormal y cuando se presenta ocasiona grandes problemas económicos y sociales.

El Río Patía presenta amenazas por inundación hacia la parte alta a partir de Piedra Sentada; el Río Quilcacé en las poblaciones de Quilcacé; el Río Piendamó presenta amenazas por inundación en el casco urbano de la población de Silvia.

### 6.3 ACTIVIDAD VOLCÁNICA

La amenaza volcánica en el departamento del Cauca se encuentra asociada a la cadena volcánica activa de todos los volcanes localizados en la cordillera central y centro oriental: de norte a sur se encuentran los volcanes del Huila, la cadena volcánica los Coconucos y con alguna actividad el volcán Puracé, los volcanes de Sotará, Petacas, Doña Juana y Las Ánimas. Sus respectivos mapas de zonificación por amenazas han sido elaborados por el INGEOMINAS entre los cuales se destaca el mapa de amenazas del volcán Puracé (Pulgarín y otros, 1994), mapa de amenaza volcánica del Nevado del Huila (Cepeda y otros, 1986), Mapa de Amenazas del Complejo Volcánico Nevado del Huila (INGEOMINAS–NASA KIWE, 1996).

Las amenazas por actividad volcánica se encuentran asociadas a la emisión de material piroclástico, lava y eventualmente gases tóxicos. Igualmente calentamiento y posterior deshielo del glacial del volcán Nevado del Huila produciría avalanchas y flujos a lo largo de las cuencas que nacen en dicho volcán. Las amenazas provienen de los flujos de lavas, flujos piroclásticos y de caída, colapso del edificio volcánico y flujos de lodo.

Un ejemplo de actividad volcánica se encuentra registrado por Ramírez (1975) quien menciona varias erupciones de piroclásticos provenientes del Volcán Doña Juana entre 1897 y 1899, la última ocurrida el 13 de noviembre, causó la muerte de “50 a 60 personas quemadas por bloques y cenizas calientes”, que fueron lanzadas hasta una distancia de 30 km.

El Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Ingeominas-Popayán, realiza la vigilancia de estos volcanes, registrando, procesando e interpretando la información sismológica con tecnologías modernas.

## **7. GEOLOGÍA HISTÓRICA**

Autores, como Estrada (1972), Barrero, (1979), Orrego et al (1977, 1980); Toussaint y Restrepo (1978), Orrego y París (1991); McCourt (1984), Aspden (1984), Nivia (1987) y Aguirre (1989), Toussaint (2002), han realizado trabajos conducentes a explicar la historia y orígenes de los bloques litológicos y tectónicos que conforman las unidades geomorfológicas de los Andes Colombianos.

La mayoría de unidades litológicas que constituyen el basamento terciario presentan una buena distribución regional que se extiende desde el norte de las cordilleras Central y Occidental hasta las cordilleras Real y Occidental en el Ecuador. De esta manera, la historia geológica registrada en las memorias del mapa geológico del Valle del Cauca, Antioquia, Nariño y Cauca deben ser similares.

La presente reseña histórica es tomada y adaptada de las memorias de la Plancha 386 (Orrego et al, 1991, complementada con las de las memorias del mapa geológico del Valle del Cauca.

### **7.1 PRECÁMBRICO**

El Precámbrico esta representado en el departamento del Cauca en la cordillera Central, con las unidades de Neis de Quintero, Complejo de la Plata y Neis de Curiaco?. Estas rocas sin embargo de ser consideradas dentro de este periodo aún es muy poco lo que se puede decir de ellas. La literatura no registra contactos entre estas y las rocas del Paleozoico y tan solo se encuentran registros a manera de techos colgantes o como xenolitos dentro de los intrusivos. La mayoría de los estudios consideran a estas rocas como parte del escudo de la Guayana, sin embargo esta concepción últimamente ha venido cambiando.

### **7.2 PALEOZOICO**

De acuerdo a McCourt (1984), Aspden et al, (1984), Orrego y París (1991), Nivia (1987), Nivia (2001), en la era Paleozoica el occidente de Suramérica, estaba representado por una margen activa que permitió la sedimentación en el paleozoico inferior de una secuencia de rocas continentales y de arco de islas oceánicas, representada por los Complejos Cajamarca y Arquía, respectivamente. Posteriormente estas unidades fueron acrecionadas al continente suramericano (escudo de la Guayana de edad pre-Cámbrico), en el paleozoico superior. El Cajamarca, unidad dominante al oriente de la Cordillera Central y Centro-Oriental, se conforma de esquistos cuarzo-sericíticos, grafiticos y verdes, cuarcitas, mármoles, metaareniscas y metaconglomerados. La composición litológica y el carácter aluminico de

los esquistos (McCourt, op. cit) demostrarían que el protolito proviene de una corteza siálica (Escudo de la Guayana). Por otra parte, el Complejo Arquía por sus caracteres geológicos corresponde a una corteza oceánica depositada, en una fosa y un Arco de Islas, localizado inmediatamente al occidente del complejo Cajamarca. Las rocas del Complejo Cajamarca presenta metamorfismo tipo Abukuma de baja temperatura y las rocas del Complejo Arquía sufrió un metamorfismo Barroviano o tipo bórico de baja a media presión. (Orrego y París, 1991).

El bloque Cajamarca-Arquía se acrecionó al continente durante el Paleozoico Superior al Triásico, a través de la Falla Palestina (Feininger, 1970), Falla de San Jerónimo (Nivia, 2001) o Falla de Moras de Orrego (1977), Orrego y París, (1991). La del Río Moras pone en contacto una roca metabásica con un ortoneis biotítico con ortoclasa y plagioclasa. La metabasita se considera del Paleozoico y el ortoneis una roca del escudo pre-Cámbrico (Ortoneis de la Plata, Neis de Quintero). Vergara, (comunicación oral, 1992, en Orrego et al, 1994), observó cerca a la ciudad de Ibagué un conjunto de esquistos de serpentina, asociados a rocas del Paleozoico, que podrían encontrarse en la prolongación norte de la estructura de Moras, lo cual demostraría que dicha falla es una sutura. El metamorfismo de la secuencia paleozoica completa ocurrió durante el episodio de la acreción, originándose un cinturón metamórfico pareado de acuerdo a McCourt (1984). También se han identificado algunas magmatitas intermedias a ácidas de edades Paleozoico al Jurásico que posiblemente se generaron al final del mismo proceso de subducción. En el trabajo de Maya (1992), se puede consultar las edades radiométricas de esas magmatitas como también las generadas durante el Cretáceo y el Cenozoico.

### **7.3 TRIÁSICO-JURÁSICO**

Orrego y París (op. cit), consideran que durante el Triásico-Jurásico no existen registros geológicos que demuestren episodios de subducción. Aquí existió una gran actividad magmática de composición intermedia a ácida y grandes fallamientos. Las magmatitas se interpretan como magmas originados en la zona de subducción del Paleozoico. Estrada, (1972) considera que las rocas de edad Triásico-Jurásico de la cuenca del río Magdalena fueron originadas en un "Rift" durante esa misma época. La abertura de esa cuenca supracratónica coincidiría con la edad de las magmatitas intermedias a ácidas, y dicha zona de tensión se explicaría como una consecuencia de la verticalización de la placa Paleozoico-Triásico.

### **7.4 CRETACEO**

A finales del Jurásico y durante el Cretáceo se originó otro proceso de subducción al occidente, con la generación de otras secuencias litológicas oceánicas, del Cretáceo Inferior, a saber: Los Complejos Barroso-Amaime, Los Azules, El Encenillo, La Tetilla, La Vetica y Ginebra. Estas rocas, que pudieron originarse en llanuras oceánicas tipo Nauru o El Caribe (Nivia, 1987), se acrecionaron al continente a lo largo de la falla Cauca-Almaguer. Al mismo tiempo, al oriente de dicha falla se generó una cuenca o posiblemente un retroarco, donde se depositaron las rocas del Quebradagrande, y una zona de metamorfismo de alta presión y baja temperatura, donde se formaron los Esquistos Azules

de Jambaló, Pijao y Barragán. Durante el Cretáceo también se creó un Arco de Islas (Barrero, 1979; Aspden, 1984, Grosser, 1989), que dio origen a las rocas de la cordillera Occidental (Formaciones Marilopito y Aguaclara y basaltos de Timba. Orrego y París, (1991) y que más tarde fueron acrecionadas al continente, también por fallamientos de rumbo, principalmente a través de la falla Cali-Patía, fenómeno que pudo suceder en el Paleoceno tardío. Durante este mismo tiempo, en la cuenca del río Magdalena, hubo principalmente un proceso de sedimentación epicontinental acompañados de eventos magmáticos que sucedieron durante el Jurásico Tardío al Cretáceo Temprano.

A manera de comentario se enuncian algunos registros geológicos que podrían demostrar la existencia de la cuenca, que se localizó al oriente de la Falla Cauca-Almaguer, donde se depositó el Quebradagrande. En las páginas anteriores se definieron algunos diques básicos que pudieron ser los surtidores de las capas de basaltos que conforman el Quebradagrande. También, y a nivel regional, se han encontrado algunos depósitos sedimentarios siliciclásticos del Cretáceo Inferior, localizados al occidente de La Cima de las cordilleras Central y Centro-Oriental que probarían la existencia de dicha cuenca. Estos depósitos han sido descritos por González (1980); Rodríguez y Rojas (1985); Orrego y Acevedo (1984); Orrego y París, (1991). Etayo-Serna (1985) dice: "Las investigaciones estratigráficas de la cobertura sedimentaria del Cretácico en la región de San Félix-Valle Alto, margen occidental de la cordillera Central, se han dificultado por la complejidad tectónica del área. Con base en el análisis del contenido paleontológico se ha podido conocer tres biofacies: 1) En la región de San Félix una biofacies rica en amonitas (que abarca del Berriasiano al Albiano) indica condiciones litorales y de mar abierto 2) Una biofacies con alto contenido de elementos florales, región de Valle Alto, indica fuerte influencia terrestre. 3) Una biofacies de bivalvos y gasterópodos cuyo hábitat se extiende desde el medio dulce acuícola hasta el marino restringido y acompaña aparte de la biofacies 1 como a parte de la biofacies 2". Estos comentarios señalarían que efectivamente, durante el Cretáceo, se creó una cuenca, inmediatamente al occidente de la Cima de la Cordillera Central. Por último, y asociados con el proceso de subducción-acreción del Cretáceo, hubo un magmatismo tonalítico (Maya 1992).

## **7.5 PALEÓGENO-NEÓGENO-CUATERNARIO**

Posiblemente la Cordillera Occidental tuvo su principal período de levantamiento hacia el Paleoceno Superior y principios del Eoceno. A principios de este último período y posiblemente a finales del Paleoceno Superior, se inicia un ciclo de sedimentación importante inmediatamente después de la acreción de la Cordillera Occidental, y se depositaron las Formaciones Chimborazo o Peña Morada, en el lado oriental, y la Timbiquí, en el lado occidental, donde hubo vulcanismo andesítico. Sin embargo, es probable que la última unidad corresponda a un bloque alóctono que vino del norte. De todas maneras, la principal acción tectónica durante el Paleoceno fueron fallamientos de rumbos deslizantes, y la sedimentación continua hacia ambos flancos de la cordillera Occidental, con secuencias de origen continental-marino de edades comprendidas entre el Eoceno hasta el Mioceno Medio o Superior (como ejemplo, el Grupo del Cauca). Existen algunas magmatitas tonalíticas relacionadas al límite Cretáceo-Paléogeno, como los plutones de Jejenes y Panecillo (Orrego y Acevedo, 1984).

Hace unos 25 millones de años hubo una acomodación en el movimiento relativo de las placas Pacífica y Suramericana (Pilger, 1983) cuando se sucede el rompimiento de la placa Farallones y se crean las placas de Nazca y de Cocos. Con lo último se sucede un nuevo régimen geotectónico que coincide con el principio de la orogenia Andina y la reactivación de un nuevo fenómeno magmático tonalítico. (Stocks del Mioceno).

A finales del Mioceno y el Plioceno tuvo lugar el levantamiento principal de Los Andes, y se formó una cadena de volcanes, a lo largo de la cima de la Cordillera Central y Centro-Oriental, con productos lávicos andesíticos, depósitos piroclásticos y de lahares; también se originaron otros depósitos de flujos de lodo, de glaciares y de epiclastitas (Formación de Popayán y Vulcanitas del Galeón). En el presente existen algunas erupciones volcánicas que continúan, y sedimentación de depósitos aluviales o de epiclastitas.

La acción de la Placa Nazca continúa hasta hoy, y es la causa en gran parte de los fenómenos sísmicos y volcánicos sentidos en el presente tiempo.

Durante el Cenozoico, en la cuenca del Magdalena, hubo procesos de sedimentación de depósitos de molaza o continentales.

## 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- APELLIDO, N.N. 1947. Título. Descripción: Institución, Nombre publicación, volumen, número, páginas. Lugar.
- ACEVEDO, A., CARDOZO, E. & RODRÍGUEZ, A., 1986. Materiales para cerámica en el departamento del Cauca. Informe 2057. INGEOMINAS, Popayán.
- ACEVEDO, A., P., & CEPEDA, H., 1982. El volcán Sotará. Geología y Geoquímica de elementos mayores, Publicaciones Especiales del INGEOMINAS. No 10. Bogotá.
- ACEVEDO A.P., MONSALVE M.L Y CEPEDA H., 1987. Petrografía de algunas lavas de la cadena de los Coconucos Informe interno, INGEOMINAS – Popayán.
- ACEVEDO, A., P., y PÉREZ, J., 1981. Informe geológico sobre la visita a la mina “El Tachuelo, Municipio de Paez, Departamento del Cauca. I-014 INGEOMINAS Popayán.
- AGUIRRE. L., 1989. Metamorfismo Pre-orogénico Cretácico y Marco Geotectónico, Cordillera Occidental de Colombia (Perfil Buga-Buenaventura). Revista Geológica de Chile. Vol. 16 (2). p. 123-144.
- ALVARADO, B., & HUBACH, E., 1932. Estudios geológicos alrededor de Popayán, Departamento del Cauca, I-205 Popayán
- ÁLVAREZ, J., 1989. Mapa metalogénico de las fajas ofiolíticas de la zona occidental de Colombia, Boletín Geológico. Vol 30 No 2.
- , 1983. Geología de la Cordillera Central y Occidental Colombiana y Petroquímica de los Intrusivos Granitoides Mesocenoicos, Boletín Geológico Vol. 26 No 2 p 1-175, INGEOMINAS Bogotá Colombia.
- ÁLVAREZ, E. Y GONZÁLEZ, H., 1978. Geología y Geoquímica del Cuadrángulo I-7, Urrao, Informe 1761. INGEOMINAS, Bogotá.
- ÁLVAREZ, J., ORREGO, A., BOTERO, G., y LINARES, E., 1978. Determinación de la edad del stock de Suárez, Cauca. Publ. Esp. No. 11, Fac. Ciencias, Medellín, 4p.
- AMEZQUITA, V.J., (1996): Estudio de factibilidad para la explotación de las vetas de oro California en Fondas El Tambo, Cauca. Tesis F.U.P.

- ÁNGEL, C., 1991. Estudio hidrogeológico en el Valle del Patía,. informe 2148, 144 p INGEOMINAS, Bogotá.
- ARANGO, L., y PONCE, A., 1980. Reseña Explicativa del Mapa Geológico del Departamento de Nariño. Informe 1818, 40 p. INGEOMINAS, Bogotá.
- ASPDEN, J.A., 1984. The geology of the Western Cordillera and Pacific Coastal Plain in Valle del Cauca. (Shees 261, 278, 280 and 299). INGEOMINAS, Misión Británica (B.G.S.), Cali Colombia.
- ASPDEN, A., McCOURT, W. y BROOK, M. 1987. Geometrical Control of Subduction related volcanism; The Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia, Journal of the Geological Society London 144, p. 893-905
- ASPDEN J. A., MCCOURT W.J., MARRINER G., I., 1984 Cogenetic Low-K Tholeiites, Gabbros y Plagiogranits from the Western Cordillera of Colombia. Geología Norandina No 10.
- ASPDEN J. A., NIVIA, A. Y D. MILLWARD, 1984. Geología de la Plancha 279 - Dagua. INGEOMINAS- Misión Geológica Británica (B.G.S.). Cali, Colombia.
- AUCOTT W. J. 1984. Geoquímica Regional y Potencia Económica de Metales Básicos. Departamento del Valle. INGEOMINAS. Colombia.
- BARBOSA, G. 1996. Diagnóstico Preliminar Geológico Minero y Ambiental del municipio de Buenaventura. Universidad del Valle-INGEOMINAS. Proyecto OTMA - UNIVALLE-CVC, Cali, Valle.
- , 2002 Interpretación de imágenes de satélite y de fotografías aéreas de las planchas IGAC 1 :100.000 Números : 318-319-320(W)- 321(E)-340-341-362-363, con ligero control de campo. Informe interno, INGEOMINAS Cali.
- BARRERO, D., 1979. Geology of the Central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia Thesis, Publicaciones Especiales del INGEOMINAS. No 4.
- BEJARANO C. R., 1979. Exploración, Explotación y Beneficio de la Bauxita en Colombia. D-053, Cali.
- BERMUDEZ, ACOSTA, GARZÓN 1985. Mapa gravimétrico de anomalías simples de Bouguer y de terrenos de Colombia, Esc, 1:2'000.000
- BOURGOIS, J., CALLE, B., TOURMON, J., y TOUSSAINT, J. 1982. The Andean ophiolitic megastructure on the Buga-Buenaventura Transverse (Western Cordillera) Valle Colombia, Tectonophysics 82 p. 207-229.
- BOURGOIS, J., TOUSSAINT, J., GONZALEZ. H., ORREGO, A., PARRA, E., y TOURMON, J., 1985. Les ophiolites des Andes de Colombie Evolution structural et

- signification geodinamic In MASCLE, A. (ed) Geodinamic des Caraibbes, Symposiun Paris. p. 475-493 (Technip-Paris).
- BRICEÑO L.A., CABRERA E. A., 1987. Modelo dinámico de la corteza en un perfil geofísico entre El Espino y Tumaco. Volumen 1, Programa Geológico Oceánico y Geomorfológico de la Costa Pacífica- PROGOG.- PLADEICOP.
- BUCHELI L.M., (1994). Minería en el Cauca compendio de estudios realizados en las zonas mineralizadas del Cauca. SENA REGIONAL CAUCA.
- BUENO, J., 1953. La región metalífera de San Joaquín, Municipio de Miranda, Cauca., Informe 889 INGEOMINAS. Boletín Geológico del INGEOMINAS No 5 Bogotá, Colombia.
- CARDENAS J.I., FUQUEN J., NUÑEZ A., 2001 Geología de la Plancha 388 – Pitalito. INGEOMINAS, Bogotá
- CÁMARA de Comercio del Cauca, 1995. Perfil económico del Cauca, Popayán.(\*).
- CEDIEL, F., MOJICA, J., y MACIAS, C.,1981 Las Formaciones Luisa, Payandé Saldaña, sus columnas estratigráficas características. Geología Norandina No 3 Soc. Col, Geol, Colombia.
- CRC. 1986. Plan de desarrollo del Cauca. L-70, 1984; 1201, 1988, Cali.
- CRC-INGEOMINAS. 1988. Mapa geológico Proyecto hidroeléctrico Arrieros del Micay. CRC INGEOMINAS Popayán.
- C.V.C. (1987): Estudio geofísico en las áreas mineras de Cheté y Coteje. Departamento del Cauca. (D-427b).
- CASTRO H., 1983. Proyecto Suroeste colombiano para la exploración de minerales metálicos, D-095 INGEOMINAS Cali.
- CASTRO, P., H Y Forero H., (1987): Prospección aurífera del río Timbiquí, comunidades de Cheté y Coteje. Departamento del Cauca. Convenio de INGEOMINAS- PROGOG.- D-427a.
- CASTRO H., MONSALVE M.L Y PULGARÍN B. A., 1999 Último Episodio de flujo Piroclástico asociado al Volcán Puracé. INGEOMINAS Regional Sur
- CASTRO H. MEJÍA L.J., 1987. Exploración Geológica básica de los alrededores de Tumaco y la cuenca del Río Mira. Volumen 1, Programa Geológico Oceánico y Geomorfológico de la Costa Pacífica- PROGOG.- PLADEICOP
- CASTRO H., Y RODRÍGUEZ C., (1988): Informe de avance proyecto metales preciosos de la costa Pacífica del Valle del Cauca y Cauca. D-390 Cali.

- , 1994. Evaluación minero ambiental de las explotaciones auríferas de la cuenca del río Timbiquí y sus afluentes. Convenio INGEOMINAS - C.R.C. Cali
- CATHART, J., B., 1972. Phosphate and bauxita investigations, Colombia. US Geol Survey-INGEOMINAS, letter thecnical.
- CHICANGANA G., (1996): Estudio técnico-económico para el mejoramiento en la explotación de oro en la mina La Tapada, corregimiento de Fondas, El Tambo-Cauca. Tesis F.U.P.
- CUCALÓN, I., 1969. Geología del Valle alto del río Cauca en los departamentos de Valle y Cauca. Inf. 1544. INGEOMINAS. Popayán.
- CUELLAR, R.J., V. 1992. Prospección geofísica de paleocanales, áreas de San José y Santa María. Río Timbiquí. Departamento del Cauca. (\*)
- , 1987. Estudio geoelectrico en la prospección aurífera río Timbiquí, áreas de Cheté y Coteje, Departamento del Cauca.(D-427c).
- , 1987. Informe de la comisión al río Napi - Cauca D-385 Cali
- DE PORTA, J. 1974. Lexique Stratigraphique International, 5 Amerique Latine/4b Colombia, 2eme. Partie, Tertiaire et Quaternaire. Centre National de la Recherche Scientifique. París.
- DE SOUZA, H., ESPINOSA, A., AND DELALOYE, M., 1984. K/Ar ages of basic rocks in the Patía Valley, Southwest Colombia. Tectonophysics 107: p. 123-145.
- DIAZ E., (1944): Preliminar sobre las primeras materias para la industria cerámica existentes en los departamentos del valle del Cauca y parte del Cauca, Caldas y Tolima. (I-459)
- DNP-CORPONARIÑO-CRC-GTZ. 1993. Proyecto Plan de Desarrollo Integral de la Región Alto Patía, Documento integrado CRC- Popayán
- DUQUE, H., 1990. El bloque del Chocó en el Noroccidente Suramericano, implicaciones estructurales, tectonoestratigráficas y paleogeográficas, Bol. Geol. Vol 31 No 1
- , 1978. Geotectónica y Evolución de la región Noroccidental Colombiana, Bol. Geol. Vol 23 No 3.
- , 1972. Relaciones entre la Bioestratigrafía y la cronoestratigrafía en el llamado Geosinclinal de Bolívar. I- 1611. Boletín Geológico. V XIX No 3.
- DURAN, R., 1979. Zonas Carboníferas de Colombia, Publicaciones Especiales del INGEOMINAS. No 3.

- DURÁN, R., MOJICA, P., ALVARADO, B., y LOBO-GUERRERO A., 1981. Evaluación de reservas de carbón en siete zonas de Colombia. Publicaciones Geológicas Esp. No. 6. INGEOMINAS. Bogotá
- ESCOBAR S.J. 1986. Breve recuento de los principales sismos de la costa del Pacífico de Cauca y Nariño, Volumen 1, Programa Geológico Oceánico y Geomorfológico de la Costa Pacífica- PROGOG.- PLADEICOP.
- ESPINOSA, A., 1993. Geología y Petrología del Macizo de Los Azules. Informe inédito. Ingeominas, Popayán
- ESPINOSA, A., 1992. Sismicidad histórica y reciente del área de Popayán. En Microzonificación sismotectónica de Popayán, capítulo 2 p 7-27. Publicaciones Especiales INGEOMINAS. Bogotá.
- , 1989. Datos sobre la actividad del Volcán Puracé en épocas Históricas. INGEOMINAS Popayán.
- , 1980. Sur les roches basique et ultrabasiqes du basin du Patia, Cordillere Occidentale des Andes. Colombiennes: Etude géologique et pétrographique, thèse de doctorat 1970, Université de Genève, p. 1-242, Imprimerie Nationale, Geneve..
- , 1982. Las ofiolitas del suroccidente colombiano y la tectónica de placas. Publ. Geol. Especiales del INGEOMINAS No 10 Bogotá, Colombia
- , 1979. Rodingites of the Los Azules Ophiolitic sequence in the western cordillera of the Colombian Andes, Symp Incl. Tect. Serpentinites, Geneve.
- ESPINOSA, A., 1978. Sobre una secuencia ofiolítica incompleta, el macizo de Los Azules, Cordillera Occidental de Colombia, II Congreso Col. Geol., Bogotá
- ESTRADA, A., 1972. Geology and Plate Tectonic History of the Colombian Andes, M. Sc. Unpublished Thesis, Univ. of Stanford. p. 1-115
- ETAYO, F., (y 20 autores más), 1983. Mapa de terrenos geológicos de Colombia, Publ. Geol. Esp. del INGEOMINAS. No 14-1. Bogotá, Colombia
- ETAYO-SERNA, F., 1985. Documentación Paleontológica del Infracretácico de San Félix y Valle Alto, Cordillera Central. Proyecto Cretácico, Publ. Geol. Esp. 16. INGEOMINAS, Bogotá.
- ETAYO, F., PARRA E., RODRÍGUEZ G., 1982. Análisis facial del “Grupo del Dagua”. Sociedad Colombiana de Geología. Geología Norandina No.5. Bogotá. Colombia.
- FABRE, A. Y DELALOYE, A., 1983. Intrusiones básicas cretáceas en las sedimentitas de la parte central de la Cordillera Oriental de Colombia. Geol. Norandina 6, Bogotá, p. 19-28.

- FEININGER, T., 1970. The Palestina Fault, Colombia. Bull. Geol. Soc. Am (81), p. 1201-1216
- FORERO a. 1972. EL Paleozoico Superior del flanco oriental de la Cordillera Central. Rev. Geología colombiana No 7. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá Colombia.
- GALLEGO C. J., (1991): Proceso extractivo de la bauxita del Cauca. D-409 INGEOMINAS – Cali.
- GALVIS, J., 1982. Un Arco de Islas en el Occidente Colombiano. Geol. Colombia. 11, Bogotá
- GALVIS J., DE LA ESPRIELLA R., FANDIÑO A., PINTO H., 1990. Geología de la Hoya Hidrográfica del Río Micay. Academia Colombiana de Ciencias 17 (66): 585-594.
- GARZÓN, G. y otros, 1993. Notas geológicas, mineras y métodos de recuperación de metal en minas de Cauca y Nariño. Proyecto recuperación de metales preciosos de menas auríferas tipo veta. Informe interno. INGEOMINAS. Cali.(\*)
- GEOESTUDIOS LTDA- INGEOMINAS, 2000, Geología de la plancha 411 - La Cruz, INGEOMINAS Bogotá
- GEOESTUDIOS LTDA- INGEOMINAS, 2000, Geología de la plancha 412-San Juan de Villalobos INGEOMINAS Bogotá
- GEOESTUDIOS LTDA- INGEOMINAS, 2000, Geología de la plancha 430 - Mocoa, INGEOMINAS Bogotá
- GEOESTUDIOS LTDA- INGEOMINAS, 2000, Geología de la plancha 431 - Piamonte, INGEOMINAS Bogotá
- GEYER, O., 1982. Comparaciones estratigráficas y faciales en el Triásico Norandino. Geología Norandina N5 p 27-31. SCG Colombia
- GÓMEZ, T., 1995. Diagnóstico minero de los sectores de San José y Realito en el Municipio de Timbiquí. Fundación universitaria de Popayán. Facultad de Ingeniería. Popayán.(\*)
- GÓMEZ J., MORALES C.J., MARQUINEZ G., VELANDIA F., 1999. Geología de la Plancha 322 - Santa María, INGEOMINAS Bogotá.
- Gómez O., A., 1994. Diagnóstico de minería en el Municipio de Mercaderes, Cauca. Piedras semipreciosas. Ministerio de Minas y Energía.(\*)
- , 1994. Diagnóstico de minería en el Municipio de Bolívar, SENA, Popayán Cauca (\*)

- GROSSE, E., 1935. Acerca de la geología del sur de Colombia, Patía y Nariño. Compilación de los estudios geológicos oficiales en Colombia – 1917 a 1933, III, 133-231. Imprenta Nacional, Bogotá.
- , 1935. Minerales Industriales Compilación de los estudios geológicos oficiales de Colombia T. III. Biblioteca del departamento de minas y petróleo Bogotá.
- GRÖSSER, J.R., 1969. Geotectonic evolution of the western cordillera of Colombia: New aspects from geochemical data on volcanic rocks. Pergamon press plc & Earth Sciences and Resouces Institute. p. 359-369.
- HAYS J., H., 1884. The Cauca mining district, US of Colombia S.A., CEGOC XI, 1993 Bogotá
- HERRERA, A.; M., 1952 sobre carbones en el Valle del Cauca y Cauca I-827 Popayán.
- HUBACH, E., 1957. Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia, Inst. Geol. Nal., Inf. 1212. 166 p (\*).
- , 1955. El Cauca: Las Unidades geográficas y geológicas del departamento y los recursos del suelo y del subsuelo. Publ. Geol. Esp. del INGEOMINAS. No 9. Bogotá, Colombia
- , 1951, Anotaciones Geológicas sobre el Carbón de los Departamentos del Valle del Cauca y Cauca, I - 776 INGEOMINAS, Bogotá.
- , 1932, Exploración del trayecto, Buga - Santander de Quilichao, departamento del Valle del Cauca. Servicio Geológico Nacional, I - 238.
- , 1932, Estudio Haciendas “Calaguala y Paletará” al oeste y suroeste del volcán Puracé, departamento del Cauca CEGOC tomo XVII, (1994), Bogotá Colombia.
- , 1931, Informe sobre los resultados de la exploración de carbón en la hoya del Cauca, referente a la zona Quilichao – Caldono – Morales - El Playón – Suárez - Buenos Aires – Timba - las Cañas – Jamundí, Informe 192, Servicio geológico Nacional, Bogotá.
- HUBACH, E., Y ALVARADO, B., (1934): Geología de los departamentos del Valle y del Cauca en especial de carbón. CEGOC Vol. XVII. (I-224, T I y II)
- , 1932. La altiplanicie de Paletará, Departamento del Cauca I-518, CEGOC VI, 1945 Bogotá
- , 1932. Exploración en la región de Puracé Departamento del Cauca I-243, CEGOC XVII, 1994 Bogotá- Cali

- , 1932. Estudio Geológico de la ruta Popayán - Bogotá, Servicio Geológico Nacional. I - 213. Bogotá.
- , 1932. Informe geológico sobre la región del Playón y de Mojobío, Departamento del Cauca I-191 Inédito, Popayán
- , 1954. Recursos del Subsuelo y suelos del Departamento del Cauca I-1028 Popayán
- , 1952. Resumen de la geología del alto Cauca, Departamento de Caldas, Valle y Cauca. I-1122 Popayán.
- , 1951. Carbones del Bajo Cauca I-767 Popayán.
- IBÁÑEZ, D., 1993. Observaciones Geológico-Ambientales en el área del Macizo Colombiano (primera expedición científica al Macizo Colombiano). Informe inédito. INGEOMINAS Popayán
- IBÁÑEZ, D. Y ORREGO, A., 1993. Observaciones preliminares sobre amenazas geológicas en el casco urbano del municipio de La Vega (Cauca). Informe inédito. INGEOMINAS, Popayán
- , 1993a. Visita técnica a los terrenos donde se construirá el nuevo colegio de la Inspección de Policía de Guachicono. Informe inédito. INGEOMINAS, Popayán.
- I.G.A.C., 1977. Atlas de Colombia. Tercera Edición, Ed. Litografía Arco, Bogotá.
- INGEOMINAS. 1997. Atlas geológico digital de Colombia Esc. 1:500.00
- , 1988. Mapa Geológico de Colombia Esc. 1:1`500.000.
- , 1944. Mapa Geológico de Colombia Esc. 1:1`500.000.
- , 1998. Atlas de información geológica-minera para inversión ACIGEMI. Mapa metalogénico y de inventario minero, planchas 5-13 y 5-18, escala 1: 500000.
- , 1989. I Simposio de Geología Regional. Documento inédito.(\*).
- , 1989. Mapa Geológico del departamento del Huila, a escala 1:400.000. INGEOMINAS, Bogotá
- , 1987. Recursos Minerales de Colombia, Segunda edición T. I-II. Bogotá,
- , 1978. Recursos Minerales de Colombia Publicaciones Especiales del INGEOMINAS

- INGEOMINAS, PROCARBÓN, INDUSTRIAS PURACÉ, 19-- . Delineamientos básicos para la elaboración de un plan de desarrollo minero del Departamento del Cauca I-076 Popayán.
- IRVING E., M., 1971. La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia, Boletín Geológico. Vol XIX No 2.
- JARAMILLO L., ESCOBAR R., VESGA C.J., 1980. Edades K/Ar de rocas con alteración hidrotermal asociadas al sistema de pórfidos de cobre y Molibdeno de Mocoa Intendencia del Putumayo, Rev. SCG, Bogotá Colombia.
- JICA y MMAJ., 1987. Informe final sobre exploración de minerales del área de Almaguer, departamento del Cauca, República de Colombia. Consolidación de Fase I, Fase II y Fase III. INGEOMINAS, Bogotá. p. 1-77
- , 1985. Informe sobre exploración de minerales del área de Almaguer, departamento del Cauca, República de Colombia, Fase I. INGEOMINAS, Bogotá. p.1-57
- KASSEM, T., y ARANGO, J., 1975. Atlas Geológico de Colombia. escala. 1: 50.000. Ingeominas, Bogotá . inédito
- KELLOGG, N., y VEGA, V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constrain from global position system geodetic studies and gravity. Geological society of America Special paper 295. p. 75-90
- KERR A. C., MARRINER G. E., TARNEY J., NIVIA A., SAUNDERS A. D., THIRLWALL M. F., & SINTON CHIRS, 1979. Elemental and Isotopic Constraints on the Petrogenesis and Original Tectonic setting of Cretaceous Basaltic Terrenes in Western Colombia. (Accepted manuscript).
- KOLLER B., (1982): Preliminary report on the sulphur deposits of some volcanoes in southern Colombia with special reference to the Puracé volcano, Cauca –Colombia. D-03, INGEOMINAS Cali.
- KEIZER J., 1954. Estudios geológicos en la región de Jamundí entre los ríos Guachinte y Jordán. Informe interno No 1064. INGEOMINAS, Bogotá
- 1954, La Geología del Flanco oriental de la Cordillera Occidental en la región de San Antonio (Valle del Cauca). Informe interno No 1046 Bogotá
- KROONENBERG, S., 1982a. Geología, metamorfismo y origen de las granulitas del Macizo de Garzón, Cordillera Oriental (Colombia). Geología Norandina, 6: 39-46. Bogotá.
- KROONENBERG, S., 1982b. A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relations to the Guiana Shield. Geologie en Mijnbouw, 61 (4): 325-333.

- LEÓN, L.A., y PADILLA, L.A., 1971. Exploración minera en el Departamento del Cauca I-013. Popayán
- LEÓN, L.A., PADILLA, L.E., MARULANDA, N., 1973. Geología, recursos minerales y geoquímica de la parte noreste del cuadrángulo 05, El Bordo, departamento del Cauca, informe 1652. INGEOMINAS. Popayán
- LONDOÑO J., MOJICA J., MOLANO J., (1998): Evaluación metalúrgica del distrito minero de Buenos Aires-Cauca. informe interno U.O Cali.
- LOZANO, H. 1986 oro y plata en Colombia- Áreas prometidas. I taller Latinoamericano sobre explotación y Exploración de Oro Aluvial, Memorias, I, 56 p.
- MANJARRES G.,. (1957): Calizas en el departamento del Cauca. (I-1304), Boletín Geológico. Vol V No 3, 1957
- MARÍN, P., PARIS, G., (1979): Mapa geológico generalizado del Cauca, escala 1:350000.
- MARQUINEZ G., MORALES C.J., NUÑEZ A., 1999. Geología de la Plancha 344 – Tesalia. INGEOMINAS Bogotá
- MARTÍNEZ, C., y GARCÍA, S., 1989. Cartografía Geológica y Prospección de Minerales Semipreciosos en los Municipios de Mercaderes Cauca, y La Unión Nariño. Tesis de Grado. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. 164 p. inédita.
- MARTÍNEZ, A., y RUBIO, O., 1991. Arquitectura facial de las unidades tectosedimentarias terciarias, con la evolución geodinámica de la subcuenca del alto Patía- Colombia: Un ejemplo de sedimentación en depresiones formadas y transportadas entre cuñas de cabalgamiento en un prisma acrecentivo. Tesis de Grado. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. 100 p. Inédita
- MARULANDA F., G., 1978. Geología y prospección geoquímica del área mineralizada la Vega- Almaguer Departamento del Cauca I-1762 Cali.
- , 1978. Paragénesis y zonación minera del área mineralizada dominical, Cerro Negro, Departamento del Cauca I-009 Popayán
- , 1976. Geología y Geoquímica del área de Piedra Sentada, Municipio del Patía Departamento del Cauca I-1703 Cali
- MAYA, M., 1992. Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. Bol. Geol. v. 32. No. 1-3. INGEOMINAS.(\*)
- MAYA M., GONZÁLEZ, H., 1995. Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia, Boletín Geológico, Vol 35, No 2-3, p 43-57. INGEOMINAS Bogotá.
- McCOURT, W.J., 1984. The geology of the Central Cordillera in the Departments of Valle del Cauca, Quindio and NW Tolima (sheets 243,261, 262, 280, & 300).

- INGEOMINAS – Misión Británica (British Geological Survey) Report No. 8. Cali, Colombia.
- McCOURT, W. y ASPDEN, J., 1983. Modelo tectónico de placas para la evolución Fanerozoica de Colombia Central y Sur. INGEOMINAS-Misión Británica, 23 p. Cali
- McCOURT, W, J., ASPDEN, J.A. and BROOK, M., 1984. New Geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretions. Journal of the Geological Society. London, 141. pp 831-845.
- McCOURT, W. Muñoz, C. y Villegas, H., 1990 Regional geology and gold potential of de Guapi-Napi drainage basin and upper Timbiquí river. Cauca department. SW. Colombia.. Valle and Cauca Pacific Coast Precious Metals Project (Phase II). D-425.
- McCOURT, G., VERDUGO M. Mapa geológico preliminar de la plancha 300, Cali, INGEOMINAS –Cali.
- MEISSNAR, R. O., FLUETH E. R., STIBANE F. AND BERG E. 1976. Dynamic of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements. Tectonophysics, 35, pg. 115-136, Netherlands.
- MEJÍA J., L., OSPINA, c., 1977 Reseña geológica y minera de los Carbones del Valle del Cauca y Norte del Cauca I-1731 Popayán
- MÉNDEZ M., Vargas, o., & Bernal de R. I., (1991): Contribución al estudio geoquímico de las arcillas bauxíticas del Departamento del Cauca, D-408
- MENESES G., (1993): Rehabilitación de la minería de la zona de Maravélez en el municipio de Suárez. F.U.P.
- MILLWARD, D. 1984. Fault controlled intrusions within the Cauca Graben, at Vijes, Valle, Cuarto congreso de Geología, Cali, Colombia. (Resumen publicado en 1982).
- MILLWARD, D., Marriner, g.F. & verdugo, g. 1982. La geoquímica del grupo Diabásico en la Cordillera Occidental al oeste de Cali, Valle, Colombia, Geología Norandina, 5,p 39-45.
- MILLWARD, D., Marriner, g.F. & saunders, a.d. 1984. Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the western Cordillera of Colombia. J. Geol. Soc. London, 141, p 847-860.
- MILLWARD, D., y VERDUGO, G., 1981. Catalogue of radiometric age dates in Colombian. Mision Geológica Británica- INGEOMINAS informe 1981/3. Cali.
- MINISTERIO De Minas y Energía, 1996. División regional de Minas de Pasto. Estudio geológico de las explotaciones de Mármol de la comunidad indígena de Miranda.

Extremo norte zona reserva minera indígena “Pitayo-Miranda”, Departamento del Cauca.(\*)

MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA, UIME, 1996. Estadísticas Mineras 1990 -1995. Santa Fe de Bogotá (\*)

MINISTERIO de Trabajo y Seguridad Social, SENA Regional Cauca. 1992. Estudio diagnóstico de la zona minera de la costa Pacífica Caucana. Municipio de Timbiquí. Popayán.(\*)

-----, 1992.Estudio diagnóstico de la zona minera del pacífico caucano, Municipio López de Micay. Popayán.(\*)

MOJICA, J. Y OTROS. (1993): Informe de reconocimiento geológico, minero y metalúrgico en algunas regiones auríferas de filón de Cauca y Nariño. INGEOMINAS. Cali.

MONSALVE M.L., 1991. Geoquímica y Dataciones de episodios tipo San Vicente en el Volcán Puracé. INGEOMINAS Regional Sur

MONSALVE M.L Y PULGARÍN B. A., 1995. Cadena volcánica de los Coconucos (Colombia) Centros eruptivos y productos recientes. INGEOMINAS, Unidad Operativa de Popayán

MONSALVE, M., L., Y PULGARIN B., 1991. Mapa preliminar de amenazas volcánica potencial del volcán Puracé, I-2145, Rev No 2, 1993 INGEOMINAS.

MONSALVE M.L Y PULGARÍN B. A., 1992. Geología de la cadena Volcánica de los Coconucos. Informe de avance. INGEOMINAS Unidad Operativa de Popayán

MONSALVE M.L Y PULGARÍN B. A., CEPEDA H., 1994, Petrografía y geoquímica de los Productos Proximales de la cadena volcánica de los Coconucos y Geología del sector Occidental (Paletará). Proyecto: Composición dinámica y evolución de los Volcanes de los parques naturales Nevado del Huila y Puracé (P93F03). INGEOMINAS Popayán. (Mapa Geológico 1:50.000).

MOONEY, W. , 1980. An East Pacific-Caribbean ridge during the Jurassic and cretaceous and the evolution of western Colombia, In Pilger, R. H (Ed) the origin of the Gulf of Mexico and the opening of the Central North Atlantic Ocean, Houston Geological Society - Continuing education series, School of Geoscience, Louisiana State University, Baton Rouge p. 55-74.

MORA, P. H., KELLOGG J. N. 1997. Movimientos relativos de placas determinados con GPS a partir de las mediciones de casa 91 y casa 94. VII Congreso Colombiano de Geología. Santafé de Bogotá.

MOSQUERA, D., 1978. Geología del Cuadrángulo K-8 (Informe Preliminar). Informe 1763. INGEOMINAS. Bogotá

- MURCIA, H., 1982. El vulcanismo Plio-cuaternario de Colombia. Publicaciones Especiales del INGEOMINAS. No 10.
- MURCIA, A. Y CEPEDA, H., 1991. Mapa Geológico de La Plancha 410-La Unión, a escala 1:100.000. INGEOMINAS, Bogotá.
- MURCIA, A., CEPEDA H., ESPINOSA, A., ORREGO, A., 1982. Geología del Suroccidente Colombiano. C-24 INGEOMINAS. Cali.
- MURCIA, A. y PICHEL, H., 1987. Geoquímica y dataciones radiométricas de las ignimbritas Cenozoicas del SW de Colombia. En: Memorias del Simposio Internacional sobre Neotectónica y Riesgo Volcánicos. Revista CIAF, Vol. 11 Tomo II (1-30), pp.346-363. Bogotá.
- MURILLO, A., ESQUIVEL, J., ARBOLEDA, C., & FLORES D. 1982. Mapa Geológico de Colombia.- Escala 1:100.00, Plancha 281 – Río Blanco. INGEOMINAS. Bogotá
- MUTIS J., L. V., 1945. Reconocimiento Fosfático practicado en las regiones de Piedra Sentada y Mercaderes, Departamento del Cauca. I-500. Popayán.
- NACIONES UNIDAS - INGEOMINAS 1975. Informe técnico mensual 1683 Popayán.
- ,1977 Proyecto de metales Básicos en la Cordillera Central y Occidental de Colombia Inf. técnico No 019 Popayán
- NELSON W., 1962. Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali, Boletín Geológico. Vol X No 1-3.
- NELSON W., 1962. Contribución al Conocimiento de la Cordillera Occidental sección carretera Cali-Buenaventura. Boletín Geológico Volumen X 1-3, INGEOMINAS. Bogotá, Colombia.
- NELSON, W. 1962. Contribución al Conocimiento de la Cordillera Central de Colombia Sección Entre Ibagué y Armenia. Boletín Geológico INGEOMINAS, Vol. X/1-3, p161 a 203.
- \_\_\_\_\_1957. Contribución al Conocimiento geológico de la región entre Prado, Dolores, Alpujarra y Natagaima en el departamento del Tolima. Ser Geol Nal. Informe 904, Bogotá.
- NIVIA, A. 2001. Mapa Geológico del Departamento del Valle del Cauca, Memoria Explicativa. Ingeominas. 111p.
- , 1997. Evolución Preandina de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental de Colombia. Congreso Colombiano de Geología. Bogotá, Colombia.

- , 1996a. El Complejo Estructural Dagua, registro de deformación de la Provincia Litosférica Oceánica. Cretácica Occidental - PLOCO. Resúmenes VII Congreso Colombiano de Geología.
- , 1996. The Bolívar Mafic Ultramafic Complex, SW Colombia the base of and obducted Oceanic Plateau. Journal of South American Earth Sciences . Vol. a No.1/2 pp 59-6. p.
- , 1996 a. La Felsita de Vijes del Suroccidente Colombiano: Vulcanismo riolítico asociado a la Provincia Litosférica Cretácica Occidental. Resúmenes VII Congreso Colombiano de Geología.
- , 1993. Evidencias de obducción en el Complejo Ultramáfico de Bolívar. Memorias VI Congreso Colombiano de Geología, I, 63-79.
- , 1989. El Terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica. V Congreso Colombiano de Geología, memorias I, 1-30.
- , 1987. Geochemistry and origin of the Amaime and volcanic sequences south western Colombia. Unpublished Thesis. University of Leicester.p. 1-163.
- NIVIA, G.A., BARBOSA, C.G., RODRÍGUEZ, G., 1998 Prospección detallada de Carbones en el área del Hoyo – Mosquera, bloque el Hoyo Informe interno, INGEOMINAS, U.O. Cali.
- NIVIA, A., GIZELLE M. And Kerr A., 1994. El complejo Quebradagrande una posible cuenca marginal intracratónica del Cretáceo inferior en la Cordillera central de los Andes colombianos. INGEOMINAS.
- NUÑEZ, A., 1990. Análisis de la nomenclatura estratigráfica del Complejo Arquía y unidades correlacionables (Cordillera Central y Valle del río Cauca, Colombia). Informe inédito. INGEOMINAS, Ibagué.
- , 1986. Petrogénesis del Batolito de Ibagué. Geología Colombiana No 15 Universidad Nacional de Colombia. Bogotá Colombia.
- NUÑEZ A., & RODRÍGUEZ G. 1994. Características petrográficas de los flujos de lava más recientes del Complejo de domos de Santa Isabel. VI Congr. Col. De Geol memorias Tomo II.
- ORDOÑEZ, R., 1968. Preliminary report on bauxite deposits of Morales, Cauca, Southwestern Colombia. INGEOMINAS. Bogotá (Inédito).(\*)
- , 1977. Geología y geoquímica del área mineralizada El Pisco, Municipio de Silvia, Cauca. INGEOMINAS, 61 p. (\*)

- , 1983. Exploración geológica y geoquímica del área Bolívar-Almaguer-La Vega-El Bordo. Informe 065. INGEOMINAS. Popayán. (\*)
- ORREGO, A. 1993. Geología de la Plancha 364-Timbio, INGEOMINAS.
- , 1989. Inventario minero de las cuencas bajas de los Ríos Telembí - Patía (I fase del Proyecto). Informe preparado por PROGOG, INGEOMINAS, Popayán
- , 1978. Geología y geoquímica del área mineralizada el Pisco, Silvia, Cauca, Colombia, Publicaciones Especiales del INGEOMINAS. No 10
- , 1977. Geología y Geoquímica del Área mineralizada El Pisco (Cauca, Colombia). Informe 1747. INGEOMINAS, Bogotá 1975.
- , 1975. Geología y Ocurrencias Minerales de la parte oeste del cuadrángulo N-6. Popayán. Informe 1690 (inédito).
- ORREGO, A. Y ACEVEDO, P., 1999. Geología de la Plancha 364-Timbio. Informe 2169. Ingeominas, Bogotá.
- , 1993. Mapa geológico de la plancha 364 Timbio, Cauca, Esc. 1:100.000, Publ. Geol. Esp. De INGEOMINAS, Bogotá Colombia
- ORREGO A., CEPEDA H., y RODRÍGUEZ G., 1980. Esquistos glaucofánicos en el área de Jambaló, Cauca. Colombia, Geología Norandina 1. Bogotá.
- ORREGO, A. Y ESPINOSA, A., 1982. Lavas Ultramáficas (Komatiitas) asociadas a una de las zonas de "Melange" de la Falla Romeral. IV Congreso Colombiano de Geología. Resúmenes, Cali.
- ORREGO, A., IBÁÑEZ, D., VÁSQUEZ, E., 1994 Geología y Geoquímica de la plancha 387 Bolívar. INGEOMINAS inédito. 79 p.
- ORREGO, A. Y PARÍS, G., 1991. Cuadrángulo N-6, Popayán: Geología, Geoquímica y Ocurrencias minerales. Informe 2168. INGEOMINAS, Bogotá.
- , 1999. Cuadrángulo N-6, Popayán: Geología, Geoquímica y Ocurrencias minerales. Informe 2168. INGEOMINAS, Bogotá.
- , 1999. Geología y Geoquímica de la plancha 387 - Bolívar, Cauca, Publ. Geol. Esp. De INGEOMINAS, Bogotá Colombia
- ORREGO, A., ROSSMAN, D. & PARIS, G., 1976. Cuadrángulo N6, Popayán. Geología, geoquímica y ocurrencias minerales. INGEOMINAS. (I-1711).
- ORREGO A., Y OTRO. (1970): El posible yacimiento de las calizas de Pitayo, municipio de Silvia, departamento del Cauca. I-1556 Cali.

- ORDOÑEZ R., (1960): Informe sobre los recursos mineros del municipio de Morales, Departamento del Cauca. I-1348 Cali.
- PARÍS G., & CEPEDA H., 1978. Algunos Complejos Ultramáficos En Los Departamentos De Cauca Y Nariño. Resúmenes II Congr. Col. De Geología, Bogotá Colombia.
- PARIS G., y MARIN P., 1979. Generalidades acerca de la Geología del departamento del Cauca. INGEOMINAS. Bogotá.(\*).
- PARIS, G., MARIN, W., SAURET, B., VERGARA, H. & BLES, J.L., 1992. Neotectónica. Microzonificación sismotectónica de Popayán, Publ. Geol. Esp de INGEOMINAS, II, 28-49. INGEOMINAS. Bogotá
- PARIS G., ROMERO, J., A., 1994. Fallas activas en Colombia, Boletín Geológico. Vol 34 No 2-3.
- PARIS, G., WALTER, M., ROMERO, J., WAGNER, J., 1989. Evidencias de actividades neotectónicas en el sur-occidente Colombiano. V Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga. Tomo I . p. 201.
- PÉREZ, A. 1989. Atlas y Geografía de Colombia. Ediciones Círculo de Lectores. Santafé de Bogotá, 136 p.
- PÉREZ, G., 1980. Evolución Geológica de la Subcuenca del Alto Patía; Departamento del Cauca, Colombia, Geología Norandina 2, p. 3-10.
- PILGER, R.H., 1983. Kinetics of the south American Subduction zone from global plate reconstruction. Geodynamics of the eastern pacific region, Caribbean and Scotia Arcs. Amer. Geophy. Un. Geodyna. Serv (9). p. 113-260.
- PULIDO G., O., VERGARA, H., 1983. Geología y recursos del carbón del área del Tambo – Río Inquito, Departamento del Cauca. Popayán
- PULIDO, O., RENZONI, G. & CELADA, C.M. 1994. Investigación geológica de superficie complementaria con perforaciones en el área de El Hoyo–Mosquera, Departamento del Cauca. I-DO.I, INGEOMINAS, Bogotá
- PULGARÍN B. A. Y MONSALVE M.L., 1995. Estructuras Volcánicas en el Valle de Paletará. INGEOMINAS Unidad Operativa de Popayán.
- PULGARÍN B. A. Y MONSALVE M.L., ARCILA, M.M., CEPEDA, H., 1994. Actividad histórica y actual del Volcán Puracé. Boletín Geológico Volumen 34 No 2-3
- RANGEL, A., y GIRALDO, B, 1993. Evaluación geoquímica de afloramientos de la subcuenca Patía. VI Congreso de Geología. Tomo I. p. 354-369.
- RADELLI, L., 1967. Géologie des Andes Colombiennes, Trav. Lab. Geol. Grenoble, Anales. Fac. Minas. Medellín, 58. P. 73-105.

- , 1962. Un cuadro preliminar de las épocas magmáticas y metalogénicas de los Andes Colombianos. Rev. Geología colombiana No 3. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá Colombia.
- RESTREPO J. J. & TOUSSAINT J. F. 1980-81. Geomorfología del Occidente Colombiano. Boletín de Ciencias de la Tierra No 5-6. Universidad Nacional, Medellín.
- , 1975. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. Univ. Nal. Fac. de Minas. Publ. Esp. Geol. Medellín. p. 6-24.
- RESTREPO, J., TOUSSAINT, F., GONZÁLES H., SALINAS, R., MURCIA, A., Y NUÑEZ, A., 1982. Compilación de edades radiométricas de Colombia hasta 1982. Universidad Nacional, Boletín Ciencias de la Tierra, 7-8: p. 201-248 Medellín.
- RESTREPO- PACE, P.A., 1995. Late precambrian to early Mesozoic Tectonic evolution of the Colombian Andes, Based on new Geochronological, Geochemical and isotopic data. Tesis University Arizona.
- RODRÍGUEZ C., Y CASTRO H., (1995). Cartografía geológica del área comprendida entre las poblaciones de Calle Larga y Soledad, cuenca de los ríos Napi-Guajui. Cauca. D-16 Cali.
- RODRÍGUEZ, C.A., CASTRO, H., VILLEGAS, H., 1994. Plan de Desarrollo Minero del Valle del Cauca. Tomo III. Gobernación del Valle.
- RODRÍGUEZ, A., Orrego A., Acevedo A., 1986: Exploración geológica básica de caolines, arcillas, cuarzo y feldespatos en el departamento del Cauca. D-045 Cali
- RODRÍGUEZ, P., A., J., 1984. Arcillas. Apuntes a su conocimiento, evaluación y caracterización I-044 Popayán.
- RODRÍGUEZ, G., I., 1989. Facies prehnita pumpellyita en rocas de los Grupos Diabásicos y Dagua en la parte central y sur de la Cordillera Occidental, Geología Norandina, No 3 3-10 Bogotá, Colombia
- RODRÍGUEZ, G.G., 1995. Petrografía y microestructuras del Grupo Garzón y el Granito de Anatexia de El Recreo, Macizo de Garzón, Cordillera Oriental-Colombia. Revista INGEOMINAS No 5, pg 17-36, Bogotá.
- RODRÍGUEZ, G.G., 1995. Petrografía del Macizo de la Plata, Departamento del Huila. Revista INGEOMINAS No 5, pg 5-16, Bogotá.
- RODRÍGUEZ, G., et al (en preparación). Memoria de las planchas 367, 389, 390, 391, 414.
- ROSAS G., H.,(1979) Estudio sobre los depósitos de bauxita en Cauca y Valle, especialmente en el área Morales-Cajibío, Boletín Geológico. Vol XII No 1. Bogotá, Colombia

- ROYO Y GÓMEZ 1945. Bibliografía geológica, geográfica y minera de Colombia CEGOC VI, anexo II, 1945 Bogotá.
- ROYO y GOMES J., 1942. Estudio Geográfico-Geológico de la Cuenca del Río Mayo Compendio Estudios Geológicos Oficiales Colombia. Tomo. V. p. 187-211. Bogotá.
- RUBIANO, S., 1992. Modelo Estructural en la Subcuenca del Patía y su implicación en la acumulación de hidrocarburos. V Congreso Colombiano del Petróleo. Santafé de Bogotá. Octubre 13-16 de. p.178-191.
- RUIZ, S. 1998. Memoria geológica explicativa de la Plancha 343 "Silvia". INGEOMINAS Popayán, informe preliminar.
- RUIZ S. 1999. Potencial Minero del Departamento del Cauca. INGEOMINAS, Unidad Operativa de Popayán
- RUIZ, S. (1995): Geología y geoquímica preliminar de las mineralizaciones auríferas al área de Buenos Aires y Suárez Departamento del Cauca. Colombia-Popayán.
- , 1992. Materiales de construcción en el departamento del Cauca. INGEOMINAS, Popayán.(\*)
- , 1991. Inventario minero de la Costa Pacífica, Fase II, Ríos Guapi y Napi, Cauca. INGEOMINAS. Dirección Regional Sur. Popayán. (\*).
- RUIZ, S.S., 1997. Geología de la plancha 386 "Mercaderes". Memoria explicativa, Informe interno INGEOMINAS Bogotá.
- RUIZ , S Y JIMENEZ, L.,. (1991): Inventario minero de la costa Pacífica fase II, departamento del Cauca. (D-516)
- SARMIENTO, a., 1950. Comisión para la localización de caliza en el Departamento del Cauca, I-711, Boletín Geológico. Año 1 No 8-9-10, 1953.
- SCHWINN, W., 1969. Guidebook to the Geology of Cali area, Valle del Cauca, Colombia. Association Geology and Geophys. 22 p.
- SENA, 1989. Regional Cauca. Diagnóstico del distrito minero de Buenos Aires. Popayán.(\*).
- , 1992. Estudios diagnósticos de las zonas mineras de los municipios de Guapi, López de Micay y Timbiquí. (\*)
- , 1994. Diagnóstico sector minero de bauxita en el Departamento del Cauca. Popayán.
- , 1994. Compendio de estudios realizados en las zonas mineralizadas del Cauca. Popayán.

- , 1995. Informe de la gira técnica al corregimiento de Itaibe, Municipio de Páez Cauca. Yacimiento de roca fosfórica. Popayán. (\*)
- , 1995. Diagnóstico minero Municipio de El Tambo vereda de Fondas. Popayán.
- SENERCO, SALGADO MELENDEZ Y ASOCIADOS Y SEDIC LTDA. 1988. Proyecto Hidroeléctrico del Micay 700 NW, estudio de Factibilidad, Informe Final Volumen 7, Anexo Geológico, CRC- ISA Popayán.
- STUTZER, O., 1934. Acerca de la Geología de la cordillera Occidental entre Cali y Buenaventura Comp. Est. Geol. Of. en Col. (CEGOC), T. II. P. 39-52.
- , 1934. Contribución a la geología del foso del Cauca - Patía Comp. Est. Geol. Of. en Col. (CEGOC), T. II, Bogotá
- , 1934. Investigaciones microscópicas en los minerales y en las rocas de la piroxenita serpentizada, cuprífera de “La Vetica”, cerca de Santander de Quilichao, departamento del Cauca. Comp. Est. Geol. Of. en Col. (CEGOC), T. II, Bogotá Colombia
- , 1934. Observaciones geológicas durante una doble travesía por la cordillera Central de Colombia Comp. Est. Geol. Of. en Col. (CEGOC), T. II, Bogotá Colombia.
- , 1925. Meteoritos vidriosos de Colombia, Comp. Est. Geol. Of. en Col. (CEGOC), T. II, Bogotá Colombia
- SPADEA, P., DELALOYE, M., ESPINOSA, A. Y ORREGO, A., Y WAQNER, J.J., 1987. Ophiolite complex from la Tetilla south western Colombian South America. Journal of Geological vol 95 p 377-395.
- SPADEA, P., ESPINOSA, A. Y ORREGO, A., L989. Picrites occurring, within ophiolites from the south western Colombian Andes Ophiolites, 14 (3), p. 235-251.
- SUAREZ, U., 1947. Reconocimiento geológico de algunos yacimientos minerales en Santander de Quilichao, Departamento del Cauca I-503, Comp. Est. Geol. Of. en Col. (CEGOC), T. VII, Bogotá Colombia.
- TERRAZA M.R, MARQUINEZ G. Y MARTINEZ J.M., 2000. Mapa geológico de Colombia, Geología de la Plancha 365 “Coconucos” escala 1:100.000, informe de Avance INGEOMINAS, Santafé de Bogotá.
- TORRES M.P., MONSALVE M.L., Y PULGARÍN B. A., CASTRO H., 1995. Caldera de Paletará: Aproximación al fuente de las Ignimbritas del Cauca y Huila (Colombia) INGEOMINAS, Popayán

- TOUSSAINT J. F., & RESTREPO J. J. 1989. Acreciones sucesivas en Colombia. Un nuevo modelo de evolución geológica. Memorias V Congreso Colombiano de Geología I, 92-107.
- TOUSSAINT, F., Y RESTREPO, J., 1978. Edad Cretácea de una anfibolita granatífera de Pijao. Quindío. Publicaciones Especiales Geológicas. No 17 Facultad de Ciencias Universidad Nacional. Medellín.
- TRUJILLO A., MORENO., GÓMEZ A., 1993. La Formación Nogales, una unidad sedimentaria fosilífera del Campaniano–Maestrichtiano aflorante en el flanco occidental de la Cordillera Central Colombiana C – 121 V.I
- UNIVERSIDAD DEL CAUCA, 1989. Facultad de Ciencias Contables, Económicas y Administrativas. Ampliación de la exploración minera en la cuenca del río Naya. Popayán.(\*).
- URRUTIA, O. A. 1995. Diagnóstico minero del sector Balsitas en el río Guapi. Fundación Universitaria de Popayán. Facultad de Ingeniería.
- VAN DER HAMMEN T., 1957. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y Tectogénesis de los Andes Colombianos, Boletín Geológico Servicio Geológico Nacional, Vol. 6 No 1-3, p. 67-128. Bogotá.(\*)
- VARELA J.DE D, ORREGO A. COBALEDA G., 1988. Arcillas Caoliníticas del Departamento del Cauca. Rev. Geología colombiana No 16. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá Colombia.
- VELANDIA, F., P. FERREIRA, G. RODRÍGUEZ & NÚÑEZ, A. 1996. Levantamiento geológico de la plancha 366 Garzón-Huila. Informe Ingeominas Ibagué.
- VERGARA H., 1982. Evaluación de los depósitos de mármol en el área de Corinto y Miranda, Cauca. (inédito), INGEOMINAS. Cali, 21p.
- VERGARA, H., & Aucott J., 1984: Geoquímica y electroquímica preliminar de suelos área mineralizada El Pisco, Departamento del Cauca. (D.432).
- VERDUGO, M., & ASPDEN, J.A., 1984. Mapa geológico preliminar de la Plancha 299, Jamundí, Esc. 1:100.00.
- VESGA, C., & BARRERO, D. 1978. Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central en Colombia y su implicación geológica. II congreso Colombiano de Geología, Resúmenes. Bogotá.
- VILLOTA H. 1989. Geomorfología Aplicada a Levantamientos Edafológicos y Zonificación física de las tierras. Primera parte. Inst. Geográfico “Agustín Codazzi”, CIAF. Bogotá D.E., Colombia.

WEBER, M., y GONZÁLES, H., 1993. Origen de los corindones y granates asociados, en las áreas de Mercaderes, Río Mayo, Cauca. VI Congreso Colombiano de Geología Medellín. p 115-128.

WODWARD CLYDE CONSULTANTS, 1983. Seismic Hazard Evaluation Calima III Project. Colombia. INGEOMINAS, Cali.

## 9. CONCLUSIONES

El departamento del Cauca se localiza en el sur-occidente de Colombia, en una región con grandes contrastes geomorfológicos que van desde la zona isleña de la Gorgona, la llanura costera del Pacífico, la zona de las cordilleras Occidental, Central y Centro-oriental, la primera separada de las otras por un valle aluvial denominado “Depresión del Cauca-Patía” y rematando hacia la parte más oriental en la denominada Bota Caucana con la llanura amazónica. Las condiciones climatológicas son particulares y muy variadas, siendo un componente importante en el establecimiento morfológico en cada una de las regiones que conforman el departamento.

Este contraste geomorfológico del departamento esta cimentado en la ubicación tectónica de margen activa continental, donde la placa oceánica de Nazca subduce la placa continental suramericana y cuya condición posiblemente se ha mantenido desde tiempos de la sedimentación de los complejos Cajamarca y Arquía; geoquímicamente, el primero de es de origen continental y el segundo hace parte de un arco de islas y de corteza oceánica (McCourt,1984, Aspden et al, 1983; Nivia, 1987). La acreción del Complejo Arquía al continente produjo en consecuencia un metamorfismo barroviario de baja presión.

Las evidencias de la continuidad de la margen activa continental posiblemente se encuentren en la intrusión de cuerpos ígneos de magmatismo calco-alcalino representado en el Triásico y jurásico por los batolitos de Santa Bárbara, Ibagué y Mocoa, localizados todos juntos en la cordillera Central Centro-oriental.

Al principio del Cretácico comienza la sedimentación del Complejo Quebradagrande en una cuenca marginal con generación de rocas basálticas calco-alcálicas, provenientes de la fusión del manto por decompresión adiabática. Este proceso culmina con la generación de corteza oceánica, representada por los complejos ofiolíticos (Nivia, 2001). Posiblemente hacia el occidente, más allá de la zona de subducción, comienza la formación de un punto caliente que permite la emisión de grandes volúmenes de rocas basálticas toleíticas conformando un plateau oceánico que por aumento de volumen y disminución de la densidad se acreciona al continente a manera de cuñas imbricadas dando origen al PLOCO, consistente en rocas plutónicas ultramáficas y máficas representadas por los complejos de los Azules, La Tetilla y La Vética entre otras.

La acreción de esta provincia produjo el corrimiento de la zona de subducción hacia el occidente y la generación de una cadena volcánica así como la generación de un ciclo magmático en profundidad. Durante esta acreción en el paleógeno se inicia la sedimentación de una secuencia clástica de margen continental evidenciada por la presencia de mantos de carbón y niveles de calizas fosilíferas interpretada como ascenso y descensos del mar. Esta secuencia se extiende hasta el neógeno cuando se da inicio a la Orogenia

Andina y la consecuente formación de las cordilleras Central y Occidental separadas por la secuencia sedimentaria terciaria. Estos procesos además de la continuidad en el proceso de subducción generaron un nuevo arco volcánico que continua hasta nuestros días representados por el material vulcano-clástico provenientes de los volcanes del Huila, la cadena volcánica de los Coconucos, el Petacas, Doña Juana y muchos otros localizados hacia la parte alta de la Cordillera Centro-oriental y Central. En el Valle del Cauca-Patía igualmente se presentan numerosos cuerpos subvolcánicos algunos probablemente alcanzaron a ser volcanes activos. Estas intrusiones normalmente han permitido la concentración o son enriquecidas en minerales de oro, cobre molibdeno entre otros.