



Libertad y Orden

INSTITUTO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
INGEOMINAS

GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA
PLANCHA 186 RIOSUCIO

Informe No I - 1878

Medellín, 1982

República de Colombia
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA
INSTITUTO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA



**REPÚBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA
INSTITUTO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
INGEOMINAS**

**GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA
PLANCHA 186 RIOSUCIO**

Por

**Bernardo Calle Z.
Humberto González I.**

Medellín 1982



CONTENIDO

	Pág.
RESUMEN	14
INTRODUCCIÓN	15
1.1 LOCALIZACIÓN	15
1.3 POBLACIÓN Y VÍA DE COMUNICACIÓN	19
1.4 ESTUDIOS ANTERIORES	21
1.5 MÉTODOS DE TRABAJO	22
1.6 AGRADECIMIENTOS	23
2. ROCAS METAMÓRFICAS	25
2.1 INTRODUCCIÓN	25
2.2 PALEOZÓICO	26
2.2.1 Esquistos anfibólicos del río Cauca	26
2.2.1.1 Litología	26
2.2.1.2 Relaciones y edad	29
2.2.2 Esquistos cuarzo sericiticos	29
2.2.2.1 Relaciones y edad	30
2.3 CONCLUSIONES	30
3. ROCAS SEDIMENTARIAS	32
3.1 MESOZÓICO	32
3.1.1 Formación Penderisco	32
3.1.1.1 Litología	33
3.1.1.2 Relaciones	37
3.1.1.3 Ambiente	38
3.1.1.4 Edad	40
3.2 CENOZÓICO	40
3.2.1 Formación Amagá	40



3.2.1.1 Miembro Inferior	41
3.2.1.2 Miembro Medio.....	42
3.2.1.3 Miembro Superior.....	42
3.2.1.4 Edad y correlaciones.....	44
3.2.2 Formación Combia	45
3.3.2.1 Miembro sedimentario.....	46
3.2.3 Depósitos fluviales.....	49
3.2.3.1 Aluviones y Terrazas.....	49
3.2.3.2 Taludes.....	49
3.2.3.3 Coluviones.....	50
3.2.3.4 Abanicos Aluviales	50
3.2.4 Rocas Piroclásticas.....	50
4. ROCAS ÍGNEAS.....	52
4.1 CRETÁCICO	52
4.1.1 Rocas Ultramáficas	52
4.1.1.1 Origen y edad.....	54
4.1.2 Gabros	55
4.1.2.1 Relaciones y edad.....	56
4.1.3 Stock de Támesis	56
4.1.3.1 Relaciones y edad	58
4.1.4 Formación Barroso	59
4.1.4.1 Afloramientos	59
4.1.4.2 Origen y edad.....	62
4.1.5 Plutón de Mistrató	63
4.1.5.1 Relaciones y edad.....	64
4.2 TERCIARIO.....	65
4.2.1 Stock de Carbumbia.....	65
4.2.1.1 Relaciones y Edad.....	66
4.2.2 Batolito de Farallones	66



4.2.2.1 Relaciones y edad	67
4.2.3 Diques y silos basálticos	67
4.2.4 Formación Combia	68
4.2.4.1 Edad	72
4.2.3 Diques y Silos andesíticos	72
4.2.6 Rocas hipoabisales porfiríticas	72
4.2.6.1 Pórfidos andesíticos	73
4.2.6.1.2 Pórfidos andesíticos hornbléndicos	75
4.2.6.1.2 Pórfidos de Marmato	77
4.2.6.2 Pórfidos Dacíticos.....	78
4.2.6.3 Origen y edad.....	78
5. GEOLOGÍA REGIONAL	81
5.1 ZONA ORIENTAL	81
5.2. ZONA CENTRAL	82
5.3 ZONA OCCIDENTAL.....	82
5.3.1 Fallas	83
5.3.2 Lineamientos	83
5.3.3 Plegamientos	83
6. GEOLOGÍA HISTÓRICA	86
6.2 CRETÁCEO	86
6.3 Terciario.....	87
6.4 CUATERNARIO.....	87
7.1 INTRODUCCIÓN	89
7.2 RESULTADOS E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS.....	91
7.2.1 Formación Penderisco	91
7.2.1.1 Plomo	91
7.2.1.2 Cobre.....	94
7.2.1.3 Cinc	95
7.2.1.4 Conclusiones.....	95



7.2.2 Formación Combia	95
7.2.2.1 Plomo	98
7.2.2.2 Cobre.....	98
7.2.2.3 Cinc	98
7.2.2.4 Conclusiones	98
7.2.3 Cuenca del río Cauca	99
7.2.3.1 Conclusiones.....	100
8. GEOLOGÍA ECONÓMICA	104
8.1 CARBÓN	104
8.1.1 Carbones de Quinchia	104
8.1.2 Carbones Riosucio	107
8.2 ARCILLAS CAOLINITICAS	108
8.3 DEPÓSITOS DE MARMATO Y ECHANDIA	109
8.3.1 Alteración y zonación	111
8.3.2 Génesis y tipo de depósito	112
8.4 OTRAS MIMERLIZACIONES FILONIANAS	114
8.5 ALUVIONES AURÍFEROS	115
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117



LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Análisis modales de areniscas de la Formación Penderisco, Lasado en el conteo de mas de 1800 puntos sobre secciones delgadas standard	37
Tabla 2. Análisis modales de areniscas de la Formación Amagá basados en el conteo de más de 1200 puntos sobre secciones delgadas standard	44
Tabla 3. Análisis modales de muestras del Stock de Támesis basados en el conteo de mas de 1000 puntos sobre secciones delgadas standard	58
Tabla 4. Análisis modales de rocas de la Formación Barroso, basados en el conteo de mas de 1000 puntos sobre secciones delgadas standard	62
Tabla 5. Análisis modales del plutón de Mistrató basados en el conteo de mas de 800 puntos sobre secciones delgadas standard	64
Tabla 6. Análisis modales de muestras del Batolito de Farallones, basado en el conteo de mas de 1000 puntos, sobre secciones delgadas standard	67
Tabla 7. Análisis químico de basaltos de la formación Colombia. Muestras tomadas sobre la carretera Jardín (B - 4) – Ríosucio (F – 7)	70
Tabla 8. Análisis modales de rocas hipoabisales profiríticos porcentaje en volumen, basado en el centro de 1200 a 1600 puntos sobre secciones delgadas standard	74
Tabla 9. Análisis químicos de Iso intrusivos subvolcánicos de los Cerros Ingrumd (F7) y Botero (G7)	76
Tabla 10. Límite de detección en ppm, en análisis espectroquímicos semicuantitativo. Espectrográfo Jarrell Ash	90
Tabla 11. Parámetros estadísticos definidos en la Formación Penderisco	91



Tabla 12. Concentraciones de Pb, Cu, Zn, Da, Sr en rocas de la Formación Panderisco	94
Tabla 13. Parámetros estadísticos definidos en la formación Combia	98
Tabla 14. Concentraciones de Pb, Cu, Zn, Ba, Sr en rocas de la Formación Combia	99
Tabla 15. Parámetros estadísticos definidos en los sedimentos de la cuenca del río Cauca	100
Tabla 16. Concentraciones de Pb, Zn, Cu, Mo, y Ag, Au, Cd, U, Cr, Ni, Co, Zs, Mn, Bi en rocas de la cuenca del río Cauca	103
Tabla 17. Características Físico Químicas de los carbones de Quinchia	103
Tabla 18. Características Físico Químicas de los carbones de El Salado (Riosucio)	108
Tabla 19. Análisis químico y mineralógico de muestras de arcilla. Localidad de BarroBlanco cerca a Quinchia	109

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Localización de la plancha 186 (Riosucio)	17
Figura 2. Cerro Botero, cuerpo de sección semicircular, intrusivo en los sedimentos terciarios de la Formación Amagá	18
Figura 3. Gráfico pluviométrico en promedios mensuales, para los municipios de Andes, Támesis, Caramanta y Quinchia (Datos suministrados por el Himat para los años 1974 – 1978)	20
Figura 4. Esquema con la indicación de las áreas trabajadas por los geólogos que realizan la cartografía geológica y la prospección geoquímica colocados de acuerdo al porcentaje trabajado en cada plancha de mayor a menor	24
Figua 5 a. Argilitas de la Formación Penderisco, finamente estratificadas. Carretera San Antonio de Chamí-Santa Cecilia	
b. Argílitas de la Formación Penderisco, replegadas con boudines de grauvaca. Carretera San Antonio de Chamí – Santa Cecilia (G – 3)	34
Figura 6. Secuencias de grauvacas al norte y al sur del área respectivamente, con buzamiento de diferente magnitud	
a. Afloramientos sobre el río San Agustín, al norte del área (L-2)	
b. Carretera San Antonio de Chami-Santa Cecilia (H-1), al sur del área	36
Figura 7. Areniscas, conglomerados y areniscas conglomeráticas evidenciando cambios bruscos en los procesos de sedimentación (H-9)	45
Figura 8. Columnas estratigráficas de las secciones tipo del miembro volcánico y sedimentario de la Formación Combia levntadas en el camino Támesis – Jardín (C -5) y la carretera La Felisa – La Merced (C -7)	47

- Figura 9 a.** Interestratificaciones de tobas de lapilli, brechas sedimentarias, conglomerados y areniscas volcánoclasticas exhibiendo superficies de erosión y remanentes de paleosuelos. Carretera La Pintada – Supía (G-9)
- b.** Bloque rodado en el cual se aprecian interestratificaciones de brecha. Sedimentarias y areniscas volcánoclasticas con estratificación gradada y areniscas guijarrosas volcánoclasticas **48**
- Figura 10.** Cono aluvial limitado hacia la parte exterior por el río Risaralda (H-9) **50**
- Figura 11 a.** Secuencia tobácea en la Formación Barroso, buzando con ángulo de 50° hacia el este, carretera Jardín santa Inés (C-4)
- b.** Milonitas de la formación Barroso, deformadas en dirección N-S en el contacto entre la Formación Combia y dicha unidad. Carretera Jardín – Santa Inés (C-4) **60**
- Figura 12 a.** Basaltos columnas de la Formación Combia. Carretera Riosucio – Supía (R-8)
- b.** Tobas de la Formación combia en forma de cuerpos estratiformes. Superyacen en formas discordante flujos de basaltos y otras rocas piroclásticas de la misma Formación. Carretera Jardín Riosucio (D-5) **69**
- Figura 13.** Pórfido andesítico con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Carretera La Felisa – Irra (H-9) **75**
- Figura 14 b.** Secuencias de grauvacas y limolitas del Miembro Urrao exhibiendo claramente el clivaje de fractura. Río San Agustín (B-2) **85**
- Figura 15.** Histograma de frecuencia para Pb, Cu, Zn en sedimentos activos de la Formación Penderisco **92**
- Figura 16.** Curva de frecuencia acumulada para Plomo y Cobre en la Formación Penderisco **93**
- Figura 17.** Histograma de frecuencia para Pb, Cu, Zn en sedimentos activos de la cuenca del río Cauca **96**
- Figura 18.** Curva de frecuencia acumulada para Cobre y Zinc en las Formación Combia **97**



Figura 19. Histograma de frecuencia para Pb, Cu, Zn en sedimentos activos de la cuenca del río Cauca	101
Figura 20. Curva de frecuencia acumulada para Plomo y Cobre cuenca del río Cauca	102
Figura 21. Anomalías geoquímicas regionales, minas, prospectos y manifestaciones minerales en la plancha 186 Riosucio	105
Figura 22. Diagrama de paragénesis (tomado de Botero y Zuluaga, 1980)	113



RESUMEN

La plancha 136 comprende una superficie de 1920 Km² de los cuales un 75% corresponde al departamento de Antioquia y el resto a los departamentos de Risaralda y Caldas.

En un 98% el Orea explorada está localizada al oeste del río Cauca, es decir sobre la Cordillera Occidental, w su mayor parte está cultivada pero presenta hacia el oeste zonas selváticas de difícil acceso.

Tres zonas. con geomorfología diferente se presentan en el ares. Al este, el cañón del río Cauca, de clima cálido, limitado por laderas de fuertes pendientes determinadas por la presencia de rocas muy resistentes a la erosión por la posición estructural de ellas. Es una zona fuertemente tectonizada.

Entre los ríos Cauca y Risaralda se presenta una segunda zona caracterizada por un relieve abrupto en la parte norte a suave hacia el aun del área, su clima es templado a frío, y en su mayor parte está cubierto por rocas piroclásticas de la Formación Combia o del stock de Támesis.

Al oeste del río Risaralda se presenta una zona de topografía abrupta, de cañones profundos y estrechos, de laderas con fuertes pendientes, semiselvática, cubierta por rocas sedimentarlas de la Formación Penderisco.

En el área afloran rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Las rocas ígneas están representadas en orden geocronológico por roces ultrabásicas que afloran en el río cauca y que, con los cuerpos de gabros posiblemente representen remanentes de corteza oceánica o manto superior emplazados tectónicamente.

Al oeste aflora el stock de Támesis, cuerpo de composición predominantemente diorítica con facies granodioríticas y gabroides. Representa el magnetismo Cretáceo que tuvo su mayor expresión en la Cordillera Central.

Más al oeste afloran rocas volcánicas (espilitas, diabasas, micro- gabros, tobas), macizas, de eolor verde manzana que conforman la Formación Barroso y que pueden representar corteza oceánica y/o un arco volcánico.

El plutón de Mistrató intrusivo en las rocas de la Formación Barroso, en un cuerpo



elongado de composición tonalítica con facies dioríticas y gabroides, representa parte del magmatismo Cretáceo que afectó la parte occidental de la cordillera Occidental y la Cordillera Central.

En el extremo oeste de la plancha aflora el Batolito de Farallones, de edad Miocena, de composición tonalítica con facies monzorníticas y dioríticas, constituye parte del magmatismo terciario que tuvo sus comienzos en el Batolito de Honda, de edad Oligocena.

El magmatismo más reciente aflora sobre la cuenca del Cauca, está representado por intrusivos subvolcánicos, de composición andesítica y dacítica, de edad 6.8 m.a.

Las unidades sedimentarias cubren el 75% aproximadamente. La más antigua es la Formación Penderisco, de ambiente marino, turbidítica, constituida por limolitas, lutitas, arcillolitas, grauvacas, conglomerados y chert, de estratificación fina a gruesa, generalmente replegada. Existen algunos registros paleontológicos y radiométricos que permiten asignarle una edad Cretáceo Medio a Superior.



INTRODUCCIÓN

En el año de 1969,-en desarrollo de la actividad básica del Instituto de Investigaciones Geológico Mineras, INGEOMINAS, se dió comienzo a la cartografía del área de esta pincha, habiendo sufrido varias interrupciones, determinadas en su mayor parte por la escasez de personal técnico y en otras ocasiones por la urgencia en atender proyectos específicos de geología económica.

Las labores de campo finalizaron en el año de 1977, pero al año siguiente el INGEOMINAS cambió las formas de publicación, en cuadrángulos, para utilizar las planchas matrices, con topografía 1:100.000, publicadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC.

Debido a los cambios anteriores, la plancha 136, Riosucio comprende una franja de 720 km² de la parte ceste del antiguo Cuadrángulo J- 8, Sonsón y 1200 Km² de la parte suroeste del Cuadrángulo J-7, cuya geología ya fue hecha por el INGEOMINAS Medellín.

La importancia de estos trabajos radica en el hecho de ser la base para la prospección de depósitos minerales, pero su utilidad será cada vez mayor a medida que obras de ingeniería como la construcción de carreteras, túneles y desarrollos hidroeléctricos, planificación de cultivos, control de erosión, etc, se haga más técnica.

En su fase inicial, este programa fue orientado por el geólogo Jarro Alvarez, quien desempeñaba el cargo de Director Regional. La etapa final se cumplió durante el año de 1977 y fue dirigida por el geólogo Bernardo Calle, siendo Director Regional el geólogo Humberto González I., quien colaboró en la elaboración del presente informe.

1.1 LOCALIZACIÓN

El área de la plancha es de 1920 Km² y está localizada al suroeste del departamento de Antioquía y en menor proporción en los departamentos de Caldas y Risaralda (Figura 1).

Las coordenadas de sus vértices con origen en un punto de coordenadas



geográficas 4° 35' 56" latitud norte; 71° 04' 51" longitud oeste y coordenadas planas X = 1'000.000 m norte; Y=1'000.000 m este son:

- | | | | | | |
|----|---------------|--------------|-----|-----------|---------------|
| A) | X = 1.120.000 | (5° 40' 58") | Y= | 1.120.000 | (75° 59' 51") |
| B) | X = 1.120.000 | (5° 40' 58") | Y= | 1.168.000 | (75° 33' 42") |
| C) | X = 1.080.000 | (5° 19' 14") | Y = | 1.168.000 | (75° 33' 42") |
| D) | X = 1.080.000 | (5° 19' 14") | Y = | 1.120,000 | (75° 59' 51") |

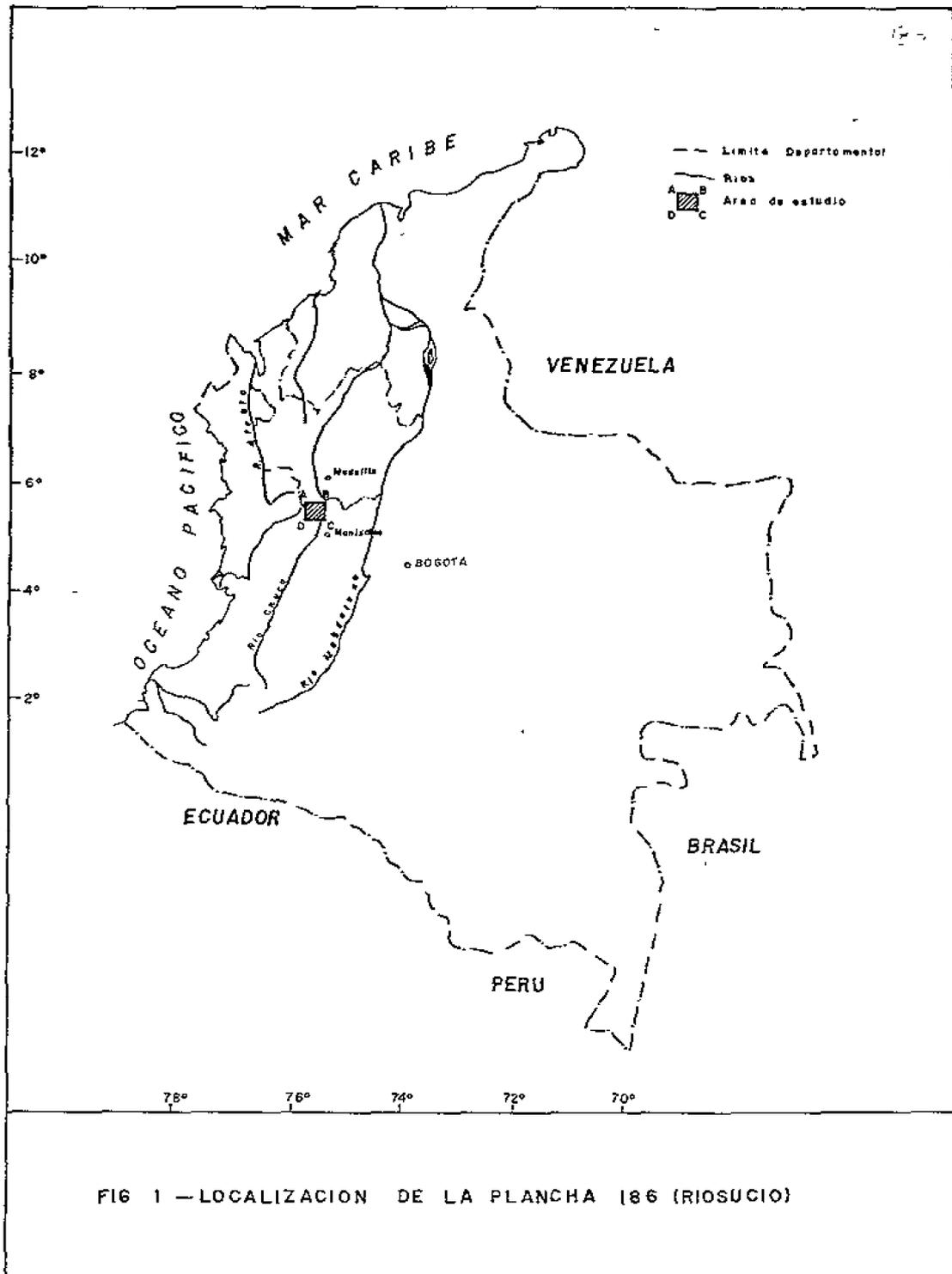
1.2. GEOMORFOLOGÍA

Una visión somera de la geomorfología del área, nos lleva a definir la litología como el factor más preponderante en su determinación y en forma secundaria el clima y las condiciones estructurales.

En la parte este del área, el río Cauca ha excavado un estrecho cañon bordeado por laderas de fuertes pendientes, producto de la erosión de los pórfidos andesíticos y dacíticos que se intruyeron hacia finales del Terciario.

Donde esta litología no aflora, el terreno está cubierto por sedimentos continentales terciarios, los cuales por su disposición estructural, dureza, composición Química, diaclasamiento, permeabilidad y porosidad presentan superficies de topografía suave.

Según Espinal, S. (1977), las formas de vida en esta zona corresponden a las del bosque seco tropical, bosque húmedo tropical,



bosque húmedo premontano y bosque muy miedo premontano con límites climáticos correspondientes a una biotemperatura media entre 18 - 24°C o superiores, un promedio anual de lluvias de 2470 mm (Fig.3) y provincias de humedad subhumedad, humedad y hiperhumedad.

La parte central del área presenta un fuerte contraste con relación a la zona de influencia del río Cauca. por su litología, muy variable en su resistencia a la meteorización, exhibe una geomorfología caracterizada por fuertes escarpes determinados por la presencia de rocas piroclásticas del tipo aglomerado y brocha volcánica; y de llanuras volcánicas con suaves ondulaciones, donde predominan las rocas tobáceas, recubiertas por gruesas capas de cenizas volcánicas. La presencia de algunos cerros volcánicos en forma de chimeneas, tales como Cerro Ratero (G-7) e Ingrumá (F-7) le dan una gran belleza al paisaje. (Fig.2).

Al noroeste de Jardín, se puede distinguir una zona de glacis caracterizada por una pendiente suave con un relleno cuaternario, predominantemente coluvial, que puede corresponder a flujos de lodo o a movimientos de masa relacionados a ellos.

Al suroeste de la misma localidad se presenta una geoforma que in-



FIG. 2. Cerro Botero, cuerpo de sección semicircular, intrusivo en los sedimentos terciarios de la Formación Amagá.

sinúa la presencia de un valle en un amplio, de origen aparentemente fluvio tectónico.

Al oeste del área, la morfología cambia totalmente. Nuevamente la litología juega un papel principal. Siendo por lo general rocas blandas los ríos han podido escavar cañones profundos y estrechos, de paredes empinadas, definidas por la posición estructural de los estratos sedimentarios, generalmente buzando con ángulos muy fuertes. El clima tropical húmedo con una precipitación pluvionétrica promedio anual de 2320 mm (Fig.3), ha facilitado una profunda meteorización y redondeado las partes altas de las colinas, Las formas de vida van desde el bosque muy bludo premontano a bosque muy húmedo montano-bajo. Ocupa una faja altimétrica entre 600 a 2000 m de altitud.

Los cuerpos intrusivos (Stock de Támosls y el Batolito de Farallones), forman relieves abruptos dependientes muy fuertes. El Plutón de Mistrató, fuertemente diaclasado y tectonizado y de grano muy grueso, ha sido intensamente meteorizado, conformando cerros redondeados de relieve bajo a moderado.

Cuatro ríos de dirección aproximada NS; el Cauca, el San Juan, Risaralda y San Juan Bravo controlan la red de drenaje principal.

La rectilineidad de sus cauces parece obedecer a un control tectónico. La mayor parte del drenaje se encuentra en un período juvenil.

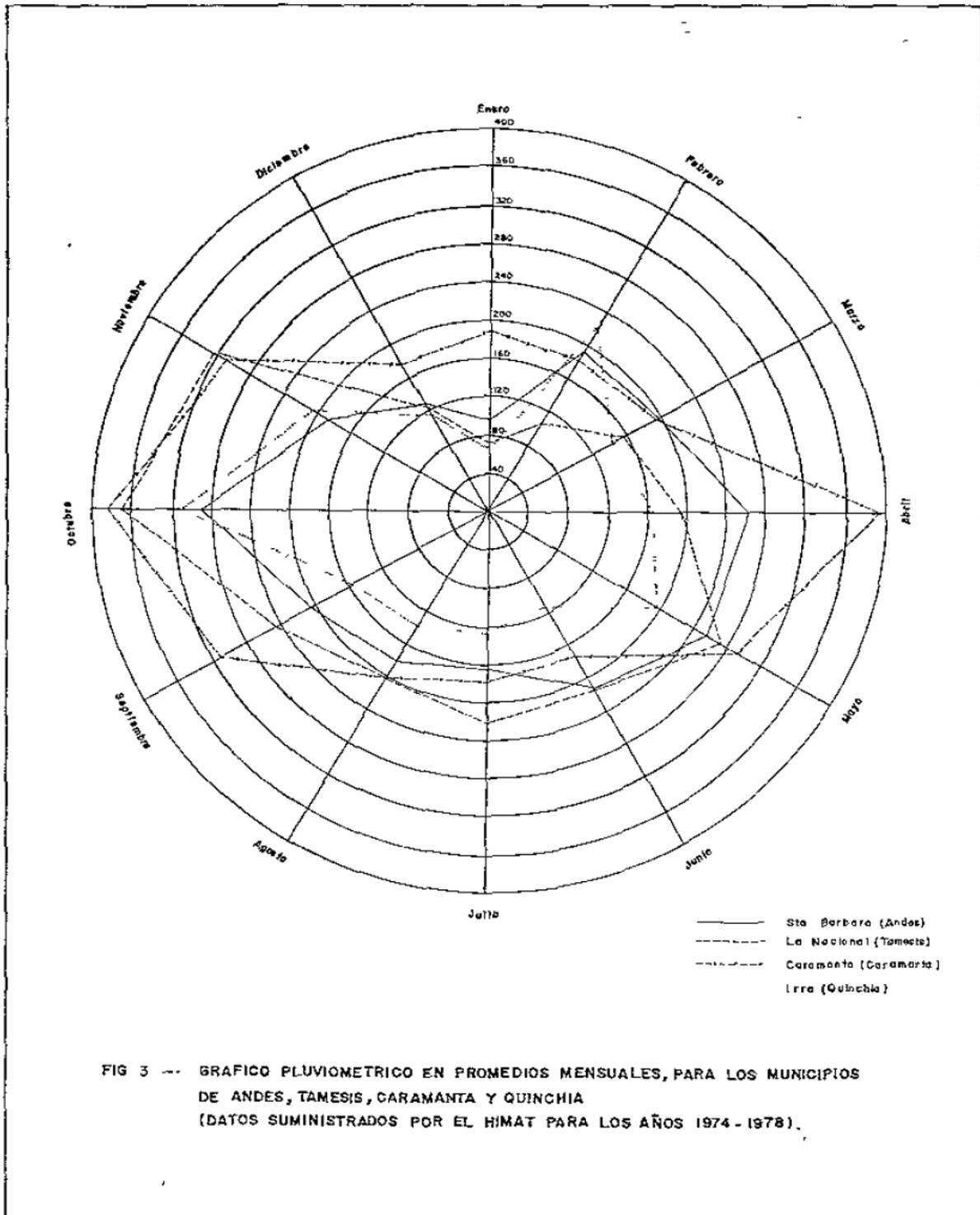
Al este del área el drenaje tiende hacia una configuración rectangular mientras al centro y oeste de ella la red hidrográfica es del tipo dendrítico.

La Fig. 3 muestra los datos pluviométricos, en promedios mensuales, en varias estaciones localizadas en el área.

1.3 POBLACIÓN Y VÍA DE COMUNICACIÓN

En general, el área posee una densidad de población relativamente alta, especialmente al este del río San Juan Bravo, siendo las poblaciones principales Riosucio (F-7), Andén (A-3), Támesis (A-7), Jardín (B-4), Caramanta (C-8).

La principal actividad económica es la industria agropecuaria, siendo sus principales renglones el ganado para carne y el cultivo de café. La actividad Minera renglón importante al este del área, donde las explotaciones curíferas de Harmanto (L-9) y La de carbón en la mina El Salado (E-6) y Encenillal (H-7), son:



fuentes de trabajo para mas de 60 familias.

El área posee una vasta red de carretables comparativamente densa dentro de las cuales resaltan la troncal de occidente que la recorre de N-S al este del área, complementada con una serie de vías que conducen a todas las poblaciones antes mencionadas y con otras vías que desde ellas conducen a las veredas vecinas.

Algunas vías entrelazan las cabeceras de municipios entre sí, como son las que unen los municipios de Valparaíso-Caramanta y Riosucio y las que conectan a Andes, Jardín y Riosucio.

Una serie de caminos de herradura, muy abundante, facilita la movilización entre las áreas y los núcleos urbanos.

La única área que no es accesible por su topografía abrupta y estar cubierta de selva, es la eoprendida entre C-1 y E-1, las cuales comprenden parte de las estríbaciones del batolito de Farallones.

1.4 ESTUDIOS ANTERIORES

Con anterioridad a los trabajos objeto de este informe, no se habían adelantado en el área exploraciones tendientes a obtener una cartografía regional. Existían si, algunos bosquejos generales y algunos trabajos de detalle adelantados por el mismo INEGOMINAS o por estudiantes de la Universidad Nacional.

Tulio espina (1911), resumió la geología del departamento de Antioquia e hizo el primer intento de clasificar las rocas, y depósitos minerales de Antioquía.

Juan de la Cruz Posada (1936). realizó el bosquejo geológico de Antioquía.

Jairo Alvarez A y Alfonso Arias T. describieron la geología del área de Marmato.

Gilberto Guarín (1971), hizo el inventario de las ocurrencias minerales en el deparatamento de Risaralda.

José Hilario López (1971), efectuó el inventario de las ocurrencias minerales del departamento de Caldas.

Restrepo y Toussaint (1973-1979), en sus trabajos sobre la evolución e historia geológico de la parte norte de la Cordillera Occidental, menciona varios datos radiométricos obtenidos en nuestras colectadas en ésta área.

Arias y Caballero (1978), estudiaron en detalle la petrología de las rocas

metamórficas del río Cauca entre la Pintada y Supía (E-8).

Jairo Alvarez (1979), discutió la petroquímica de los pórfidos andesíticos que afloran en la cuenca del Cauca.

Entre los mapas publicados sobre el área o parte de ella merecen mencionarse los elaborados por Tulio Ospina (1911), el del Servicio Geológico nacional (1946) y el mapa geológico de Antioquia, (Kassem, B., et al, 1979).

1.5 MÉTODOS DE TRABAJO

Para la delimitación de las unidades litológicas se efectuó una fotointerpretación preliminar, en base a fotografías en escala 1:40.000, suministrada por el IGAC. Luego teniendo como base planchas 1:25.000 del IGAC, se efectuaron aproximadamente tres transversas E-W en cada plancha de 150 Km², espaciadas unos 3 Km en sentido N-S.

Para tener un control litológico apropiado, se tomó por lo menos una muestra de roca cada kilómetro longitudinal sobre las secciones hechas y para obtener una información adicional sobre las variaciones locales en la litología, estructuras sedimentarias geología estructural, grado de alteración y meteorización de las rocas, se hizo una estación de control cada 500 m. De las muestras de rocas colectadas se escogieron las más representativas de los cambios texturales y composicionales, y se enviaron a sección delgada para su estudio petrográfico.

Simultáneamente con la cartografía se llevó a cabo un muestreo Geoquímico regional, consistente en la toma de sedimentos fluviales a lo largo de ríos y quebradas con más, de 2 km de, longitud. La muestra se procuró tomarla del lecho sometido a la acción de las corriente, aguas arriba de la desembocadura de los afluentes para evitar la contaminación por los cursos principales, seleccionando la fracción menor de malla 20.

Sedimentos fueron analizados espectrográficamente y los resultados para los elementos metálicos de mayor interés, como son el Cu, Pb, Ni, Co y Mn fueron plotados en planchas 1:50.000 del IGAC y tratados estadísticamente para definir el tipo de su distribución y concentración en el área.

Para tener, una idea de la concentración normal de los elementos mencionados en el ambiente primario, se analizaron espectrográficamente varias muestras de roca de las diferentes unidades.

Las estaciones de control, bien sea que en ellas se haya tomado una muestra de roca y/o de sedimentos finos, los datos estructurales, las mineralizaciones y las explotaciones mineras activas o abandonadas, se registraron en planchas



1:25.000 del IGAC, las cuales reposan en los archivos del INGEOMINAS, Medellín.

En total se colectaron 728 muestras de roca, de las cuales se hizo sección delgada a 257. De sedimentos finos se tomaron 650 muestras.

La clasificación petrográfica de los diferentes tipos de rocas se hizo siguiendo las normas de los siguientes autores: Para las rocas ígneas plutónicas y volcánicas se utilizó la de Streckeisen, A., (1974), para las rocas metamórficas se utilizó la de Miyashiro, A., (1973) y para las rocas sedimentarias se siguió a Pettijohn (1970).

La localización de los lugares que se citan en este informe se dan con referencia a la plancha 186, a escala 1:100.000, la cual está dividida en cuadros de 5 Km por 5 :KM, los cuales han sido numerados de izquierda a derecha del 1 a 10 y de arriba a abajo con las letras comprendidas entre la A y la H.

1.6 AGRADECIMIENTOS

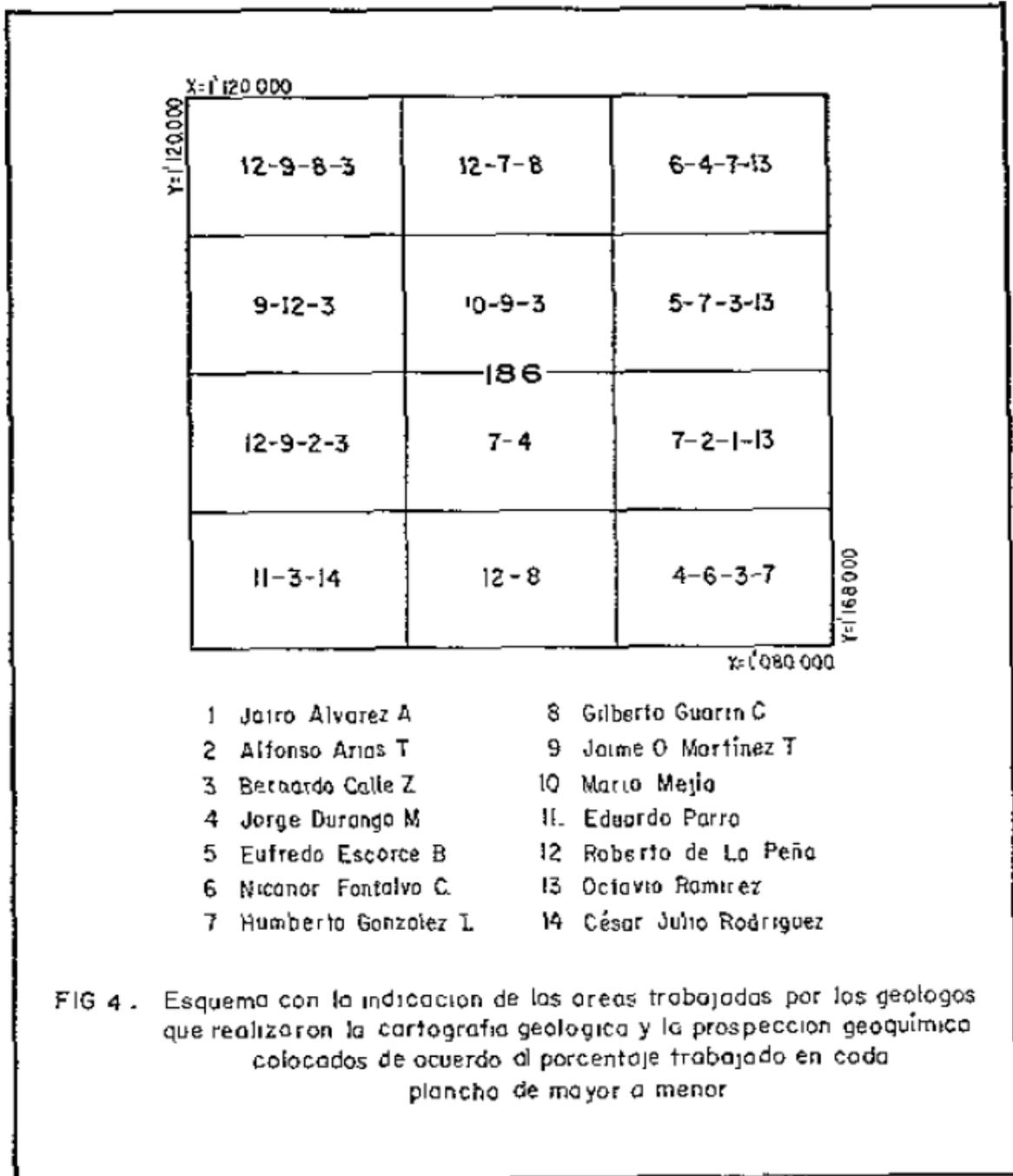
Los autores dan sus más sinceros agradecimientos a todos los geólogos (Fig.4) que compartieron con nosotros las dificultades y sacrificios inherentes a las labores de campo.

Nuestro reconocimiento para el personal de los laboratorios de ipetrografía en Bogotá y de geoquímica en Medellín, bajo las direcciones de la geóloga Gloria Inés Rodríguez y del Ingeniero químico Darío Monsalve P., respectivamente.

A los geólogos Eduardo Alvarez, Eduardo Parra y César J. Rodríguez, valiosas observaciones para la redacción del informe y fotointerpretación del área.

Al doctor Jairo Alvarez A la revisión del informe y sus invaluables sugerencias.

Nuestro agradecimiento final es para el personal administrativo y de dibujo de la Regional y para todos los habitantes del área explorada.



2. ROCAS METAMÓRFICAS

2.1 INTRODUCCIÓN

Los escasos afloramientos de rocas metamórficas en esta plancha representan las manifestaciones más occidentales de la litología que constituye el núcleo de la Cordillera Central. Por su composición y posición geográfica han sido postuladas por algunos geólogos (Restrepo y Toussaint, 1974) como de un origen diferente, relacionados a condiciones tectónicas distintas a las que han predominado en la generación de las rocas metamórficas que conforman dicha cordillera.

Otros sugieren que la edad Cretácea obtenida mediante datación radiométrica de una muestra de anfibolita de esta unidad, solo manifiesta los efectos térmicos sufridos por las unidades metamórficas en períodos Pos-Paleozóicos (Álvarez J., 1979).

Estas rocas son en su mayoría el producto de metamorfismo térmico de presión baja, facies esquistos verde, pero dada la ocurrencia de granates (almadino?), en algunas muestras de anfibolitas, se ha planteado la posibilidad de que parte del metamorfismo de estas rocas sea de presión media, facies epidota- anfibolita.

En el área no existen unidades metamórficas producto de metamorfismo de contacto, de tamaño cartografiable a la escala en que se publica el mapa correspondiente a este Informe pero en las áreas circunvecinas al Batolito de Faallones, se ha desarrollado una aureola de contacto, de una amplitud aproximada de 300 m, caracterizada por la presencia de sillcatos de aluminio sericitizados dos y por la ocurrencia de biotita incipiente en las rocas arenosas. Igualmente hay leve metamorfismo de contacto en las rocas arcillo-arenosa de la Formación Amagá circunscrito a zonaz de Contacto con los pórfidos andesíticos del Terciario Superior.

En este caso hay un desarrollo incipiente de sericita y de minerales del grupo de las arcillas.

Cerca a la traza de la Falla de Mistratò se han encontrado rocas productos de metamorfismo cataclástico, principalmente cataclasitas y milonitas.

En las rocas sedimentarias del miembro Urrao, se encuentran zonas locales donde afloran argilitas, pizarras y a veces hasta filitas de lustre sericítico. Nosotros

hemos relacionado su ocurrencia a la presencia de estructuras tectónicas en el área.

2.2 PALEOZÓICO

2.2.1 Esquistos anfibólicos del río Cauca

En esta unidad se presenta en forma de cuerpo alargado y estrecho, de dirección N 15 17 aproximadamente, buzando con ángulo variable entre 45 a 80 hacia el oeste, circunscrita a la depresión del río Cauca, el cual corta el cuerpo en forma longitudinal al igual que la carretera troncal occidental y el ferrocarril del pacífico. En su parte ancha mide 2 Km y posee una longitud de unos 15 Km.

Los Sectores afloramientos están a lo largo de la vía del ferrocarril entre la estación La Marra (C-10) y el río Pozo (E-10), en la carretera Pintada-Supía, en las quebradas Chiripotó (D-10) y El Rayo (E.-10), en los ríos Arquía (D-10) y Pozo (E-10).

Este cuerpo fue estudiado en un principio por Restrepo y Toussaint (1974), quienes lo denominaron Grupo Arquía, diferenciándolo del Grupo Ayurá - Montebello en base a su mineralogía, tipo de metamorfismo y asociación litológica.

Posteriormente González, H., (1976), considerando su probable continuación hacia el norte, a lo largo del río Cauca, en el Cuadrángulo I-7, prefirió designarlos como esquistos anfibólicos del río Cauca.

Arias y Caballero (1973), en desarrollo de su proyecto de grado, estudiaron en detalle las relaciones estratigráficas y estructurales, las variaciones petrográficas y la petrología de esta unidad y sus adyacentes, estableciendo las variaciones litológicas, tipo de metamorfismo y posible petrogénesis de las rocas de esta unidad.

2.2.1.1 Litología

Dentro del cuerpo de esquistos anfibólicos del río Cauca se detectaron variaciones litológicas, determinadas por la relación anfíbol-clorita, la presencia o ausencia de granates y la textura, llegando a la conclusión de que esta unidad está constituida por esquistos cloríticos actinolíticos, esquistos verdes macizos, los cuales se tratarán como esquistos verdes; y por anfibolitas típicas y atípicas.

Los esquistos cloríticos presentan una buena foliación definida por la orientación de las láminas de clorita y están compuestos por plagioclasa, clorita, clinozoisita y en muy bajo porcentaje

Los esquistos actinolíticos poseen una textura nematoblástica definida por la

orientación de la actinolita. Sus minerales principales son: plagioclasa, actinolita y en menor proporción, la clinozoisita y clorita secundaria.

Los esquistos verdes macizos tienen un gran parecido macroscópico con las anfibolitas, pueden ser algo bandeados y tienen como constituyentes principales: plagioclasa, y en cantidad menor actinolita, clorita y clinozoisita, por lo que su textura varía entre lepidoloblástica a nematoblástica.

En general los esquistos presentan plegamientos y microplegues y evidencias de cataclasis, tales como diclasamientos, espejos de falla y lentes de plagioclasa pinchados. Dicha cataclasis fue comprobada petrográficamente por la interrupción brusca del badeo, la presencia de cristales doblados y rotos, granos con extinción ondulatoria y fracturamiento.

Los constituyentes mineralógicos principales presentan las siguientes características al microscopio. La actinolita es verde clara a verde amarillenta, algunos cristales son pleocróicos, el color de interferencia puede alcanzar el amarillo verdoso de segundo orden, el ángulo de extinción oscila entre 17 a 21°, a veces coexiste con la hornblenda, en otras muestras están como cristales individuales separados.

La plagioclara rara vez presenta buenas maclas lo cual dificulta su identificación, el relieve es bajo con un índice igual o ligeramente mayor que el bálamo, generalmente son limpias, presentando ligeras alteraciones a sericita. Dentro del grupo de la epidota el mineral predominante es la clinozoisita, la cual suele presentarse en cristales prismáticos o de granos redondeados, formando agregados o diseminados homogéneamente en la placa.

Cuarzo, calcita en cristales o en venas, biotita generalmente remolazada por clorita, esfena, rotulo, circón y sericita son los accesorios más comunes, piritita, ilmenita magnetita son los minerales opacos más corrientes.

La mayoría de las asociaciones minerales correspondientes a la unidad de esquistos verdes poseen la paragénesis: clorita más actinolita más clinozoisita, asociada con una plagioclasa sólida, probablemente albíta, característica de la facies esquistos verdes.

Aunque en la plancha no aparecen diferenciados, dentro del cuerpo cartografiado como esquistos anfibólitos del río Cauca hay zonas de anfibolitas granatíferas, de grano variable entre fino a grueso, de color verde a verde grisoso, foliadas o con badeo composicional debido a la alternancia de bandas claras de plagioclasa y/o epidota y oscuras de hornblenda.

Suelen exhibir un plegamiento variable y son frecuentes las estructuras

cataclásticas, los espejos de falla y diaclasamientos, lo cual pone de presente el intenso fallamiento de la zona.

Aunque Arias y Caballero (1978), diferencian estas unidades y las delimitaron en su plancha, nuestra impresión inicial fue la de un cambio gradacional entre los esquistos y las anfibolitas, lo cual puede observarse bien en sentido NE-SW entre la quebrada Papayal (D-10) y el rayo (E-10).

En las anfibolitas de grano grueso se pueden distinguir fácilmente la hornblenda, plagioclasa y epidota. Las variedades granatíferas presentan texturas porfidoblásticas debido al tamaño de los granates. Es muy común la mineralización de calcopirita o piritita en forma diseminada, lo mismo que venas de calcita.

Predomina la textura nematoblástica sobre la porfidoblástica, pero en algunas muestras la foliación es difícil de reconocer. Los porfidoblastos pueden ser de granate, hornblenda y/o Plagioclasa en estos casos tales minerales parecen ser pre-tectónicos. En algunas muestras la foliación aparece perturbada y en parte destruída por eventos térmicos asociados a las intrusiones andesíticas en el área.

Estas rocas están compuestas por plagioclasa, anfíbol, granate, minerales del grupo de la epidota y accesorios.

La plagioclasa se presenta en forma de granos xenoblásticos poco maclados, pero cuando lo están lo hacen generalmente siguiendo la ley de la albita y en menor proporción según carlsbad y periclina. Normalmente están limpias pero pueden presentar algo de alteración a sericita y sauserita, poseen extinción ondulatoria y algunos granos muestran claramente fracturación, tienen un índice de refracción mayor que el del bálsamo y un relieve, bajo a moderado.

El anfíbol suele ser hornblenda de color verde a verde oscuro, fuertemente pleocroica, los cristales son prasmáticos, idiomórficos con color de interferencia azul a azul verdoso de segundo orden, o actinolita la cual se caracteriza por presentar un color de interferencia verde amarilloso de segundo orden, a su presencia puede deberse el cambio en la textura de la roca, entre la característica de la anfibolitita y la de los esquistos actinolíticos. La alteración más común de la hornblenda es a clorita.

El granate ocurre en forma de porfidoblastos, alcanzando tamaños de hasta 5 mm de diámetro.

La epidota y/o clinozoisita, se presentan en forma de granos redondeados, bien sea diseminados o formando agregados, o en cristales prismáticos orientados según la foliación. Como accesorios, suelen presentarse botita, calcita en venas o

en cristales, esfena, rutilo, cuarzo, ilmenita, pirita, magnetita, hematita y calcopirita.

En base a la asociación mineralógica que presentan, especialmente por la presencia de albandino, pueden corresponder a un tipo de metamorfismo de presión media, facies epidota anfibolita.

La transición observada en la composición mineralógica de los cuerpos de gabro vecinos, los cuales llegan a tener por alteración de la plagioclasa y el piroxeno una composición muy semejante a la de las anfibolitas, ha llevado a Arias y Caballero (1978), a definir una roca gabroide como el protolito de las anfibolitas.

Las observaciones de campo muestran un cambio gradacional entre los esquistos y las anfibolitas, insinuando igual protolito para ambos y posibles cambios en las condiciones de metamorfismo.

2.2.1.2 Relaciones y edad

Este cuerpo se presenta intercalado con esquistos cuarzo-sericíticos y hacia el sur en contacto fallado con rocas ultrabásicas serpentinizadas. Cuerpos de andesitas porfíricas los intruyen tanto al este como al oeste.

Una muestra de anfibolita perteneciente a este cuerpo, fue datada por Restrepo y Toussaint (1975), obteniendo una edad de 110 ± 5 m.a. en hornblenda, que corresponde al Cretáceo Temprano. Dicha edad es preferible interpretarla como indicativa de una fase diastrófica en el Cretáceo que afectó en forma diferencial las rocas de la cordillera Central o que represente los efectos térmicos del magmatismo cretáceo y/o terciario.

Actualmente se tiene conocimiento que una asociación litológica igual se presenta en la margen occidental de la Cordillera Central, al este de Palmira, Valle.

2.2.2 Esquistos cuarzo sericíticos

Su principal exposición es una franja estrecha, de dirección N-S de 6 Km de longitud por 0.5 Km de amplitud, a lo largo del río Cauca (B-10). Otros afloramientos de magnitud inferior se presentan en la región de Garmato y Echandla (E-9), como techos pendientes sobre los pórfidos andesíticos que afloran en dicha región.

Estos esquistos son rocas finalmente laminadas en capas de 3 a 5 mm de espesor, locamente pueden ser algo bandeados, su color es oscuro, de lustre graso, untuoso al tacto, por lo general replegados y con venas de cuarzo lechoso de 0.1 a 10 cm de espesor, paralelas a la foliación y que se acomodan por lo general a la forma de los plegamientos.

La textura es generalmente heteroblástica e igual que su estructura su composición es variable: Los principales constituyentes son: cuarzo, plagioclasa, moscovita, clorita, biotita, calcita, sericita, grafito, ocasionalmente clinozoisita y cloritoide o granates y como accesorios comunes esfena, circón e ilmenita.

El cuarzo es el mineral mas abundante, generalmente se presentan en bandas dentro de las cuales exhibe una textura granoblástica poligonal, generalmente presenta extinción ondulatoria y a veces inclusiones de fibras o agujas de rutilo.

La plagioclasa suele ser albita, poco maclada, de extinción ondulatoria marcada y a veces con inclusiones de grafito.

La moscovita es el principal constituyente micáceo, de color verde pálido y con evidencias claras de haber sufrido tectonismo, a veces ocurre intercrecida con clorita.

La clorita contribuye a marcar la foliación en la roca, en algunas muestras es retrógrada a partir de biotita. Esta solo aparece en algunas muestras asociadas con la moscovita para formar las bandas micáceas. La calcita se encuentra diseminada a lo largo de microfracturas, asociada a las bandas ricas de cuarzo conformando la paragénesis cuarzo ± plagioclasa + calcita + epidota.

La asociación moscovita + clorita; y la presencia de plagioclasa (albita)+ epidota, determina estas rocas como pertenecientes a las facies esquistos verde, zona de clorita. Cuando se presenta la asociación moscovita y biotita la roca ha alcanzado la zona de biotita.

2.2.2.1 Relaciones y edad

Aunque no se muestran en la plancha, los esquistos se presentan como intercalaciones en los esquistos anfibólicos del río Cauca, y además conformando una franja alargada sobre la cual reposan en forma discordante los sedimentos de la formación Amagá y se intruyen los pórfidos andesíticos del Terciario superior.

Si se proyecta su foliación se ve la posibilidad de que estas rocas se correlacionen con los esquistos negros que afloran al noroeste en la plancha 166 del IGAC (La carretera Bolombolo -Ámagá), y en las cercardas a Medellín, donde se dató un metasedimento de este tipo obteniéndose una edad de 270 ± 10 m.a. (Restrepo et, al, 1978).

2.3 CONCLUSIONES

Las rocas metamórficas que afloran a lo largo del río Cauca en esta plancha, según las diferencias texturales y composicionales deben haber tenido su origen



en el metamorfismo de rocas sedimentarias e Ígneas.

Las diferencias en el tamaño de grano entre las anfibolitas inducen a pensar en la presencia de orto y para anfibolitas. Entre estas últimas hay variación gradual de esquistos anfibólicos a anfibolitas. A su vez, estas unidades están intercaladas con metasedimentos (esquistos cuarzo sericiticos).

Una variación tan brusca en la litología y grado de metamorfismo, puede explicarse por un plegamiento tectónico de las diferentes unidades, o Por metamorfismo de una pequeña cuenca eugeosinclinal, previamente afectada por intrusiones ígneas que dieron origen a las orto anfibolitas.

Según exploraciones recientes del INGEOMINAS al sur del área, esta franja se continúa hacia el sur del país donde es conocida como Esquistos de Palestina (departamento de Caldas) y Grupo Bugalagrande (departamento del Valle). En esta última unidad, se identificaron rocas pertenecientes a facies metamórficas de baja a alta presión, serie da facies probablemente de baja a alta presión. Lo anterior hizo pensar en una posible correlación con los Esquistos de Jambaló.

3. ROCAS SEDIMENTARIAS

La unidad sedimentaria mas antigua que aflora en el área es el Miembro Urrao, de la Formación Penderisco (Alvarez y González, 1973), del Cretáceo medio a Superior. Es una secuencia de ambiente marino, de estratificación fina a gruesa, replegada, conformada por sedimentos terrígenos y pelágicos con estructuras, ritmicidad, variaciones litológicas características de sedimentos turlidíticos. Esta unidad ha experimentado por lo menos dos fases diastróficas que la han llevado a conformar parte de la actual Cordillera Occidental.

La conformación paulatina de esta Cordillera generó la cuenca del Cauca al este de ella, en la cual se sedimentaron durante el Terciario Medio, en un ambiente fluvio lacustre, los sedimentos continentales de la Formación Amagá, caracterizada por contener mantos de carbón de explotación económica.

A finales del Terciario hubo un período de intenso volcanismo con flujos de lava y eyección de rocas piroclásticas, el cual se depositó en forma discordante sobre las rocas cretáceas y terciarias que cubrían el área. Producto de su erosión y del basamiento son los gruesos estratos de brechas sedimentarias y de depósitos de canal que afloran a lo largo del río Cauca. El conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias así originadas se han denominado Formación Combia (Crosse, 1926).

Grandes extensiones se encuentran cubiertas por una gruesa capa de cenizas, provenientes del último volcanismo que afectó la Cordillera Central durante períodos recientes.

A lo largo de los ríos principales y en la base de las laderas, se han depositado materiales aluviales y coluviales, producto de los procesos erosivos durante el Cuaternario y épocas más recientes, conformando aluviones, taludes y terrazas.

3.1 MESOZÓICO

3.1.1 Formación Penderisco

Aflora en el área de N-S conformando parte de los flancos orientales y occidental de la Cordillera Occidental, cubriendo un área de 500 m², aproximadamente.

La orientación de los estratos es de N 20 W a N 20 E, su buzamiento es fuerte

pero es notoria cierta tendencia hacia el oeste, tal como puede observarse sobre la carretera AndesLa Chaparrala (A-3).

Aunque el detalle con que se adelantaron los trabajos de campo no permiten una definición segura de ello, nosotros creemos que hay cambios notables en la composición litológica y en las estructuras tanto en sentido lateral como longitudinal.

Al este las rocas son más pelíticas, fisibles o macizas y la estratificación es por lo general fina. Hacia el oeste la facies arenosa es más notoria y la estratificación es mas gruesa, variando el espesor de los estratos entre 0.10 a 0.30 ó más metros (Fig. 6). Circunscritos al área y dentro del esquema geológico tradicional que postula estas rocas como producto de la erosión del núcleo de la Cordillera Central, la posición geográfica de dichas areniscas implicaría que, las rocas que serían las turbiditas proximales están hoy localizadas mas lejos de la nargon continental y las que serían distales están hoy cerca al continente.

El sentido longitudinal parece que la facie arenosas es mas importante al sur que al norte del área, igual acontece con las texturas metamórficas cararakterísticas de las rocas tipo argilitas, pizarras y filitas. Su ocurrencia local induce a pensar en un origen dinámico mas que en un proceso motamorfico regional.

Las mejores exposiciones de esta unidad se presentan sobre las carreteras Andes (A-3) - La Chaparrala (A-1), San Antonio de Chami (F-3), Santa Cecilia (plancha 185 del IGAC).

3.1.1.1 Litología

Litológicamente la unidad sestá compueta por lutitas, arcillolitas, limolitas, lodolitas, grauvacas, cherts, conqlomerados y algunos lentes de metasedimentos producto de metamorirno dinámico, de ocurrencia local.

Las lutitas y arcillolitas son de color oscuro cuando están frescas a pardo amarillentas o crema cuando están meteorizadas, presentan delgadas interestratificaciones de areniscas, limolitas y lodolitas, suelen estar finamente estratificadas y replegadas.

Estar rocas por efectos dinámicos locales adquieren una esquistosidad incipiente por lo cual las hemos denominado argilitas (Fig.5, a, b).

Las limolitas y las lodolitas son macizas, de color oscuro o pardo amarillento según el grado de meteorización que hayan alcanzado. Suelen presentarse en estratos de 3 a 50 cm de espesor, entre los diferentes estratos hay diferencias en el tamaño, del grano y en las estructuras internas y externas. En algunos

afloramientos y en muestras de mano ha observado estratificación lenticular y laminada.



Fig. 5 a. Argilitas de la Formación Penderisco, finamente estratificadas. Carretera San Antonio de Chami-Santa Cecilia (G-3).

b. Argilitas de la Formación Penderisco, replegadas con boudines de grauwaca. Carretera San Antonio de Chami-Santa Cecilia (G-3).

Generalmente están compuestas por cuarzo, muscovita a veces levemente orgéntada, plagioclasa y material arcilloso de color pardo amarillento. En algunos cortes petrográficos se ha visto estratificación cruzada en pequeña escala.

Las areniscas son de color gris verdoso o pardo amarillento según el grado de meteorización suelen presentarse en estratos de 0,10 a 3 o más metros de espesor, (Fig. 6 a, b), la selección textural y mineralogía es deficiente, algunos estratos muestran estratificación gradada lo cual es claramente observable en la carretera San Antonio de Chami-Rio Mistrató (G-1). Generalmente son macizas, localmente presentan facies conglomeráticas y cambios en el tamaño de grano entre los diferentes estratos.

Están constituídas principalmente por cuarzo, plagioclasa, moscovita, epidota anfíbol, biotita, feldespato potásico, circón, opacos y clastos líticos.

El cuarzo es angular a subredondeado, inequigranular, con extinción recta a ondulatoria, insinuando distintos orígenes. Su abundancia es muy variable pero a veces alcanza a constituir hasta el 55% de la roca.



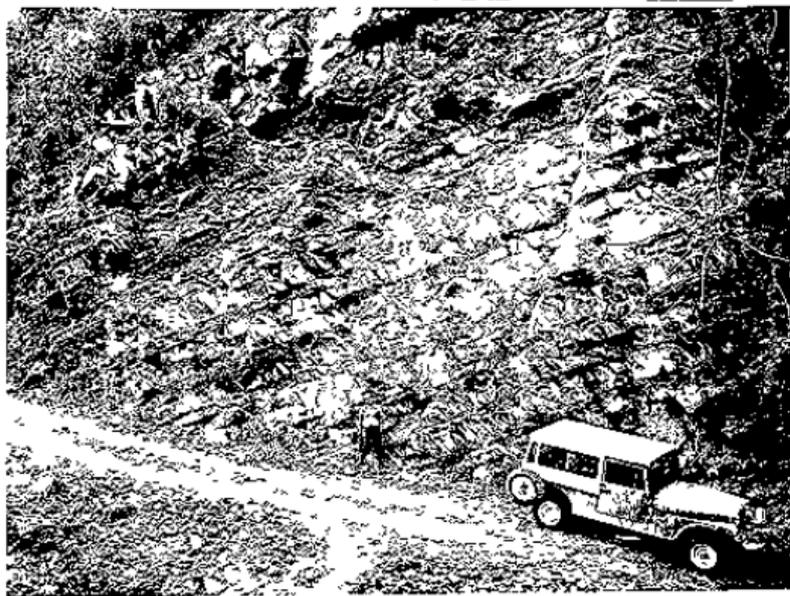


Fig. 6 a, b. Secuencias de grauvacas al norte y sur del área respectivamente, con buzamientos de diferente magnitud. a. afloramiento sobre el río San Agustín, al norte del área (H-2). b. Carretera San Antonio de Chami-Santa Cecilia (H-1), al sur del área.

La plagioclasa es inequigranular, de relive alto, maclado según albita y carlsbad, débilmente alterada, de composición intermedia a cálcica.

El aporte lítico está representado esencialmente por rocas sedimentarias: grauvacas, limolitas, cherts con radiolarios y ocasionalmente rocas volcánicas.

La proporción de matriz a clastos es variable entre 1:2 a 1:4 por lo cual dichas rocas se deben clasificar como grauvacas. En la tabla 1 se presentan varios análisis nodales.

Los conglomerados se presentan en estratos de espesor variable entre 0.5 a 3 m ó más, como interestratificaciones en la secuencia areno arcillosa. Los clastos son principalmente de cuarzo lechoso, chert, rocas verdes, grauvacas, de tamaño variable entre 2 a 3 mm y forma angular a subredondeada.

La matriz es arenosa, de grano medio, color gris verdoso, su porcentaje es notorio.

Estratos delgados de chert, de color gris oscuro, bandeados, de espesor variable entre 5 a 15 cm, se presentan interestratificados en la secuencia. Rara vez

conforman espesores mayores de 100 m.

Tabla 1. Análisis modales de areniscas de la Formación Penderisco, Lasado en el conteo de mas de 1800 puntos sobre secciones delgadas standard

Minerales	I G M			
	95471	95912	95953	119142
Cuarzo	44.3	22.80	53.66	41.64
Plagioclasa	16.55	24.37	11.43	13.66
Ortoclasa	2.90			3.10
Micas	1.63	1.63	0.51	2.06
Clastos líticos	13.35	26.41	6.30	16.65
Anfíbol	0.60	0.19	0.10	
Circón	Tr.	Tr	Tr.	Tr.
Calcita			0.93	
Clorita		0.36		
Epidota		0.19		0.80
Opacos	0.91	0.61		0.73
Matriz	19.35	23.44	26.99	21.35

95471 Grauvaca. Río Chaparrala (A-2)

95912 Grauvaca. Quebrada Santa Isabel (B-2)

95953 Grauvaca. Cuarzosa (?) Quebrada Santa Bárbara (D-1)

119142 Grauvaca. Quebrada La Soledad (L-2)

En muestras de limolitas y grauvacas tomadas cerca al contacto con el plutón de Farallones hay recristalización de la parte arcillosa, con desarrollo incipiente de moscovita.

3.1.1.2 Relaciones

Hacia el este está en contacto con la Formación Combia del Terciario Superior.

De acuerdo a las edades obtenidas para arlbas unidades y dado el modelo de generación de ambos, es lógico pensar en un contacto discordante, definido por la depocitación de la Formación Combia sobre el; Miembro Urrao. En contra de lo anterior está la existencia de vestigios de cataclasis en los sedimentos pelíticos, su posición estructural (buzamientos fuertes con tendencia al oeste) y la rectilineidad del contacto que sugiere la existencia de una estructura tectónica delimitando ambas unidades.

La presencia de esta estructura es claramente obserbable en el cuerpo de rocas verdes que aflora al sureste del municipio de Jardín y al oeste de San Antonio de Chami.

Surgen así por lo menos dos posibilidades. La falla es anterior a la generación de la Formación Combia y sirvió como límite occidental a la depositación de esta unidad o es posterior a habiendo levantado el bloque izquierdo, permitiendo la erosión rápida de la cobertura piroclástica.

3.1.1.3 Ambiente

Esta unidad se extiende al norte y sur del área por cientos de kilómetros y también hacia el oeste. Por su forma elongada, localización geográfica y litología, debe haberse depositado en un geosinclinal definido por la interacción de las placas de Nazca y suramérica.

Deewy y Bird (1970, en Corrales, et al, 1977) plantean la diversidad de geosinclinales dentro de un contexto común de desarrollo cíclico en el movimiento de las placas, basadas en diversos aspectos, tales como naturaleza del subsuelo (corteza continental y oceánica), polaridad y procedencia de los sedimentos, tipos de rocas ígneas, etc.

Dichos autores diferencian dos grandes grupos de acuerdo a su localización en el modelo de desarrollo cíclico de las placas. Un primer grupo es el de geosinclinales ligados a la acreción de placas o acreción cortical, y otro grupo ligado a la consunción de las placas.

Según Case, et al, (1971), el límite entre corteza probablemente oceánica y corteza continental, coincide con la margen más oriental del alto gravimétrico al oeste de Colombia, esencialmente en el sitio del sistema de falla Cauca-Romeral. Por lo tanto los sedimentos de la Cordillera Occidental deben haberse depositado en un geosinclinal de la fase de consunción de placas.

Según Corrales et al, (1977), en las proximidades de las zonas de consunción de placas y sobre la zona de Benioff se acumulan facies pelágicas y productos de destrucción de la corteza continental y parte superior de la oceánica. En caso de tratarse de un contacto de placas localizadas en un borde continental la parte mas externa de la corteza continental, que está sobre la zona de Benioff, Lufre deformaciones inclusiones de rocas ígneas y un metamorfismo. Todo ello da lugar a que se forme el "orógeno ortotectónico" que constituye el núcleo principal de la futura cordillera.

En el caso de fosas situadas dentro del océano, sobre la zona de Bonipff se desarrollan fenómenos volcánicos notables rapaduras de material oceánico y metamorfismo y dan lugar a un orógeno ortotectónico que llega a emerger, formando arcos insulares.

Según los autores antes mencionados, los tipos de cuencas sedimentarias en esta fase de consunción son diversos, a saber: cinegeoclinal: localizado entre el orógeno ortotectónico y el continente con subsuelo parcialmente de corteza oceánica.

Exogeosinclinal: diferenciado del anterior por tener subsuelo de corteza continental.

Liptogeosinclinal: Localizado sobre la corteza oceánica en márgenes con fosa o surco oceánico.

Idiogeosinclinal: Emplazado entre el continente y un arco insular o entre dos arcos insulares.

El conocimiento actual de la Cordillera Occidental no permite aproximarnos a una definición de las posibles cuencas en las cuales se depositaron los sedimentos que la conforman, pero la litología presente y su mineralogía inducen a pensar en aquellos de tipo cinegeoclinal y/o idiogeosinclinal.

Mucha parte de la litología de esta unidad posee características reconocidas en la secuencia Flysch. Aunque nosotros no hemos alcanzado a diferenciar los posibles ambientes en que esta unidad pudo haberse depositado, la ausencia de rocas carbonatadas conduce a pensar en un ambiente de deposición de aguas profundas.

Teniendo en cuenta las características sedimentarias de areniscas gruesas, areniscas conglomeráticas, de conglomerados pobremente gradados y no gradados que afloran en la parte suroeste del área, podría inferirse una deposición como "debris flows" semejando aquellos encontrados en cañones submarinos modernos y en canales de abanicos interiores submarinos y cañones labrados dentro de abanicos intermedios.

Algunos estratos delgados de areniscas de grano grueso, areniscas conglomeráticas y conglomerados organizados asociados con facies flysch de grano fino, los cuales afloran localmente, podrían representar depósitos en sistemas de abanicos interiores o intermedios submarinos.

Es posible que muchas lutitas y limolitas de grano fino representen sedimentos depositados a partir de material en suspensión.

La idea más aceptada del origen de estos sedimentos, es que ellos provienen de la erosión de las rocas de la Cordillera Central. El contenido de feldespato potásico, el tipo de cuarzo y el aporte lítico parecen confirmarlo, sin embargo el gran porcentaje de fragmentos de rocas sedimentarias observados en las

grauvacas induce a pensar en un retrabajamiento de los sedimentos previamente depositados.

3.1.1.4 Edad

Hasta el presente no se tiene una idea clara de la edad de esta Formación.

Etayo et, al (1930) clasificó algunos fósiles coleccionados de cherts que alternan con shales e intercalados (?) en una secuencia volcánica máfica, como amonites (PTYCHO CERAS Spy META HAMITES Sp) del Albiano medio. Según él, "Es el primer registro de amonites pre Turonianos, del margen oriental de la parte septentrional de la Cordillera Occidental de Colombia, al oeste de Medellín". Relaciones de campo han demostrado que, la Formación Penderisco es posterior a la unidad volcánica (Formación Barroto) dentro de la cual se presentan los horizontes fosílicos.

Según Pedro J. Bermúdez (en Parra, 1978), de la universidad de Venezuela, una nuestra colectada por Eduardo Parra en la quebrada las Habas, 70 Km al norte de esta plancha, pero dentro de la misma secuencia sedimentaria, son foraminíferos planctónicos Globigerinella escheri (Kauffman) y rugo globigerina Sp. También de edad Aptiano Albiano.

Restrepo, et al (1979), dataron una Jutita pizarrosa de esta unidad, tomada en cercanías de la población de Dabeiba, por el método K/Ar en rocas total, obteniendo una edad de 95 ± 5 m.a. (Cenomaniano-Turoniano). Dichos autoras se inclinan a correlacionar esta edad con la de la diagénesis de los sedimentos. Los datos anteriores sugieren una edad post Albiana. Nosotros pensamos que aunque la secuencia está muy plegada, dada su extensión areal y el buzamiento de los estratos, debe tenerse un espesor considerable, por lo cual debe haberse comenzado a depositar por lo menos en el Cretáceo Medio.

3.2 CENOZÓICO

3.2.1 Formación Amagá

El levantamiento inicial de la Cordillera Occidental a finales del Cretáceo, determinó el desarrollo embrionario de la fosa interandina del Cauca en la parte sur del país, en la cual se depositaron sedimentos marinos salobres durante el Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior.

A finales del Oligoceno superior los movimientos tectonoorogénicos acentuaron la depresión de dicha fosa permitiendo la acumulación de sedimentos continentales, una manifestación de los cuales son los conglomerados, areniscas, limolitas y arcillolitas que afloran, circunscritos al cauce y a las vertientes del río Cauca en esta plancha.

Corrales, et, al (1977), denominan estas cuencas como depresiones post orogénicas y las definen como aquellas que se sitúan en el borde externo de las cadenas geosinclinales y se extienden hasta las áreas cratonizadas mas próximas.

Esta unidad fue inicialmente investigada por Emil Grosse (1926), al norte de esta plancha, quien lo denominó Terciario Carbonífero de Antioquia y posteriormente por González H. (1976) quien la denominó Formación Amagá. Este autor conservó la división hecha por Grosse el cual había diferenciado tres pisos, denominándolos miembro inferior medio y superior, caracterizados esencialmente por la presencia o ausencia de dantos de carbón y espesor de éstos.

3.2.1.1 Miembro Inferior

Su ocurrencia está restringida a una pequeña área inferior de 4 Km², localizadas al noreste de Quinchía (G-7) sin que se puedan descartar otras posibles manifestaciones no detectadas durante los trabajos de campo.

Su principal característica es la presencia de conglomerados, que en algunos puntos constituye la base de la unidad y la ocurrencia de mantos delgados de carbón, con espesores que no sobrepasan los 0.70m. Areniscas conglomeráticas y arcillolitas arenosas complementan su litología.

Los conglomerados están constituidos por clastos de cuarzo, rocas metamórficas, dioritas y cherts, variables en su tamaño de grano y redondez. La matriz es arenarcillosa y de porcentaje variable respecto al de los clastos. El espesor de los estratos excede rara vez los seis metros y cuando están frescos son de gran dureza

Fuera del conglomerado basal, se encuentran algunos otros estratos de conglomerado limitados a la parte inferior, ya que mas hacia arriba en la secuencia se encuentran solo areniscas conglomeráticas.

En las areniscas predominan cantos de cuarzo en una matriz sílico- arcillosa, con algunas láminas de mica blanca detrítica. Son por lo general de grano grueso, color crema gris y en estas últimas predomina el material arcilloso sobre el silíceo en la matriz. El espesor de los estratos varía desde 0.20 m a 10 m. Con frecuencia presenta estratificación cruzada.

Las areniscas arcillosas y arcillolitas están bien estratificadas, son de color gris a verdoso, predominan en la parte superior del Miembro y a veces presentan concreciones calcáreas.

El promedio de espesor del piso inferior según Grosse (1926), es de unos 200 m. En el área solo afloran algunos estratos de este miembro por lo cual no fue posible medir una columna, representativa.

3.2.1.2 Miembro Medio

Se distingue de los demás por la existencia de varios mantos de carbón. Con espesores mayores a 0.7 m (dimensión que se considera como la mínima para un manto ser explotable), por contener un número mayor de mantos inexplorables y la carencia de conglomerados.

Sus afloramientos principales están circunscritos a las poblaciones de Quinchía (H-6) y Riosucio (F-7), cerca a las cuales presentan las explotaciones de carbón más importantes en toda la plancha, conocidas como Mina :El Salado y el Encenillal, donde se presentan mantos de carbón de espesor variable entre 0.60 a 4.2 m.

Las areniscas son similares a las del miembro inferior y el tamaño de grano varía de grueso hasta fino con cemento silíceo-arcilloso, estas van pasando a areniscas arcillosas y arcillolitas a medida que el material silíceo es remplazado por material arcilloso.

Las arcillolitas se presentan bien estratificadas, conformando localmente bancos gruesos, el color es gris a gris verdoso y suelen contener concreciones de siderita y ocasionalmente se presentan capas delgadas de color negro, interestratificadas con los mantos de carbón o como piso o techo de ellos.

La presencia de estratos de carbón y ocurrencia de óndulas y estratificación cruzada hacen prever un ambiente de sedimentación lacustre, de poca profundidad.

En el área de ésta plancha no se ha efectuado ningún trabajo de carografía detallado que compruebe las observaciones hechas por Grosse (1926), mas al norte, acerca de su espesor.

3.2.1.3 Miembro Superior

Esta unidad aflora en las vertientes aledañas al río Cauca, estando sus mejores exposiciones a lo largo de las carreteras Támesis-Valaraiso (A-8, B-8) y La Relisa (G-9), Supía (E-9).

Es el miembro más representativo de la Formación Amagá en el área descrita. Está caracterizado por la ausencia de mantos de carbón explotables, por la escasez de conglomerados, la abundancia de areniscas y la presencia de arcillolitas de color ocre, deleznable.

Las areniscas se presentan en estratos gruesos, generalmente mayores de 0.20 m, alcanzando espesores hasta de 10 m. Su color varía según el grado de meteorización, desde un color gris verdoso cuando están frescas a pardo amarillento cuando están meteorizadas.

Presentan una mala selección textural y mineralógica y suelen exhibir estratificación entrecruzada y gradada. Su tenacidad es poca a intermedia, suelen presentarse algunos estratos conglomeráticos. La matriz puede alcanzar porcentajes hasta del 60% y los componentes líticos pueden constituir hasta el 15% de la roca.

Estas rocas están constituidas esencialmente por cuarzo, feldespato, clastos, líticos, calcita, clorita, epidota, mica, esfena, circón, empotrados en una matriz arena arcillosa o viceversa. El cemento puede ser silíceo o carbonatado u ocasionalmente férrico.

El cuarzo es inequigranular, angular, existiendo una gradación entre los constituyentes de la matriz y los clastos, hay cristales con exfoliación recta y en otros es ondulatoria, en algunos hay inclusiones de rutileo. En algunos clastos los contornos son definidos, en otros hay cierto grado de dilución hacia los constituyentes de la matriz. Siguiendo a Folk (1974), las características anteriores podrían indicar diferentes orígenes, ígneos y metamórficos, por lo menos, para los cuarzo constituyentes de estas areniscas.

Los feldespatos están representados por plagioclasas, limpias o alteradas a minerales arcillosos, raclados según albita, de relieve moderado a mayor que el bálamo, de composición intermedia a sódica.

Los Clastos líticos están constituidos por fragmentos de chert, espilitas, limolitas y cuarcitas, de forma angular y tamaño variable, procedentes de la erosión de la Cordillera Central.

La calcita se presenta como producto del remplazamiento de la plagioclasa, en venas, como relleno de espacios intersticiales o en agregados conformando parte de la matriz.

La clorita se presenta en láminas anhedrales, de color verde pálido, disperso en toda la roca, su ocurrencia es común pero en porcentajes bajos y variables (menor del 4%).

La matriz está constituida por material silíceo-arcilloso o arcillo arenoso, incoloro e parduzco debido a óxidos de hierro finamente disseminados, con algunas Láminas dispersas de mica y agregados de calcita secundaria. La tabla 2 muestra varios análisis modales correspondientes a ésta litología.

Tabla 2. Análisis modales de areniscas de la Formación Amagá basados en el conteo de más de 1200 puntos sobre secciones deslgadas standard

Minerales		I G M
	93322	95340
Cuarzo	40.4	56.3
Feldespato	1.1	3.1
Clastos Líticos	11.0	
Calcita	1.3	
Clorita	3.4	
Mica Blanca	0.6	0.3
Circón	Tr.	Tr.
Siena	Tr.	Tr.
Opacos	1.8	2.4
Matriz	36.7	36.2

Principalmente plagioclasa

Pirita

95322	Grauvaca. Lítica. Qda. El Obispo (I-2)
95340	Grauvaca. Carretera. Bonaront – Irra (H-8).
95343	Grauvaca. Lítica. Ríosucio (G - 8).
95997	Grauvaca. Qda. El Jardín (K-9).

Por la proporción de matriz a clastos, el bajo porcentaje de feldespatos, el aporte lítico, la escasa, selección textura y mineralógica estas rocas se pueden clasificar como grauvacas.

Las arcillolitas y limolitas suelen exhibir una coloración variable entre gris clara rojiza, una estratificación generalmente gruesa, con interestratificaciones delgadas de areniscas.

Su ocurrencia es abundante llegando a constituir hasta el 50% de la unidad considerada.

Esta unidad experimentó cambios laterales y verticales bruscos en sedimentación tal como la muestra la (Fig.7).

3.2.1.4 Edad y correlaciones

La edad de la Formación Amagá fue establecida palinológicamente por Van der Hammen como Haligoceno Superior. La parte mas alta del conjunto superior corresponde al Mioceno mas inferior, El mismo autor correlaciona esta Formación con la Cauca Superior.

Exploraciones del INGEOMINAS Medellín en el norte del Valle del Cauca, permitieron observar una gran correlación litológica entre el miembro Superior de la Formación Amagá y el Miembro Cinta de Piedra de la Formación Cauca Superior.



Fig. 7. Areniscas, conglomerados y areniscas conglomeráticas evidenciando cambios bruscos en los procesos de sedimentación (H-9).

Los miembros superiores de esta Formación suelen estar intruídos por diques y sílos basálticos o cubiertos discordantemente por rocas piroclásticas de la Formación Combia, considerada como de edad Miocena. Cuerpos pórfidos andesíticos de edad variable entre 6.8 a 9 m.a. los intruyen produciendo débiles efectos de contacto en las arcillolitas y areniscas.

3.2.2 Formación Combia

Dicho nombre fue dad por Grosse (1926) a un conjunto de rocas volcánicas de ambiente subaéreo y volcано-elásticas de ambiente continental, de edad Terciaria Superior, que afloran al este y oeste del río Cauca. desde unos 20 Km al sur de La ciudad de Medellín.

En esta plancha cubre una gran extensión areal, aproximadamente 300 Km², encubriendo una paleotopografía de fuerte caracteres, litológicamente constituida por rocas volcánicas y sedimentarias del Cretáceo y sedimentarias terciarias.

Esta unidad está compuesta por flujos de lava basáltica, rocas piroclásticas de composición intermedia y rocas sedimentarias de ambiente continental. Dada su variabilidad litológica se ha dividido para su descripción en dos miembros diferentes, uno volcánico y otro sedimentario, separación que no aparece en el mapa ya que ello requería un trabajo de campo detallado fuera de los límites de este trabajo.

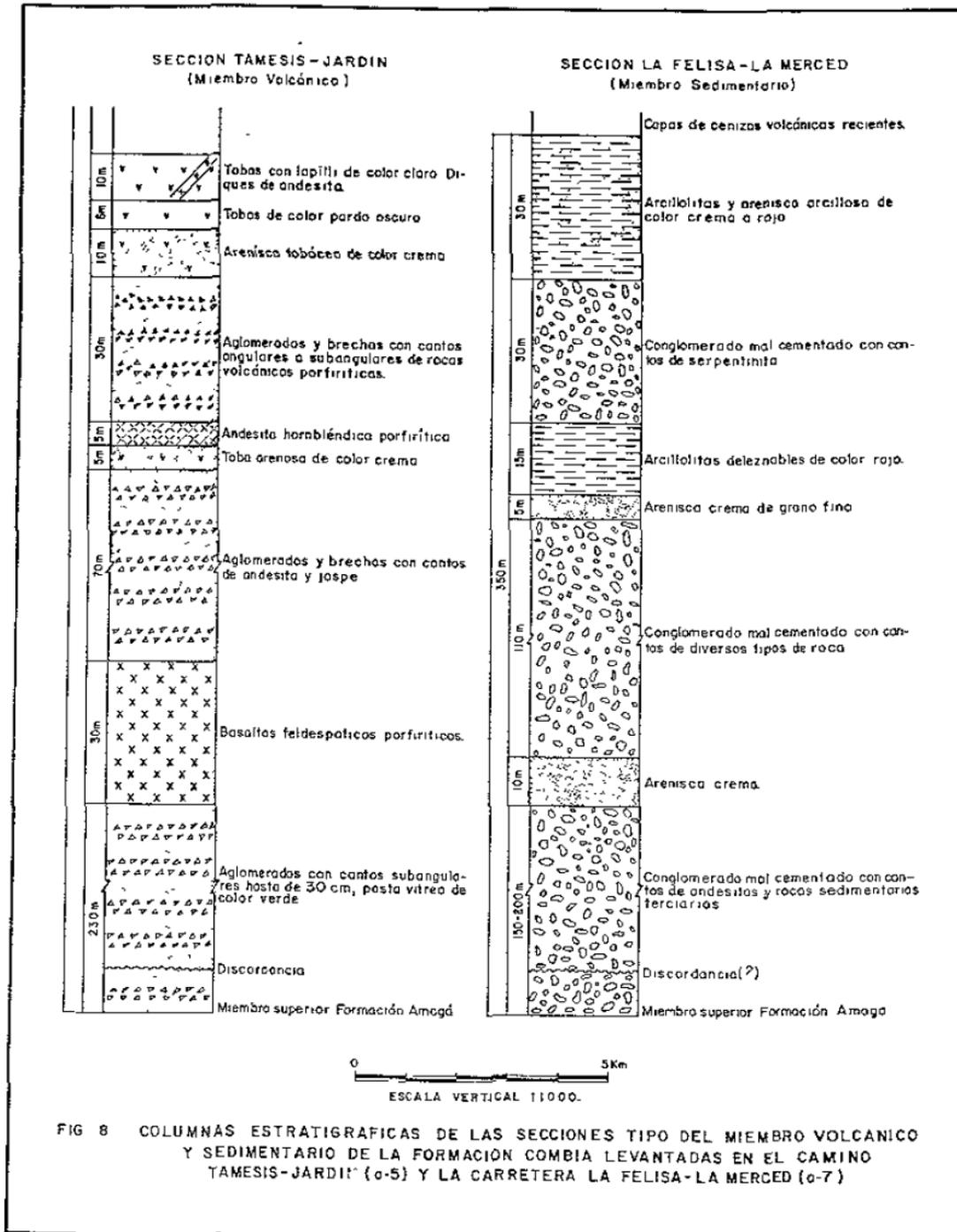
La Fig. 8 describe las secuencias volcánicas y sedimentarias a través de las secciones Támesis (A-7), Jardín (B-4) y La Felisa (G-9), La Merced (plancha 187 del IGAC) respectivamente.

3.3.2.1 Miembro sedimentario

Esta unidad ocupa una gran extensión areal, específicamente a lo largo del río Cauca. Litológicamente está constituido por interestratificaciones de conglomerados, brechas sedimentarias, areniscas de grano fino a medio y arcillolitas de color crema rojizo (Fig. 9). Los mejores afloramientos se presentan a lo largo del río Cauca entre La Folisa e Irra (G-9) y La Folisa-La Merced (G-9).

En los conglomerados y brechas los constituyentes son muy variados, abarcando los cantos de basalto oscuro, andesitas (algunas veces granatíferas), tobas, areniscas de la Formación Amagá, espilitas, gabros, serpentinitas y ocasionalmente algunos clastos de rocas metamórficas.

Dichos cantos son de tamaño muy variable oscilando entre 0.5 hasta 20 cm aproximadamente. En su forma, van desde bloques angulares a redondeados.



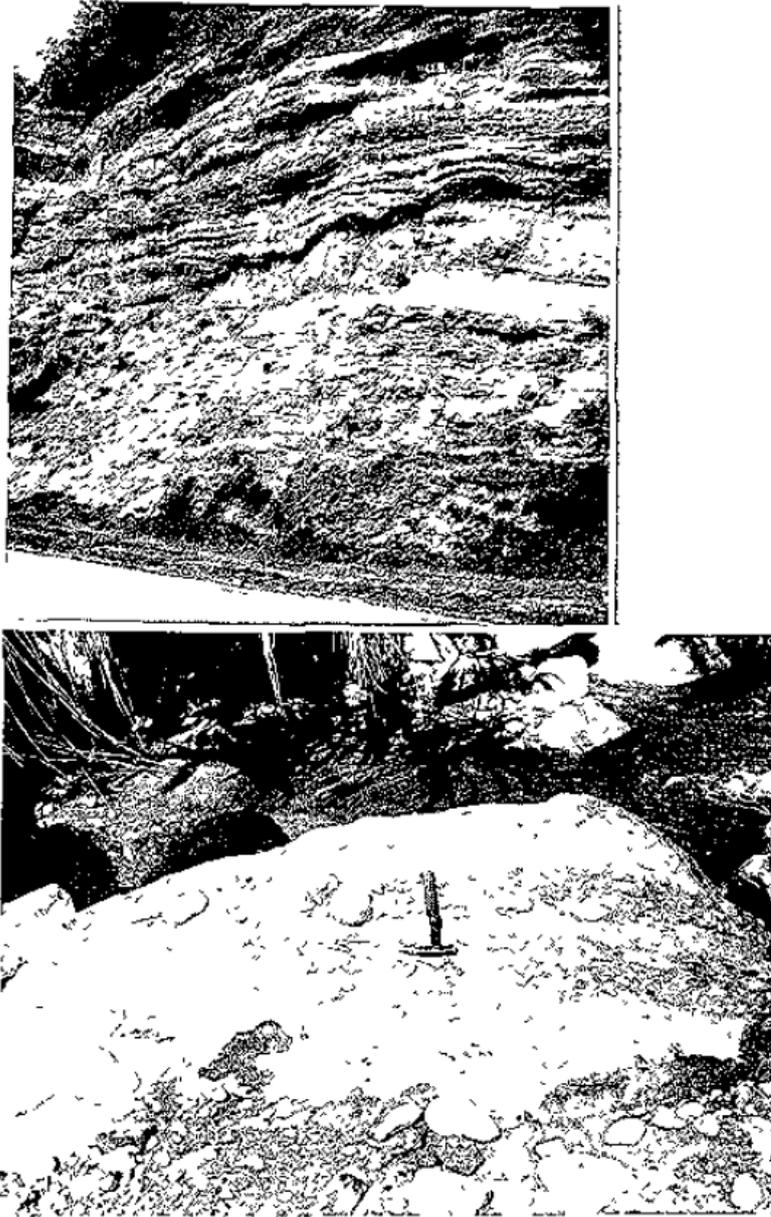


Fig. 9. a. Interestratificaciones de tobas de lapilli, brechas sedimentarias, conglomerados y areniscas volcanoclásticas exhibiendo superficies de erosión y remanentes de paleosuelos. Carretera La Pintada-Supía (G-9).
b. Bloque rodado en el cual se aprecian interestratificaciones de brechas sedimentarias y areniscas volcanoclásticas con estratificación gradada y areniscas guijarrosas volcanoclásticas.

Las areniscas presentan una cohesión muy pobre, de grano -fino a medio, generalmente conglomeráticas.

Estas rocas forman estratos de hasta 5 m de espesor, de inclinación suave. Localmente hay estratificación gradada, depósitos de canal y superficies de erosión que ponen de manifiesto cambios bruscos en los regímenes de sedimentación y erosión.

La presencia de restos de paleosuelos en superficies donde se presentan cambios bruscos en la litología, evidencian además largos períodos de interrupción en el proceso de sedimentación.

Del análisis de su composición litológica, especialmente la presencia de cantos de andesita, basaltos y arenisca se puede concluir que esta unidad tuvo su origen en la erosión de las rocas terciarias que cubrían los flancos de las Cordilleras Central y Occidental. Sobre la carretera La pintada-Supía hay un buen afloramiento que permite inferir un contacto deposicional de esta unidad sobre el miembro superior de la Formación Amagá.

3.2.3 Depósitos fluviales

Son aquellos formados a expensas de las aguas corrientes superficiales, bien estén encauzadas o discurren libremente. Los principales depósitos de esta naturaleza en el área son aluviones, coluviones, terrazas, taludes y alcanicos aluviales.

3.2.3.1 Aluviones y Terrazas

A la escala en que se publica la plancha son muy pocos los aluviones cartografiados y muy difícil diferenciarlos de las terrazas adyacentes por lo cual estos dos tipos de depósitos se representan como una sola unidad.

Sus manifestaciones más importantes son los aluviones del río Chaparrala (A-1), Supía (F-6) y algunas pequeñas manifestaciones sobre el río Cauca.

Las terrazas más importantes por ser la base parcial de asentamientos humanos, son aquellas sobre las cuales están contruidas las cabeceras de los municipios de Andes (A-3) y Jardín (A-4).

3.2.3.2 Taludes

El más importante de este depósito es el localizado al este de Támesis, en la vertiente occidental del río Cartama (A-3), donde bloque subángulo subredondeado de andesitas porfíricas y de conglomerados de varios metros de diámetro, en medio de una masa arcillosa, conforman una cobertura de hasta 20 m de espesor, de pendiente suave. Dichos bloques suelen también aparecer sueltos

y con características de las rocas donde aflora la Formación Combia.

3.2.3.3 Coluviones

Son aquellos depósitos formados en las laderas a expensas de los materiales arrancados a las mismas por la erosión de los agentes atmosféricos y transportados por las aguas lluvias hasta alguna pequeña depresión o rellano de las mismas donde pueden ser depositados. Su ocurrencia en el área es local y en extensiones muy reducidas por lo cual no aparecen cartografiados.

Al norte de Jardín (B-4) existen varios depósitos de pie de monte, de escasa pendiente denominados glaciais.

3.2.3.4 Abanicos Aluviales

Son de ocurrencia local y de pocas dimensiones (Fig. 10) por lo cual están cartografiados dentro de las terrazas y aluviones.

3.2.4 Rocas Piroclásticas

Al sur de Caramanta (C-8), al este de Támesis (A-7) y al sur de Riosueio (F-7) aflora un material fino de color rojizo, deleznable, superpuesto a la topografía del terreno, de espesor variable, el cual se ha identificado como cenizas volcánicas. Cuando este material se litifica recibe el nombre de tobas de hecho son muy abundantes como constituyente de la Formación Combia, pero el material al que aquí nos referimos es de edad más reciente, posiblemente pleistoceno-Holoceno.

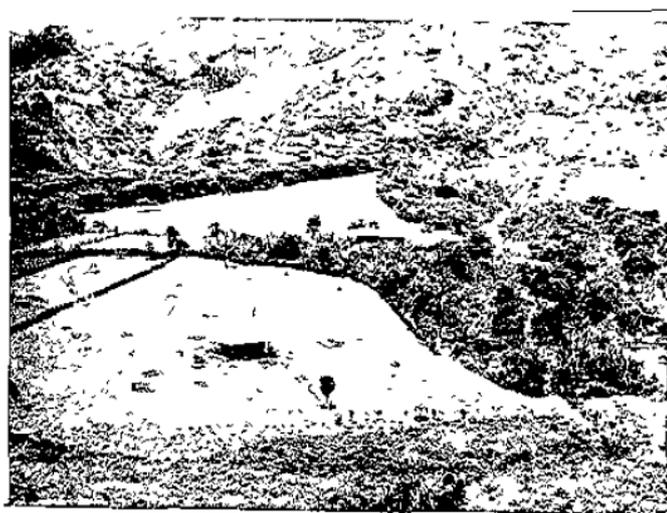


FIG. 10. Cono aluvial limitado hacia la parte exterior por el río Risaralda (H-3).

En general han sido muy erodadas pero se conservan remanentes de ellas en las



partes altas, de topografía suave, generalmente localizadas debajo de una capa de suelo vegetal

Dichas cenizas están compuestas por pequeños cristales de hornblenda, biotita, feldespato, cuarzo, augita, lamprobólita y óxidos de hierro.

No aparecen cartografiadas ya que se han tomado como parte integrante los suelos.

4. ROCAS ÍGNEAS

La Cordillera Occidental, en cuyas vertientes está localizada la mayor parte del área de esta plancha, debe estar conformada en su núcleo por rocas volcánicas típicas de corteza oceánica encubiertas parcialmente por secuencias volcánicas características de arcos volcánicos y gruesas secuencias sedimentarias.

Las rocas volcánicas de ambiente marino que afloran en el arca se han agrupado para su estudio bajo la denominación de Formación Barroso, nombre dado por Alvarez y González (1978).

En el área existen manifestaciones de rocas ultrabásicas asociadas con gabros que podrían ser restos de complejos ofiolíticos emplazados tectónicamente por fallas satélites del sistema de Falla Romeral, Los datos de campo inducen a pensar que hay cuerpos gabroides de diferentes edades. Varios cuerpos intrusivos representan los diferentes eventos magmáticos que han afectado al sistema andino desde el Jurásico.

El Stock de Támesis de edad 124 m.a. (Callo, et al 1980), el Plutón de Místrató posiblemente de edad Cretácea también representan el magmatismo Jura Cretáceo.

El magnetismo terciario que afectó la Cordillera Occidental principalmente y que parece haber comenzado con la intrusión del Batolito de Mandé, de edad Oligocena, tiene sus expresiones en esta área en el Batolito de Farallones (11 ± 2 m.a. C lle, et al 1960), en el volcanismo del Combia V en los pórfidos andesíticos de edad 6 m.a.

4.1 CRETÁCICO

4.1.1 Rocas Ultramáficas

Sus mejores afloramientos están sobre la carretera La Pintada – Supía (D-10, E-10), en el río Pozo (L-10), F-10) y al sur del río Maiba (H-3, H-10).

Son cuerpos aislados, de forma alargada, emplaza en su mayor parte a lo largo de una de las trazas de la falla de Romeral, dentro de complejos metamórficos o de unidades gabroides o de rocas verdes, con los cuales algunos autores opinan

tener una relación genética, constituyendo el Complejo Ofiolítico del Cauca (Restrepo y Toussaint, 1974).

Son esencialmente cuerpos de serpentinitas, que se presentan macroscópicamente como rocas macizas, ligeramente esquistosas, fino-granulares, de color verde manzana pálido con patina de óxidos de hierro.

AL microscopio presentan una textura alotriamórfica y estructura esquistosa, compuesta por antigorita (96.57%) y opacos (3.43%).

La antigorita se presenta en láminas y agregados con hábito fibroso, en conjunto orientado por efectos dinámicos. Procede de serpentización total de los ferromagnesianos.

Los opacos son principalmente agregados de cristales finos producto residual de la serpentización y pórfiroblastos de magnetita con ligera oxidación de los bordes.

Hasta el momento nadie ha demostrado una relación magmática común para las rocas ultramáficas, gabros y rocas volcánicas (diabasas, epispilitas y toba) que afloran en el área y más al este de ella donde están mejor expuestas las unidades.

Su localización geográfica en el límite la corteza continental y oceánica (Case, et al, 1971), su relación tectónica con la Falla de Romeral y su posible relación magmática con las unidades gabroides y de rocas verdes ha llevado a algunos autores a definir estas rocas ultramáficas como cuerpos de tipo alpino, lo cuales han sido definidos por muchas autoridades en la materia como porciones de complejos emplazados en el estado sólido durante períodos tectónicos.

Las ofiolitas a su vez son interpretadas como porciones de la corteza oceánica y manto superior y están caracterizadas por una zona basal de peridotita con textura metamórfica, cubierta por una secuencia de capas de composición variable entre peridotitas a gabros, una secuencia de lavas almohadilladas y diques asociados a una cobertura de sedimentos de mar profundo incluyendo chert con rodolarios.

En algunos lugares el emplazamiento ha sido acompañado con un mínimo de disrupción y la secuencia ofiolítica está bien preservada pero en otros las rocas ultramáficas ocurren como bloques aislados dentro de un mólange. El interrogante de si estamos en presencia de un complejo ofiolítico o de remanente de él no es posible dilucidar por el momento. Las relaciones estructurales entre serpentinitas y gabros unos tres kilómetros al este de La Felisa (G-10) parecen confirmarlo.

Estos cuerpos se presentan elongados en dirección que es concordante con la estratificación o foliación de las rocas encajantes aunque por lo general el contacto

entre las distintas unidades es fallado y en pequeña escala, discordante.

La estructura de estas rocas en el área es generalmente maciza, pero fuera de ella se han encontrado sobre el mismo cuerpo estructuras esquistosas.

Por lo general estas rocas están serpentinizadas siendo sus principales constituyentes antigorita en cristales anhedrales y subhedrales y agregados de hábitos fibrosos a veces en grupos radiales, otras veces orientados; olivino en cristales finos, formando islotes dentro de la masa de antigorita, no siempre es identificable; picrolita en cristales subhedrales a anhedrales generalmente, oscilada a planos de cizalladura; calcita en agregados anhedrales y cristales subhedrales dispersos en toda la roca; clorita, nefrita y diópsido son de ocurrencia local. Dentro de los opacos predomina la magnetita en cristales anhedrales dispersos.

4.1.1.1 Origen y edad

Según Ringwood (1975) peridotitas serpentinizadas pueden ser un constituyente significativo y ampliamente distribuido de la capa 3 de la corteza oceánica y de la parte superior del manto. El mismo autor opina que la parte más superior del manto, a una profundidad alrededor, de 70 km está compuesto principalmente de rocas peridotíticas.

Benson y Hoss mencionados por Ringwood (1975), han apoyado la hipótesis que ciertas clases de rocas ultramáficas, particularmente las peridotitas del tipo alpino, son derivadas del manto superior: Hess estableció que las peridotitas del tipo alpino han sido intruídas característicamente cerca a los ejes de máxima deformación a lo largo de los cinturones orogénicos y arcos de islas. Dichas intrusiones han sido frecuentemente controlados por las fallas mayores con longitudes de cientos de millas y las cuales, casi con seguridad, alcanzaron a profundizar e hasta el manto.

Hess resaltó las distinciones entre ultramáficos alpinos y otros cuerpos ultramáficos, tales como las cuales están más asociadas con rocas basálticas y gabroides.

Según Ringwood, estudios más recientes y detallados han relevado la estrecha relación genética que existe entre los complejos ofiolíticos y las peridotitas alpinas. De acuerdo a este nuevo enfoque las peridotitas alpinas y las serpentinitas serían las zonas basales de los complejos ofiolíticos, los cuales habrían sido removilizados o expuestos selectivamente por erosión.

La edad de emplazamiento de estos cuerpos está estrechamente relacionada con la orogenia Cretáceo Tardío (Álvarez, J.1979), pero su formación se remonta a

edades anteriores a la generación del stock de Támenes para el cual se obtuvo una edad K/Ar 124 ₁. 6 m.a. (Calle, et al, 1980).

4.1.2 Gabros

Conforman una franja alargada en contacto con rocas ultramáficas con las cuales se presume tienen una relación génética, lo cual no ha sido todavía completamente demostrado. En favor de ésta hipótesis está el hecho de estar circunscritos alrededor de los puntos donde hay afloramientos de dichas rocas ultramáficas y a la traza de la falla de Romeral, la cual se presume pudo haberlos emplazado tectónicamente como vestigios de un complejo ofiolítico.

En contra de ella están algunas relaciones de campo que llevan a establecer un contacto intrusivo entre este cuerpo y rocas volcánicas submarinas, las cuales harían parte del posible complejo ofiolítico, relación que está en contradicción con el desarrollo normal de dichos complejos. Esta relación debe tomarse con precaución, pues es posible que en el área hayan gabros de origen y edad diferente, como lo sugieren algunas variaciones texturales.

Las rocas que conforman esta unidad son de grano fino a medio, de color gris verdoso oscuro, de aspecto moteado, exhibiendo localmente una estructura fluidal incipiente, debido quizás a efectos protoclasticos, cerca a las zonas falla presentan una estructura néctica siendo difícil entonces diferenciar la foliación primaria de la dinámica.

Los componentes esenciales son. plagioclasa, hornblenda, diálaga y como producto de alteración de los constituyentes anteriores: sericita, zoisita – clinozoisita, clorita, calcita, epidota.

Entre los minerales accesorios figuran biotita, esfena, apatito y entre los opacos magnetita- Almetita con alteración a leucoreno y esfena residual.

La plagioclasa se presenta en cristales subhedrales, aproximadamente equigranular, saussuritizada, lo cual indica una plagioclasa original de composición cálcica.

La hornblenda es anhedral a subhedral, equigranular, de hábito tabular o prismático, pleocrómico, ligeramente uralitizado a lo largo de los planos de clivaje y cloritizada. Suele presentarse también como producto de uralitización del clinopiroxeno en la roca.

El clinopiroxeno suele ser diálaga o augita diopsídica en cristales dispersos, en su mayor parte alterados a anfíbol uralítico.

Zoisita-clinozoisita se presentan en cristales prismáticos cortos remplazando en gran parte la plagioclasa original. Su presencia indica efectos metasomáticos.

4.1.2.1 Relaciones y edad

Al este de la plancha sobre la carretera La Felisa-Salamina (plancha 187 del IGAC) los gabros parecen yacer una franja de serpentinitas deformadas, pero el contacto en si no es observable. En los gabros no se presenta deformación dinámica. En la carretera Salamina-Filadelfia (plancha 137) gabros foliados intruyen las serpentinitas.

Hacia al oeste están en contacto discordante con rocas volcánicas terciarias de la Formación Combia.

Mientras no se defino con claridad su petrogénesis y su relación con respecto a las rocas ultrabásicas y las rocas verdes que circundan su afloramiento, no se puede definir con cierto grado de seguridad su edad. En caso de conformar restos de un complejo ofiolítico su edad sería probablemente Pre-Jurásico medio habiendo sido emplazados tectónicamente en el Cretáceo Superior. En caso de ser verdaderamente intrusivos en las rocas verdes su edad sería Cretáceo Superior.

4.1.3 Stock de Támesis

Este cuerpo está emplazado en la vertiente oriental de la Cordillera Occidental cubriendo un área de unos 40Km². Sus mejores afloramientos se presentan en las quebradas Vieja (B-7) San Bartola (C-7) y rio Claro (B-6).

La roca predominante es fanerítica equigranular de grano medio, textura hipidiomórfica, aunque localmente su textura puede ser pegmatítica o de apariencia porfírica debido a la variación en el tamaño de los granos.

Su composición mineralógica varía según el tipo de ferromagnesiano y de la presencia o ausencia de cuarzo primario y feldespático potásico dentro de la roca, sin embargo puede decirse que ella es predominantemente diorítica con facies granodioríticas y de gabros anfibólicos.

Sus constituyentes mineralógicos esenciales son: plagioclasa, augita, hornblenda, biotita y localmente ortoclaso.

Los minerales accesorios son: clorita producto de alteración de ferromagnesianos, circón, apatito e ilmenita.

La plagioclasa es andesina cálcica a labradorita, idiomórfica, bien maclada según albita, albita carlsbad y albita-periclina, con alteración parcial a sericita o



saussuritay zonación incipiente. El piroxeno correspondiente es augita en cristales anhedrales a subhedrales poikilíticos y en algunos de ellos hay Indicios claros de reabsorción. La hornblenda es menos abundante que la augita pero los cristales son de mayor tamaño, anhedrales, con inclusiones de cuarzo y magnetita, pleocróica. La hornblenda primaria presenta alteración biotita a lo largo de fracturas.

Este mineral también se presenta en algunas muestras como hornblenda actinolítico y/o anfífol fibroso producto de uralitización del clinopiroxeno del cual quedan núcleos rrescos.

La moceta se presenta como mineral primario en láminas plequeñas pleocróicas de X = amarillo pálido a Y=Z= carmelita oscuro y coro alteración hornblenda.

En algunas facies granodioríticas el feldespato potásico llega a constituir hasta el 15% de la roca, pero generalmente ocurre en menor porcentaje y solo localmente, en forma de cristales anhedrales, de carácter intersticial. La tabla 3 muestra algunos análisis modales.

Tabla 3. Análisis modales de muestras del Stock de Támesis basados en el conteo de mas de 1000 puntos sobre secciones delgadas standard

Minerales	No. I G M		
	6175	5900	5911
Plagioclasa	60.1	69.6	65.1
Clinopiroxeno	-	0.2	14.9
Anfíbol	34.6	20.9	4.5
Biotita	2.4	-	
Calcita	-	-	Tr.
Opacos	0.9	1.3	2.2
Apatito	Tr.	Tr.	Tr.
Clorita	0.9	4.1	9.6
Cuarzo	1.0	3.6	1.0
Peld. K.	-	-	-
Epidota	0.2	0.3	2.5
Esfena	Tr.	Tr.	1.0

Tr. Trazas

- 6175: Diorita hornbléndica (C-7)
 5990: Microdiorita hornbléndica (A – 7)
 5911: Diorita Microporfirítica (B-7)

4.1.3.1 Zelaciones y edad

Este cuerpo está en contacto discordante con las rocas volcánicas de la Formación combia del Terciario Superior y es intruído por pórfidos andesíticos para los cuales se han obtenido edades que van desde finales del Mioceno hasta principios del Plioceno.

Para una muestra de este cuerpo datada por el método K/Ar se obtuvo una edad de 124 ± 6 m.a. (Calle, et al, 1930).

Este cuerpo parece pertenecer por su edad y posición a una faja magmática que estaría situada entre la Cordillera Central y Occidental. Otros plutones del cinturón son hacia el sur de batolite de Buga con 113 ± 15 m.a. (Toussaint, et al, 1973), y hacia el norte el Batolito de Sabanalarga con 97 ± 10 m.a. (González, et al 1970), el plutón Buriticá con 91 ± 6.4 m.a. (Gobel Stibane, 1979) y el gabro de Altamira con 90.6 ± 4.5 m.a. (Restrepo y Toussalt, 1975). El representaría el comienzo del magmatismo cretáceo que luego migró mas hacia el este, donde estaría representado por el batolito Antioqueño datado entre 63 y 69 m.a. (Botero, 1973, Pérez 1967) y el Stock de Florencia datado 53 m.a. por (Barrero y Vesga, 1976).

4.1.4 Formación Barroso

Con este nombre se designa la secuencia volcánica de ambiente submarino profundo a somero que aflora al oeste del río Cauca. Dicho nombre fue utilizado por Alvarez y González (1978) para describir una secuencia volcánica, con la misma posición respecto al río Cauca, mas al norte de esta área.

4.1.4.1 Afloramientos

Esta unidad se presenta en el área en diversos puntos, dando la impresión de ser una Formación muy potente que no aflora en superficie dada la extensa cobertura volcánica de naturaleza piroclástica (Formación Combia) que cubre el área. Sus principales manifestaciones son: Un cuerpo de forma alargada que aflora al suroeste de la población de Jardín (B-4) a través de una longitud de 12 kilómetros y una amplitud de 3 a 4 km.

Su delimitación se hizo con la ayuda parcial de las fotografías aéreas y mediante el análisis petrográfico de las muestras tomadas en el área. Un buen control sobre este cuerpo solo se puede hacer sobre una vía de penetración que conduce desde la población de El Jardín al corregimiento Santa Inés (C-3). En ambos extremos de la sección, las rocas están muy tectonizadas, sugiriendo ello un emplazamiento tectónico. Este cuerpo está constituido por diabasas, tobas de color verdoso bien estratificadas (Fig - 9) espilitas macizas de color verde claro. El análisis petrográfico de las muestras colectadas reveló la presencia de facies gabroides. Las diabasas muestran una textura ofítica a diabásica

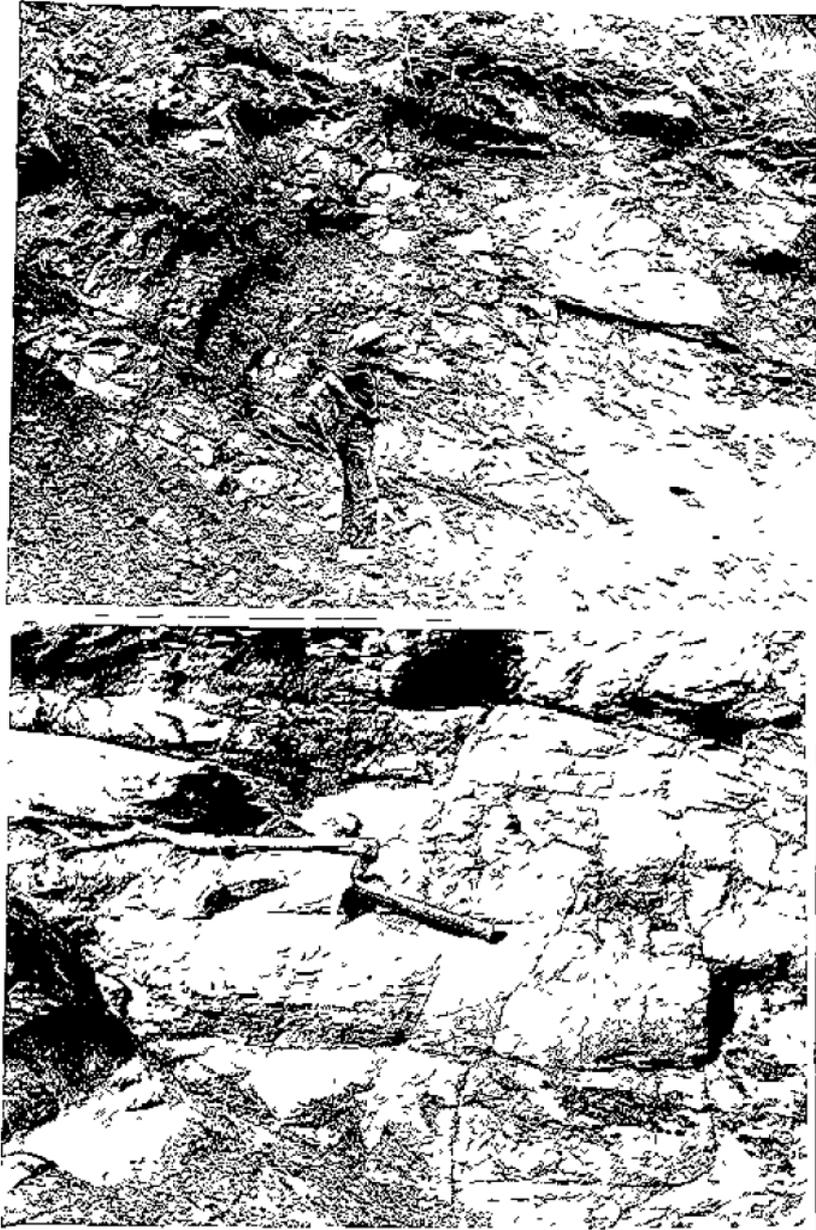


Fig. 11 a. Secuencia tobácea en la Formación Barroso, buzando con ángulo de 50° hacia el este, carretera Jardín-Santa Inés (C-4).
b. Milonitas de la Formación Barroso, deformadas en dirección N-S en el contacto entre la Formación Combia y dicha unidad. Carretera Jardín-Santa Inés (C-4).

La plagioclasa puede estar saussuritizada o limpia, naclada según albita carlsbad, se presenta en cristales de hábito tabular, de relieve alto, con índice de refracción mayor que el bálsamo.

El clinopiroxeno se presenta en cristales tabulares, anhedrales a subbedrales de color verde claro, algo pleocróicos a veces cubiertos por un polvo parduzco producto de la alteración de la ilmenita, generalmente uralitizados, en algunas muestras están fracturados poniendo de presente la tectónica que afecta el área.

Clorita más bien abundante como producto de alteración de la plagioclasa y ocasionalmente en venas. Entre los opacos el mineral más abundante es ilmenita generalmente alterada a leucoxeno y en menor proporción magnetita. Pumpellita se observó en una brecha de falla cercana a la falla de Mistrato en forma de agredados de color azul verdoso.

En (II-3) se presenta un cuerpo de unos 12 Km², de una exposición muy deficiente y que los análisis petrográficos hechos revelaron la presencia de una cobertera volcánica perteneciente a la Formación Combia que, por tratarse de basaltos de una coloración oscura son confundibles en el campo con las rocas de la Formación Barroso. Al sur del área esta unidad está muy bien expuesta, pudiéndose claramente su litología, estando constituida por diabasas, basaltos, tobas de grano grueso que en el campo tienden a confundirse con las diabasas e intercalaciones delgadas (30-100 m) de cherts gris oscuros y verdes manzana finamente estratificados y generalmente deformados. Generalmente contienen restos de foraminíferos.

Su mayor exposición es a través de las quebradas Mampaícito y La Robada (H-3). Al norte está intruído por un cuerpo diorítico mientras al este y el oeste sus contactos parecen ser tectónicos con el plutón de Mistrató. Sin embargo hay evidencias como son la presencia de metabasitas que indican que este plutón intruyó la Formación Barroso, siendo entonces el fallamiento un evento posterior.

Tanto los basaltos como las tobas tienen una tonalidad gris verdosa. En los basaltos la textura predominante es microporfirítica con microfinocristales de plagioclasa cálcica saussuritizados y de clinopiroxenos anhedrales, con bordes corroídos, a veces sonados, empotrados en una pasta hipocristalina compuesta de plagioclasa, clinopiroxeno y palagonita exhibiendo una textura pítotaxítica. Hay gradación en el tamaño de grano desde los cristales de la matriz hasta los fenocristales. Igualmente hay vesículas rellenas de calcita, clorita y posible ente zeolitas.

Las tobas tienen un grano grueso y están compuestas de cristales de Lordes biselados de clinopiroxeno, plagioclasa saussuritizada, fragmentos de basaltos hipocristalinos y vidrio alterado a palagonita.

Un tercer afloramiento se presenta en (H-4). Las rocas de estos cuerpos son de un color verde manzana, son macizas, amigdaloides, con vesículas rellenas con calcita, clorita, creolitas.

Al microscopio se ven restos de cristales de plagioclasa y clinopiroxenos alterados, vestigios de una textura ofítica y un material microcristalino dispuesto en una estructura como de espiga. Los opacos (ilmenita) son mas bien abundantes y en conjunto todo está cubierto de un polvo pardo amarillento.

Este cuerpo está intruído por el plutón de Mistrató, y en su parte norte y este, está en contacto con las rocas volcánicas de la Formación combia.

La otra manifestación de esta unidad se presenta en (1-7). Las rocas son de grano fino, macizas y de un color verde oscuro a claro. La Tabla 4 contiene análisis modales de los afloramientos mencionados.

Tabla 4. Análisis modales de rocas de la Formación Barroso, basados en el conteo de mas de 1000 puntos sobre secciones delgadas standard

ELEMENTO	I G M		
	174273	119394	174291
Plagioclasa	60.4	60.3	54.6
Clinopiroxeno	36.3	31.3	36.5
Epidota	0.2	0.3	0.4
Opacos	0.4	0.6	0.3
Esfeno	Tr.	Tr.	-
Cuarzo	01		
Clorita	0.6	6.5	6.3
Prehnita		0.6	0.9

174273: Diabasa Car. Irra-Quinchía (H-7)

119394: Diabasa Qda. Ocharama (H-4)

174291: Río San Juan Bravo (E-3)

4.1.4.2 Origen y edad

Hasta la presente no se tiene certeza del origen de estas rocas. Algunos autores opinan que ellas representan corteza oceánica generada en una dorsal oceánica mientras otros postulan la posibilidad de que hayan sido generadas en un arco volcánico localizado al oeste de la Cordillera central, siendo esta hipótesis la mas acogida por nosotros, a ala variabilidad litológica.

Este cuerpo está intruído por el plutón de Mistrato el cual por su posición geográfica y el carácter de intrusivo en la Formación Barroso debe ser de la misma edad que el Batolito de sabanalarga, para el cual se obtuvo una edad de 97 ± 18 m.a. (González, et al 1973), o sea Cretácico Medio a Tardío.

Si el razonamiento anterior es válido la Formación Barroso Cabe haberse originado en el Cretáceo Temprano.

4.1.5 Plutón de Mistrató

Es un cuerpo de forma alargada, de composición litológica muy variada ya que presenta facies tonalíticas dioríticas y gabroides. El tamaño de grano varía desde medio a fino y las texturas pueden ser hipiclomórficas, alotriomórficas porfiríticas en las facies tonalíticas.

Por lo general las rocas de esta unidad están muy meteorizadas y sus constituyentes mineralógicos alterado.

La facies gabroide es claramente observable en el flanco occidental sobre las quebradas cementeria y Jutú (G-3), donde superpuesta a los efectos intrusivos de esta unidad en la Formación Barroso, hay una fuertemilonitización de las rocas adyacentes en las inmediaciones del río Risaralda. Su contorno ha sido difícil definirlo por la carencia de fotografías apropiadas (las que existen contienen ruchos blancos), por la vegetación boscosa que cubre buena parte del área y lo abrupto de la topografía.

Las tonalitas están compuestas por plagioclasa, cuarzo, hornblenda minerales secundarios, opacos. La plagioclasa es anhedral a subhedral de relieve nodoso, con índice de refracción mayor que el báltico, maclada según albita y al bita carlsbad, en algunas muestras están limpias en otras sericitizadas.

El anfíbol, es subhedral a anhedral, pleocrómico, a veces parcialmente alterado a clorita, la cual también ocurre como relleno de fracturas. El cuarzo generalmente está zonado y presenta una forma anhedral. Feldespato potásico ocurre en bajo porcentaje, en forma intersticial.

Entre los minerales secundarios predominan la epidota y calcita entre los opacos, magnetita.

Las dioritas se presentan como rocas de color oscuro, de grano fino. Al microscopio presentan una textura alotriomórfica y la siguiente composición mineralógica. Plagioclasa anhedral a subhedral sericitizada, mal maclada; hornblenda en cristales subhedrales a anhedrales parcialmente uralitizados o cloritizados, cuarzo secundario y esfena.

Los gabros son rocas degranomedio a fino, de color verdoso, textura hipidiomórfica o alotriomórfica compuestos por: plagioclasa anhedral subhedral, limpia bien maclada según albita, albita carlsbad y periclina, de composición An 6 –An 72. Hipersteno en cristales subhedral, equigranulares, parcialmente alterados a uralita., pleocróicos, uralita en forma de bordes fibrosos alrededor de los piroxenos, en algunos gabros el piroxeno es augita generalmente uralitizada. Anfíbol puede o no estar presente, pero cuando lo hay es con muy bajo porcentaje, Magnetita ocurre como granos aislados asociada a los ferromagnesianos, cuarzo generalmente está presente pero en porcentajes por debajo del 3%. La tabla 5 contiene análisis nodales de diferentes facies de esta unidad.

Tabla 5. Análisis modales del plutón de Mistrató basados en el conteo de mas de 800 puntos sobre secciones delgadas standard

Minerales	I G M			
	95446	95435	95440	95441
Cuarzo	-	-	19.7	25.3
Plagioclasa	58.5	59.3	67.1	59.4
Hipersteno	27	-	-	-
Uralita	1.38	37.9	-	-
Hornblenda	-	0.9	-	0.3
Clinopiroxeno	11.60	1.3	-	0.4
Feldespato potásico	-	-	2.6	-
Biotita	0.25	-	-	-
Esfena	-	-	Tr.	Tr.
Clorita	-	-	9.5	9.1
Epidota	-	-	-	0.7
Calcita	-	-	0.3	9.2
Opacos	1.25	0.1	0.8	0.6

95446.	Norita. Carretera Anserma Mistrato (Sur de H-4)
95435.	Gabro uralítico. Quebrada Mancito (H-3).
93440	Cuarzodorita. Afluente río Risaralda (F-4).
93441	Cuarzodiorita, cataclástica, Río arroyo Hondo (L – 4).

Hacia el extremo oeste del cuerpo de roca están milonitizadas a través de una extensión E-II de más de 300 m.

4.1.5.1 Relaciones y edad

Este cuerpo es intrusivo en las rocas verdes de la Formación Barroso teniendo por

lo tanto una relación análoga a la del plutón de Sabanalarga respecto a dicha unidad. Además, el lugar donde aflora está exactamente 60 Km en línea recta, al sur de donde se manifiesta el Plutón mencionado.

Hacia el este y el norte está el contacto discordante con las rocas piroclásticas de la Formación Combia. Su contacto con los sedimentos e la formación Fenderisco no está bien claro por comenzar con una zona fuerte tectonizada. Por la ocurrencia de algunas pequeñas cúpulas del ígneo dentro de la unidad sedimentaria se concluye que debe ser intrusivo.

4.2 TERCIARIO

4.2.1 Stock de Carbumbia

Cubre un área de aproximadamente 6 Km² en (A-10), prolongándose hacia el norte y este de esta plancha. Buenos afloramientos los hay a lo largo del ferrocarril del pacífico y en la variante La Pintada-supía (A-10).

Las rocas que conforman esta unidad son faneríticas de grano medio a fino, localmente con facies porfiríticas de color gris medio moteado.

La textura varía entre hipidiomórfica a porfirítica. Las rocas están compuestas predominantemente por plagioclasa intermedia y augita.

La plagioclasa es euhedral a anhedral, en parte empolvada por alteración a sausruta, con restos de macla según carlsbad. El ferromagnesiano predominante es augita-augita diopsídica con abundante magnetita a lo largo de microfracturas. Algunos cristales aparecen bordeados por anfíbol fibroso, que que en algunos casos llega a remplazar totalmente el mineral original.

Este cuerpo está intruído por numerosos diques pegmatícos, alrededor de los cuales se presentan facies cuarzocloríticas y granodioríticas, donde el cuarzo llega a conformar hasta el 2 % de la roca, mientras en la facie normal solo aparece como accesorio.

Microclina también aparece cerca a las zonas de diques y alcanza hasta un 8%, de la roca. Como minerales accesorios se encuentran: biotita, apatito, esfena, circón y magnetita. Como minerales de alteración ocurren clorita, sericita, anfíbol fibroso, epidota y calcita, la cual constituye localmente hasta un 5% de la roca.

En las facies porfiríticas la matriz es afanítica, holocristalina y está compuesta por plagioclasa no maclada de composición andesina sódica. Los fenocristales son de plagioclasa (An 33- 44), cuarzo subredondeados con corona delgada de reacción en el, contacto con la matriz, ferromagnesianos remplazados por clorita y calcita y

como accesorios apatito y magnetita.

4.2.1.1 Relaciones y edad

Hacia el sur está cubierta por los sedimentos de la Formación Amagá Mientras al oeste es intruída por pórfidos andesíticos. Para estas dos unidades se ha indicado una edad Terciario Medio y Superior respectivamente, por lo cual se ha concluído una edad Terciario Inferior como mínimo para el Stock de Cambumbia. En la quebrada Morales (A-10) Intruye rocas diabásicas de grano grueso.

Por algunas similitudes petrográficas con los 'Stock de Támesis, esta unidad podría ser Cretácea.

4.2.2 Batolito de Farallones

Es un cuerpo de grano es dimensiones emplazado en la cresta de la Cordillera Occidental. Su mayor afloramiento está el oeste del área descrita (planchas 165 y 185 del IGAC). En esta plancha ocupa una superficie de 70 Km² aproximadamente.

Buenos afloramientos se presentar sobre los ríos Chaparrala (B-1), san San Agustín (B-1) y Santa Rita (C-1).

Este cuerpo es de Composición muy homogénea en esta plancha, estando constituido esencialmente por tonalitas y granodioritas. Dichas roces suelen estar muy frescas, son de grano medio a grueso y su textura de hipidiomórfica. Generalmente estan muy diaclasadas exhibiendo un sistema ortogonal.

Los constituyentes mineralógicos en orden decreciente son: plagioclasa, hornblenda, biotita, cuarzo, ortoclasa accesorios, productos de alteración y opacos.

La plagioclasa se presenta en cristales anhedrales a subhedrales, limpia ligeramente sericitizada, maclada según carlsbad, albita carlsbad, zonada, de relieve moderado y composición An 30-40 (andesina).

El feldespató potásico es ortoclasa, anhedral e subhedral, inequigranular, en parte con carácter intersticial, limpia, no maclada.

Los principales minerales producto de alteración son la serisita a partir de plagioclasa, clorita según biotita y calcita proveniente de la alteración de la hornblenda.

Los accesorios más comunes son esfena, apatito y circón. Como opacos hay granos de magnetita, ilmenita relacionados preferencialmente a hornblenda y

biotita.

En la Tabla 6 se dan varios análisis modales de este cuerpo.

4.2.2.1 Relaciones y edad

Este cuerpo es intrusivo en los sedimentos de la Formación Penderisco, con desarrollo de una aureola de contacto de 500 m de amplitud aproximadamente.

Una muestra de este batolito datada por el método. Var en hornblenda dio una edad de 11 ± 2 m.a. (calle, et al, 1930).

4.2.3 Diques y silos basálticos

Son rocas macizas de color oscuro, de espesor variable entre 0.2 a 1m.

Su textura suele ser porfirítica con pasa hipocristalina de textura pilotaxítica.

Tabla 6. Análisis modales de muestras del Batolito de Farallones, basado en el conteo de más de 1000 puntos, sobre secciones delgadas standard

Minerales	I G M		
	93476	95900	95904
Plagioclasa	50.8	64.3	49.4
Cuarzo	18.6	14.3	16.5
Ortoclasa	12.9	2.9	17.5
Hornblenda	10.3	11.3	9.7
Biotita	5.3	5.3	4.9
Clorita	0.9	0.6	1.3
Apatito	0.3	0.2	0.2
Esfena	0.2	0.2	0.1
Circón	Tr.		Tr.
Allanita	Tr.		
Opacos	0.6	0.7	0.4

95476 Granodiorita. Río Chaparrala (A-1).

95900 Tonalita Río Tapartó (A-1).

95904 Granodiorita. Río Chaparrala (A-1).

Los fenocristales suelen ser de augita o plagioclasa anhedral y muy fresca.

Suelen ser comunes como cuerpos intrusivos en las rocas sedimentarias de la Formación Amagá.



4.2.4 Formación Combia

Miembro volcánico. Se compone esencialmente de flujos de lava y rocas piroclásticas.

Los flujos de lava son de composición básica tal como lo indican los resultados químicos que aparecen en la tabla 7. Principalmente son basaltos feldespáticos de color oscuro, afaníticas o porfiríticas, vesiculares o amigdaloides, con vesículas rellenas de calcedonita, muy frescos, diaclasados, exhibiendo localmente bloques redondeados producto de la meteorización esferoidal y a veces estructuras columnares (Fig. 12 a).

Sus afloramientos se presentan sobre las carreteras La Felisa Río Sucio (C – 5, D-5), Jardín – Ríosucio (B-4, F-7) y sobre el río Ríosucio (G-9).

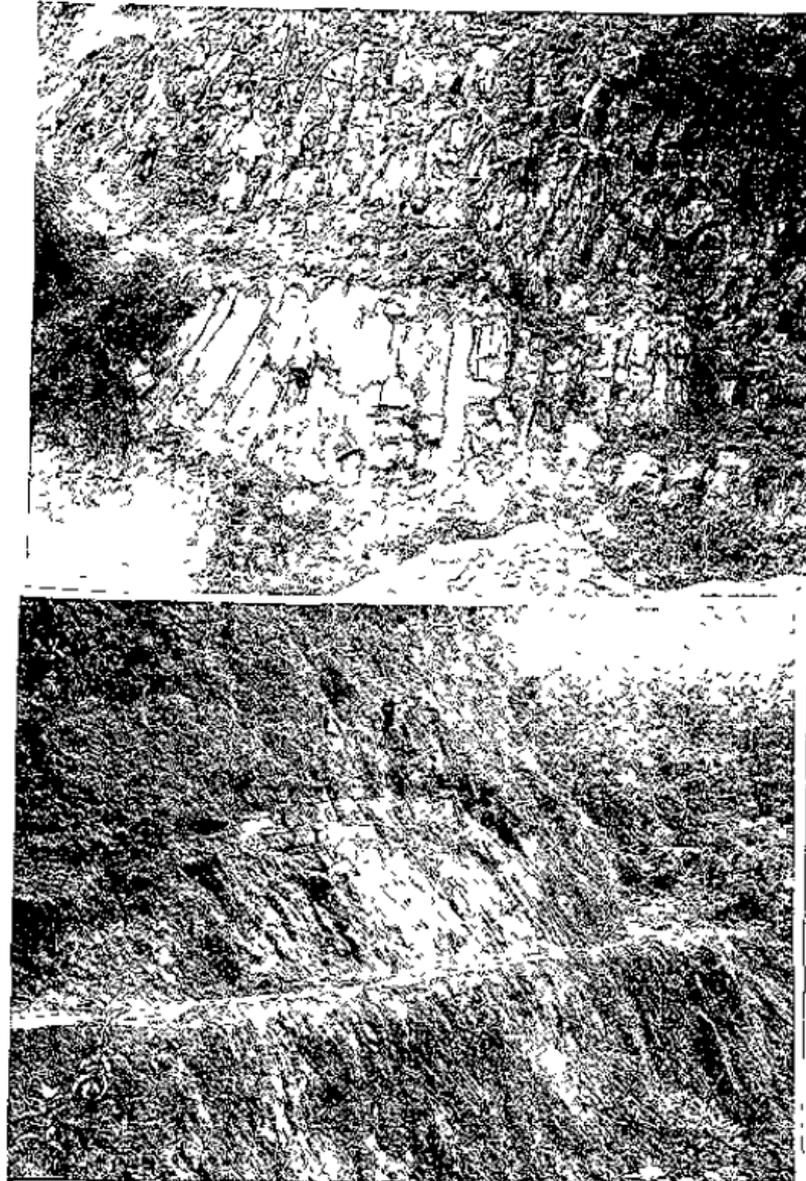


Fig. 12 a. Basaltos columnares de la Formación Combia. Carretera Riosucio-Supía (Γ-8).
b. Tobas de la Formación Combia en forma de cuerpos estratiformes. Superyacen en forma discordante flujos de basaltos y otras rocas piroclásticas de la misma Formación. Carretera Jardín Riosucio (D-5).

Tabla 7. Análisis químico de basaltos de la formación Colombia. Muestras

tomadas sobre la carretera Jardín (B - 4) – Ríosucio (F – 7)

ANÁLISIS							
	118654	118655	118656	118657	118658	118639	118660
SiO ²	45 60	49 72	49 98	46 50	48 92	45 58	47 08
Al ₂ O ₃	16 59	15 60	17 13	17 54	18 85	18 78	14 57
Fe O	12 19	4 87	7 32	6 71	8 15	10 11	9 75
Fe ₂ O ₃	5 63	8 37	4 36	10 08	6 25	7 54	6 97
P ₂ O ₃	1 04	0 44	0 50	0 96	0 46	0 50	0 08
T O ₂	0 88	0 68	0 49	0 73	0 78	0 83	0 54
M O	0 21	0 17	0 10	0 14	0 17	0 18	0 21
Ca O	8 60	8 72	8 50	9 56	7 48	9 40	9 34
Mg O	3 00	4 20	2 86	2 67	3 08	2 86	4 16
Na O ₂	2 59	2 67	1 99	1 90	1 99	2 74	2 68
K O ₂	1 25	1 34	1 78	1 37	1 13	0 87	1 22
H O ₂	0 43	0 39	1 09	1 80	0 21	0 43	0 57
H O ₂	0 47	0 69	2 20	1 44	1 41	3 18	0 35
Fe Total Fe ₂ O ₃	19 18	13 78	11 68	15 37	15 31	14 49	17 81

Hay características físicas, estructurales y texturales que evidencian la presencia de varios eventos efusivos. Así, es común observar en los afloramientos con buenos cortes verticales, niveles de autobrechas, sucedidos por niveles de lava maciza, vesiculares o amigdaloides, con o sin estructura columnar, afaníticos o porfíricos. El grado de meteorización en los diferentes niveles es también distinto.

-Aunque la composición es por lo general homogénea, dentro del grupo de los basaltos se encuentra una serie de variaciones texturales, en Pase a las cuales es posible subdividirlos en;

- a) Basaltos feldespáticos porfíricos con fenocristales de la plagioclasa de tamaño entre 1 y 10m. El ferromagnesiano predominante es augita asociada a la matriz como fenocristales.
- b) Basaltos feldespáticos con textura glomeroporfídica.
- c) Basaltos feldespáticos-augíticos con fenocristales de plagioclase hasta de

0.5 cm y de augita y matriz pilotaxítica.

- d) Basaltos vesiculares con abundantes cavidades rellenas con ceolitas, principalmente heulandita y chabacita, ocasionalmente con sílice amorfa, clorita y calcita. En este tipo de basalto la matriz por lo general contiene más de 90% de vidrio volcánico.

La plagioclasa presenta un relieve alto con índice de refracción mayor que el bálamo, de forma anhedral maclada según albita carlbad y carisbad a veces con inclusiones de vidrio formando balos concéntricos en el núcleo del cristal, por lo general con zonamiento oscilatorio, su composición varía entre (An 54y An61).

La augita se presenta en cristales subhedrales de color verde pálido ligeramente entre pleocroica. Algunos basaltos fuera de los fenocristales de plagioclasa y augita contienen ortopiroxeno en cristales subhedrales de hábito tabular o como núcleos encerrados por clinopiroxenos.

Palagonita aparece en agrados de color verde pálido y muy baja birrefringencia producto de devitrificación parcial del vidrio contenido en la matriz. Clorita y calcita son de común ocurrencia como producto de alteración de los ferromagnesianos. Como accesorios comunes se encuentra apatito y esfena en agregados de color pardo y entre los opacos predomina magnetita –ilmenita con alteración parcial a leucoxeno.

Los aglomerados son rocas que exhiben en conjunto una coloración verdosa, están constituidos por porbas de composición generalmente basálticas o andesítica de textura pilotaxítica o porfídica con fenocristales de plagioclasa, augita u bornblenda y matriz hipo- cristalina de color oscuro compuesta por microlitos y vesículas.

Las brechas de composición basáltica diferentes de las andesíticas por la carencia de hornblenda en los fenocristales y en la matriz, aunque en algunas está presente la hornblenda basáltica en trazas. Estos bloques suelen estar cementados por material tobáceo de color gris claro. Excelentes afloramientos se presentan sobre el río Guática en cuyas vertientes forman cerros de pendientes muy fuertes.

Las tobas son de color gris amarillento a crema y están compuestas por fragmentos cristalinos de augita, hornblenda, biotita, cuarzo y feldespatos caolinizados con proporción variable de vidrio volcánico y de fragmentos de rocas volcánicas. La proporción general de vidrio, fragmentos cristalinos y líticos es muy variada, un ejemplo de ella es (65, 15 y 20) respectivamente, están muy meteorizadas adquiriendo un color pardo amarillento, suelen presentarse en forma de cuerpos estratiformes de diferente espesor, las mejores exposiciones están

sobre la carretera Jardín-Ríosucio (D-5), y al este de La Felisa sobre la carretera que conduce de esta localidad a Salamina (Plancha 187). Es el tipo de roca predominante en esta unidad.

Algunos estratos de tobas están soldados unos con otros y en otros la superficie de contacto es más bien definida. Esto implica que las condiciones de extrusión fueron muy variadas desde muy rápida extracción expansión, poco enfriamiento y disipación hasta un proceso de extrusión intermitente.

En las carreteras Valparaiso (B-9, Caramanta (C-5) y Jardín (B-4) Riosucio (E-7), se pueden observar contactos discordantes entre rocas aglomeráticas y tobas entre flujos de lava y tobas respectivamente (Fig. 12b).

Las areniscas presentan una cohesión muy pobre, de grano fino a medio, generalmente conglomerática.

4.2.4.1 Edad

La edad de esta formación no ha sido determinada directamente pero las relaciones de campo indican que es posterior a la Formación Amagá del Oligoceno-Mioceno y anterior a algunos pórfidos andesíticos para los cuales se han obtenido edades de 6 a 3 m.a. Sin embargo la presencia de cantos de andesita en la unidad sedimentaria induce a pensar en la posibilidad de que algunos stocks andesíticos sean anteriores a la depositación de esta unidad que hubo un volcanismo efusivo de composición andesítica producto de diferenciación en los magmas que constituyeron el miembro volcánico.

4.2.3 Diques y Silos Andesíticos

No son muy comunes en el área pero si existen en ella intruyendo las rocas sedimentarias de la Formación Amagá y las rocas volcánicas de la Formación Combia.

Representan los comienzos del volcanismo fisural ácido a intermedio que constituyó los grandes cuerpos andesíticos y dacíticos que afloran en el área, generalmente de forma cónica.

Su composición y textura es muy semejante a las rocas hipoabisales que se describen a continuación.

4.2.6 Rocas hipoabisales porfíricas

Circunscritos a la cuenca del río Cauca existen una serie de cuerpos de sección semicircular, que resultan sobre la topografía suave característica de las zonas donde aflora La Formación Amagá o acentúan la topografía abrupta

definida en ciertos lugares por la presencia de estratos de aglomerados y brechas de la Formación Combia. A veces se presentan como diques o silos emplazados en los sedimentos de la Formación Amagá.

Dentro de estos cuerpos se han identificado dos facies, de composición andesítica y dacítica, dentro de las cuales pueden haber cambios gradacionales. Suelen estar muy meteorizadas dando lugar a un material arcilloso, de color pardo amarillento, dentro del cual se conservan cristales bipiramidales de cuarzo, cuando el saprolito proviene de la meteorización de una roca dacítica.

4.2.6.1 Pórfidos andesíticos

Son rocas de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda de hasta 2.5 cm de largo, empotrados en una masa afanítica de color gris claro. dentro de los cerros constituídos por esta roca, parecen destacarse por la belleza de las formas externas e internas de la roca (tamaño de los fenocristales) los cerros Ingrumá (F-7), Batero (C-7), Carbuco (F-8) y Gallo (G-3).

Otros afloramientos de interés se presentan al oeste de Támesis (A-G) en las áreas circunvecinas a la región de Marmato y al oeste del río Cauca entre A-9 y E-10.

Dentro de estos cuerpos hay diferencias composicionales y de grado de alteración, que permiten subdividirlos por lo menos en dos tipos: pórfidos andesíticos y porfíricos de Marmato. La tabla 8 confirma varios análisis modales tanto de andesitas como de dacitas.



Tabla 8. Análisis modales de rocas hipoabisales profiríticos porcentaje en volumen, basado en el centro de 1200 a 1600 puntos sobre secciones delgadas standard

Minerales	Número de muestra							
	95400	95399	95354	95353	6880	6922	95403	68886
Matriz	58.53	52.6	63.66	58.25	72.3	50.5	46.5	48.3
Fenocristales								
Plagioclasa	27.41	27.5	20.75	27.25	13.6	29.8	33.1	36.7
Cuarzo		1.5			0.3	4.7	10.4	3.8
Biotita		2.1		1.63		0.9	Tr.	4.1
Hornblenda	3.10	14.7	13.33	10.00		12.5	7.5	2.0
Clorita	6.01				3.5	0.8	0.5	1.9
Epidota					9.6			
Apatito	0.18	0.3	Tr.	0.25	Tr.	0.1	Tr.	Tr.
Zircón			Tr.	0.08	Tr.			
Opacos	1.36	1.3	2.08	1.41	0.7	0.7	0.2	0.1
Calcito	3.41			0.75			0.3	2.8
Feldespato K		Tr.						
Esfena		Tr.						
An Plagioclasa	45	45	43	41	38	46	42	43
95400	PÓRFIDO ANDESÍTICO HORNBLENDOS Carretera Irra – La Felisa (H-9)							
95399	PÓRFIDO ANDESÍTICO HORNBLENDOS – Cuchilla Cocorma (H – 9)							
95353	PÓRFIDO ANDESÍTICO HORNBLENDOS Túnel La Felisa (H-9)							
95354	PÓRFIDO ANDESÍTICO HORNBLENDOS Túnel La Felisa – Irra (H-8)							
6880	PÓRFIDO DE MARMATO Quebrada Chaburquia (E-9)							
6922	PÓRFIDO DACÍTICO Carretera Supia Caramanta (D-9)							
95403	PÓRFIDO DACÍTICO Río Pozo (PL- 187)							
68886	PÓRFIDO DACÍTICO Quebrada El Obispo (E-9)							

4.2.6.1.2 Pórfidos andesíticos hornbléndicos

Están representados por rocas de textura porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de hasta 4 cm y de hornblenda de igual o menor dimensión, en una pasta gris clara, afanítica (Fig. 13). La proporción de Matriz a fenocristales es generalmente de 2:1 pero en algunas muestras es 1:1 la Tabla 9 muestra algunos análisis químicos de los principales cuerpos de esta unidad.

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, de hábito tabular, maclados según albita y albita carlsbad, con relieve mayor que el bálamo. Algunos cristales presentan un ligero zonamiento y su composición suele ser andesina cálcica a labradorita.

a veces están alterados y entonces muestran remplazamiento por agregados de calcit-sericiza. Macroscópicamente la roca presenta entonces un color amarillo a pardo amarillento, con pequeñas manchas blancas que corresponden a restos del feldespato original. Feldespato potásio puede o no presentarse y cuando existe es como relleno de microfracturas o parches irregulares en la plagioclasa.

La hornblenda es euhedral, de formas tabulares, frecuentemente maclada según (100), pleocróica.



Fig. 13. Pórfido andesítico con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Carretera La Felisa-Irra (E-9).

Tabla 9. Análisis químicos de Iso intrusivos subvolcánicos de los Cerros Ingrumd (F7) y Botero (G7)

Muestra	116530 (I)	116561 (I)	116562 (B)	116564 (B)
	53 92	55 81	54 65	60 68
SiO ₂	22 75	21 40	21 66	19 05
Al ₂ O ₃	3 28	3 36	3 06	2 05
FeO	2 61	2 49	2 41	2 01
MgO	2 40	2 32	2 57	1 94
CaO	6 19	5 23	6 05	4 79
Na ₂ O	3 B5	3 92	3 77	4 36
K ₂ O	1 61	1 67	1 93	2 34
TiO ₂	0 66	0 56	0 46	0 40
MnO	0 15	0 14	0 12	0 13
P ₂ O ₅	0 24	0 04	0 06	0 00
H ₂ O	0 63	1 32	0 37	0 81
H ₂ O	0 99	0 08	0 19	0 05
TOta ²	99 2B	99 34	99 30	98 61
FeO	5 53	5 49	5 15	4 63
O	6 60	9 39	8 08	12 B
C	3 99	1 91	2 51	0 63
Or	9 51	9 86	11 40	13 82
al	32 57	33 16	31 90	36 69
an	29 14	30 64	29 62	23 76
oh	-	-	-	-
hY	7 27	6 93	7 77	5 69
m	4 71	4 82	4 40	4 23
ll	1 25	1 06	0 87	0 75
op	0 56	0 09	0 14	--

Tomado de Alvarez Jairo, 1979, pp 249-250

La matriz es afanítica, aproximadamente equigranular, empolvada por minerales del grupo de las arcillas y de aspecto moteado por la presencia de opacos fino granulares diseminado, con oxidación parcial a limonita. Esta compuesta esencialmente por feldespato no maclado, en su mayor parte plagioclasa de relive moderado, composición intermedia, algunos granos de cuarzo y opacos diseminados.

Como producto de alteración de la plagioclasa hay calcita en agregados y en venas y clorita proveniente de la alteración de los ferromagnesianos. Como accesorio suele presentarse apatito.

4.2.6.1.2 Pórfidos de marmato

Sus principales afloramientos están localizados al oeste del corregimiento de Marmato (E- 9) y en las quebradas El Salado, Los Indios y Chaburquia. Se caracterizan por presentar cloritización de los ferromagnesianos, sericitización de los feldespato y por albergar filones mineralizados que son los que constituyen las minas nacionales de Marmato.

La roca predominante es un pórfido andesítico, de color gris claro moteado de blanco y verde oscuros maciza, con textura afanítica o porfirítica pero la proporción de fenocristales a matriz es muy variable. La matriz presenta localmente una textura hipidiomórfica dando lugar a facies dioríticas, La tabla 8 presenta análisis modales de muestras pertenecientes a esta unidad.

La plagioclasa es andesina (An-36 An-46), subhedral, maclada según carlsbad y albita carlsbad, por lo general zonada, fracturada y con alteración parcial a sericita y calcita y en menor proporción a minerales del grupo de las arcillas. Ocasionalmente presenta inclusiones de epidota y cuarzo.

El ferromagnesiano predominante es hornblenda, remplazada en parte por clorita y calcita, conservándose la forma tabular del cristal original. Contiene inclusiones de plagioclasa y es pleocrítica.

Como accesorios está cuarzo, por lo general en microfenocristales y como relleno de microfracturas, esfena y apatito. Clorita, calcita, epidota y sericita son el producto de alteración de los constituyentes mineralógicos principales.

Magnetita y pirita se presentan diseminados y remplazando parcialmente hornblenda.

La matriz es holocristalina, equigranular y está compuesta por plagioclasa, calcita y abundantes minerales opacos (magnetita-ilmenita). La plagioclasa es de composición intermedia, en parte maclada y zonada.



4.2.6.2 Pórfidos Dacíticos

Sus principales exposiciones se presentan cerca al corregimiento de Marmato (L-9), al este y norte del municipio de Riosucio (J-7) y al este del río Cauca en F-10.

Son rocas porfíricas de color gris medio a claro, localmente cubiertas por una pátina pardo amarillenta de limonita-hermatita producida por alteración de los sulfuros contenidos en la roca, hecho que es muy notorio en los pórfidos localizados cerca a Marmato.

Los fenocristales son: plagioclasa hasta de 2.4 gr en su dimensión mayor, cuarzo hipiramidal de 1.2 c.m y hornblenda hasta de 0.6 cm.

La plagioclasa es ouhedral a subhedral, maclada según albita carlsbad, por lo general zonada y de composición An- 34 An-46 con la alteración a sericita e intenso fracturando. El cuarzo es anhedral, por lo general de forma redonda, rodeado por una delgada corona de sericita en el contacto con la matriz.

La hornblenda se encuentra total o parcialmente remplazada por clorita verde pálida y calcita de tal manera que solo se observan restos de los cristales originales.

En muestras de la quebrada Tacón, donde el tamaño del grano en la matriz es un poco mas grueso, se encuentra hornblenda fresca pleocróica de X - amarillo verdoso Y = pardo Z = pardo rojizo, con abundantes inclusiones de plagioclasa.

Biotita aparece como accesorio en algunas, muestras, pleocróica de X = amarillo pálido a Y=Z pardo rojizo, con alteración a clorita.

La matriz es holocristalina, inequigranular, compuesta esencialmente por plagioclasa intermedia no maclada, con cuarzo, clorita, opacos y calcita como accesorios.

4.2.6.3 Origen y edad

La presencia de fenocristales y de vidrio volcánico en la matriz de algunos cuerpos indica un proceso de cristalización inicial lento ya profundidad mayor que la etapa durante la cual el enfriamiento fue rápido.

Algunos fenocristales de cuarzo muestran formas redondeadas con entrantes y salientes, lo que indica que estos reaccionaron con el magma residual durante las últimas etapas del emplazamiento, siendo parcialmente rediseñados por el.

Según Alvarez J. (1979) todas las muestras de los cuerpos subvolcánicos tratados por el; al ser graficados en el diagrama alcalis-sílice se sitúan en el campo aubalcalino, y al referirse a la relación $K20/Ra2^{\circ}$, anota que en todas las muestras analizadas de los intrusivos subvolcánicos de la depresión Cauca-Patía, ella

presenta el valor menor que la unidad, lo cual es típico de las serie calco-alcalinas.

Según Wylle et al (Alvarez, 1979) las rocas calcoalcalinas sus precursoras pueden ser generadas en la corteza continental inferior, en la corteza oceánica subductada, en el manto o intercortical o por procesos que comprenden material bienen mencionados producen material de los tres ambientes mencionados.

Algunas, de las conclusiones petrogenéticas, compuestas por Alvarez, J. (1979) son: "Los datos experimentales indican que magnas primarios es improbable que se generen en la corteza continental inferior".

"Los contenidos en K, Rb, Sr ba en los plutones granitoides e intrusivos félsicos subvolcánicos Reso-Cenozóico de la cordillera Central y el occidente colombiano, teòricamente incompatibles

Con un origen directo por fusión parcial de basaltos subductados en mineralogía anfibólica de granulita granatífera o eclogítica. Su abundancia temporal puede ser explicada por procesos de cristalización fraccionada de los minerales nomunes presentes en tales rocas".

"Por consiguiente, dlchos líquidos deben de sufrir profundas transformaciones con posterioridad a su generación. El posible proceso de contaminación o combinación con material de la corteza continental no .es aplicable en el occidente colombiano donde esta parece no existir."

"los líquidos teóricos producidos por fusión fraccional de peridotita del manto intecortical son de deficientes en K, Rb, Sr y Ba y no explican las caractersticas geoquímicas de los productos granitoides Meso-Cenozóicos ni de los intrusivos félsicos subvolcánicos. La composición mas próxima se obtiene a bajos niveles de fusión".

La edad de estos cuerpos ha sido determinada mediante varias dataciones.

Una muestra de pórfido andesítico hornblendico de la carretera La Felisa-Irra, analizada por el método K/Ar dió las siguientes edades: 6.8 ± 0.2 m.a. en biotita y 7.1 ± 0.2 m.a. en horblenda (González, H. 1976).

La muestra del Stock de Marmato, datada por el método K/Ar dió una edad de 6.3 ± 0.7 m.a. (Gonzalez H., comunicación verbal).

Alvarez, J. et al (1979), opinan que estas edades, adicionales a las que ya se tienen sobre otros cuerpos plutónicos y subvolcánicos a lo largo de la cordillera Occidental y de la fosa Cauca-Patía de edad Terciario Superior, definen un episodio magmático a finales del Mioceno probablemente y que originó el



plegamiento ancino y la Formación de la Cordillera Oriental colombiana.

5. GEOLOGÍA REGIONAL

Las estructuras tectónicas que se presentan en el área están en su mayor parte enmascaradas por la intensa meteorización que afecta la litología. Es por ello que muchos de ellas no se detectan en el campo, mientras en las fotografías aéreas se insinúan claramente como lineamientos.

El área explorada presenta tres zonas litológicamente bien diferenciadas, división que también es válida en el aspecto estructural.

5.1 ZONA ORIENTAL

En esta zona limitada al oeste por la traza del río Cauca, afloran rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias de edad paleozoica hasta cenozoica, por lo cual su historia estructural es bastante complicada.

Por el conocimiento regional que tenemos del área al este de esta plancha, nosotros consideramos que las rocas metamórficas existentes en el área conforman parte de núcleo de la Cordillera Central mientras las rocas ultrabásicas habrían sido enplazadas tectónicamente, antes o contemporáneamente con el levantamiento de la Cordillera Central.

Esta concepción estaría en contradicción con la posibilidad expresada por Arias y Caballero en el sentido de que las metamórficas del Grupo Arquía están relacionadas al complejo ofiolítico del río Cauca.

En las rocas metamórficas hay contactos fallados, micropliegues y al menos dos esquistosidades (So, Si). Secciones delgadas se observaron efectos de metamorfismo dinámico sobre impuesto uno o varios de metamorfismo regional. Existen criterios petrográficos que confirman el intenso tectonismo en esta área. Minerales doblados y rotos, naclas dobladas, extinción ondulatoria y pinchamiento de placas con destrucción del bandeo composicional bien marcado.

En las rocas ígneas, especialmente en pórfidos, hay un diaclasamiento en parte ortogonal, pero parece haber un fracturamiento intenso en dirección N 20° N a N 60° W.

En realidad parece que la intrusión de estos cuerpos es posterior al fallamiento

principal de las rocas metamórficas, ya que muchos diques y filones siguen su dirección. Su fracturamiento entonces interpretarse como removilización de dichas estructuras.

Las rocas sedimentarias tienen un rumbo predominante en dirección N-S a N 50 L. La variación repentina del buzamiento en su magnitud y sentido se ha interpretado como la expresión de la presencia de bloques fallados. El análisis de los datos estructurales induce a pensar en la presencia de un anticlinal cuyo plano axial tendría una dirección 3W-NE.

De común la ocurrencia de diaclasas y microfallas con desplazamiento del orden de centímetros. Los contactos son fallados discordantes. Sobre la quebada Morales (A-10), afloran los sedimentos de la Formación, Amagá fuertemente deformados en dirección N 20 W, 37 SN, lo cual pone de presente el tectonismo del Terciario Superior.

5.2. ZONA CENTRAL

Cubierta en gran parte por las rocas piroclásticas de la Formación Combia del Mioceno, está caracterizada estructuralmente por la presencia de algunos lineamientos fotogeológicos de dirección NS, SE-NW que pueden ser la representación de grandes fallas.

Localmente las rocas de la unidad mencionada exhiben lisos de falla y cataclisis como se pueda observar sobre la carretera Jardín - Ríosucio (C-5). En los basaltos generalmente se observan diaclasa- mientras en las rocas tobáceas se presenta una pseudoestratificación con buzamiento general hacia el oeste.

5.3 ZONA OCCIDENTAL

Comprende el área localizada al oeste del lineamiento norte sur representado por los cauces de los ríos San Juan, San Juan Bravo y Risaralda. Dicha superficie está cubierta en su mayor parte por rocas sedimentarias de composición arcillo-arenosa, las cuales conforman una secuencia que ha sido sometida a dislocaciones locales, lo cual se pone de manifiesto por el desarrollo en ella de deformaciones pequeñas, pliegues, fracturas, estrangulaciones y abultamientos de las capas etc. las dimensiones de dichas deformaciones varían desde centímetros hasta docenas de metros.

Esta zona se caracteriza por la presencia de grandes fallas lineamientos notables y plegamientos.

5.3.1 Fallas

Tienen una dirección SE-NW o N-S, siendo la principal de ellas la Falla Mistrató.

Esta estructura tiene una dirección N-S, de desplazamiento incierto, pero se presume un movimiento vertical, de ángulo desconocido en base a la litología que afecta. Su presencia se infiere de los siguientes datos:

- Fuerte cataclasis y molonitización en las áreas cercanas a su traza (Fig. 11b).
- La rectilineidad de los cauces de los ríos San Juan Brabo, San Juan y Risaralda.
- La rectilineidad del contacto litológico entre unidades de edad y génesis diferente.

La coincidencia de su traza con el epicentro. de movimientos telúricos recientes.

5.3.2 Lineamientos

En el área existen una serie de lineamientos, posiblemente vestigios de planos de falla erosionados, de dirección SE - NW que por prolongarse a ambos lados de la falla Mistrató parecen, ser mas antiguos que ella.

5.3.3 Plegamientos

Las rocas que afloran en esta zona han sufrido dislocaciones considerables.

Al norte del área los estratos buzanan preferiblemente al oeste con ángulos que oscila; entre 52 a 73 grados. Pero localmente hay micropliegues, de tipo isoclinal, con vergencia hacia el este a veces incierta por la intensidad de la meteorización.

Hacia al sur los plegamientos locales son notables y en algunas buena exposición se observar pliegues y sinclinales anticlinales de orden hectométrico (fig.14a, de los cuales el mas el anticlinal por cuyo eje corre el río (G-1).

En los estratos mas pelíticos se presenta con mucha frecuencia exfoliación foliada, mientras en los más arenosos se desarrollan uno o mas sistemas de diaclasas de compresión un estudio estadístico de ellos podría indicar la dirección de los esfuerzos que lo ocasionaron.

Es frecuente observar en los estratos sedimentarios por lo menos un tipo de esquistosidad de fractura, generalmente dos que cortan

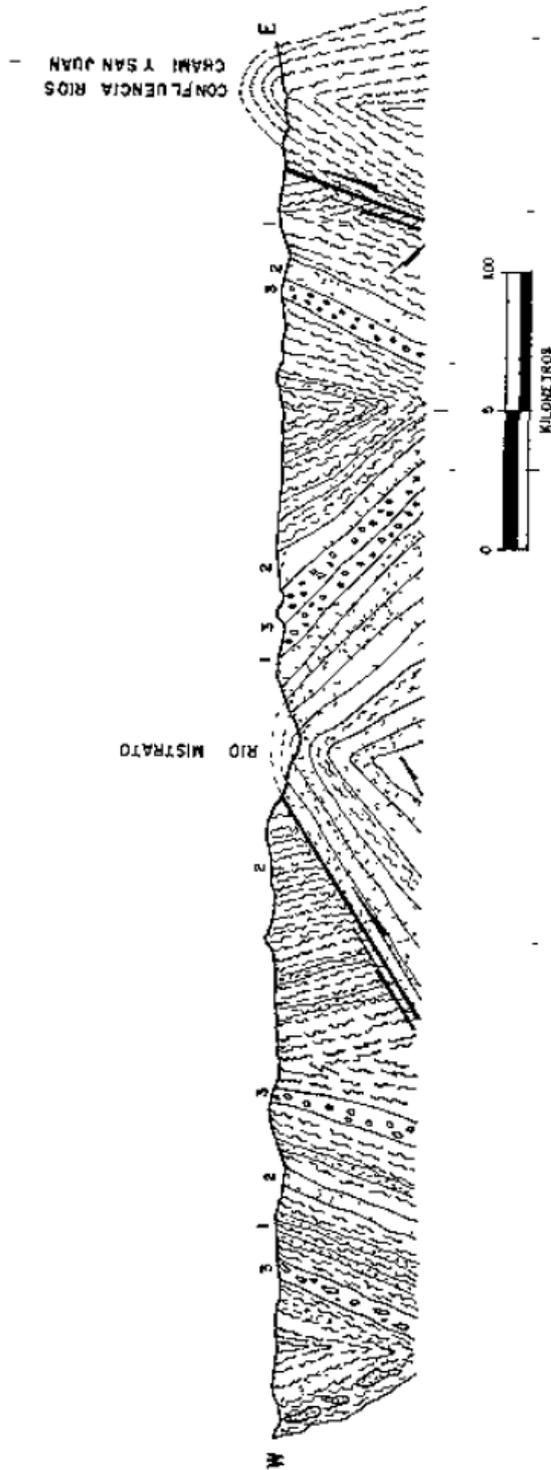


Fig - 14.0 CORTE ESQUEMATICO A LO LARGO DE LA CARRETERA SAN ANTONIO DE CHAMI - SANTA CECILIA, AL SUROESTE DEL AREA, VERTIENTE OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL. PARA FACILITAR LA REPRESENTACION SOLO SE DIFERENCIARON TRES FACIES LITOLÓGICAS 1. TURBIDITAS (INTERCALACIONES DE SILSTON, LIMOLITAS Y LUTITAS FINAMENTE ESTRATIFICADAS) 2. GRAUVACAS CON INTERCALACIONES DE LIMOLITAS 3. CONGLOMERADOS INTRAFORMACIONALES CON INTERCALACIONES DE GRAUVACAS GENERALMENTE LOS BUZAMIENTOS SON MAS SUAVES HACIA EL OESTE QUE AL ESTE, SE INSINUAN GRANDES PLIEGUES DE ORDEN HECTOMETRICO CONVERGENCIA AL ESTE. LA FLECHA INDICA LA POSICION DEL TECHO DE LA SECUENCIA

En ángulo y que evidencia por lo menos los movimientos orogénicos cos en esta secuencia. (Fig.14 b).

También es de ocurrencia común en esta secuencia el fenómeno, Lucinaje Jefinico por Belousou V. (1979), como la separación en pedazos de las capas duras que yacen entre otras mas blandas. En este caso los bodines son de grauvacas entre capas de latas, tal como lo muestra La Fig. 5b.



FIG. 14 b. Secuencias de grauvacas y limolitas del Miembro Urrao exhibiendo claramente el clivaje de fractura. Rio San Agustin (B-2).

6. GEOLOGÍA HISTÓRICA

La historia geológica de Colombia ha entrado en una etapa de revisión basada en el aporte de nuevas dataciones radiométricas a la asimilación gradual de la teoría de tectónica de placas, a un conocimiento más regional de la geología y a la educación más analítica de las nuevas promociones de geólogos.

6.1 PALEOZÓICO

Para nosotros las rocas más antiguas del área son las metamórficas que afloran a lo largo del río Cauca.

Según nuestra concepción, ellos se habrían originado en una fosa marginal o en la base del gran eugeosinclinal que dio origen al gran complejo polimetamórfico que constituye el núcleo de la Cordillera Central (Grupo Cajamarca).

Es claro que sobre la edad del metamorfismo de este Grupo hay diferencias de opinión que van desde asignarle una edad Paleozoica hasta Cretácea (Nelson, 1957 Barrero et al, 1969; Irving, 1977): Hall et al, 1972; Nelson, 1962; Radelli, 1967, Butterlin 1972, Estrada 1977), pero nosotros preferimos compartir la opinión de aquellos que postulan una edad Paleozóica, con dos eventos diastróficos durante el, determinados mediante la datación de cuerpos néisicos permotriásicos y de intrusivos post-tectónicos y de las relaciones estructurales entre estas unidades y los metasedimentos del Grupo Cajamarca o unidades correlacionables. El contraste en el grado de metamorfismo entre esta franja y el Grupo mencionado podría explicarse en base a consideraciones estratigráficas y tectónicas o a variaciones laterales en el tipo párico de metamorfismo Grupo Cajamarca.

6.2 CRETÁCEO

El levantamiento de la Cordillera Central a finales del Paleozoico principios del Mesozoico generó en su margen occidental un surco pericontinental, en el cual es posible que se hayan desarrollado arcos volcánicos por la interacción de las placas pacífica y Suramericana, los cuales determinaron la presencia de surcos interarcos en los cuales se depositaron entre otras unidades las secuencias volcano sedimentaria del Grupo Casañas-gordas.

Hasta el presente se desconoce si las rocas volcánicas cartografiadas como Formación Barroso representan corteza oceánica generada en una dorsal

oceánica o representan un volcanismo generado en un arco volcánico con basamento de corteza oceánica.

La interacción entre las placas pacífica y de sur América generó el geosinclinal antes mencionado sino que provocó varios eventos magnéticos, cuyas expresiones más claras son los plutones de Támesis de edad Cretáceo Inferior y el de Mistrató, presumiblemente de edad Cretáceo Tardío. La posición geográfica de estos cuerpos y su posible diferencia de edad podían representar un salto de la zona de subducción hacia el oeste de pues de la continentalización del Grupo Cañasgordas.

Aunque no se tiene todavía certeza absoluta parece que los cuerpos gabroides que afloran en esta plancha conforman junto con las rocas ultrabásicas con las cuales está asociada, restos de la corteza oceánica emplazada tectónicamente. La presencia de estas unidades sería consecuencia de la actividad del sistema de Falla de Romeral.

6.3 TERCIARIO

Durante el Terciario Inferior la Cordillera Central se levantó más, los procesos erosivos se incrementaron y como consecuencia de ello se depositó durante el Oligoceno-Mioceno la secuencia sedimentaria de la Formación Amagá variaciones en las diferentes condiciones diastroficadas a que estuvo sometida el área adyacente.

La depresión de las cuencas y el levantamiento principal de las cordilleras fue en forma intermitente y muy variable en toda consecuencia de este proceso, la extensa cuenca del Cauca parece haberse dividido en las cuencas intramontañas que existen en la actualidad.

A finales del Terciario la actividad magmática volvió a surgir emplazándose de oeste al este el Batolito de Farallones en la Cordillera Occidental al este, de la zona del Sistema de Falla Romeral se generaron rocas volcánicas que constituyen la Formación Combia y las intrusivas subvolcánicas de la cuenca del Cauca.

Es de anotar que aunque en gran parte la configuración actual del Sistema de los Andes en Colombia se completó durante la orogenia del Mioceno, la región continuó inestable como lo comprueban la cataclisis en las rocas más recientes del área de las edades carboníferas.

6.4 CUATERNARIO

Posteriormente al plegamiento andino finales del Terciario gran cantidad de



material fue erosionado, principalmente de las Formaciones Joco consolidada Terciario y transportado por el nuevo sistema hidrogeológico del río Cauca y San Juan. Así las unidades litológicas del Pleistoceno-Holoceno constan de rellenos de depósitos colúvicos secundarios en las áreas centrales de los valles y como abanicos aluviales, terrazas y taludes.

Durante el Holoceno, el volcanismo de la Cordillera Central disminuyó notablemente. Sin embargo la presencia de cenizas volcánicas en algunos perfiles del suelo, a grandes distancias de los centros volcánicos conocidos, indica que el volcanismo continuó hasta una época relativamente reciente.

Además, estas capas de cenizas se acomodan a la topografía actual del terreno, indicando una depositación posterior al último levantamiento de la Cordillera.

7. GEOQUÍMICA

7.1 INTRODUCCIÓN

Simultáneamente con la ejecución de la cartografía regional se efectuó un muestreo geoquímico de sedimentos activos con el objeto de delimitar zonas mineralizadas de interés económico.

En consecución de dichos objetivos se recolectaron en los cauces de ríos y quebradas 650 muestras de sedimentos activos y se seleccionaron para espectrográfico muestras de roca de unidades litológicas.

Las muestras de sedimentos activos se colectaron sobre los ríos y afluentes principales con más de dos kilómetros de longitud cauce aguas arriba de su desembocadura a otro drenaje pero procurando en todo caso tomar de áreas sometidas a la acción de la corriente continuamente. En los ríos con una longitud mayor de 2 kilómetros tomó una muestra de sedimentos cada un intervalo de dicha dimensión.

Las muestras fueron analizadas mediante el método espectrográfico semicuantitativo para 33 elementos empleando un espectrógrafo Jarrell Ash, Modelo 75-090 y estero comparador Applied Research, Modelo 31-310 de 20 aumentos. La técnica usada (Dario Norsalve 1979, comunicación oral) es como sigue: 1 mg menos 30, se mezclan con 20 miligramos de grafito calvo, se embarca la mezcla en el cráter del electrodo de grafito y se quema durante 130 segundos aproximadamente.

El espectro resultante paleoimpreso en una película que se revela bajo condiciones especiales se compara visualmente con espectro de muestras patrones quemados en las mismas condiciones que muestra analizada. Los resultados se registran en ppm de acuerdo con la serie de valores... 150, 100, 50, 30, 20, 15, 10, 7 ... La precisión de cualquier resultado se encuentra dentro de más o menos un intervalo en la serie, con una probabilidad del 63 % dentro de más o menos dos intervalos con una probabilidad 95%.

Los límites de detección inferior y superior para los elementos de interés se muestran en la tabla 1g.

El análisis geoquímico del área explorada se efectuó por unidades litológicas, con

excepción de la cuenca del río Cauca, donde por el tamaño y diversidad de litologías presentes, fue indispensable tratarla como tal.

Washington (1920, en Kankama Sahama, 1962), propuso la clasificación geoquímica de los elementos, adaptada a las condiciones que predominan en la litosfera, definiendo la existencia de dos grupos. Los elementos petrógenos que se presentan originalmente en naturaleza en forma de óxidos, silicatos, fluoruros y cloruros y

Tabla 10. Límite de detección en ppm, en análisis espectroquímicos semicuantitativo. Espectrográfo Jarrell Ash

Elemento	Límite Superior (ppm)	Límite Inferior (ppm)
		10
An	5.00	20
Da	25.000	5
Co	2.000	2
Cu	20.000	5
No	2.000	5
Ui	100.000	5
Pb	20.000	100
Sr	5.000	100
V	10.000	10
Zn	10.00	100

los elementos metalógenos que forman normalmente sulfuros, selenuros, arseniuros, antimoniuros, bromuros y yoduros, o se presentan en estado nativo. En el área que vamos a describir haremos referencia principalmente a los elementos Pb, Cu, Zn.

Los resultados geoquímicos se muestran en forma de histogramas y ocasionalmente, cuando el número de clases lo permitió se construyeron curvas de frecuencia acumulada. Además todos los valores obtenidos para Cu, Pb, Zn, Sr, Ba, Ni, Co se indican en planchas a escala 1:50.000, individualmente o en grupos de dos elementos, los cuales reposan en los archivos de la Dirección del INGEOMINAS, Medellín.

Básicamente toda exploración geoquímica tiene como objetivo establecer la concentración normal (background) y umbral (threshold) para un elemento, para cada área, tipo de roca, suelo, sedimentos pluviales y con dichos parámetros establecer zonas con concentraciones anómalas.

Según Levinson (1973), background se define como el rango normal de concentración para un elemento o grupo de elementos en un área y threshold,

como el límite superior.

En este caso se ha tomado como valor normal, el correspondiente a la media aritmética standard.

7.2 RESULTADOS E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS

7.2.1 Formación Penderisco

Dentro de esta unidad se tomaron 245 muestras de sedimentos activos y efectuaron análisis espectrográficos de 12 muestras de roca.

Dado el ambiente formacional y la litología que la conforma se deben ubicar en esta unidad mineralizaciones de sulfuros masivos, estratiformes o estratos confinados. Por su estructura celular y poco espesor fuera de otros factores geoquímicos estos cuerpos son muy difíciles de detectar por los procedimientos de muestreo seguidos por el INGEOMINAS hasta ahora. La tabla 11 muestra los principales parámetros que caracterizan esta unidad.

Tabla 11. Parámetros estadísticos definidos en la formación Penderisco

Parámetro	Elemento		
	Pb(ppm)	Cu(ppm)	Zn(ppm)
X	10.63	56.49	13.14
G	3.59	32.15	50.00
T	27.31	120.79	113.00
Valor Mínimo	7	2	70
Valor Máximo	70	700	300

X: Valor media aritmética

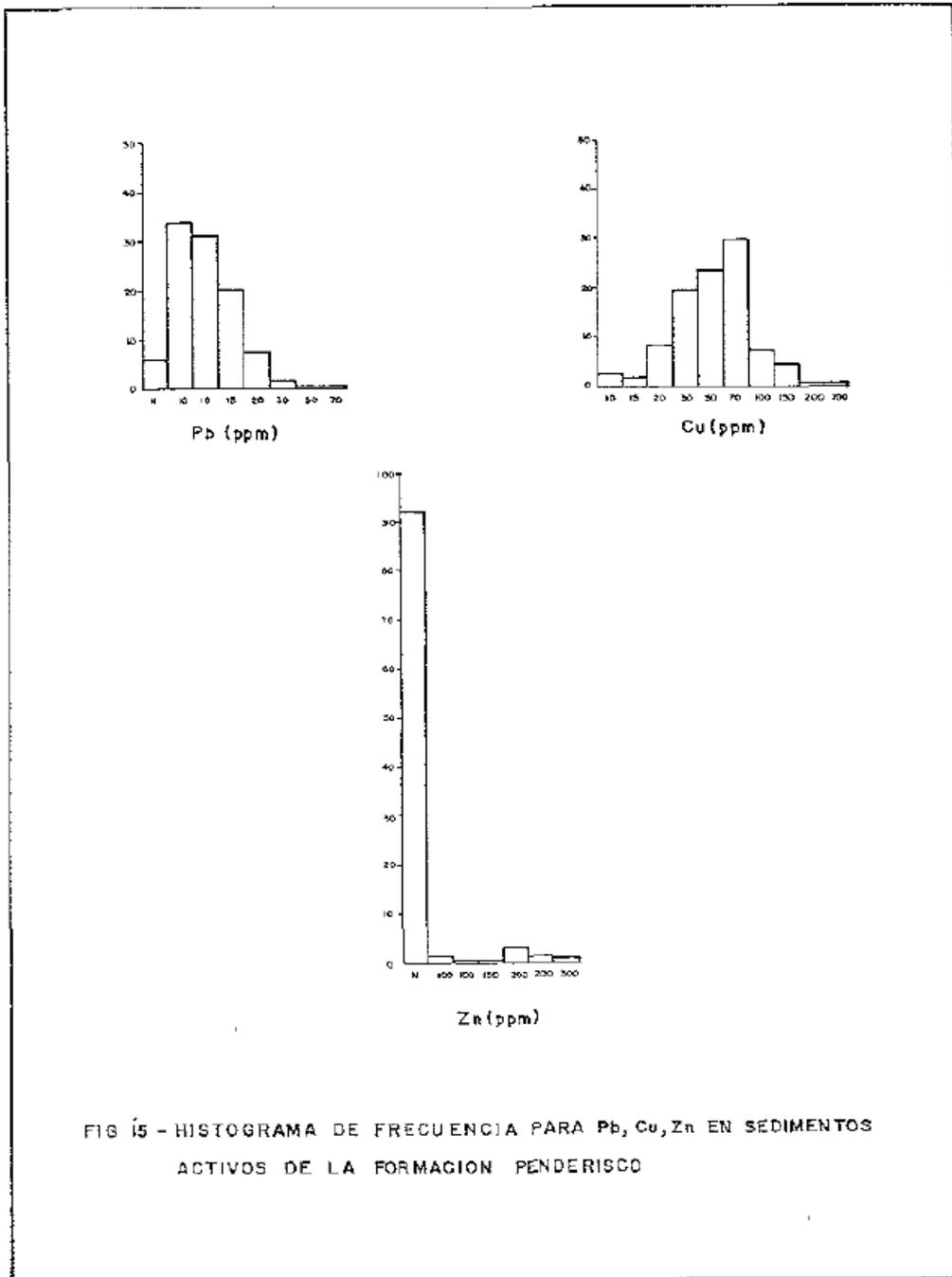
G: desviación standard

T: valor umbral

7.2.1.1 Plomo

De acuerdo a la tabla 11 y la fig. 15 se deduce que solo hay siete valores con concentraciones por encima del valor umbral distribuidos en la siguiente forma: cuatro con concentraciones de 30 ppm, dos con valores de 50 ppm y dos con 70 ppm.

De la figura 17 se concluye además que el 96% de los valores están por debajo del valor umbral. Ahora si se comparan las concentraciones obtenidas con las reportadas en la tabla 12.



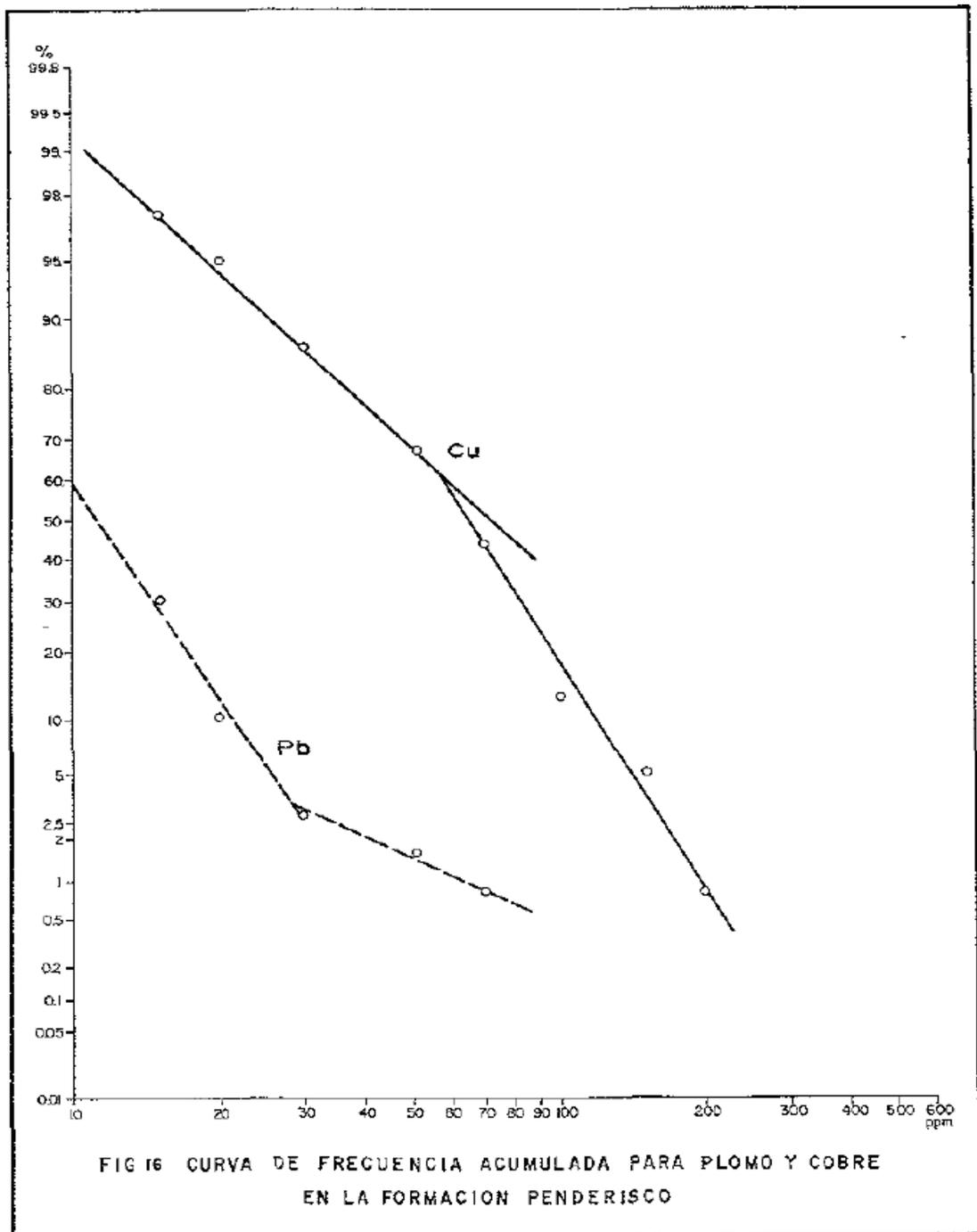


Tabla 12. Concentraciones de Pb, Cu, Zn, Da, Sr en rocas de la Formación Panderisco

Muestra	Elemento				
	Da	Sr	Pb	Cu	Zn
163312	1500	100	10	20	L100
163313	70	200	L10	300	10.000
314	1000	100	L10	50	100
315	150	500	15	15	200
316	1000	200	L10	50	N
317	1500	150	10	30	L100
318	1500	300	10	20	N
319	1500	100	10	100	300
320	2000	100	L10	30	200
321	1500	150	15	150	L100
322	2000	100	15	70	100
323	1000	200	L10	20	N

Se puede concluir que a pesar de la distribución relativamente baja en el ambiente secundario si existe una concentración anormal y local en el, respecto al medio primario.

Los drenajes anómalos para este elemento, en dicha formación, se muestran en la fig. 23.

7.2.1.2 Cobre

El valor umbral obtenido es de 120 ppm que, comparado con los datos suministrados por la tabla 12 es relativamente superior a la media de la concentración en el ambiente primario.

Comparado este valor con los datos suministrados por la fig. 15 vemos que hay 14 valores mayores que el distribuidor en la siguiente forma: 11 de 150 ppm, 1 de 200 ppm y uno de 700 ppm. Dado el escaso número de muestras y la distribución, dichos valores solo nos pueden indicar la presencia de drenajes con valores anómalos (fig. 23).

7.2.1.3 Cinc

De la tabla 11 se definió como valor umbral para esta unidad una concentración de 113 ppm, que comparado con los valores graficados en la fig. 15 se llega a la conclusión de la existencia de 15 valores con concentraciones por encima del valor umbral.

Comparados los valores considerados anormales en el medio secundario con la concentración de este elemento en el ambiente primario se observa que no hay mayor contraste entre ellos.

Dentro del análisis espectro grafico de rocas resalta un valor de 10.000ppm. La muestra correspondiente se tomo sobre el rio Santa Rita (D-2).

7.2.1.4 Conclusiones

Los datos analizados nos permiten definir varios drenajes anómalos, así:

Para zinc los ríos Chaparrala, Santa Rita (300 ppm) o Santa Bárbara.

Para plomo el rio Chani y Q. Las Palomas (30 ppm), La quebrada San Pablo con valores de 300 ppm.

Para cobre la Q. El Silencio (C-1, 150 ppm), las afluentes del rio San Juan en D-3, con valores de 130 ppm la Q. Arimatò (H-2, 150 ppm) y el rio Chami con valores de 150 ppm.

En los drenajes antes mencionados son comunes los estratos con pirita diseminada.

Un muestreo más detallado podría revelar la presencia de anomalías geoquímicas.

7.2.2 Formación Combia

De esta unidad se analizaron 241 muestras de sedimentos activos y once muestras de roca. Los resultados obtenidos se muestran en la fig. 17 y en la tabla 13 respectivamente.

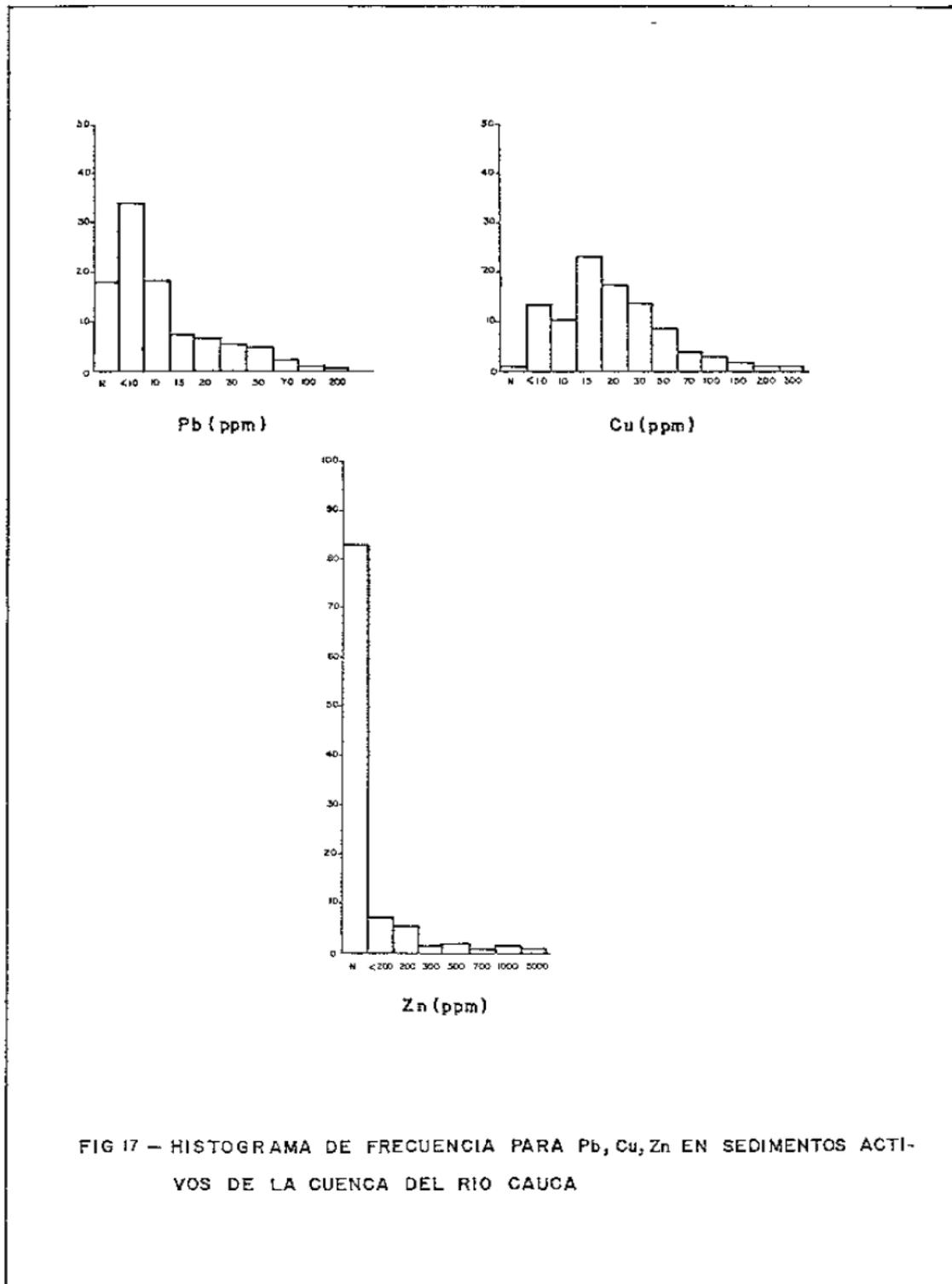
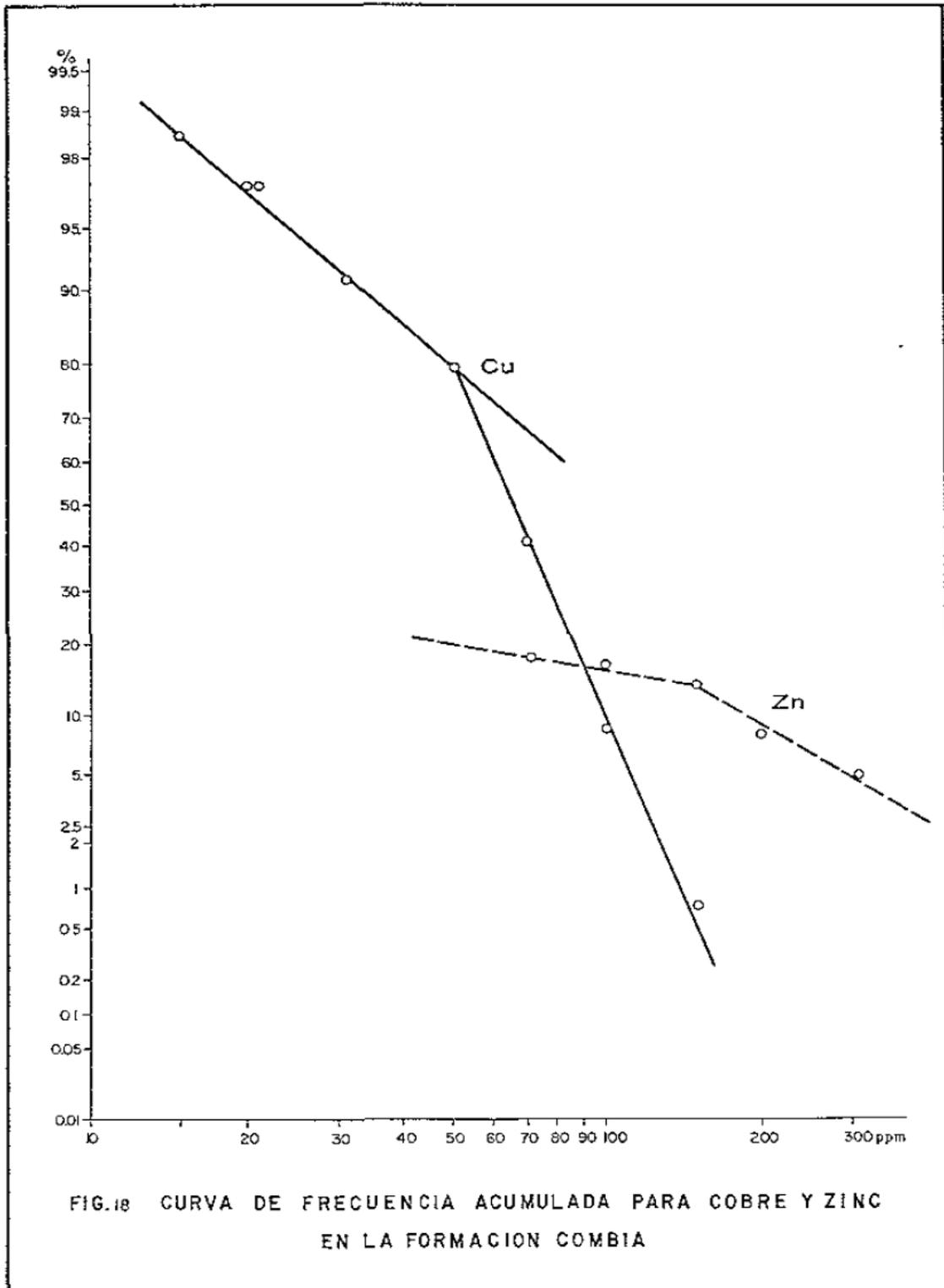


FIG 17 – HISTOGRAMA DE FRECUENCIA PARA Pb, Cu, Zn EN SEDIMENTOS ACTIVOS DE LA CUENCA DEL RIO CAUCA



7.2.2.1 Plomo

El 86% de los valores leídos están por debajo del límite de detección (10 ppm). Los valores mayores obtenidos son de 15 ppm que si se comparan con los datos que aparecen en la tabla 14 se puede concluir que hay un ligero contraste entre los dos medios, debido quizás al aporte en los sedimentos de otras litologías.

Tabla 13. Parámetros estadísticos definidos en la formación Combia

Parámetro	Elemento		
	Pb	Cu	Zn
X	3.65	33.4	33.4
G	4.17	22.50	78.43
T	12.19	102	139
Valor Mínimo	7	10	70
Valor Máximo	15	150	300

7.2.2.2 Cobre

El valor medio para esta unidad es de 56 ppm. Como valor umbral se tomo dicho valor más dos veces la desviación standart, que en este caso tiene un valor de 22 ppm. Comparando estos resultados con los graficados en la fig. 17 vemos que solo hay un valor por encima de dicha magnitud con una concentración de 150 ppm.

Si comparamos este valor con los representados en la tabla la veremos que la concetración de este elemento en los sedimentos activos no está lejos de su valor en el ambiente primario.

7.2.2.3 Cinc

El 86% de los valores leídos están por debajo del límite de detección 100 ppm. Según Rankara y sahana (1962) durante la diferenciación magmatica el Cinc y el cadmio se quedan en gran parte en los fundidos y soluciones residuales en el transcurso del estadio principal de la cristalización y del estadio pegeatitico, por lo tanto las posibilidades de su ocurrencia en este tipo de litología son escasos.

7.2.2.4 Conclusiones

En la literatura geológica hay pocas referencias sobre ocurrencias de retales, en volcánicos efusivos básicos o intermedios piroclasticos, subaereos y, si los hay, son más bien de tipo epigonetico que singenetico.

Se han detectado algunos valores altos para Cinc, especialmente relacionados a áreas con litología piroclástica, generalmente en estado de meteorización muy avanzado.

Tabla 14. Concentraciones de Pb, Cu, Zn, Ba, Sr en rocas de la Formación Combia

Muestra	Elemento				
	Pb	Cu	Zn	Ba	Sr
168326	N	20	N	500	N
337	L10	100	N	1500	700
333	L10	15	N	500	700
339	N	70	N	700	700
340	L10	100	N	1500	700
341	N	100	N	1500	700
342	N	20	L100	2000	1000
343	N	50	N	1000	500
344	N	50	N	700	500
345	N	30	N	200	700
346	N	20	N	1500	700

7.2.3 Cuenca del río Cauca

Esta cuenca comprende una superficie aproximada de 80 Km². De ella afloran rocas metamórficas, paleozoicas y ultrabásicas, pero las que más influyen en la constitución de los sedimentos de corriente recolectados son rocas sedimentarias de ambiente fluvio lacustre, rocas volcánicas piroclásticas eyectadas en un medio continental y pórfidos andesíticos y dacíticos ricos en filoncelos auríferos, la mayoría de los cuales son explotados. También existen en el área algunas manifestaciones de sulfuros, especialmente de plomo y cobre.

Los resultados obtenidos se muestran en forma resumida en la tabla 15 y en la fig. 19.

Tabla 15. Parámetros estadísticos definidos en los sedimentos de la cuenca del río Cauca

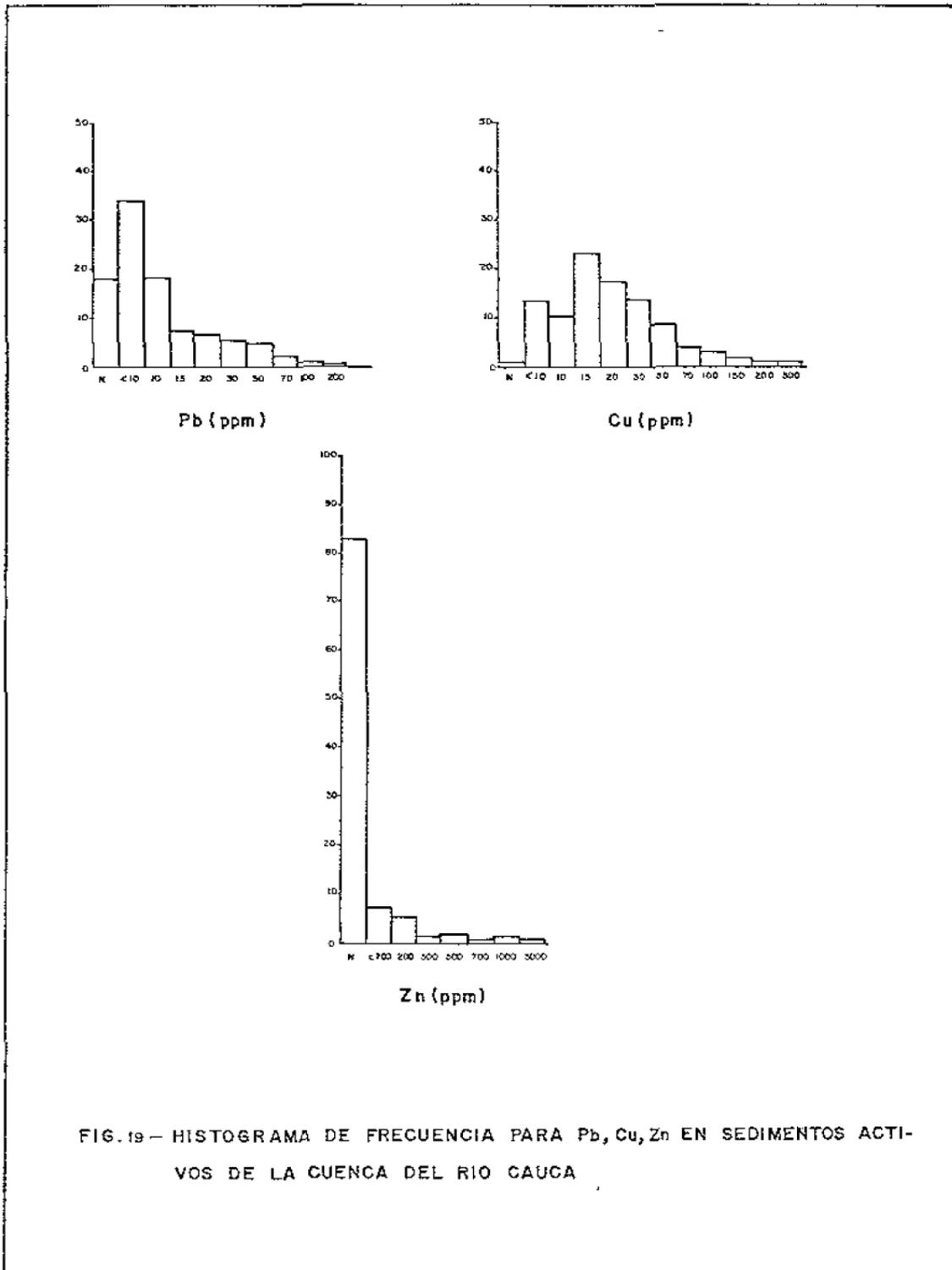
Parámetro	Elemento		
	Cu	Pb	Zn
Media	32	15	48
Desviación standart	43	23	142
Throshold	118	61	332
Valor mínimo	7	7	150
Valor máximo	300	200	1000

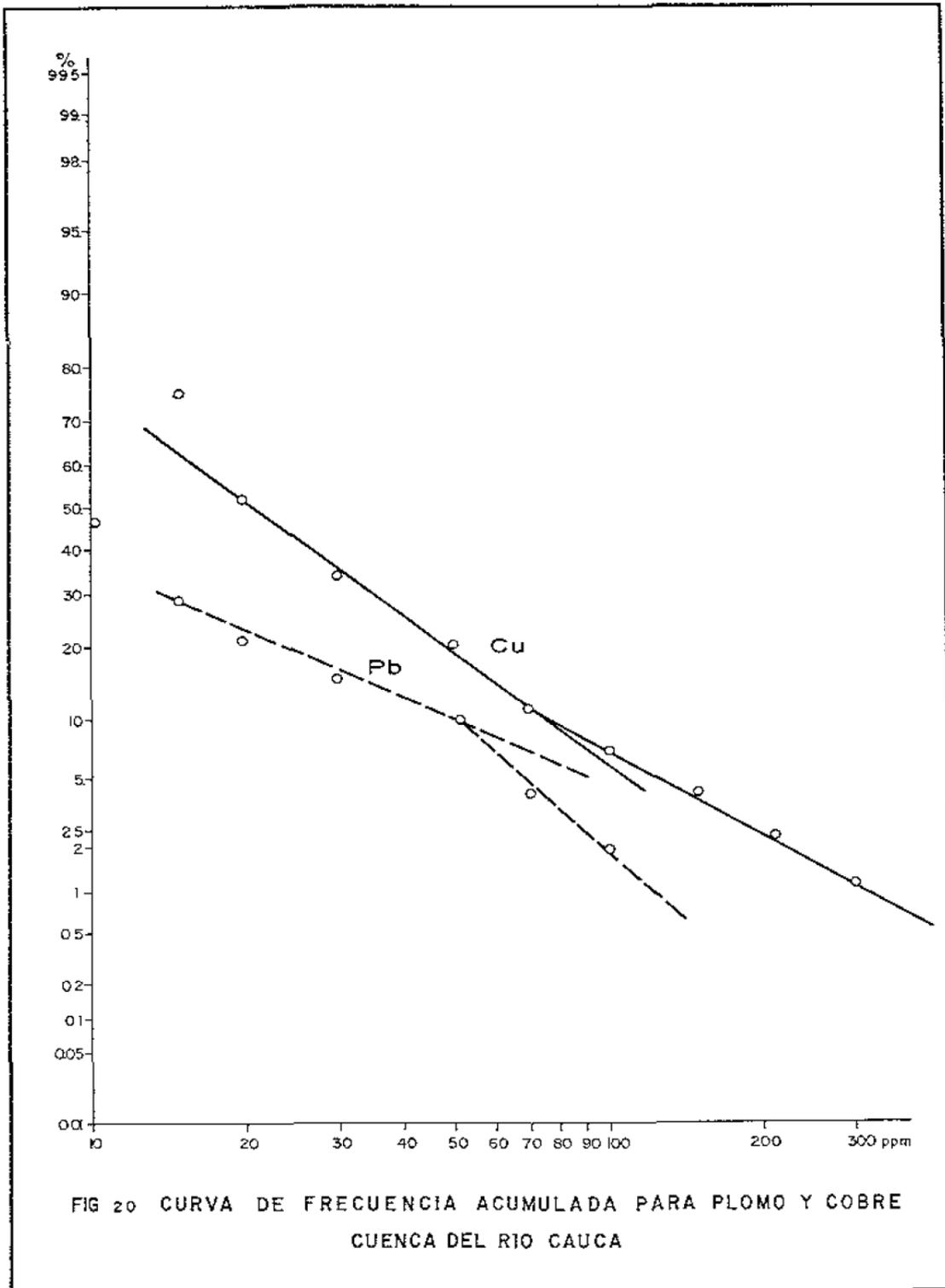
7.2.3.1 Conclusiones

De la tabla 15 y la fig. 19 y 20 se tendrían las siguientes conclusiones.

Habrían once valores para cobre que podrían considerarse como altos distribuidos en la forma siguiente:

Cinco con 150 ppm, tres con 200 ppm y tres con 300 ppm.





Para el plomo habrían cinco valores relativamente altos, distribuidos así: tres con 100 ppm y dos con 200ppm.

Para el cinc habrían 10 valores relativamente altos con la siguiente distribución: cinco con 500 ppm, uno con 700 ppm, tres con 1000 ppm y uno con 5000 ppm.

La caracterización de los drenajes que reportaron estos valores se da en la fig. 21. La tabla 16 ilustra la concentración media de los elementos reportados en rocas que afloran en esta cuenca.

Un análisis de los valores presentados en las tablas 15 y 16 permiten concluir la presencia de un ligero contraste entre medio secundario y primario que puede justificar el muestreo de sedimentos de sedimentos activos en la detección de áreas con litología variada como la que nos ocupa.

Tabla 16. Concentraciones de Pb, Zn, Cu, Mo, y Ag, Au, Cd, U, Cr, Ni, Co, Zs, Mn, Bi en rocas de la cuenca del río Cauca

	Serpentinita	Esquistos Grafitosos	Pórfido Dacítico
Pb	20	70	100
Zn	100	400	700
Cu	20	70	50
No	N	7	N
Ag	N	3	5
Au	N	N	
Cd	N	N	100
V	70	300	70
Cr	5000	200	70
Ni	1500	70	
Co	50	30	
As	N	N	200
Mn	1000	1750	700
Bi	N	N	5

8. GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las ocurrencias minerales de interés económico son notables especialmente al este del área con tres centros de explotación minera centrados en las localidades de Riosucio, Quinchia (carbón) y en las áreas circunvecinas a Marmato y Echandia (oro y plata). La fig. 21 sintetiza los drenajes donde se hallaron valores anómalos para algunos metales y las explotaciones mineras activas o abandonadas en el área.

8.1 CARBÓN

Los afloramientos principales están localizados en el corregimiento de El Salado (municipio de Riosucio) y al suroeste de Quinchia.

8.1.1 Carbones de Quinchia

Litológicamente constituyen parte del miembro medio de la formación Amaga, el cual aflora en las depresiones comprendidas entre los cerros de pórfidos andesíticos que, en forma numerosa afloran en el área y a cuya presencia se debe la buena calidad de los carbones.



Los estratos carboníferos presentan una orientación general N-NW, S-SE; El buzamiento en la parte norte es de 70 a 90° E y en la parte sur, hay fuertes cambios de buzamiento al E.

Hasta el presente se conocen cuatro mantos denominados manto1, 2, 3 y 5 con espesores de 2.90, 2.5, 1.3 y 1.1 m respectivamente, separados uno de otro por material arcilloso y/o arenoso de 40 a 50m entre sí.

Toda el área potencialmente carbonífera en el municipio de Quinchia es de propiedad del señor Antonio Sánchez Naranjo, el cual detenta cuatro concesiones a saber:

Mina Encenillal 21 28 Has, Mina Mirasol 145 Has, Guarguarà 206 Has y Zaibal 120 Has.

De las anteriores concesiones actualmente se explota en forma rudimentaria y sin alguna asesoría técnica la Mina Encenillal. Actualmente se adelanta la rehabilitación de dos cruzadas con longitudes de 150 y 60 metros. La explotación de ha efectuado por medio de tambores los cuales están actualmente en su mayoría derrumbados.

Según comentarios de su propietario esta mina puede tener una producción de 300 toneladas semanales de carbón subbituminoso a antracítico. El escaso tonelaje que actualmente se produce 30 a 50 toneladas mensuales las consume cementos del valle.

Fetzer (en Guarín, G. 1971), de acuerdo con análisis químicos y características físico químicas, los clasifica como sub-bituminosos con un poder calorífico que fluctúa entre 5700 y 7600 calorías – gramo. En algunos puntos la hulla es semiantracítica.

Análisis efectuados en mantos del encenillal dieron los resultados que aparecen en la tabla 17.

Tabla 17. Características Físico Químicas de los carbones de Quinchia

Humedad Residual	(%) en peso)	1.06 - 1.9
Cenizas	(%) en peso)	17.05 - 21.83
Azufre	(%) en peso)	1.12 - 2.65
Materia Volátil	(%) en peso)	33.80 - 34.7
Carbono fijo	(%) en peso)	42.77 - 46.45
Poder Calorífico	(cal./gr)	5723 - 6234
Índice de hinchamiento		0 - 1

Tomado de Herrera, et al, 1981.

Según dichos análisis y siguiendo la clasificación por rango ASTM (American Society Fortesting Materials) estos carbones son del tipo bituminoso alto volátil C, apto para fines térmicos.

Para el sector del Encenillal Herrera, et al (1931) calcularon unas reservas indicadas de 235.000 toneladas y potenciales unas reservas de 570.000 toneladas.

8.1.2 Carbones Riosucio

Afloran en el corregimiento El Salado (F-6) localizado a unos 10 kilómetros de la ciudad de Riosucio (F-7).

Constituyen parte del miembro medio de la Formación Amaga, presentando un rumbo que varía entre N 30E y E-W y una inclinación que oscila entre 15 a 40 al NW.

Según Duque, C. (1969), quien estudio la zona en detalle, dicho miembro está en contacto fallado con el cerro de Apà por el oeste, al este en contacto fallado con el miembro superior y un dique basáltico y al norte parece ponerse en contacto normal con el miembro superior.

Según el mismo autor en la zona de El Salado existen seis mantos de carbón enumerados del cero al cinco. Los mantos cero, cuatro y cinco tienen espesores de 0.90, 0.60 y 1.10m respectivamente.

La densidad promedio es 1.3 gr/cc, su color negro, la fractura rectangular y lastre vítreo.

Tabla 18. Características Físico Químicas de los carbones de El Salado (Riosucio)

		Manto 1	Manto 2	Manto 3
Cenizas, Base seca		7.7	2.9	2.9
Materia Volátil (Base seca y sin cenizas)		40.4	44.5	41.5
Azufre		2.79	7.74	1.16
Índice de Hinchamiento		1.5	1.5	1.5
Poder calorífico (Base Seca)		7521-7278	7762	7653-7593
Espesor (m)		2.6	1.18	1.1

Los carbonos de Riosucio son del tipo bituminoso alto en volátiles, probablemente coquizales.

La producción actual de la mina El Salado es de 3000 toneladas mensuales, sus reservas probadas se estiman en 500.000 toneladas, las indicadas en 2.000.000 de toneladas y las inferidas en 5.000.000 de toneladas (Elkin Oquendo, INGEOMINAS, Comunicación verbal). La mayor parte de su producción la consumen Cementos Caldas y la industria del Valle del Cauca.

Según Mario Mejía (comunicación verbal), en la vereda La Argentina (G-6) Municipio de Riosucio, afloran tres mantos de carbón sub-bituminosos a bituminosos de espesores 2.70, 1.05 y 12.60 metros, separados uno de otro por material arenoso arcilloso de espesor total 30 a 40 metros. Estos mantos presentan una actitud N 15 W a N 15 E, verticales. En el sentido del rumbo fueron detectadas por más o menos ciento veinte metros.

Intruyendo estos estratos hay numerosas venas de material cuarzo feldespático (aplitos), en forma de diques y silos que obstaculizan la explotación y beneficio del carbón. Además, hay pirita en abundancia como relleno de fracturas.

8.2 ARCILLAS CAOLINITICAS.

Sobre o cerca a la carretera cali – Medellín, en las estribaciones del cerro Barro Blanco, cerca a la población de Quinchia hay varios afloramientos de arcilla caolinitica que ocasionalmente ha sido utilizada en cerámica.

Dicho material proviene de la meteorización de rocas porfíricas de composición andesítica y/o dacítica, pero en algunos sitios el material arcilloso proviene de material tufítico muy meteorizado.

Estudios efectuados por Locería Colombiana mediante perforaciones y análisis químicos concluyeron en que solo unas 25.000 toneladas de material cumplían con las especificaciones que se requieren para aprovechamiento en porcelanas, azulejos y pisos.

Características físicas y químicas. Los resultados de las muestras analizadas aparecen en la tabla 19.

Tabla 19. Análisis químico y mineralógico de muestras de arcilla. Localidad de BarroBlanco cerca a Quinchia

SiO ₂	65%
Al ₂ O ₃	23%
Fe ₂ O ₃	4%
CaO	4%
Pérdida por ignición	5%
Mgo, Na ₂ O, K ₂ O	Trazas
Composición Mineralógica	
Caolinita	30%
Illita	30%
Cuarzo	40%

Usos. Debido a su alto contenido en sílice serviría como materia prima en la manufactura de ladrillos refractarios para revestimiento de hornos.

8.3 DEPÓSITOS DE MARMATO Y ECHANDIA

En los pórfidos andesíticos y dacíticos que afloran en las áreas circunvecinas al corregimiento de Marmato y Echandia se presentan varias mineralizaciones filonianas, con estructura de filones paralelos (predominantemente), filones de red en estoverca y filones ramificados.

Los filones presentan espesores variables (de 0.20 – 3.0 m), la dirección controlada tectónicamente, varía entre N 65 W y N 45 W. sus buzamientos son

generalmente verticales. Su continuidad vertical es considerable y para algunos se conoce en más de 200 metros.

Los filones presentan espesores variables (de 0.20 – 3.0m), la dirección controlada tectónicamente, varía entre N 65 W Y N 45 W. Sus buzaminetos son generalmente verticales. Su continuidad vertical es considerable y para algunos se conoce en más de 200 metros.

Según Botero y Zuluaga (1980), los minerales metálicos en el interior de las vetas principales se presentan en venas e hilillos (pirita y esfalerita) o diseminados en la roca brechada (pirita, galena, arsenopirita, pirargirita, y asociada galena y blendas). Calcita y cuarzo son los minerales que aparecen como ganga y en ocasiones cuarzo bipyramidal.

Según los mismos autores las rocas sedimentarias terciarias también son localmente receptoras de la mineralización. Álvarez y Arias (1978), reportan que en la región de Echandía, parte de algunas venas se encuentran encajadas en un techo pendiente de esquistos cuarzo sericiticos, los cuales ocasionalmente muestran venas de cuarzo con ligera piritización.

En la carretera La Pintada – Supia entre la quebrada Vequedo y el río Arquía hay una zona de intensa oxidación donde toda la roca aparece cubierta por una patina de limonita, de color pardo rojizo en diversas tonalidades y con manchas de malaquita, tanto en los pórfidos como en los esquistos anfíbolicos.

Álvarez y Arias (1978) dividen el sistema filoniano de marmato en tres grupos: Norte, Central y sur, Botero y Suluaga (1988), agrupan algunos de los trabajos en explotación respecto a los filones en la siguiente forma:

Grupo Norte	Grupo Central	Grupo sur
San Pedro	La Grandina	Caparrosal
Villonza	El Cuatro	Patacón
Los Dolores	La Eva	La Gallinaza
Cubana	Tesorito	El Torno
Cubanita	Esperancita	La Ventura
La Mona	La Esperanza	
La Mancha	La Paerquera	
Santa Inés	La Estrada	
La Calle		

Dichos trabajos se localizan en la parte alta de Marmato, estando su explotación a cargo de arrendatarios. En la Parte mas baja se localizan las minas mas ricas y sanas (La Palma, Maruja y Zancudero), las cuales no se explotan en la actualidad y tienen el carácter de reserva nacional.

8.3.1 Alteración y zonación

Una de las características principales de los cuernos porfiríticos en esta área es la alteración que presentan.

Los afloramientos aparecen cubiertos por una costra, de espesor variable, de óxidos de hierro de color amarillo o pardo amarillento por oxidación de los sulfuros contenidos originalmente en la roca, cuando ésta es rica en ellos. Cuando es pobre en minerales de hierro o cuando estos han sido lixiviados, la roca toma un color gris claro a blanco debido a la abundancia de minerales claros como calcita, serícita y cuarzo que reemplaza los minerales oscuros en la roca.

El tipo de alteración más corriente es la propilítica caracterizada por la ocurrencia de clorita, calcita y ocasionalmente epidota.

La clorita se presenta tanto en agregados o en láminas como producto de alteración de la hornblenda.

La calcita se encuentra como producto de alteración de placiociasa y asociada a clorita reemplazando hornblenda. En la zona de Marmato se encuentran abundantes venas y fracturas rellenas con calcita.

Epidota solo se encuentra esporádicamente en la zona de Marmato relleno de fracturas y asociada a plagioclasa posiblemente como, producto de su sausuritización.

La alteración sericítica está caracterizada por la presencia de sericita, pirita y cuarzo. No muestra un zonamiento normal y solo aparece localmente en la zona de Marmato.

La sericita se presenta como produco de alteración de la plagioclasa tanto en los fenocristales como en la matriz, en agregados finos y como relleno de microfacturas en plagioclara y cuarzo.

La pirita ocurre diseminada y relleno de fisuras. En la zona de Marmato, pirita reemplaza clorita proveniente de hornblenda y forma coronas alrededor de granos de magnetita o la reemplaza a lo largo de fracturas.

La alteración potásica, está caracterizada por el conjunto moscovita-biotita-

feldespato potásico o dos de estas fases.

El feldespato potásico secundario se encuentra en venas o parches irregulares en plagioclasa. Biotita en nidos, probablemente de origen hidrotermal, se encuentra asociada a magnetita en el área de Marmato donde además, cerca los filones se observan efectos de silicificación. Botero y Zuluaga (1930), opinan que este tipo de alteración no se presenta en el área de Marmato y concluyen que en todo caso, la alteración hidrotermal que afecta a la roca encajante no muestra zonación alguna con respecto a los filones.

Según Andy Chakrabarti (comunicación verbal), existe una concentración de Au y Ag en las mineralizaciones localizadas en los niveles más altos de los filones y un incremento gradual hacia profundidad de Cu, Pb y Zn como se puede comprobar en las mineralizaciones de las minas Doscientos, Caparrosal y los Políticos. Según el mismo geólogo el plomo y el cinc son más abundantes en las mineralizaciones más altas y el cobre en las inferiores.

8.3.2 Génesis y tipo de depósito

Botero y Zuluaga (1930), basados en las siguientes observaciones de campo y del análisis de secciones pulidas y de inclusiones fluidas efectuadas por el profesor WERNER TUFAR sugieren al siguiente diagrama de paragénesis (Figura 22).

“En Marmato el oro aparece en forma de partículas finas presentes hacia la periferia de los sulfuros, o rellenando grietas encontradas en dichos minerales. Oro nativo y galena se encuentran bordeando granos de esfalerita que contienen calcopirita en exsolución. Se visualizó movilización de galena rellenando fracturas en granos de esfalerita.

En su mayor parte el oro fue transportado por las mismas soluciones so hidrotermales que depositaron la segunda generación de sulfuros, lo cual se evidenció en la interrelación esfalerita-calcopirita en exsolución y galena bordeando pirita. Tetraedrita intercrecida con galena y blenda se encontró rellenando microfracturas en esfalerita. Texturas de remplazamiento en granos de arsenopirita y pirrotina presentan a estos minerales como típicamente – tempranos.

Las investigaciones de inclusiones fluidas sugieren que la etapa principal de depositación de los sulfuros metálicos más temprano tuvo lugar entre los 270 y 220° C, tetraedrita y perargirita se formaron durante el período tardío de la depositación.

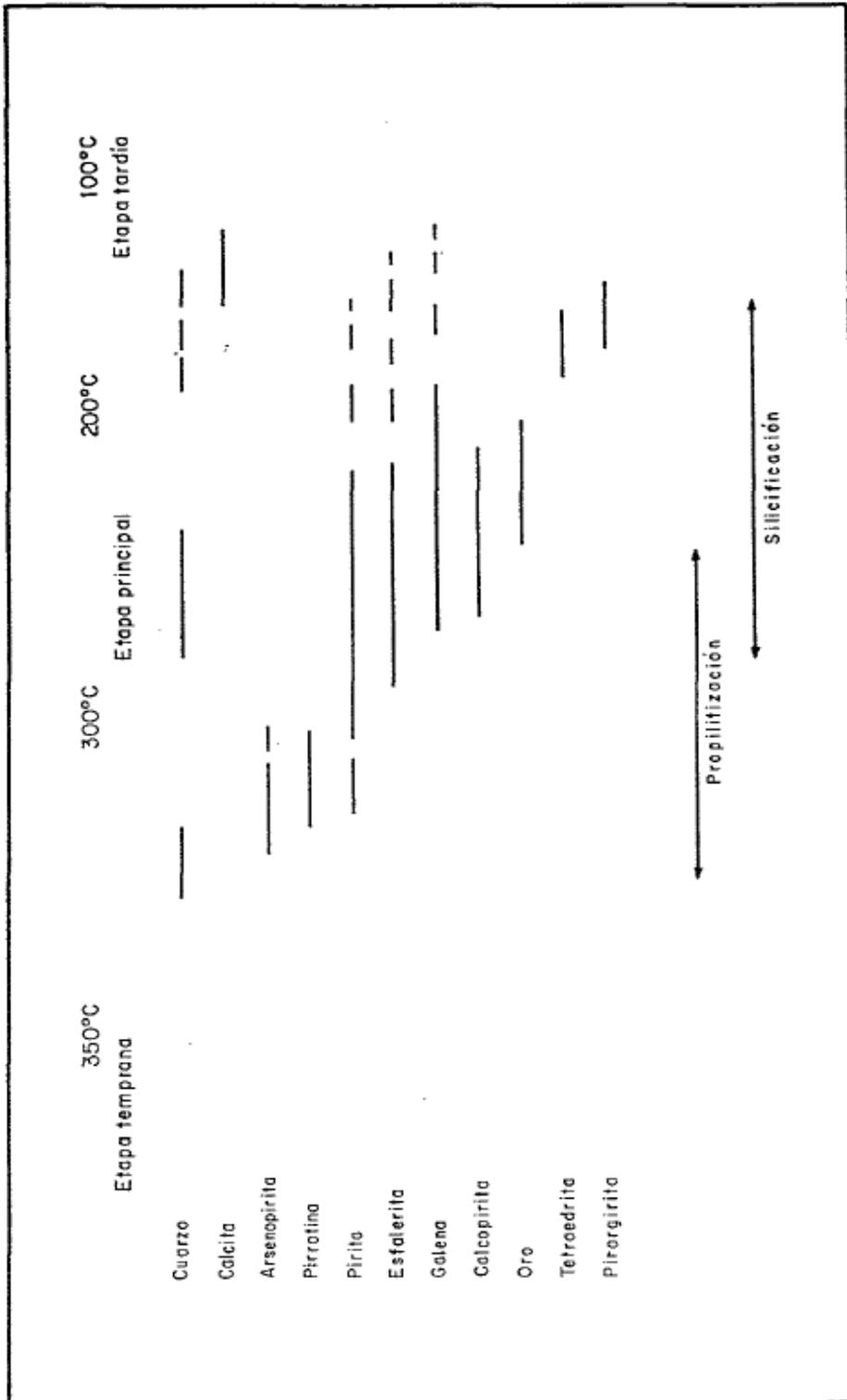


FIG. 2.2 DIAGRAMA DE PARAGENESIS (Tomado de Botero y Zuluaga, 1980)

Durante la etapa principal de la mineralización ocurrió una intensa propilitización en la roca de caja, así como una leve piritización. Localmente, la silificación puede convertirse en la alteración dominante e indudablemente constituye la alteración predominante durante la etapa tardía”.

Botero y Zuluaga (1930), basados en el tipo de roca encajante, en las características de los filones, en los orígenes de las fracturas, en las estructuras que forman los minerales estériles, en el tipo de alteración predominante (propilítica) y la zonación vertical observada en los filones concluyeron que el yacimiento polimetálico de Marmato es del tipo epitermal.

Según comunicación verbal del Ingeniero César Duque de la Empresa Ecominas, la producción durante el año de 1931 fue de 1962 onzas contra una producción de 1958 en 1980. La producción de los mineros no sometidos a control de dicha entidad puede oscilar entre 300 a 400 onzas anuales según comentario del profesional mencionado.

8.4 OTRAS MINERALIZACIONES FILONIANAS

Asociados a cuerpos de pórfidos andesíticos y dacíticos o a sus contactos con las rocas metamórficas, existen otros numerosos filones auríferos o argentíferos o con sulfuros de Pb y Zn, la mayoría de los cuales han tenido alguna explotación rudimentaria, pero que hoy en día están abandonados, tales mineralizaciones se encuentran localizadas en la plancha adjunta.

En la mina de Vendecabeza (I-7) la andesita presenta zonas de fracturas con formación de milonitas que contienen nódulos de roca muy alterada; en estos fragmentos o nódulos se encuentran abundantes cubos de pirita en parte aurífera.

En el Batolito de Farallones (C-2) se presentan mineralizaciones en enjambre mostrando pirita, calcopirita, esfalerita y estibina, Su explotación es esporádica. Las minas más importantes son San Agustín, La Sombra y El Rocío.

Sobre la misma unidad litológica, se presentan varios filones de cuarzo, con pirita, calcopirita y estibina que en tiempos atrás fueron explotados rudimentariamente pero que hoy están en completo abandono.

En el Stock de Támesis existen varios filones mineralizados con oro y plata y sulfuros de Cu, Pb y Zn su explotación fue suspendida hace 20 ó más años con reactivaciones esporádicas.

Al suroeste de Andes se explotaron varios filones auríferos localizados sobre las quebradas Santa Rita (B-1) y sus afluentes, La roca encajante son los metasedimentos producto de la intrusión del Batolito de Farallones en los de la

Formación Penderisco.

En los límites de los municipios de Guática y Riosucio, en las cabeceras de las quebradas El Oro Guarín, G. (1971) reporta una mineralización de estibina y oro en la antigua mina La Palma.

La mineralización es de tipo epitermal, consta de estibina y pirita en poca cantidad, la vanga es feldespato caolinizado y cuarzo. Se presenta en forma de venas de espesor variable, con estructura típica de rosario. El espesor máximo observado en las venas es de 7.5 cm.

Mina Florencia. Está ubicada en el municipio de Riosucio (Caldas) en las cabeceras de la quebrada El Congo, afluente del Riosucio (H-3).

La mineralización consiste en venas de sulfuros de plomo y cinc en forma de estovergar. La zona más abundante en sulfuros alcanza un ancho de 6 m, en la cual se observan cinco figuras con espesor que varía entre 0.05 y m, irregularmente espaciadas y rellenas con marmatita, galena y pirita las cuales constituyen entre el 10 y 20% del material.

La mineralización es del tipo mesotermal. La roca encajante un pórfido andesítico, el cual muestra caolinización por procesos combinados de alteración hidrotermal y especialmente meteorización.

Afloramiento San Antonio. Situado en el municipio de Quinchía, en la cañada Zamoran, afluente de la quebrada Botero.

Según Guarín, G. (1971) se trata de dos filones de cuarzo separados 1.5 m rellenos con sulfuros de Zn y Fe encajados en pórfidos andesíticos.

La zona mineralizada tiene un espesor de 0.40 m con rumbo general N 55 E y vertical, muestra dos venas irregulares de 0.05 y 0.01 con esfalerita y pirita, diseminada en parte en el resto del filón.

8.5 ALUVIONES AURÍFEROS

A lo largo del río Supía, entre la desembocadura de la quebrada Estancias (B-7) y su desembocadura en el Cauca (G-9) se presentan algunos aluviones y terrazas potencialmente auríferas, las cuales son explotadas ocasionalmente en forma rudimentaria.

Debajo de la población de Supía este aluvión fue explotado con dragas por la Supía Gold Dredging hasta 1950. La parte dragable del Valle tiene 8 Km de largo por 200 a 300 m de ancho y un espesor variable entre 3 y 20 m. La presencia de



bloques hasta de 3 m de diámetro ocasionaron problemas técnicos para el tipo de draca usado en esa época.

El oro contenido en estos aluviones debe prevenir de los pórfidos andesíticos con abundante pirita que se encuentran en la parte superior del río.

A lo largo de los ríos Chaparrala (A-1) San Agustín (E -1) y Risaralda existen aluviones y terrazas angostas y discontinuas, auríferas, que no son explotadas siquiera en forma rudimentaria.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVAREZ, J., ARIAS, A., 1970. Geología del Area de Marmato. Inst. Nal. de Inv. Geológico Mineras. Informe no. 1573.
- ALVAREZ, E., GONZALEZ, H., 1978. Geología y Geoquímica del Cuadrángulo I-7 Inst. Nal. de Inv. Geológico-Mineras, Informe no, 1761. 347 p.
- ALVAREZ, A, J., 1979. Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y Petroquímica de los Intrusivos Granitoides Meso-Cenozóicos. Universidad de Chile. Tesis para optar el grado de Doctor en Ciencias con mención en Geología.
- ARIAS, L. A., CABALLERO, J. H., 1978, Algunos aspectos sobre el Metamorfismo Barroviano. Univ. Nal. de Colombia. Sec, Medellín. Dpto. de Ciencias de la Tierra,
- BARRERO, L. D., ALVAREZ, J., KASSEM, T., 1969. Actividad Ignea y Tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozóico: Inst. Nal. de Inv. Geológico Mineras. Bol. Geol., v. XVII, No. 1-3. p. 145-173.
- BARRERO, D., VESGA, C., 1976. Mapa Geológico del Cuadrángulo K-9, Armero y parte sur del J:-9, La Doradá, Esc. 1:100,000, Inst. Nal. de Inv. Geológico Mineras,
- BELOUSOU, U., 1979. Geología Estructural. Editorial Mil-, Moscú. 303 p.
- BOTERO, A. G., 1963. Contribución al Conocimiento de la Geología de la Zona Central de Antioquia. Anales de la Facultad de Minas, no. 57, 101 p.
- BOTERO, R. J., ZULUAGA, M. C., 1980. Geoquímica y Estructura de los Depósitos de Oro de Marmato. U. Nacional de Colombia. Dpto. de Ciencias, Medellín, 141 p.
- CALLE, B., TOUSSAINT, J. F., RESTREPO, J. J., LINARES, E., 1980. Edades K/Ar de dos plutones de la parte septentrional de la Cordillera Occidental de Colombia. Geología Norandina, 2.
- CASE, J. E., DURAN, S.L.G., LOPEZ, R.A., MOORE, W.E., 1971. Tectonic



- Investigations in Western Colombia and Eastern Panama. Geol. Soc. America Bull., v. 82, p. 2685-2712.
- CORRALES, I., ROSELL, J., SANCHEZ, L., VERA J, A., LORENZO, M., 1977. Estratigrafía. Editorial Rueda. Madrid 718 p.
- DUQUE, C., 1969. Estudio Geológico de las Minas de Carbón La Tablazón y El Salado (Mpio. de Riosucio, Caldas). Tesis de Grado Fac. Nal. de Minas. Medellín. 58 p.
- ESPINAL, S., 1977. Zonas de Vida o Formaciones Vegetales de Colombia. Instituto Geográfico Agustín Codazzi. vol, XIII, no. 11, Bogotá. 238p.
- ESTRADA, A. A., 1972, Geology and Plate Tectonics History of the Colombian Andes. Tanford University, Stanford California.
- ETAYO, S. F., GONZALEZ, I. H., ALVAREZ, E. 1980. Mid Albian Ammonites from Northern Western Cordillera, Colombia S.A. Geología Norandina 2,
- FEININGER, T., BARRERO, D., CASTRO, N., 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-Zona II-B); Inst. Nal. de Inv. Geológico-Mineras, Bol. Geol., v. XX no. 2., 173 p.
- GONZALEZ, I. H., 1976. Geología del Cuadrángulo 3-8, Sonsón. Inst, Nal. de Inv. Geológico Mineras. Inf. no. 1704.
- GONZALEZ, I. H., 1980. Geología de las Hojas 167 (Sansón) y 187 (Salamina) Inst. Nal. de Inv. Geológico Mineras. Bol, Geol., v 23, no. 1, 174 p.
- GROSSE, E., 1926. Estudio Geológico del-Terciario Carbonífero de Antioquia: Berlín, Dietrich Reimer, 361 p.
- GUARIN, G.G., 1971. Ocurrencias Minerales del Dpto. de Risaralda. Inst. Nal. de Inv. Geológico-Mineras. Informe no. 636, 66 p.
- HALL, R., ALVAREZ,--3., RICO; H., 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas. Inst, Nal. de Inv. Geológico Mineras. Bol. Geol., v. XX, no. 1.85 p.
- HERRERA, J. B., ROYERO, J. M., ZAPATA, G., MEJIA, M., 1981. Geología y Recursos Carboníferos de Quinchla (Risaralda). Informe No. 1866, INGEOMINAS, Medellín.
- IRVING, E. M., 1971. La Evolución Estructural de los Andes más septentrionales



- de Colombia, Inst. Nal. de Inv. Geológico-Mineras. Bol. Geol., v. XIX, no. 2, 89 p.
- LEVINSON, A. A., 1974.-Introduction to-Exploration Geochemistry.-Applied Publishing Ltda. Calgary. 612 p,
- LOPEZ, M.L., 1971. Manual de Fotogeología , Editorial Blume, Madrid. 286 p.
- MIYASHIRO, A., 1973. Metamorphism and Metamorphic Belts. Editorial John Wiley & Sons. New York, 492 p.
- NELSON, H. E., 1957. Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali: Leidse Geologische Medelingen, Leyden v. 22, p. 1-76.
- NELSON, H. E., 1962. Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia. Sección carretera Cali-Buenaventura. Serv. Geol. Nal. Bol. Geol., v, X, No. 1-3.
- OSPINA, P. E., 1911. Reseña Geológica de Antioquia, Imprenta la Organización. 128 p.
- PARRA, P. E., 1978. Estudio Geológico de las Rocas Básicas y Sedimentarias en Giraldo (Antioquia). U. Nal. de Colombia. Seccional Medellín, Dpto. de Ciencias de la Tierra.
- PEREZ, A. G., 1967. Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos: Dyna (Medellín), no. 84, p. 27-31.
- PETTIJOHN, F. J., 1970. Rocas Sedimentarias. Eudeba Editorial Universitaria de Buenos Aires,
- POSADA, J. de la C., 1936. Bosquejo Geológico de Antioquia, An. Fac. Min. (Medellín), no. 38, 51 p.
- RADELLI. L., 1967. Geologie des Andes -Colombiennes. Grenoble, Travaux du Laboratoire de Geologie de la Faculté des Sciences, Mem. 6: 457 p.
- RANKAMA, K., SAHAMA, TH., 1962. Geoquímica_Aguilar, España, 862 p.
- RESTREPO, J., TOUSSAINT, ,, 1975. Edades Radiométricas de algunas rocas de Antioquia. Fac. de Minas-, Univ. Nal. (Medellín), Pub. Esp., 6: 24 p.
- RESTREPO,-J., TOUSSAINT, J., GONZALEZ, H,, LINARES, E., 1978. Datación de



Metasedimentos-del-Grupo Ayurá Montebello, Pub. Esp. Geol. no. 10 Fac. de Ciencias, Univ. Nal. de Medellín.

RESTREPO, J., TOUSSAINT, J., 1978. Ocurrencias de Precámbrico en las cercanías de Medellín, Cordillera Central de Colombia, Pub. Esp. Geol. No. 12, Fac. de Ciencias, Univ. Nal. de Medellín.

RESTREPO, J., TOUSSAINT, J., ZULUAGA, J., HOYOS, P., 1979. Algunas consideraciones sobre la Geología de la parte Septentrional de la Cordillera Occidental. Pub. Esp., 20 Fac. de Ciencias, Univ. Nal. (Medellín).

RINGWOOD, A. E., 1975. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. Editoriale McGraw-Hill, Inc. 618 p.

STRECKEISEN, A., 1975. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12: 1-33.

TOUSSAINT, J., RESTREPO, J., 1974. Algunas consideraciones sobre la Evolución Estructural de los Andes Colombianos, Fac. Nal. de Min. (Medellin) Pub. Esp., 4: 17 p.