



## La Cordillera Oriental Colombiana no se desprende de la Cordillera Central

GUILLERMO UJUETA

*Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado Aéreo 14490, Santafé de Bogotá.*

UJUETA, GUILLERMO(1999): La Cordillera Oriental Colombiana no se desprende de la Cordillera Central.- GEOLOGIA COLOMBIANA, 24, pgs. 3-28, 6 Figs., 2 Láminas, Santafé de Bogotá.

### RESUMEN

Geológicamente las cordilleras Central y Oriental exhiben épocas de formación y rocas diferentes que les permite mantener sus identidades e independencia desde Colombia hasta Bolivia. Sin embargo, geográficamente están conectadas, en el área de trabajo, por un puente o nudo generado por una característica geomorfológica joven formada conjuntamente por fuerzas tectónicas y volcánicas que actuaron hacia el final del Plioceno. Tal puente, de dirección NO-SE, que une el Volcán de Cutanga, sobre la Cordillera Central, con los Picos de La Fragua, sobre la Cordillera Oriental, recibe el nombre de Serranía de La Fragua. Esta serranía no sólo ha sido geográficamente mal estudiada, sino que ha sido, hasta ahora, geológicamente ignorada. Para justificar su presencia se presentan dos hipótesis, en las que está envuelto principalmente el fracturamiento profundo con solevantamiento, y secundariamente la emisión, a través de varios centros volcánicos alineados a lo largo de tales fracturas, de ignimbritas o lavas basálticas que pudieron formar una altillanura, ahora disectada y rebajada. Los datos disponibles favorecen, preferencialmente, la hipótesis de la formación de la altillanura de ignimbritas. La preservación de esta altillanura entre 2.700 y 3.000 m.s.n.m., formó, por su relativa resistencia a la erosión el puente entre las cordilleras Central y Oriental, que ha hecho pensar, durante más de 100 años, en la bifurcación de las dos cordilleras. Desafortunadamente, este errado concepto ha hecho carrera en Colombia y aún en el exterior.

Resuelta, la hasta ahora, relación compleja establecida por la supuesta bifurcación de las dos cordilleras, la Depresión Tectónica del Valle Superior del Magdalena (VSM) es una característica continua que virtualmente desaparece cerca de Mocoa en el Lineamiento Guairapungo pero que, sin embargo, puede continuar hacia el Ecuador como una faja muy delgada. Esta depresión de dirección general NNE-SSO, posiblemente ininterrumpida inicialmente en toda su extensión, ha sido dividida en varios compartimentos (subcuencas) por movimientos diferenciales y recurrentes de fallas profundas, muy antiguas, que tienen connotación regional y aún continental, de dirección NO-SE, a las cuales se les ha dado el nombre de Lineamientos. En el área se reconocen y describen 4 lineamientos denominados: Lineamiento Guairapungo, Lineamiento La Fragua, Lineamiento Puracé y Lineamiento Suárez.

El conocimiento sobre la tectónica del final del paroxismo andino y su relación con la actividad volcánica es escaso. Los lineamientos mencionados han sido reactivados en esta fase final de la orogenia andina y se destaca en ellos principalmente, su vinculación con emisiones volcánicas basálticas pero también su acción está relacionada con geoformas constituidas por depósitos riolíticos-dacíticos.

Las relaciones estratigráficas entre las diferentes unidades geológicas no está, aún, bien definidas por lo cual es urgente adelantar un detenido análisis estratigráfico de la parte cordillerana (Cuenca del Alto Caquetá) considerada antes como parte de la Cuenca del Putumayo.

*Palabras Clave: Colombia, Cordillera Oriental, Cordillera Central, Serranía de La Fragua.*

### ABSTRACT

Geologically the Central and Eastern Cordilleras depict different periods of genesis and different types of rocks which allow them to keep their identities and independence from Colombia to Bolivia; however, in the area of study are connected by a bridge formed by a recent geomorphological feature which is the result of combined tectonic and volcanic stresses which took place toward the end of the Pliocene. This bridge has a direction NW-SE and connects the Cutanga Volcanoe on the Central Cordillera with the Highs of La Fragua on the Eastern Cordillera and is recognized as Serranía de La Fragua. This Serranía of La Fragua has been poorly examined in the geographic sense, and ignored geologically.

In order to justify its presence, two hypothesis are presented, where mainly deep fracturing, plus uplifting and subordinately the emission of ignimbrites or basaltic lava flows along the aligned volcanic centres developed on the fracture systems. These lava flows formed a high plain which is presently dissected and diminished. According with known data the high plain is preferentially formed by ignimbrites. The preservation of this high plain between 2.700 and 3.000 meters above sea level as a result of a relative resistance to the erosion, is the main cause of the bridge between the Central and Eastern Cordilleras which for more than 100 years has suggested the bifurcation of the two cordilleras. Unfortunately this idea is erroneous, but has been accepted in Colombia and also in foreign countries.

The Tectonic Depression of the Upper Magdalena Valley (VSM) is a continuous feature that virtually disappears close to Mocoa, at the Guairapungo lineament; however it could continue all the way to Ecuador as a very narrow strip. This depression has a general strike NNE-SSW and possibly was initially uninterrupted all the way. It has been divided in several sub-basins due to differential movements of deep old faults, with general strikes NW-SE, which have been named Lineaments. In the area the Lineaments of Guairapungo, La Fragua, Puracé and Suarez are identified.

The knowledge related to the last andean paroxysm and the relationship with volcanic activity is reduced. The lineaments previously mentioned have been reactivated in the last stages of the andean orogeny, mainly connected with basaltic emissions, as well as geofomes formed by rhyolitic and dacitic events.

The stratigraphic relationship between the different geologic units have not been well defined. It is urgent to conduct a well detailed stratigraphic analysis of the mountain area, known as Caquetá High Basin, which has been considered as part of the Putumayo Basin.

*Key Words: Colombia, Eastern Cordillera, Central Cordillera, La Fragua ridge.*

## INTRODUCCION

Todavía quedan muchos puntos oscuros sobre la geografía y la geología del Macizo Colombiano y la llamada Serranía de La Fragua, debido en gran parte al difícil acceso, a la falta de cartografía topográfica y aún planimétrica, a la incompleta cobertura de fotografías aéreas y más que todo a la ausencia de programas para el estudio del área. Esto ha permitido que desde el siglo pasado se venga afirmando que a la altura del Macizo Colombiano la Cordillera Oriental se bifurca de la Cordillera Central.

Vale la pena aclarar, en primer lugar que, entre otros, Humbolt, desde el siglo pasado, denominó Nudo de los Pastos al Macizo Colombiano como también lo hicieron HETTNER (1892: 34) y GROSSE (1935: 125). CARDOSO (1920: 7) lo llama Macizo de los Andes Colombianos o Nudo Andino; más tarde HUBACH (1955: 17) lo denominó Nudo de Pasto o Nudo Colombiano; un poco después GÓMEZ (1957: 13) lo llama Macizo Colombiano o Nudo Andino; luego ACOSTA (1976: 37) lo llama Macizo de Colombia, y además el Hermano ANTONIO CAMILO (1966: 67) cita que el Macizo Colombiano también ha recibido el nombre de Nudo de Almaguer; hasta que, finalmente, el Instituto Geográfico «Agustín Codazzi», IGAC (1977: 104) se inclina por el nombre único de Macizo Colombiano y hace clara distinción con el Macizo de Los Pastos, situado a 200 Km al suroeste, en el Departamento de Nariño.

Es conveniente, en segundo lugar, definir qué se entiende por Macizo. Entre numerosas definiciones consultadas, la más apropiada, en concepto del autor, es la que trae el Glosario del AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE (1960), a su vez tomada de la Enciclopedia Británica (1911): «Tér-

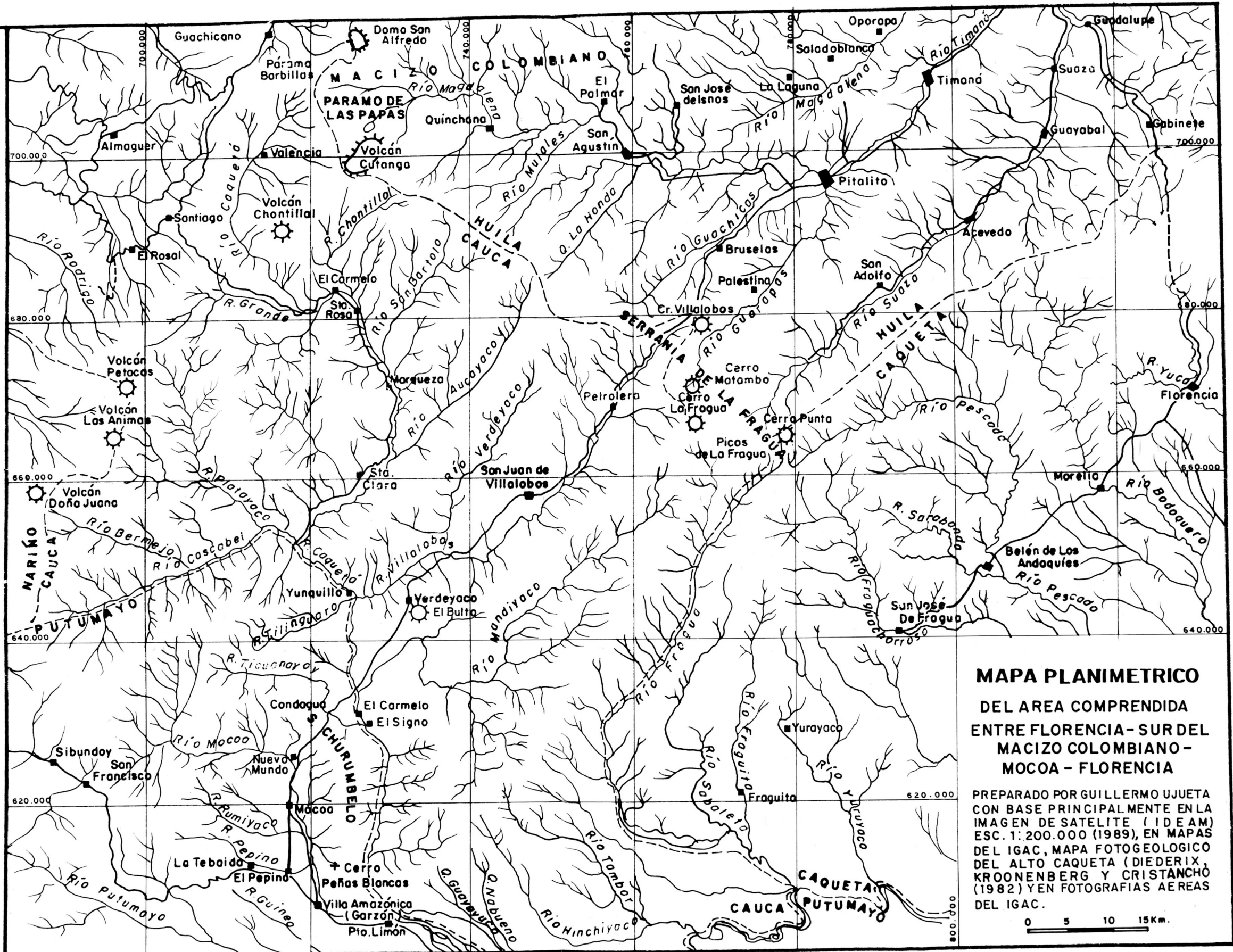
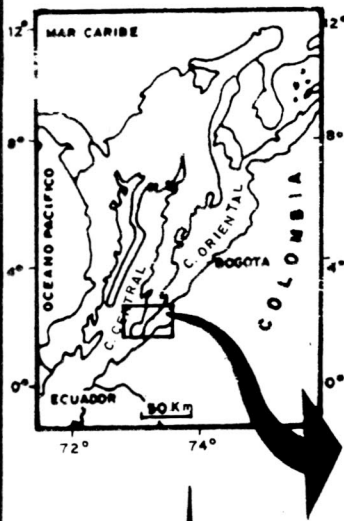
mino francés adoptado en geología y geografía física para denominar una masa montañosa o grupo de elevaciones conectadas, que están ya sean aisladas o forman parte de un sistema mayor» (traducción del autor). En nuestro caso, es una masa montañosa que culmina en varios picos (q. v.) que están conectados y que forman parte de la Cordillera Central.

No existe precisión alguna sobre la extensión que cubre el Macizo Colombiano; en algunas descripciones, esquemas o mapas sólo se indican áreas parciales; así, por ejemplo, GÓMEZ (1957: 13-14) menciona que el Macizo se extiende por 10.000 Km<sup>2</sup> desde el valle del Sotará hasta topográficamente debajo de Almaguer de donde asciende a los páramos de Barbillas y al de las Papas (Fig.1).

Por otra parte, el Macizo Colombiano ha sido delimitado, dentro del Departamento del Huila, por GÓMEZ & DIEDERIX (1993:4, Fig.1), quienes incluyen el Volcán Sotará y llevan el lindero oriental hasta las poblaciones de Oporapa, Elías, Timaná, pasa al occidente de Acevedo para volver al Páramo de las Papas por el límite entre los departamentos de Huila y Cauca. En el departamento del Caquetá, según CARDOSO (1920: 10), el Macizo incluye los llamados Picos de La Fragua. Pero ACOSTA (1976: 57) descarta los Picos de La Fragua del Macizo Colombiano y en cambio incluye en él el Pico de Cutanga. Es decir que en el Macizo Colombiano no hay característica geográfica alguna perteneciente a la Cordillera Oriental.

En cuanto a la Serranía de La Fragua se sabe que se inicia al SE del volcán de Cutanga y termina, con esa dirección, en los llamados Picos de la Fragua (Fig.1).

# MAPA DE LOCALIZACION



## MAPA PLANIMETRICO DEL AREA COMPRENDIDA ENTRE FLORENCIA-SUR DEL MACIZO COLOMBIANO-MOCHA - FLORENCIA

PREPARADO POR GUILLERMO UJUETA CON BASE PRINCIPALMENTE EN LA IMAGEN DE SATELITE (IDEAM) ESC. 1: 200.000 (1989), EN MAPAS DEL IGAC, MAPA FOTOGEOLOGICO DEL ALTO CAQUETA (DIEDERIX, KROONENBERG Y CRISTANCHO (1982) Y EN FOTOGRAFIAS AEREAS DEL IGAC.



FIG. 1

Dibujo: J. Miguel R. D.G. UY.

## ANTECEDENTES HISTORICOS SOBRE LA IDEA DE LA BIFURCACION DE LA CORDILLERA ORIENTAL A PARTIR DE LA CORDILLERA CENTRAL

En muchos artículos geológicos generales relacionados con el área se considera al Macizo Colombiano como la característica geográfica a partir de la cual la Cordillera Oriental se desprende de la Cordillera Central. Esta idea, aun cuando errada, se ha mantenido vigente debido al escaso conocimiento, geológico y geográfico, que existe sobre el Macizo Colombiano y la Serranía de La Fragua. Es así como desde mucho tiempo atrás, HETTNER (1892: 34) hace notar que «según la interpretación de los libros de texto y de mapas, la Cordillera Oriental o Cordillera de Bogotá se separa de la Cordillera Central en el Nudo de Pasto (léase Macizo Colombiano), entre 1° y 2° de latitud norte, y se extiende sobre un trayecto como un ramal transversal que sale hacia el oriente a partir de la Cordillera Central, para luego torcer hacia el NNE». Tal característica transversal ha recibido el nombre de dique de rocas (Vergara & Velasco 1891: LI, en ACOSTA 1976: 57), Eslabón de Santa Rosa y Nudo de Pasto o de Colombia (HUBACH 1955: 17-18), Dintel de Santa Rosa (ACOSTA 1976: 33), Nudo «situado entre nuestros ramales andinos Central y Oriental» (ACOSTA 1976: 57) y Umbral de Santa Rosa (KROONENBERG & DIEDERIX 1982: 14). Transcurridos 90 años entre Hettner y los últimos autores mencionados, aun cuando estos encuentran que existe discrepancia entre la estructura geológica y la geomorfología del área, señalan, sin embargo, que «la Cordillera Oriental sigue en su parte central un rumbo NE-SW, posteriormente volteada hacia el oeste en los Picos de La Fragua para juntarse luego con la Cordillera Central cerca del Volcán de Cutanga». Así mas de cien años después y hasta hoy, persiste la misma errada idea de la bifurcación de la Cordillera Oriental a partir de la Cordillera Central.

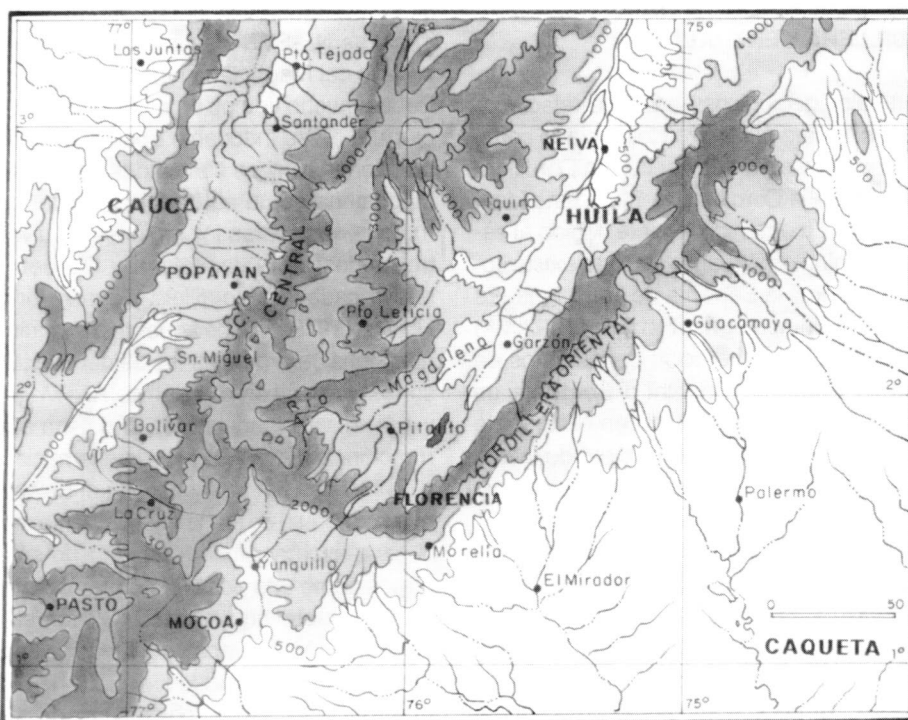
La idea de la bifurcación se mantiene viva, aun cuando ha sido ampliamente cuestionada por varios autores, sin que a tales objeciones se les haya dado la enorme importancia que tienen. Así, por ejemplo aunque CARDOSO (1920: 21) acepta, en principio, la bifurcación de las cordilleras, él mismo (*op. cit.*: 8) expresa claramente «pero no se crea que puede verse allí de manera bien apreciable la bifurcación, ni aun cuando pudiéramos remontarnos a cierta altura en el espacio, ...». También, otros autores, como GROSSE (1935: 125), observan que «La noción difundida que considera como origen de la Cordillera Oriental el trayecto de los Andes comprendido entre el Cerro Punta en el cual nace el Río Suaza, y el páramo de Las Papas y el llamado también Nudo de Pasto, no está justificado geológicamente» y en el mismo sentido KROONENBERG & DIEDERIX (1982: 14) encuentran que en mapas geológicos de escala pequeña, como en el Mapa Geológico de Colombia, Es-

cala 1:1.500.000 (INGEOMINAS 1976), no existe vestigio alguno de la presencia del umbral transversal, pues las estructuras NE-SW «continúan casi sin interrupción desde el Valle del Magdalena hasta la frontera con el Ecuador». Desde mucho tiempo antes GROSSE (1935: 125) expresaba que «... es indudable que los sistemas estratigráficos que tienen rumbos sostenidos, tanto en la región del Río Magdalena como en la del Caquetá, conservarán estos rumbos, y cruzarán las regiones de divorcio de aguas entre ambos ríos (Magdalena y Caquetá), sin formar una nueva cadena o cordillera plegada longitudinalmente» y HUBACH (1955: 17), de acuerdo a sus juiciosas observaciones, considera que las facies del Terciario y del Cretáceo son las mismas en la región del Alto Magdalena y en Mocoa y que «el valle andino del Magdalena se prolonga sin interrupción desde el Alto Magdalena hacia la zona de Mocoa y que en ese tiempo no existía el Eslabón de Santa Rosa que se produjo en fecha relativamente reciente (Plioceno)». Y para rematar HUBACH (*op. cit.*) no sólo objeta sino que ofrece como una posible explicación a tan anómala situación, el «solevantamiento transversal joven en el Valle Andino del Magdalena» del Eslabón de Santa Rosa; finalmente, con gran claridad, ACOSTA (1976: 38,51,56) afirma que consideradas geológicamente nuestras cordilleras son «tres unidades bien individualizadas», y para desvirtuar la bifurcación de la Cordillera Oriental expresa que «no es razonable dejarse guiar por un criterio únicamente topográfico como es la divisoria de aguas entre el Magdalena y el Caquetá» ya que «la prolongación del ramal principal de la Cordillera Oriental no vira hacia el occidente en los Picos de La Fragua sino que se extiende hasta el Río Caquetá».

## PUENTE ENTRE LAS CORDILLERAS CENTRAL Y ORIENTAL

La confusión, al concebir un ramal transversal entre las Cordilleras Central y Oriental, parece arrancar según HETTNER (1892: 34) y GROSSE (1935: 37), del concepto antiguo de que cualquier divisoria de aguas debería corresponder a una cumbre cordillerana; más aún cuando se involucra, como en este caso, la divisoria de aguas entre los Ríos Magdalena y Amazonas a través de su afluente el Río Caquetá.

La observación detenida de los rasgos topográficos que aparecen en la Fig. 2 tomada de mapas del IGAC (1977: 43) y en la Fig. 3 tomada del mapa fisiográfico de AMOCO (1995) indican que existe, sin duda alguna, una característica de disposición transversal a la dirección general de las cordilleras. Tal característica ha recibido, como hemos visto, los nombres de umbral, dintel, eslabón, nudo, o ramal transversal. Umbral y dintel son vocablos contrapuestos cuyo origen, según ACOSTA (1976: 37), tiene lugar a partir del término "türschwelle" usado por geólogos ale-



**Fig. 2. Puente aparente entre las cordilleras Central y Oriental de Colombia. Tomado del mapa general de Colombia (IGAC 1977: 43).**

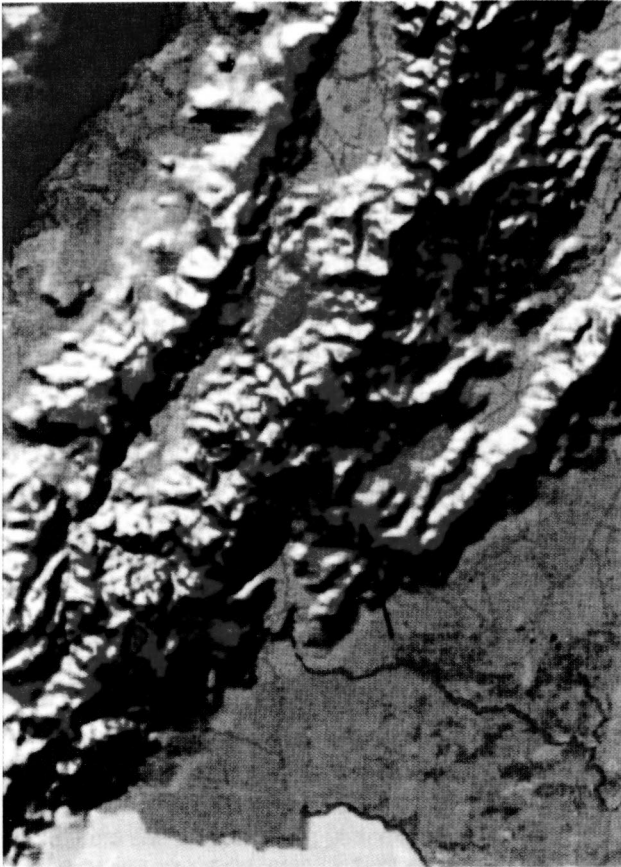
manes que han trabajado en Colombia y que se traduce indistintamente como dintel o umbral. Es importante anotar también que, de todas maneras, ninguno de los términos utilizados tiene connotación geológica o geográfica. La población de Santa Rosa no tiene nada que ver con la Serranía de La Fragua, ya que ella se encuentra situada sobre el Río Caquetá varios kilómetros al NO de la serranía.

El puente intercordillerano que ha recibido tantos nombres, queda situado geográficamente, con precisión, de acuerdo a las siguientes citas: Vergara & Velasco (1891: LI, en ACOSTA 1976: 57) dice: «De Cutanga al SE se prolonga dique de rocas que en la Fragua se une a las montañas de Suma Paz»; ACOSTA (1976: 57) indica que «Hasta ahora se ha dado como comienzo de la Cordillera Oriental la llamada Serranía de La Fragua, que une el Pico de Cutanga en el Macizo Colombiano con los Picos de La Fragua cerca de las cabeceras del Río Suaza». Este cerro transversal también recibió el nombre de Cordillera de Andaquíes por GROSSE (1935) y así aparece aún en mapas del IGAC (1977).

La información sobre los Picos de La Fragua es insuficiente. La posición geográfica de los Picos de La Fragua no se conoce con exactitud ya que, por ejemplo, CARDOSO (1920: 10) aparentemente confunde el Volcán (Cerro) de

Fragua con el Volcán Cutanga e indica que en aquel la «última explosión tuvo lugar el día 16 de noviembre de 1827», para luego situarlo al SE del pico de Cutanga (*op.cit.*: 21) en el nacimiento del Río Fragua, y luego, ACOSTA (1976: 57) y otros autores afirman que los Picos de La Fragua están aún más al oriente cerca de las cabeceras del Río Suaza (Fig. 1).

Por otra parte, tampoco se sabe cuántos son los Picos de la Fragua. La única información al respecto está contenida en el «Croquis del Macizo de los Andes colombianos», en escala aproximada 1:200.000, que presenta CARDOSO (1920). En este croquis aparecen, inmediatamente al oriente de la trocha que unía a Mocoa con San Agustín, dos cerros redondos alineados en dirección NE-SO. Ante tanta falta de información podría pensarse que se trata, ya sea de un conjunto de cerros concentrados en un área relativamente pequeña, o puede tratarse de varios cerros esparcidos a lo largo de la ya mencionada Serranía de La Fragua. En este último sentido aparecen indicados, sin precisión alguna, en el Mapa Físico del «Huila y Tolima» del IGAC (1977: 224-225), escala 1:700.000. En el mapa anterior también se individualiza el «Cerro Punta», localizado cerca de las cabeceras del Río Fragua afluente del Río Caquetá, mientras que GROSSE (1935: 125) y otros autores afirman que el Cerro Punta es el sitio en el cual nace



**Fig. 3. La flecha muestra el puente aparente de unión entre las Cordilleras Central y Oriental. Tomado del Mapa Fisiográfico de Amoco (1995). Escala inicial aproximada 1:3.000.000.**

el Río Suaza, afluente del Río Magdalena. La Foto 4 de la Lámina II confirma el carácter volcánico del Cerro Punta e igualmente su localización cerca del nacimiento del Río Suaza. Hacia las cabeceras del Río Guarapas, afluente del Río Magdalena, se cita otro cerro que recibe el nombre de Cerro Matambo (Foto 3, Lámina II) e igualmente en las cabeceras del Río Villalobos se cita el Cerro Villalobos.

En cuanto a la altura de los Picos de la Fragua, se conocen las citas del IGAC (1973: 16) que sitúa a estos picos aproximadamente a 2.500 m.s.n.m. y el IGAC (1993: 25) que señala en el occidente del Departamento del Cauca, como nivel más destacado, el de los Picos de Fragua con 3.000 m.s.n.m., localizados en el municipio de San José de Fragua. Alturas entre 2.700 y 3.000 m fueron registradas por Ecopetrol en la parte oriental de la Serranía de La Fragua, mediante un perfil altimétrico de radar, calibrado con datos del IGAC, obtenidos durante el estudio gravimétrico y magnético del Sur del Huila (John Cerón, comunicación oral). Finalmente, en cuanto a la naturaleza de las rocas presentes en la Serranía de La Fragua sólo puede citarse a CARDOSO (1920) y al IGAC (1973: 16) que consideran de origen volcánico a los Picos de La Fragua. ACOSTA (1976: 59) considera el eslabón de Santa Rosa,

por analogía con características similares presentes entre las cordilleras Central y Occidental en Colombia y en el Ecuador, como un «solevantamiento de origen tectónico-volcánico».

En las Figs. 2 y 3 la parte correspondiente a la Serranía de La Fragua es una elevación aproximadamente constante, cerca de 2.000 m.s.n.m., que le da a la región carácter de una mesa que parece convertirse en una divisoria de aguas planas, de 6 km de ancho en promedio. De allí fluyen hacia el NE los tributarios de la margen derecha de las cabeceras del Río Magdalena, entre los que se destacan los ríos Mulales, Balceros, Granadillo, Guachicas, Guarapas y Suaza. Hacia el SO fluyen los siguientes tributarios de la margen izquierda de las cabeceras del Río Caquetá: Chontillal, San Bartolo, Aucayaco, Verdeyaco, Villalobos, Mandiyaco y Fragua (Fig. 1).

Cuando se observa el mapa de la Fig. 2, de escala pequeña, con pocas curvas de nivel, se nota claramente el puente de unión entre las dos cordilleras. Igual sucede cuando se observa la Fig. 3, de escala aproximada 1:3.000.000. Sin embargo, la «mesa» que se observa a las escalas mencionadas en las Figs. 2 y 3, se presenta como un perfil topográfico agudo de acuerdo a las fotografías aéreas de sectores aledaños a la divisoria de aguas en el paso de la carretera Mocoa-Pitalito. El análisis detallado de la Fig. 1 permite establecer:

- 1) La presencia de una divisoria de aguas recta, de clara orientación NO-SE que se inicia desde el Volcán Cutanga y termina, hacia el SE, abruptamente cerca de las cabeceras de los ríos Fragua y Suaza contra una red de drenaje de características de arcos paralelos opuestos;
- 2) De acuerdo a las citas ya consignadas aparecen, alineados, los cerros (conos) Villalobos, Matambo, El Volcán «Cerro» de Fragua de CARDOSO (1920) y el Cerro (cono) Punta. De acuerdo, también, a las varias citas y a la relativa corta distancia entre los dos últimos cerros (conos), podría pensarse que ellos constituyen los Picos de La Fragua;
- 3) Que es posible que aparezcan, a diferentes alturas, otros cerros (conos) pequeños, aún no conocidos;
- 4) Que 30 km en línea recta desde los Picos de La Fragua, hacia el borde cordillerano, en los alrededores de Belén de Los Andaquíes (Fig. 1), Jaime Galvis (comunicación oral) señala la presencia de abundantes depósitos piroclásticos y grandes bloques de brechas cuaternarias que pudieron tener origen en los centros volcánicos de Los Picos de La Fragua;
- 5) Que los productos volcánicos de los centros mencionados pudieron ayudar a construir la Serranía de La Fragua;
- 6) Que se nota cómo la erosión regresiva trabaja sobre la divisoria de aguas en sentido NE y SO; hacia el NE el

avance de la erosión es más fuerte que hacia el SO.

Las observaciones anteriores, obtenidas de las Figs. 1, 2 y 3, conducen a pensar que la geoforma transversal mencionada sea el resultado directo de formas estructurales, logradas a partir de la acumulación de voluminosos depósitos volcánicos que tuvieron como efecto el nivelar la topografía y formar mesas. Sólo dos tipos de roca, ignimbritas y basaltos, pueden producir inicialmente una morfología de mesas.

En consecuencia, cualquiera de las dos alternativas mencionadas pudo generar la geoforma conocida ahora como la Serranía de La Fragua. En el caso de que se tratara de ignimbritas, hay dos mecanismos principales responsables de la eyección y acumulación de estos depósitos, i.e., erupciones explosivas asociadas a grandes calderas y erupciones orientadas a lo largo de fisuras. En el caso de que se tratara de basaltos los conductos utilizados para la emisión de las coladas sería a través de fracturas profundas.

En los Andes son conocidas las condiciones tectónicas generadoras del vulcanismo presente. Este se caracteriza por la efusión de magmas compuestos de dacitas, riolacitas, generalmente de riolitas y andesitas y, excepcionalmente, con efusiones de magma basáltico. Por otra parte, se conocen, en la Cordillera Oriental y en la Cordillera Central, con el nombre de Lineamientos (UJUETA 1990, 1991, 1992, 1993) fracturas profundas de carácter regional y aún continental que pudieran servir como conductos para la emisión de los flujos formadores de altiplanicies de basaltos.

## IGNIMBRITAS

Las ignimbritas se definen, de acuerdo con SPARKS *et al.* (1973), como la roca o depósito formado a partir de flujos piroclásticos pumíticos, independientemente del volumen y del grado de soldadura que alcancen. Ellas son muy comunes y constituyen los productos volcánicos más voluminosos, de manera que forman amplias y gruesas capas que pueden cubrir aún accidentes topográficos muy elevados. Algunas veces, las ignimbritas pueden estar parcial o totalmente soldadas. Sparks (1976) en CAS & WRIGHT (1988: 178) señala que «Los flujos piroclásticos son de alta concentración, pobre expansión y están parcialmente fluidizados». Además de que los flujos piroclásticos adquieren gran movilidad inicial, de acuerdo a las altas tasas de erupción y a las altas velocidades de salida, tal movilidad puede aumentarse, como lo indica Sparks, por la fluidización de las partículas del flujo. Bajo tales condiciones los flujos de piroclastos se transportan rápidamente y alcanzan distancias considerables a partir del centro de emisión.

Se sabe que el área ha sido, desde el Plioceno, esce-

nario de mucha actividad volcánica. Como consecuencia de tal actividad se citan las ignimbritas que componen la Formación Guacacallo que KROONENBERG *et al.* (1981) describen en las cuencas altas de los ríos Magdalena y La Plata y que ellos visualizan como el resultado del depósito de «coladas espumosas de ceniza vítrea durante erupciones violentas». Jaime Galvis (comunicación oral) encuentra abundantes depósitos piroclásticos rellenando depresiones topográficas cerca de Belén de los Andaquíes y especialmente en el Río Sarabando y hacia la vereda de Bagazal. De manera que podría pensarse que además de que las ignimbritas estén presentes en las cuencas altas de los ríos La Plata y Magdalena y piroclastos en el borde cordillerano cerca de Belén de los Andaquíes, también podrían estar presentes en la Serranía de La Fragua. Una de las posibles fuentes de suministro de las ignimbritas, pues existen numerosos volcanes en el área (Figs. 1 y 4), pudo ser el volcán Cutanga (Fig. 1) situado a la altura necesaria (3.500 m.s.n.m) para que las áreas afectadas por las emisiones pudieran ser lo suficientemente amplias, dirigidas en diferentes direcciones y sus productos depositados a diferentes alturas. VAN DER WEIL (1991: 165) descarta los volcanes de la Sierra de Los Coconucos, los volcanes Merenberg, El Morro y El Pensil, entre otros, en función de los diámetros pequeños de sus cráteres y de la composición de los productos emitidos. Por otra parte, KROONENBERG *et al.* (1981) señalan que el volcán Cutanga tiene base de 15 km de diámetro y una caldera con diámetro que varía entre 4 y 6 km. Como las ignimbritas están asociadas a calderas de tamaño considerable, podría pensarse que las ignimbritas de la Serranía de La Fragua pudieran haber sido emitidas a través de la Caldera de Cutanga y simultáneamente o en secuencia con otros centros de emisión presentes en las cabeceras de los ríos Suaza y Fragua.

La característica dominante de la Serranía de La Fragua, localizada en inmediaciones de la fuente de emisión de las ignimbritas, pudo ser entonces la inicialmente continua, pero ahora erosionada y posiblemente reducida en espesor, cubierta de ignimbritas que pudo ofrecer comportamientos diferenciales a los procesos erosivos, indicando variación en el grado de soldadura y compactación de las ignimbritas, tal como sucede con las ignimbritas de la Formación Guacacallo. En el proceso de erosión han ayudado, también, varias fallas regionales de dirección NE-SO que son predominantes en la región (Fig. 5). En cambio, la altillanura estudiada en las cuencas de los ríos de La Plata y Magdalena «presenta morfología ondulada de gran uniformidad, que consiste en un sinnúmero de montículos convexos» (KROONENBERG *et al.* 1981: 294). La diferencia entre una y otra topografía puede atribuirse a la diferente acción regresiva de la erosión por razón de los también diferentes niveles de base para cada uno de los

depósitos. El nivel de base del Río Caquetá, al cual llegan los tributarios que erosionan la altillanura de ignimbritas por el SO, es según el IGAC, de 500 m.s.n.m.. El nivel de base del Río Magdalena al cual llegan los tributarios que erosionan por el NE la misma altillanura, es de 1.400 m.s.n.m.. Así, los desniveles fluctúan entre 2.500 y 2.200 m y entre 1.600 y 1.300 m respectivamente. Y el desnivel entre la altillanura de ignimbritas de San Agustín-San José de Isnos que está a 1.750 m.s.n.m. y su nivel de base en el Río Magdalena que es aproximadamente 1.200 m es de 550 m.

Como se observa en la Fig. 5 las ignimbritas descansan discordantemente sobre rocas mesozoicas. KROONENBERG *et al.* (1981: 313) señalan que la composición de las ignimbritas es riolítica-dacítica y que la edad queda comprendida entre el Plioceno y el Pleistoceno temprano. También KROONENBERG *et al.* (1981: 299) encuentran que el Río Loro, cerca de La Argentina (Huila), ha destapado un depósito de ignimbritas de más de 400 m de espesor sin que haya alcanzado la base y para este depósito y el resto de ignimbritas del área calculan un volumen de 100 km<sup>3</sup>. Si se acepta que la Serranía de La Fragua estuviera formada por ignimbritas, el espesor esperado podría fácilmente sobrepasar los 400 m conocidos en la cuenca de los ríos La Plata y Magdalena.

La preservación de la altiplanicie de ignimbritas entre 2.700 m y 3.000 m.s.n.m., de dirección NO-SE, pudo formar, por su relativa resistencia a la erosión el puente entre las Cordilleras Central y Oriental, lo cual ha hecho pensar, hasta ahora, en la bifurcación de las dos cordilleras.

## BASALTOS

Si se toma la emisión de basaltos, como segunda alternativa para la formación de la Serranía de La Fragua, se tiene, en primer lugar, que ellos no son raros en el área. El Hermano ANTONIO CAMILO (1966: 69-73) cita basaltos hacia el este del Páramo de Las Papas y en el nacimiento del Río Cusiyaco (cerca al nacimiento del Río Caquetá). KROONENBERG *et al.* (1981: 299) indican que se presentan coladas basálticas posteriores al vulcanismo que produjo las vulcanitas de la formación Guacacallo. Del trabajo de TELLO & HERNÁNDEZ (1976) se conocen en la zona de San José de Isnos y San Agustín, cinco volcanes menores que han emitido lavas basálticas. Posteriormente KROONENBERG *et al.* (1981: 308) encuentran ocho cuerpos volcánicos más; de tres de ellos se hicieron análisis petrográficos y encontraron que se trata, para los tres, de basaltos alcalinos olivínicos. El volcán La Horqueta, en la misma área, parece ser el más joven de todos ellos.

Entre Acevedo y San Adolfo (Fig. 1), a aproximadamente 1.400 m.s.n.m. hay un espesor considerable de lavas basálticas muy meteorizadas, sin que en ellas se haya

podido identificar orificios de salida alguna (KROONENBERG *et al.* 1982: 22). También KROONENBERG *et al.* (1982: 21) citan cerca de San Roque, municipio de Oporapa, bloques de lava basáltica y en el área de La Argentina citan un cono denominado El Morro, compuesto de escorias basálticas. Finalmente FABRE (1995: 87) señala que existen algunos flujos basálticos al SE de Guayabal (Fig. 1) a lo largo de la Quebrada Agua Cabezas.

Galvis (comunicación oral) encuentra al oeste de San José de Fragua (Fig. 1) flujos de lava, que forman superficies planas suavemente inclinadas y que reposan, de acuerdo a la geología del área, sobre rocas terciarias de la Formación Pepino. La apariencia de mesetas podría, indirectamente, indicar que se trata de flujos de rocas basálticas.

Los basaltos pueden cubrir cientos y aún miles de km<sup>2</sup> y alcanzar grandes espesores por la acumulación de flujos sucesivos, sin que se note la presencia de conos como es el caso de las lavas de Acevedo-San Adolfo, ya que las lavas, generalmente, se emiten en condiciones extremadamente fluidas a través de fisuras importantes. Así, no todas las fallas permiten la emisión de lavas, pero fallas mayores, aquellas que afectan el espesor total de la corteza, facilitan el ascenso del magma fundido. KROONENBERG *et al.* (1982: 19) claramente establecen que la composición química del magma alkalibasáltico tiene origen en el manto superior.

Los autores que hablan de basaltos en el área, nunca citan espesores considerables de estas rocas a excepción de los afloramientos de Acevedo-San Adolfo, espesor que de paso tampoco ha sido cuantificado; por el contrario, para el resto de basaltos mencionados sólo dejan entrever que se trata de capas delgadas; así como también, de acuerdo a relaciones de campo (FABRE 1995:87) los basaltos son más jóvenes que las ignimbritas de la Formación Guacacallo cuya emisión se sitúa hacia el final del Plioceno.

Como argumento en contra de la posibilidad de que se haya formado una altiplanicie de basaltos en la Serranía de La Fragua únicamente estaría el espesor, pues como hemos visto, los espesores que se conocen y sospechan para basaltos en el área, no darían lugar a la formación de una característica geomorfológica de tal magnitud.

## EFUSIONES A TRAVES DE FISURAS

En el aparte anterior hemos visto cómo los basaltos requieren de fracturas profundas para su emisión. En la Fig. 4 se señala la posición y en el aparte sobre Marco Tectónico se describen los siguientes lineamientos, de dirección NO-SE, presentes en el área: Lineamiento Guairapungo, Lineamiento de La Fragua, Lineamiento Puracé y Lineamiento Suárez. Sobre el Lineamiento de La Fragua se encuentran alineados por aproximadamente



60 km: el Domo San Alfredo, la Caldera de Cutanga, Cerro (cono) de Matambo, el cerro (cono) Fragua y el Cerro (cono) Punta. También con clara orientación NO-SE aparecen alineados los depósitos de lavas basálticas del área de Acevedo- San Adolfo y los depósitos de lavas basálticas de San Agustín-San José de Isnos. Esos cuerpos volcánicos están alineados apenas sobre una pequeña parte del Lineamiento Puracé. Sobre el Lineamiento Suárez aparecen alineados los volcanes Merenberg y El Pensil cuyas lavas también pueden provenir del Manto Superior (KROONENBERG & DIEDERIX 1982).

A pesar de que muchos investigadores han planteado la importancia que tiene la erupción de fisuras en la formación de ignimbritas, principalmente como fuente de depósitos muy voluminosos, tal mecanismo ha sido muy controvertido ya que no lo soportan evidencias convincentes. Sin embargo, algunos autores creen y dan ejemplos en los que consideran que las erupciones de ignimbritas que tienen lugar a través de fisuras son similares a las emisiones de basaltos. Según CAS & WRIGHT (1988: 143) se sabe de ignimbritas que fueron extruidas en actividad simultánea o secuencial desde múltiples salidas a lo largo de fisuras. Además, CAS & WRIGHT (1988: 237) señalan que la determinación del tipo de orificio de salida para las ignimbritas más voluminosas permanece aún sin solución.

A lo largo de 7 km existen, alineadas en dirección NO-SE, ocho características volcánicas denominadas la «Cordillera» o Sierra Nevada de los Coconucos, entre las cuales sobresalen los volcanes Paletará, Pan de Azúcar y Puracé. La Sierra Nevada de los Coconucos es paralela a los lineamientos (*q.v.*) reconocidos en el área (Fig. 4).

La conexión entre vulcanismo reciente y tectónica muestra, con los datos existentes, que las fracturas son medios tanto para la emisión de ignimbritas como para la emisión de basaltos. Lo que no queda claro, en este caso, es la relación que pueda existir entre fracturas de diferentes orientaciones que coexisten en el área y que permiten una u otra clase de emisión.

## MARCO TECTONICO REGIONAL

En la Fig. 4 se presenta la integración de todas las megafacturas presentes entre Gigante (Huila) y San Francisco (Putumayo) y desde la Cordillera Central hasta el borde llanero. Estas pueden agruparse en dos sistemas principales, con direcciones bien definidas :

### 1. Sistemas de lineamientos de dirección NO-SE

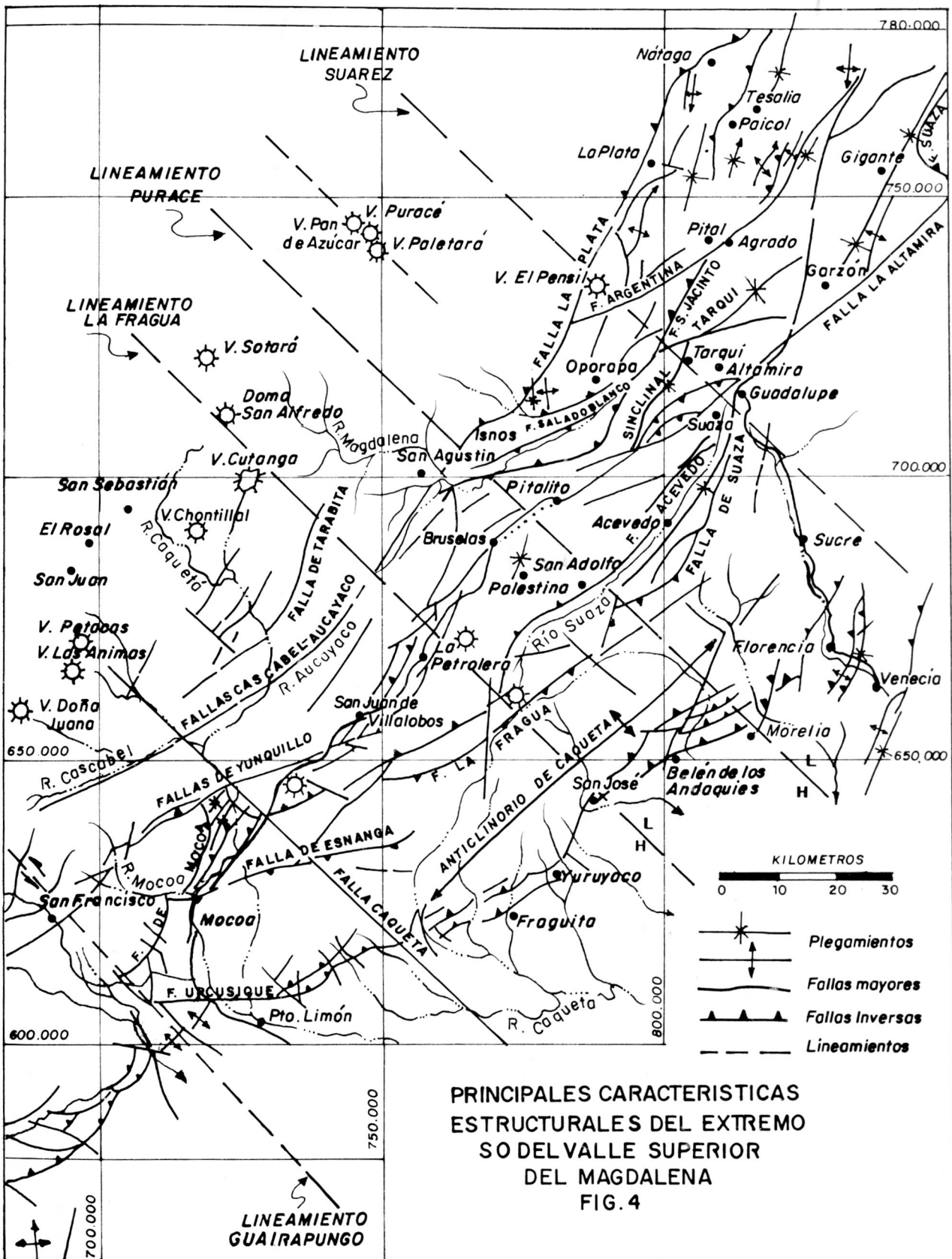
DEHANDSCHUTTER (1979: 134, Fig. 2) muestra cómo fajas de diferentes densidades sísmicas y la distribución preferencial de volcanes permiten la segmentación de los Andes colombianos mediante características NO-SE que él

llama «Lineamientos». El autor, de acuerdo con DEHANDSCHUTTER (1979), recomienda utilizar el término «Lineamiento» que según a la definición de JAIN (1980: parte II: 49) se emplea para denominar fallas profundas que penetran hasta el Manto Superior y que se manifiestan en superficie por un sinnúmero de indicios: geomorfológicos, estructurales, de sedimentación, magmáticos y geofísicos.

El denominado «Bloque levantado del Tolima grande» por LOZANO (1985), en la Cordillera Central, está delimitado al norte por la Falla Salento y al sur por la Falla Buenaventura-La Plata; estas fallas tienen dirección NO-SE y son de desplazamiento lateral izquierdo. En el bloque anterior no se presentan mineralizaciones de oro como tampoco es zona de volcanes.

HALL & WOOD (1985) basados como DEHANDSCHUTTER (*op.cit.*), en la distribución de los volcanes de la Cordillera Central, en sus trabajos de campo, y en datos geológicos y geofísicos publicados, dividen los Andes noroccidentales en siete bloques mayores mediante estructuras transversales de dirección NO-SE que ellos denominan «Límites» y a los cuales les asignan nombres. Algunas de las estructuras mencionadas por HALL & WOOD coinciden con las ya reconocidas por DEHANDSCHUTTER (1979) y por LOZANO & MURILLO (1983) en el occidente colombiano. UJUETA (1990: 114-116, Fig. 31) postula en el occidente colombiano, desde Urabá hasta la frontera con Ecuador, ocho lineamientos importantes de dirección NO-SE que ejercen notable control sobre el desarrollo geomorfológico y estructural del área. CUERVO (1995) modela la geología general de Colombia dentro de un marco romboédrico en el que los bloques quedan delimitados principalmente por grandes fallas de dirección NE-SO y lineamientos de dirección NO-SE.

Los lineamientos reconocidos son sensiblemente paralelos (Fig. 4); su dirección fluctúa entre N45°O y N55°O y la longitud varía entre 200 km y 300 km, pero ellos pueden extenderse aún por muchos kms más si se internan llano adentro, hacia el oriente, como sucede con el Lineamiento Puracé (*q.v.*). Puesto que los lineamientos son sensiblemente rectos y cortan gran variedad de relieve topográfico puede presumirse que se proyectan verticalmente o cerca de la vertical a profundidad. El espaciamiento entre ellos no es regular, como parece serlo en la Cordillera Oriental (UJUETA 1990, 1992, 1993), quizá porque su estudio no ha sido exhaustivo en estas áreas. El origen de los Lineamientos de dirección NO-SE no está bien definido aún; algunos autores lo relacionan con la tectónica de placas, mientras que otros, entre ellos el autor del presente trabajo, por el contrario, considera que tales lineamientos representan estructuras fundamentales del continente que han actuado durante mucho tiempo. DEHANDSCHUTTER (1979: 138) dice que «los lineamientos son zonas de debilidad de



la corteza que se han reactivado desde el Proterozoico» y que «los lineamientos son reconocidos en la corteza oceánica y continental».

Tratando de respetar los nombres que primero les fueron asignados, en este sistema se destacan, en el área de estudio, los siguientes lineamientos:

### 1.1. Lineamiento Suárez

Se propone este nuevo lineamiento teniendo en cuenta las siguientes características: comienza en la costa pacífica cerca de la Bahía Chocó; controla hacia el SE el Río Timba; sigue, sobre la Cordillera Occidental, una falla de dirección NO-SE que aparece en los mapas geológicos de INGEOMINAS (1988) y GEOTEC (1988), falla que separa la Serranía de Siguí, al sur, de la terminación sur de los Farallones de Cali, al norte; pasa al sur de la población de Suárez donde según STUTZER (1934: 87) «el valle de Cali está bordeado por el dintel eruptivo de Suárez-Santander formado por pórfidos dioríticos». Continúa sobre una falla de dirección NO-SE (Mapa Geológico de INGEOMINAS 1988) que desplaza en sentido NO el Río Cauca. STUTZER (1934: 90) considera «singular el hecho de que en esta parte el río Cauca pase por entre la Cordillera Occidental y no corra en su propio foso geológico» y desde el sur de Suárez se extiende hasta el norte de Totoró y el sur de Silvia; una vez los volcanes de Merenberg y El Pensil (Fig. 4); continúa hacia el SE y pasa muy cerca de la confluencia controlada del Río Timaná en el Río Magdalena; luego pasa por el recodo, por cambio de dirección N-S a SE, que forma el Río Suaza y que tiene lugar inmediatamente al occidente de la población de Guadalupe; allí convergen las fallas de Suaza y Acevedo que vienen del sur y continúan como una sola falla hacia el NE.

En el sector comprendido entre la confluencia controlada del Río Timaná y el Río Magdalena y el recodo del Río Suaza, el lineamiento establece el límite sur de la Formación Honda donde forma parte del cierre del Sinclinal de Tarquí, cuyo eje levanta hacia el SO y cabecea hacia el NE. La Formación Honda no vuelve a aparecer hacia el SO en las cuencas de Suaza, Pitalito y Palestina.

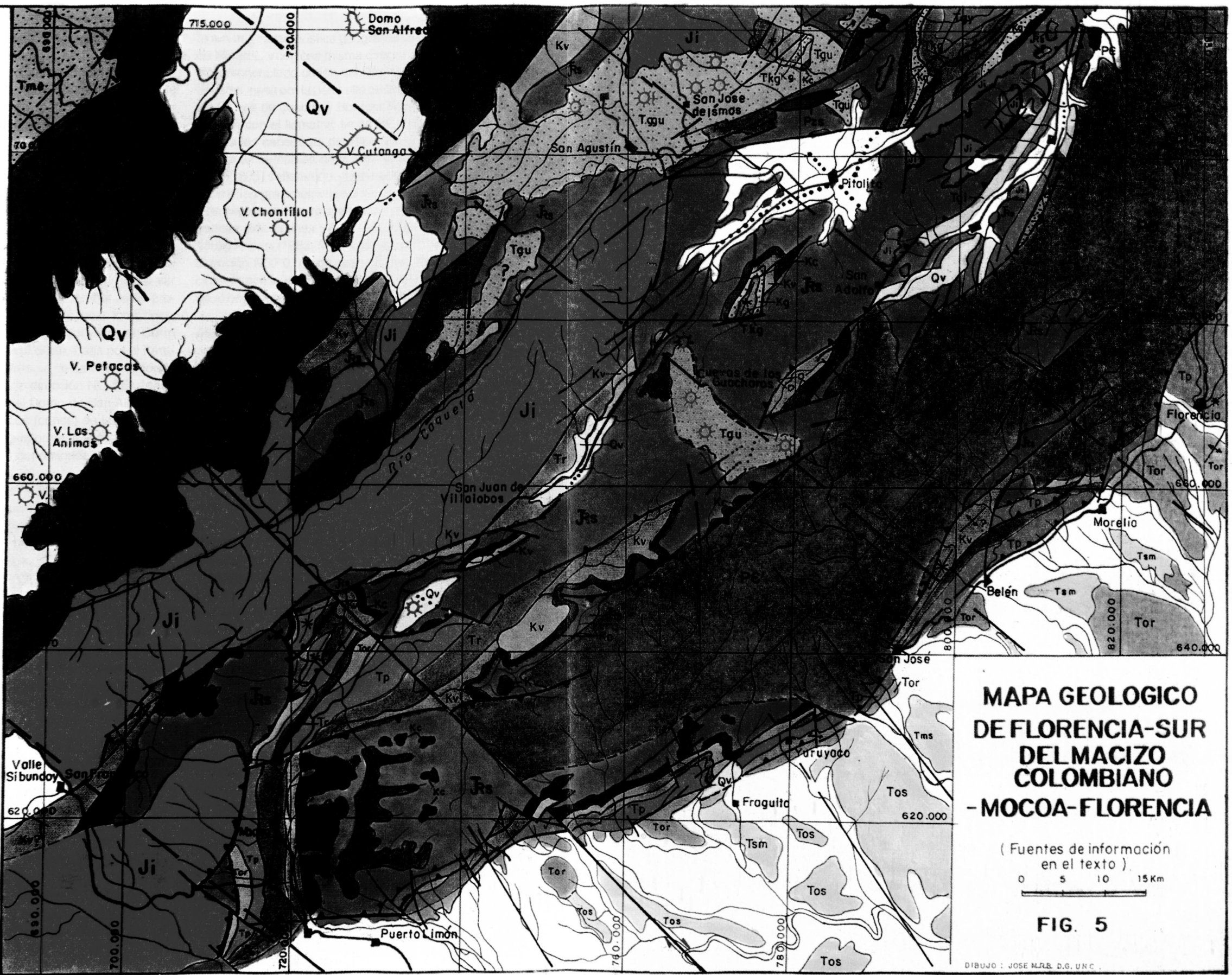
Según KROONENBERG & DIEDERIX (1982: 82) las andesitas olivínicas encontradas en los volcanes Merenberg y El Pensil probablemente pueden pertenecer a la misma secuencia de las lavas basálticas de San Agustín-San José de Isnos y como ellas pueden también provenir del Manto Superior. En forma similar pueden considerarse las intrusiones basálticas (diques, silos y pequeños stocks) que ocurren en los flancos oriental y occidental de la Cordillera Oriental (sector Girardot-Cúcuta, UJUETA 1991: Tabla 1). Se trata, en este caso, de gabros con hornblenda y biotita hasta gabros piroxénicos que han sido relacionados con Lineamientos de dirección NO-SE.

### 1.2. Lineamiento Puracé

Llamado «Limite D: Puracé» por HALL & WOOD (1985). Corresponde con el lineamiento No 5 de UJUETA (1990: Fig. 31). Este lineamiento se inicia en el Pacífico como un cañón submarino, de dirección NO-SE, en la pared interior de la fosa y además como una aparente deflexión del eje de la fosa (HALL & WOOD 1985: 205); costa adentro controla y ha excavado un profundo corte en el valle inferior del Río San Juan de Micay; continúa en dirección SE y pasa entre las serranías de Timbiquí y de Siguí; pasa al N del Cerro Munchique (Munchique de Tambo) la parte más alta de la Cordillera Occidental en este sector; forma parte de la divisoria de aguas entre los ríos Cauca y Patía en un puente (nudo) volcánico compuesto por dacitas y dioritas, que interrumpe allí la Fosa Interandina (Graben Interandino). Vale la pena anotar que la Hoya del Río Cauca (1.000 m.s.n.m) es de mayor elevación que la Hoya del Río Patía (algo más de 500 m.s.n.m.) Esta característica geológica que forma el límite entre las subcuencas del Valle del Cauca y Patía recibe el nombre de Cuchilla del Tambo (ACOSTA 1976: 43) y también el nombre de Alto Paleogeomorfológico Popayán- El Tambo (PÉREZ 1980: Fig.6). MURCIA *et al.* (1981: 53) hablando del sistema de fallas del Cauca-Patía encuentran que existe un sistema de fallas NO-SE que ellos llaman fallas de compensación que pueden haberse comportado como fallas verticales o de rumbo. Ellos creen que es posible que a través de fallas de este tipo intrusiones de cuerpos ígneos estén asociadas con el paleoalto Popayán-El Tambo. Involucra una falla sin nombre, de dirección NO-SE, que aparece en el Mapa Geológico de Colombia (INGEOMINAS 1988) y que se extiende desde la planicie de Popayán hasta el sur de la cadena de volcanes de los Coconucos (Paletará, Pan de Azúcar y Puracé). Sigue al SE por el valle del Río Mazamorra, orientado en dirección NO-SE, afluente del Río Magdalena; conecta los depósitos de lavas basálticas de San Agustín-San José de Isnos con los de Acevedo-San Adolfo y es muy posible también que el Lineamiento Puracé sea responsable del cambio abrupto de rumbo NE a NO que sufre el Río Guarapas en el área de Pitalito y que luego obliga al río a buscar su desagüe anómalo en el Río Magdalena y, a la vez, ayudaría a explicar en parte la depresión de Pitalito ahora ocupada superficialmente por depósitos cuaternarios. El control NO-SE del Río Guarapas ha sido cartografiado como una falla sin nombre en el mapa geológico del sur del Departamento del Huila por GÓMEZ & DIEDERIX (1993). Es interesante anotar también que hasta este lineamiento llegan los afloramientos de rocas terciarias de las Formaciones Gualanday y Gigante; ellas no aparecen ya hacia el SO. Ya sobre el borde cordillerano, al occidente de Florencia, hay un corte neto sobre el Macizo de Garzón, cuya expresión superficial se reduce, des-

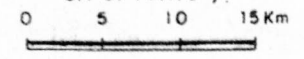
# LEYENDA

CENOZOICO	T E R C I A R I O	Aluviones Terrazas Abanicos		
		Qv Dep. Glaciares Ignimbritas Lavas, basaltos		
		Tqu Fm. Guacacalio		
		Tsm Fm. San Miguel Tos Fm. Ospina		
		Tg Fm. Gigante Th Fm. Hondo		
		Tme Fm. Esmita		
		Tor Gpo. Orito		
		Tgy Fm. Gualanday M-Su Med. y Sup.		
		Tp Fm. Pepino		
		Tgy Fm. Gualanday inferior		
MESOZOICO	C R E T A C E O	Tr Fm. Rumiyocho		
		Tkg Fm. Guaduas		
		Kg Fm. Guadalupe		
		Gpo. Diabásico		
		Kv Fm. Villeta		
		Fm. Caballos		
		Ji Igneas Intrusivos		
		JR Fm. Soldaño		
		Pre. E	PALEOZOICO	Rocas Sedimentarias
				Metamórficos bajo grado
Macizo de Garzón				



**MAPA GEOLOGICO DE FLORENCIA-SUR DEL MACIZO COLOMBIANO - MOCOA-FLORENCIA**

( Fuentes de información en el texto )



**FIG. 5**

DIBUJO : JOSE M.R.B. D.G. UNC.

de allí hacia el SO, prácticamente a la tercera parte; luego se interna en la Cuenca Subandina de Napo-Putumayo como se manifiesta en el prominente alineamiento NO-SE de los ríos Bodoquero y Orteguzza. Relacionado con este lineamiento estaría el Arco de Caquetá o Arco del Vaupés, una característica NO-SE, que en la zona subandina, según BEJARANO *et al.* (1991: Fig. 1.1), y varios autores más, forma el límite NE de la Cuenca del Napo-Putumayo.

### 1.3. Lineamiento La Fragua

Denominado así por UJUETA (1990: 115, Fig. 31), se inicia desde la costa pacífica, sigue luego el curso del Río Timbiquí, atraviesa la Serranía de Timbiquí entre el Cerro Tambor al Norte y el Cerro Napí (2.700 m.s.n.m) al sur (IGAC 1977: 209). Los cerros de Napí y Tambor están probablemente formados por intrusiones de rocas tonalíticas. Luego atraviesa la Cordillera Occidental entre el Cerro Guavas al norte y el Cerro Guapí al sur. Pasa por el Páramo de Las Papas y sigue la Serranía de La Fragua, donde existe clara ubicación lineal, de dirección NO-SE, de varios centros volcánicos como el Domo de San Alfredo, la Caldera de Cutanga y los Picos (conos) de La Fragua a los cuales se atribuye en este informe la formación de la característica geomorfológica denominada altiplanicie de ignimbritas, ya mencionada.

Parte de la Serranía de La Fragua establece la divisoria de aguas entre varios de los afluentes del Río Magdalena (1.400 m.s.n.m.) y del Río Caquetá (500 m.s.n.m.). Aquí el Lineamiento de La Fragua interrumpe la cuenca del Valle Superior de Magdalena en igual forma en que lo hace el Lineamiento Puracé en la Fosa Interandina (Graben Interandino) a la altura de la característica geomorfológica de Tambo-Popayán. También como en el Lineamiento Puracé, en el Lineamiento de La Fragua el bloque levantado está ubicado al NE. Lo anterior ayudaría, en parte, a explicar la posición elevada de las ignimbritas de la Serranía de La Fragua en comparación con la posición de las ignimbritas de San Agustín- La Plata y de Belén de los Andaquíes.

### 1.4. Lineamiento Guairapungo

Este lineamiento fue llamado «Fractura de Guairapungo» por ACOSTA (1983), «Límite E: Guairapungo» por HALL & WOOD (1985: 205), Lineamiento No. 7 por UJUETA (1990: Fig.31); MARTÍNEZ DEL OLMO (1991: Fig. 6) hace coincidir allí mismo una característica de dirección NO-SE que él llama Arco de Mocoa.

Este importantísimo lineamiento se inicia en la costa pacífica donde forma la divisoria de aguas entre el Río Iscuandé, de dirección NO-SE, y el Río Tapaje; corta la Cordillera Occidental en el gran Cañón del Río Patía (+500

m.s.n.m.), característica geográfica conocida como la Hoz de Minamá, y con esa misma dirección continúa en el también pronunciado cañón del Río Juanambú hasta sus cabeceras; pasa por la parte alta de la Cordillera Central entre los Cerros de Juanoy y Bordoncillo; probablemente tiene que ver con el llamativo límite NE del Valle de Sibundoy; llega a las cabeceras del Río Mocoa y alcanza el borde llanero en cercanías de la Villa Amazónica. HALL & WOOD (1985: 205) señalan que hacia el sur del Lineamiento las anomalías gravimétricas en los Andes son más amplias y más negativas lo que sugiere la existencia de raíces de la corteza más anchas y profundas. DEHANDSCHUTTER (1979: 136) y ACOSTA (1983: 61) anotan que esta característica de dirección N50°0, es de gran importancia pues está relacionada con la virtual desaparición de la Cordillera Oriental al occidente de Puerto Limón.

### Algunas consideraciones sobre los lineamientos

El puente, dintel, nudo o características tectónico-volcánicas que establece el divorcio de aguas entre los cursos superiores del Río Magdalena y del Río Caquetá y que no es otra cosa que la expresión del Lineamiento La Fragua y la emisión a través de los varios centros volcánicos alineados a lo largo del lineamiento, de las ignimbritas que formaron la Serranía de La Fragua, ha sido sugerida por KROONENBREG & DIEDERIX (1982: 75) como un pliegue intracuenca similar al «Arco de Natagaima» que se ha utilizado para subdividir la Cuenca del Valle Superior del Magdalena en dos subcuencas: la subcuenca de Neiva y la subcuenca de Girardot. El límite SO de la llamada subcuenca de Neiva nunca ha sido claramente definido; varios autores, entre ellos CHENG (1986: 244) consideran que la subcuenca de Neiva termina en Pitalito; otros como KROONENBERG *et al.* (1982: 75) creen que el VSM, como simple unidad tectónica, termina al sur de la población de Timaná y aún otros llevan la terminación del VSM hasta el sitio donde se sucede la supuesta bifurcación de la Cordillera Oriental a partir de la Cordillera Central. Además, el lugar de la misma supuesta bifurcación de las cordilleras debió ser también el límite NE, nunca definido, de la Cuenca Sedimentaria del Alto Caquetá. Esta última parcialmente integrada por GOVEA & AGUILERA (1980: Fig.2) a la Cuenca del Putumayo.

Como puede verse, todas las supuestas terminaciones del VSM coinciden con un lineamiento de dirección NO-SE; así, al sur de la población de Timaná pasa el Lineamiento Suárez; cerca de Pitalito pasa el Lineamiento Puracé; por la Serranía de La Fragua pasa el Lineamiento Fragua y en inmediaciones de Mocoa pasa el Lineamiento Guairapungo hasta donde se proyecta, por ahora, la terminación del VSM. A partir del Lineamiento Suárez, hacia el SO, existen ramales importantes del VSM representa-

dos por las cuencas del Valle del Río Suaza, el Sinclinal de Palestina, la Depresión de Pitalito y las estructuras presentes en las áreas de Villalobos y de Esnanga o Condagua, que Texas Petroleum Co. ha llamado «Avispero sub-basin», «Palestina sub-basin», «Pitalito sub-basin», «Villalobos sub-basin» y «Esnanga sub-basin» respectivamente.

La ruptura de la cuenca en varias pequeñas «cuencas» sedimentarias pudiera atribuirse a la presencia individual de lineamientos de dirección NO-SE. En la misma forma en que dos o más de estos lineamientos han delimitado bloques levantados que, hasta ahora, se han denominado «arcos» y que se han utilizado como barreras para separar cuencas. Así que el «Arco de Natagaima», el arco postulado por KROONENBERG & DIEDIERIX (1982: 75) en el área de la Serranía de La Fragua y el «Arco de Caquetá» o «Arco de Vaupés» que separa la Cuenca Subandina del Putumayo de la Cuenca de los Llanos Orientales no son otra cosa que bloques levantados delimitados por lineamientos de dirección NO-SE. El «Arco de Caquetá» es la proyección, en la Cuenca Subandina del Putumayo del bloque levantado que se ha usado tácitamente para separar la Cuenca del VSM de la Cuenca del Alto Caquetá.

En el estado de distensión que normalmente aparece en las fases finales de la orogenia, se acentúa notablemente la actividad de las fallas transversales a la dirección general del cinturón orogénico. Estas fallas sirven, en particular, de canales de efusiones volcánicas superficiales. Para que el magma ascienda a la superficie es necesario que existan fracturas verticales o subverticales en la corteza y, como otra característica propia de estas fallas, el desplazamiento se hace, principalmente, tanto en la vertical como en la horizontal. Esas fallas no son otra cosa que los lineamientos que se acaban de describir, que actúan como límites entre un grupo de bloques que pueden estar levantados, hundidos o basculados.

Se trata, como se ha postulado (UJUETA 1993), de fracturas muy antiguas que han sido reactivadas, delimitan los bloques mencionados y levantan escalonadamente el área desde el sur de Tarquí hasta la Serranía de La Fragua (Fig.4). Este hecho ha favorecido la erosión de los depósitos terciarios más jóvenes tales como la Formación Honda, que forma parte del cierre del Sinclinal de Tarquí cuyo eje levanta hacia el SO y, en esa misma dirección a partir del Lineamiento Suárez, no vuelve a aflorar. Igual sucede con las formaciones Gualanday y Gigante que también ha sido erodadas, hacia el SO, a partir del Lineamiento Puracé. VAN DER WEIL (1991: 6), como resultado de estudios de detalle en el VSM encuentra que la Formación Gigante, en la parte sur de la subcuenca de Neiva, estuvo sujeta principalmente a erosión entre  $\leq 6$  m.a y  $2,5 + 0,2$  m.a. A la vez, es claro el desmantelamiento de las secuencias de rocas equivalentes a las formaciones anteriores

en la cuenca del Alto Caquetá. En este último sector, entre los Lineamientos de La Fragua y Guairapungo, es probable que falte parte de la Formación Belén y faltan completas las formaciones Ospina y San Miguel que no han sido reconocidas, en el área cordillerana, hasta ahora, por geólogo alguno.

## 2- Sistemas de fallas NNE-SSO a NE-SO

Estas fracturas son mucho mejor conocidas por la comunidad geológica y por lo tanto no requieren la documentación a que fue necesario recurrir para certificar los lineamientos de dirección NO-SE, menos conocidos y aceptados. Dentro de este sistema se destacan las megafracturas que corresponden con el rumbo general de las cordilleras Central y Oriental.

### 2.1 Sistema de fallas Chusma y Calarma (Girardot)

El valle Superior del Magdalena es una depresión tectónica estrecha, de anchura variable, 60 km en el nordeste y 30 km en el suroeste, que está separada de la Cordillera Oriental por el Sistema de Fallas Garzón- Suaza-La Magdalena y separada de la Cordillera Central por los Sistemas de Fallas Chusma y Calarma (Girardot). Los sistemas de fallas anteriores son el producto de reactivación de fallas normales que se formaron en la distensión de la corteza de finales del Paleozoico o principios del Mesozoico, y que tenían dirección general NNE-SSO. La reactivación para el sistema Chusma- Calarma (Girardot) según MOJICA & FRANCO (1992: 55) tuvo lugar del Oligoceno medio a superior; el transporte tectónico de estas fallas es hacia el este.

El Sistema de Fallas Calarma (Girardot) que se presenta en el segmento nordeste del Valle Superior del Magdalena (VSM) según BUTLER & SCHAMEL (1988:109) está caracterizado por fallas inversas de buzamiento moderado al oeste, muchas de las cuales son cabalgamientos ciegos que se expresan en superficie como plegamientos estrechos de doble cabeceo y por levantamientos corticales en escamas gruesas según MOJICA & FRANCO (1992: 55).

El Sistema de Fallas Chusma presenta entre sus características principales: anticlinales estrechos asociados a sinclinales amplios (plegamientos en rampa), plegamientos y fallamientos en echelón (transferencia de desplazamiento) y abanicos imbricados frontales que conforman fajas de corrimiento de escamas delgadas (MOJICA & FRANCO 1992: 55). La prolongación hacia el SO, al área de Mocoa, de este sistema de fallas se hace a través del sistema de Fallas de Yunguillo (Figs. 4 y 5).

### 2.2 Sistema de fallas Suaza-Garzón y La Magdalena

El Sistema de Fallas de Suaza- Garzón tiene dirección general NNE-SSO y sirve de contacto entre la Cordillera Oriental y el VSM. Casi todas las fallas de este sistema son fallas inversas de ángulo alto con buzamiento al este que fluctúa entre 50-80°. La edad de reactivación de este sistema es Miocena temprana a Pliocena y las características principales las constituyen la presencia de fallamientos y plegamientos asimétricos en echelón, levantamientos corticales de escamas gruesas, cabalgamientos ciegos y anticlinales con rocas de basamento por núcleo. La continuación hacia el SO, hasta el área de Mocoa, se hace a través de la Falla La Fragua que une la Falla de Suaza con la Falla de Esnanga (Figs. 4 y 5).

### 2.3 Sistema de fallas del Borde Llanero

El Sistema de Fallas del Borde Llanero se extiende con rumbo general NE-SO y buzamiento al oeste a lo largo del margen oriental de la Cordillera Oriental. El sistema es la reactivación de una paleosutura que existe desde el Silúrico Superior y que representó el límite entre el Escudo de Guayana (Gondwana) al oriente y un terreno alóctono del continente norteamericano al occidente (FORERO 1990: 141). Se trata de una zona imbricada de fallas inversas que buzaban al oeste, a lo largo de las cuales los bloques occidentales se elevan con respecto a los bloques orientales.

En la zona de Florencia-Puerto Limón, las rocas cristalinas Pre-cámbricas del Macizo de Garzón están falladas contra sedimentos predominantes mesozoicos. Este sistema recibe el nombre de East Andean Frontal Fault por KELLOG *et al.* (1985: Fig. 1) y Guaicaramo Fault System por ASPDEN *et al.* (1987: Fig. 2).

### ESTRATIGRAFIA

La Fig. 5, a la cual se hará continua referencia en la descripción de la estratigrafía, es el resultado de la compilación de varios mapas geológicos parciales que cubren parte del área de interés. Ellos son: Mapa Geológico de la Comisaría del Putumayo, Escala 1:500.000, de CUCALÓN & CAMACHO (1966); Mapa Fotogeológico Preliminar del Alto Caquetá, Escala 1:100.000, de DIEDERIX & GÓMEZ (1991); Cuenca del Putumayo-Mapa Geológico, Escala 1:100.000, compilación de Fernando Buchelli, ECOPEPETROL (1996) y fotointerpretaciones inéditas del autor, de áreas no cubiertas por los mapas anteriores.

Resuelta, la hasta ahora, compleja relación establecida por la supuesta bifurcación de la Cordillera Oriental a partir de la Cordillera Central, la Depresión Tectónica del Valle Superior del Magdalena (VSM) es una característica continua que virtualmente desaparece cerca de Mocoa en el Lineamiento Guairapungo pero que, sin embargo, pue-

de continuar hacia el Ecuador como una faja muy delgada.

El área que ocupa la Cuenca del Alto Caquetá es muy poco conocida por su difícil acceso y, además, porque de los trabajos allí adelantados, las publicaciones son muy escasas. En esa zona sólo se conocen, hasta ahora, algunas columnas estratigráficas, principalmente del Cretáceo y Terciario Inferior medidas por estudiantes de la Universidad Nacional. Los otros espesores citados corresponden a medidas hechas o calculadas en la Cuenca Subandina del Putumayo. Sin embargo, a pesar de que no se hayan levantado columnas estratigráficas, en un trabajo reciente de ECOPEPETROL (1996) se han hecho observaciones muy valiosas que han permitido reconocer, en la Cuenca del Alto Caquetá, casi todas las unidades presentes en el VSM.

En cuanto se refiere a las rocas de edad Triásico-Jurásica, principalmente para aquellas que constituyen la denominada Formación Motema, de amplia distribución en el área, se aconseja no continuar utilizando el término ya que 1) el nombre ha perdido uso, 2) esa formación no aparece en el Léxico Estratigráfico Internacional, Colombia (JULIVERT 1968) y 3) el término no se emplea siquiera en el VSM en donde fue acuñado para describir una sucesión de rocas de las formaciones Saldaña y Yaví presentes en el Cerro Motema (MORENO & MÉNDEZ 1989 y ECOPEPETROL 1996).

En la Fig. 6 se intenta la correlación de las diversas unidades conocidas en el VSM y en la Cuenca del Alto Caquetá. Todas las unidades conocidas desde el pre-Cámbrico hasta el Cretáceo y aún parte del Terciario, tanto en el VSM como en la Sierra del Churumbelo son las mismas, puesto que esta última constituye el extremo SO (Fig. 1) de la Cordillera Oriental. La Cordillera Oriental se proyecta como una amplia y extensa característica antiformal de doble cabeceo evidenciada por la presencia de grupos de arcos opuestos determinados por el drenaje (Figs. 1 y 5), tal como puede observarse entre las cabecezas de los ríos Bodoquero y Pescado en el NE y los ríos Sabaleta, Fragua, Tambor hasta el Río Caquetá en el SO. Al occidente de Urcusique se reconoce la terminación periclinal del Anticlinal de Santa Ana que ha sido cortado por la Falla de Urcusique, pero que podría formar parte de la característica antiformal que aquí se denomina Anticlinorio del Caquetá. El núcleo de esta estructura está representado por las rocas pre-Cámbricas que afloran en los grandes cañones que forman los ríos transversales a la estructura. La cubierta total o parcial puede estar constituida por la Formación Saldaña principalmente y por retazos de la Formación Caballos, por lo menos para la parte SO de la estructura pues de la parte NE no se tienen datos.

Como se observa en la descripción de las unidades suprayacentes a la Formación Pepino, existen discrepancias en los nombres, en la posición estratigráfica y en la

asignación de la edad para tales unidades. La posición cronoestratigráfica de las diferentes formaciones se tomó de los autores que han trabajado la Cuenca Subandina del Putumayo. Existe, pues, la urgente necesidad y conveniencia de adelantar un detenido análisis estratigráfico de la parte cordillerana correspondiente a la Cuenca del Alto Caquetá.

La sucesión litológica, que consta de rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas con edades que varían entre el pre-Cámbrico y el Cuaternario, más completa y mejor conocida y de la cual existe abundante literatura, se encuentra en el Valle Superior del Magdalena. Allí, desde el punto de vista estratigráfico se pueden distinguir siete grandes unidades que han de servir como medio de comparación con las rocas presentes en el área de Mocoa-Alto Caquetá :

- 1) Metamorfitas. Precámbrico. Granulitas, neises, anfibolitas y granitos metamorfizados a augenheises del Macizo de Garzón.  
Grupo Cajamarca (?). Filitas, principalmente esquistos, metacherts, metaconglomerados y metaareniscas.
- 2) Rocas sedimentarias del Ordovícico Medio. Paleozoico inferior. Formación El Hígado. Pelitas negras con intercalaciones de areniscas, con graptolites y trilobites. Rocas sedimentarias del Devoniano y Carbonífero. Paleozoico superior. Areniscas, limolitas, calizas fosilíferas y shales fosilíferos.
- 3) Grupo Payandé. Triásico-Jurásico. Formación Luisa: Conglomerados, areniscas y limonitas violáceas. Formación Payandé: Calizas, con diversos grados de metamorfismo de contacto y limolitas negras. Formación Saldaña: esencialmente rocas volcánicas (ácidas a intermedias) y en menor proporción areniscas y limolitas.
- 4) Rocas ígneas. Jurásico medio? Granitos, granodioritas y cuarzomonzonitas con diques andesíticos a basálticos.
- 5) Rocas sedimentarias litorales a marinas. Cretácico. Formación Yaví. Unidad discontinua con espesores variables de conglomerados y en menor proporción areniscas y limolitas. Formación Caballos. Areniscas y lodolitas delgadas intercaladas. Formación Villeta. Lutitas físeles oscuras con intercalaciones de calizas y areniscas cuarzosas. Formación Guadalupe. Areniscas, cherts y arcillolitas de colores claros.
- 6) Rocas sedimentarias. Terciario. De ambiente marino somero a lagunar costero y a francamente continental.

Depósitos molásicos. Conglomerados polimícticos, areniscas mal seleccionadas y arcillolitas.

- 7) Depósitos cuaternarios. Cuerpos aluviales, coluviales y volcánicos (Ignimbritas, Lahares y Basaltos).

## SECUENCIA ESTRATIGRAFICA EN EL AREA DEL ALTO CAQUETA-MOCHA

A continuación se presenta una descripción somera y la ubicación de la secuencia de rocas presentes en el área cordillerana considerada antes como parte de la «Cuenca del Putumayo».

### Pre-Cámbrico

El zócalo cristalino pre-Cámbrico está presente en la prolongación hacia el SO desde la población de Guadalupe hasta la terminación del Macizo de Garzón, un poco al occidente del Río Caquetá. Aflora en todo el cañón del Río Caquetá, desde el norte de Puerto Limón hasta el sur de la localidad El Signo y en los afluentes de su margen izquierda (Fig. 5).

Galvis (comunicación oral) encuentra que afloran en la región de Los Angeles (curso superior del Río Pescado) y a lo largo de los cursos superiores de los ríos Fragua, Yuruyaco y Fragüita, neises, anfibolitas, cuarcitas y migmatitas. El observa allí que las metamorfitas varían en textura y composición hasta adquirir aspecto granitoide.

La continuidad física de la Cordillera Oriental de la que forma parte el gran anticlinorio del Caquetá (Figs.1 y 5) que tiene por núcleo el Macizo de Garzón y que sólo desaparece abruptamente por debajo del monoclinial de Mocoa, garantiza, en este sector, la presencia de las mismas secuencias de rocas del VSM.

CUCALÓN & CAMACHO (1966) citan que se ha encontrado neis biotítico, verde azulado, en perforaciones para petróleo.

### Paleozoico Inferior

Las rocas paleozoicas presentes (Fig. 5) afloran en franjas de dirección NE-SO situadas hacia la cuenca alta del Río Caquetá, en las zonas de El Carmelo-Santa Rosa y Marqueza-Santa Clara. Tales franjas se extienden, hacia el occidente, hasta cerca de los volcanes Doña Juana, Las Animas y Petacas y, hacia el oriente, llegan hasta la divisoria de aguas entre los ríos Caquetá y Magdalena donde quedan cubiertas por depósitos volcánicos recientes. Son rocas con metamorfismo de bajo grado (facies de esquistos verdes) entre las que se destacan esquistos cuarzo feldespáticos cloríticos, cuarcita feldespática clorítica, mármol cuarzoso, y filitas cuarzo-sericíticas de color gris a



PERIODO	E D A D	A - Columna completa		B - Columna encontrada			
		SUBCUENCA DE NEIVA	ALTO CAQUETA	AREA DE SUAZA	AREA MOCOA-SNIA-LA FRAGUA		
CENOZOICO	GUA-TERN.	HOLOCENO	Aluviones abanicos	Aluviones depósitos volcanoclásticos	Aluviones abanicos	Aluviones depósitos volcanoclásticos	
		PLEISTOCENO	terrazas basaltos		basaltos	volcanoclásticos	
	TERCIARIO	PLIOCENO	Fm. Guacacallo	Fm. San Miguel?	ERODADO	Fm. Guacacallo?	
		MIOCENO	Fm. Gigante	Fm. Ospina?		ERODADO	ERODADO
			Fm. Honda	?			
		OLIGOCENO	Gr. Gualanday	Fm. Doima	Gr. Orito	Fm. Doima	Fm. Belén
				Fm. Potrerillo	Fm. Belén	Fm. Potrerillo	Fm. Orteguaza
		EOCENO	Gr. Gualanday	Tesalia	Fm. Orteguaza	Tesalia	Fm. Orteguaza
				Fm. Bache Palermo	Fm. Pepino	Fm. Bache Palermo	Fm. Pepino
	PALEOCENO	Fm. Guaduas	Fm. Rumiyaco	Fm. Guaduas	Fm. Rumiyaco		
	MESOZOICO	CRETACEO	MAASTRICHTIANO	Fm. Guadalupe	?	Fm. Guadalupe	?
			CAMPANIANO				
			SANTONIANO				
			CONIACIANO	Fm.	Fm.	Fm.	Fm.
			TURONIANO	Villeta	Villeta	Villeta	Villeta
CENOMANIANO							
ALBIANO			Fm. Caballos	Fm. Caballos	Fm. Caballos	Fm. Caballos	
APTIANO			Fm. Yaví	Fm. Yaví	Fm. Yaví	Fm. Yaví	
BARREMIANO							
HAUTERIVIANO							
MESOZOICO	JURASICO	VALANGINIANO					
		BERRIASIANO					
			Intrusivas	Intrusivas	Intrusivas	Intrusivas	
MESOZOICO	TRIASICO		Fm. Saldaña	Fm. Saldaña	Fm. Saldaña	Fm. Saldaña	
		NORIANO	Fm. Payandé	Fm. Payandé	Fm. Payandé	Fm. Payandé	
			Fm. Luisa	?	Fm. Luisa	?	
PALEOZOICO	PERMICO						
	CARBONIFERO	Sedimentitas fosilíferas	?	Sedimentitas fosilíferas	?		
	DEVONIANO						
	SILURICO						
	ORDOVICIANO	Fm. Higado	?	Fm. Higado	?		
	CAMBRICO						
PRE-CAM.	PROTEROZOICO	Grupo Cajamarca Macizo de Garzón	Grupo Cajamarca Macizo de Garzón	Grupo Cajamarca Macizo de Garzón	Grupo Cajamarca Macizo de Garzón		

Fig. 6. Columna Estratigráfica del Valle Superior del Magdalena

gris oscuro. Según GROSSE (1935), en la zona de Santa Rosa predominan los esquistos verdes y allí se presentan también conglomerados cristalinos, pizarras, esquistos sericíticos y filitas. Se considera que el espesor de estos depósitos a pesar de estar replegados, es considerable.

### Triásico-Jurásico

#### Formación Payandé (Noriano Superior)

Del informe reciente de ECOPEPETROL (1996) se conocen afloramientos aislados, generalmente asociados a cuerpos graníticos o granodioríticos que instruyen secuencias de rocas calcáreas y sedimentos clásticos silíceos que por el efecto térmico de la intrusión pasan a skarns o horfelsas respectivamente y que a pesar del metamorfismo, aún se reconocen en ellas, tallos de crinoideos. Estos afloramientos fueron observados en los alrededores de la región de La Tebaida (Fig. 1). El informe de ECOPEPETROL (1996: 8,9) claramente señala: 1) que el aspecto de los sedimentos que afloran en La Tebaida permite compararlos con los sedimentos de la Formación Payandé del VSM, 2) que la relación con las rocas ígneas es igual a la que se conoce en el VSM y 3) que los skarns son idénticos a los que aparecen en la localidad tipo de la Formación Payandé en el VSM. Las calizas y limolitas que afloran hacia las cabeceras de la Quebrada Chapulina, 12 km al NNO de Mocoa han sido correlacionadas por JARAMILLO *et al.* (1980: Fig.3) en base a similitudes litológicas, con la Formación Payandé. Lo anterior permite establecer una razonable correlación entre los sedimentos encontrados en el área de Mocoa y en el VSM. El espesor de esta unidad no ha sido medido en este sector.

#### Formación Saldaña (Noriano Superior-Liásico)

Según el Mapa Geológico (Fig. 5), la Formación Saldaña aflora ampliamente al norte, occidente y oriente de Mocoa. La formación también se encuentra expuesta en el curso superior de los ríos Sarabando y Pescado, en las cabeceras de las quebradas Masaya y Dantas y en el curso medio de los ríos Yuruyaco y Fragueta (Fig. 1).

Según ECOPEPETROL (1996: 9) la parte de la unidad más conocida, que se presenta en espesores considerables, consta principalmente de vulcanitas; de la parte sedimentaria de la formación, que está subordinada, sólo se han observado, hasta ahora, secuencias de poco espesor. Las rocas que ocurren con mayor frecuencia son: riolitas, dacitas (rosadas a blancas), espesores potentes de rocas traquíticas (gris verdosas), en menor proporción rocas andesíticas (gris a gris verdosas) y también lavas basálticas (verde oscuro). Interecaladas ocurren tobas de ceniza de carácter riolítico a dacítico, tobas soldadas vitro-

cristalinas de composición andesítica-riolítica y aún existen algunos niveles de aglomerados. Hay intercalaciones delgadas y no muy frecuentes de limolitas, rojas a vino tinto, verdes y violáceas y también intercalación de algunas capas delgadas de arcosas a subarcosas moradas. CASERO *et al.* (1995: 34) menciona en el piedemonte del Putumayo el eventual contenido de evaporitas en la Formación Motema. La secuencia anterior ha sido intruída por diques y silos de andesitas y basaltos. Junto con el skarn de Mocoa están asociadas rocas volcánicas piroclásticas, atribuidas por Escorce (1977) en JARAMILLO *et al.* (1980: 12) a la Formación Saldaña. Se conocen en el subsuelo de la Cuenca Subandina del Putumayo, en donde muchos pozos para petróleo han penetrado, pocos metros de areniscas rojas arcósicas que se relacionan con la Formación Motema.

En la Sierra de El Churumbelo las vulcanitas reposan discordantemente sobre el pre-Cámbrico y en otras partes en contacto tectónico con otras unidades. Escorce (1977) en JARAMILLO *et al.* (1980), KROONENBERG *et al.* (1982) y ECOPEPETROL (1996) coinciden en considerar que estas rocas pertenecen a la Formación Saldaña por la similitud con las rocas encontradas en el VSM, pero principalmente por tratarse de la continuación física de la Cordillera Oriental. Tampoco se conoce el espesor de esta unidad.

#### Rocas Igneas Intrusivas (Jurásico Inferior a Medio?)

La franja de cuerpos plutónicos presentes en el área ocupa extensión considerable como bloques tectónicos delimitados principalmente por fallas de gran longitud, de dirección NE-SO, del Sistema Cascabel-Aucayaco al norte, y del Sistema de Fallas de Yunguillo, al sur (Fig. 5). También se presentan las mismas rocas en el sector de Marqueza como una franja más delgada y paralela a la anterior, delimitada al sur por la Falla de Tarabita. Ocupa, además, un área muy extensa al occidente de Mocoa, donde forma el Batolito de Putumayo o Batolito de Mocoa (Fig. 5).

Tan extensos afloramientos corresponden a un complejo ígneo en el que se presentan varios tipos de rocas que son, en orden de abundancia: granitos, granitos alcalinos, monzogranitos y granodioritas. Las rocas son de textura porfírica, de grano medio a grueso y eventualmente de grano fino. El color de las rocas varía entre gris claro, verde y rosado. Dentro de estas rocas se presentan numerosos diques de composición básica, de color verde a verde oscuro, orientados en diferentes direcciones. La unidad intruye las rocas más antiguas. Las mineralizaciones de cobre-molibdeno presentes en la ladera izquierda del Valle del Río Mocoa, cerca del puente Monclar, al igual que en el VSM parecen estar relacionadas con los intrusivos.

JARAMILLO *et al.* (1980) señalan que mediante datación radiométrica de tres muestras tomadas en el complejo igneo de Mocoa, que dieron los siguientes resultados:  $183 \pm 3$ ,  $172 \pm 2$  y  $170 \pm 2$  m.a., se le asigna a estas rocas edad Jurásico Inferior a Medio.

## Cretáceo

### Formación Yaví (Aptiano Temprano - Albiano Inferior)

La formación ha sido reconocida por ECOPEPETROL (1996: 15) en «las laderas S y E del Cerro Peñas Blancas» (Fig. 1) donde descansa discordantemente sobre vulcanitas de la Formación Saldaña. El contacto con la Formación Caballos parece ser neto. Allí el espesor de la sucesión presente es de 15 m en la que alternan capas gruesas a medias de conglomerados, arenitas y limolitas arenosas. El conglomerado basal poligénico es de color púrpura, los líticos predominantes son porfiritas intermedias y limolitas rojas; subordinadamente contiene fragmentos de plutonitas ácidas. Las arenitas (arcosas, lito-arcosas, cuarzo-areniscas) son de color gris, verde claro y rojizas y las limolitas intercaladas son de color púrpura o grises moteadas.

### Formación Caballos (Albiano Medio Superior)

Aflora continuamente desde las cabeceras hasta la localidad de El Signo a lo largo de la vertiente izquierda del Río Mandiyaco (Fig. 5). Al sur de la franja anterior y al este del cañón que el Río Caquetá cava en la Sierra de El Churumbelo se presenta como varias mesas aisladas que reposan discordantemente sobre la formación Saldaña. Ocupa toda la vertiente occidental de la Sierra de El Churumbelo, al este de Mocoa. Se conocen afloramientos en las cabeceras del Río Ticuanayoy y al occidente de Mocoa cerca de las cabeceras del Río Mocoa. La formación descansa concordantemente sobre la Formación Yaví, en el Cerro Peñas Blancas, y discordantemente sobre las vulcanitas y sedimentitas de la Formación Saldaña en otros sitios. El contacto superior es concordante con la Formación Villeta. Consta principalmente de una sucesión de areniscas de color blanco, gris claro amarillento, de grano fino a medio, en capas gruesas a muy gruesas con intercalaciones de capas delgadas de lodolitas negras con abundante contenido de restos vegetales. El espesor medido por ECOPEPETROL (1996) en el Cerro de Peñas Blancas es de 70 m. El espesor máximo citado por CUCALÓN & CAMACHO (1966) es de 200 m.

La Formación Caballos en la Cuenca Subandina del Putumayo ha sido reconocida en los pozos Catira 1 y 2 como un paquete de arenitas que yace directamente sobre un ortoneis; se le asigna edad comprendida entre el Albiano tardío y el Cenomaniano con base en determina-

ciones palinológicas (MORA 1998:19).

### Formación Villeta (Albiano Superior-Santoniano)

La formación aflora en una franja N-S que se extiende entre Villa Garzón o Villa Amazónica y Pueblo Nuevo sobre el monoclinial de Mocoa; como una franja NE-SO al sur de Santa Rosa; en escamas de falla cerca de Yunguillo, cerca de la localidad de Verdeyaco y sobre el Río Villalobos a la altura de la localidad La Petrolera (Fig. 1).

La formación consta en general de lutitas fisiles de color gris a gris oscuro hasta negras, con presencia de fósiles y concreciones calcáreas, con intercalaciones de lutitas silíceas, chert gris oscuro a negro, calizas, areniscas y con por lo menos dos niveles de lumaquelas compuestas de fragmentos de ostras. En la parte inferior de la formación se colectó *Oxytropidoceras carbonarium* (Gabb) según ECOPEPETROL (1996).

GROSSE (1935: 134) sugiere la presencia de sal dentro de la formación, basado en las fuentes saladas encontradas en los ríos Tilinguara y Villalobos.

MORENO & MÉNDEZ (1989: 44-45) hacen la mejor y más detallada descripción conocida de la Formación Villeta, de la cual diferenciaron 5 conjuntos. Estos autores consideran que la sección estratigráfica más representativa está en el Río Caquetá, en el sector de El (Signo) Carmelo. El espesor medido por ellos es de 315 m. De acuerdo con análisis micropaleontológicos y palinológicos la edad de la Formación Villeta queda comprendida entre el Albiano Superior y el Maastrichtiano. Según CUCALÓN & CAMACHO (1966) el espesor máximo reconocido es de 500 m.

### Formación Guadalupe (Campaniano-Maastrichtiano)

Son pocos los afloramientos registrados que puedan atribuirse con certeza a la Formación Guadalupe. Sin embargo, CUCALÓN & CAMACHO (1966) de datos obtenidos de la compilación de los trabajos de las compañías de petróleo Texas y Shell en la Cuenca Subandina del Putumayo citan la presencia de la formación, aun cuando no señalan la localidad, que según ellos es concordante con la Formación Villeta. KROONENBERG *et al.* (1982: 32) consideran que la Formación Guadalupe descansa concordantemente sobre la Formación Villeta en el monoclinial de Mocoa. Consideración igual a la anterior hace ECOPEPETROL (1996: Fig. 2), así que 2 km al NO de Villa Garzón describe una secuencia delgada (+ 12 m de espesor) de la Formación Guadalupe que allí consta de lodolitas fisiles negras a grises, calcáreas; cuarzoarenitas fosfáticas de grano fino, de color gris a pardo. Se encuentran fragmentos grandes de ostras, bivalvos pequeños y «amonitas no conocidas aún en el país (*Anaklinoceras* sp. ind.)», vértebras, escamas de peces y foraminíferos. Litología similar a la que se aca-

ba de describir ha sido incluida, por otros autores, dentro de la Formación Villeta (MORENO & MÉNDEZ 1989). GROSSE (1935: 133) señala que en la Quebrada Verdeyaco afloran «areniscas petrolíferas» y algunos plaeners silíceos con foraminíferos que podrían pertenecer a la Formación Guadalupe.

En el sector del monoclinal de Mocoa, MORENO & MÉNDEZ (1989: 26) expresan claramente que no reconocieron la Formación Guadalupe y en cambio encuentran a la Formación Rumiyaco en contacto directo con la Formación Villeta. Sin embargo, en ninguna de las secciones levantadas (Río Afán, Río Tilinguara, Río Caquetá en la región de El Signo Carmelo, Quebrada Ponchayaco) puede observarse el contacto entre las formaciones Villeta y Rumiyaco, principalmente porque el contacto se encuentra cubierto o por estar fallado. Y en la Cuenca Subandina del Putumayo, por una parte, NEVERS *et al.* (1991: Fig. 4) y BEJARANO *et al.* (1991: Fig. 2.2) encuentran que la Formación Villeta termina en la denominada Arenisca «N» que es una buena roca yacimiento pero de la cual no fue posible consultar descripción detallada alguna, y por otra parte, las descripciones que MORA (1998: 86) hace de las diferentes secciones donde observó el Miembro «Villeta Superior» tienen gran similitud litológica con las descripciones que FABRE (1993: 86) y GÓMEZ & DIEDERIX (1993: 13) hacen de la Formación Guadalupe observada por ellos en el Río Bordonos cerca de Saladoblanco, al SO de Timaná y en el Valle de Suaza. El espesor citado por FABRE y por GÓMEZ & DIEDERIX (*op.cit.*) fluctúa entre 50 y 100 m y el espesor citado por MORA para el Miembro «Villeta Superior» es aproximadamente de 65 m. Así que la posición de la Arenisca «N» y las similitudes litológicas entre el Miembro «Villeta Superior» y la Formación Guadalupe en el VSM deja aún dudas sobre la presencia o ausencia de la Formación Guadalupe en el área de estudio.

En la Cuenca Subandina del Putumayo, varios autores: GOVEA & AGUILERA (1980), BEJARANO *et al.* (1991), NEVERS *et al.* (1991) y MORA (1998) encuentran en contacto discordante a la Formación Rumiyaco sobre la Formación Villeta y el último autor expresa que «entre el Campaniano tardío a Maastrichtiano temprano el área fue sometida a erosión subáerea».

El espesor máximo es de 360 m según CUCALÓN & CAMACHO (1966).

## Terciario

### Formación Rumiyaco (Maastrichtiano Superior-Paleoceno)

No se sabe con certeza si la localidad tipo está en el afluente Rumiyaco del Río Mocoa o del Río Rumiyaco afluente del Río San Miguel cerca de la frontera con el Ecuador (JULIVERT 1968).

Aflora como una franja N-S en el monoclinal de Mocoa; como una franja NE-SO que se extiende desde la confluencia del Río Toroyaco en el Río Caquetá hasta cerca de las cabeceras del Río Mandiyaco por la margen derecha y se le encuentra también, al occidente de la población de Verdeyaco y al sur y contra el Sistema de Fallas de Yunguillo, desde San Juan de Villalobos hasta La Petrolera.

Consta predominantemente de arcillolitas arenosas grises moteadas de rojo oscuro, intercaladas con arcillolitas negras. Las arcillolitas negras pueden ser lenticulares. Hay también intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso, compuestas de granos de chert negro y cuarzo lechoso y fragmentos de arcillolitas pardas claras a amarillentas.

La parte superior está formada por areniscas, localmente conglomeráticas, compuestas de granos bien redondeados de chert negro y cuarzo lechoso; la matriz es arcillosa de colores rojo y verde. Estas areniscas están intercaladas con arcillolitas grises claras, manchadas de rojo por óxidos de Fe. El espesor de los bancos de arenisca fluctúa entre 2 y 3 m (Foto 1, Lám. I).

La Formación Rumiyaco reposa normalmente sobre la Formación Guadalupe según CUCALÓN & CAMACHO (1966) y también según ECOPEPETROL (1996: Fig. 2), pero según otros autores puede descansar discordantemente sobre la Formación Villeta y es, a la vez, discordante con la formación suprayacente (Foto 2, Lám. I). El espesor puede variar entre 100 y 1.000 m, con promedio de 800 m según MORENO & MÉNDEZ (1989: 27).

La posición estratigráfica y las características faciales permiten comparar esta formación con la Formación Guadalupe del VSM.

### Formación Pepino (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior)

La localidad tipo para esta formación se ubica dentro del área de estudio, en el Río Pepino. La Formación Pepino puede cartográficamente subdividirse fácilmente en tres miembros: Pepino inferior, medio y superior. Aflora principalmente en el monoclinal de Mocoa y en el Sinclinal de Condagua y sobre el borde cordillerano entre Puerto Li-món y Florencia.

#### *Pepino Inferior*

Consta de conglomerados clasto-soportados con guijos redondeados, semi-esféricos a alargados, predominantemente de chert gris oscuro a negro y amarillo, en menor proporción cuarzo lechoso y cuarcitas, algunas limolitas silíceas grises y aún en menor proporción fragmentos de rocas plutónicas y volcánicas (Foto 2, Lám. I). La matriz es arcillosa y arenosa y está compuesta, principalmente,

por granos de chert y cuarzo. El espesor según ECOPEPETROL (1996) varía entre 50 y 100 m.

#### *Pepino Medio*

Está compuesto por estratos gruesos de arcillolitas rojizas, violeta y púrpura moteadas de gris claro verdoso y de arcillolitas grises. Las intercalaciones son de areniscas de grano fino a medio, de color gris, rojizo a pardo; limolitas pardo rojizas y con algunos niveles de conglomerados de guijos de chert y cuarzo lechoso. El espesor según ECOPEPETROL (1996) varía entre 280 y 360 m.

#### *Pepino Superior*

Consta de niveles importantes de conglomerados clasto-soportados compuestos de fragmentos redondeados de chert gris oscuro a negro y crema y cuarzo lechoso, cuya proporción es más alta que en los conglomerados del miembro inferior. Así mismo crece, con respecto al miembro inferior, el contenido de fragmentos de rocas plutónicas y volcánicas. El color de los conglomerados, que se presentan en cuerpos lenticulares, es gris claro a veces teñido de pardo rojizo, duro, compacto (Foto 3, Lám. I). La matriz consta de arena gruesa a conglomerática. Hay limolitas intercaladas en capas gruesas de color rojo a púrpura. Aparecen también, subordinadas, algunas arenitas de color rojo a ocre, de grano fino a medio, compuestas por chert gris oscuro a negro y con matriz arcillosa. El espesor del Pepino Superior, según ECOPEPETROL (1996), varía entre 60 y 80 m.

El espesor para toda la formación en el sector del Río Pepino según ECOPEPETROL (1996) es de 480 m y según GOVEA & AGUILERA (1980: 55) varía entre 400 y 1.300 m.

Esta unidad puede compararse lito- y quizá cronoestratigráficamente con la Formación Gualanday Inferior en el VSM.

#### *Formación (Grupo) Orito (Oligoceno Superior a Mioceno Medio?)*

El Grupo Orito o Grupo Orteguzaza, sobre todo el primer término, se ha utilizado mucho en la región del Putumayo por la Compañía de Petróleos Texas con la categoría de formación (CUCALÓN & CAMACHO 1966); en el mismo sentido la usan KROONENBERG *et al.* (1982). El Grupo Orteguzaza consta de las formaciones San Fernando y Orteguzaza, en el área de La Macarena, donde fueron propuestas por la Compañía de Petróleos Shell (CUCALÓN & CAMACHO 1966). La primera tiene su localidad tipo en el extremo norte de la Serranía de La Macarena, mientras que para la segunda la localidad tipo está en la región del Río Orteguzaza, dentro del área en consideración. GOVEA &

AGUILERA (1980: Fig. 6) ubican discordantemente sobre la Formación Pepino a la Formación Orteguzaza que se le considera de edad Oligoceno Inferior y, concordantemente sobre esta la Formación Orito-Belén, de edad Oligoceno Medio y Superior. Según MORENO & MÉNDEZ (1989: 30-31), el Grupo Orito está compuesto por las formaciones Orteguzaza y Belén. Luego NEVERS *et al.* (1991: Fig. 4) consideran que sobre la Formación Pepino descansa concordantemente la Formación Orteguzaza de edad Oligoceno y sobre esta concordantemente también la Formación Orito-Belén de edad Mioceno Medio. También, BEJARANO *et al.* (1991: Fig. 2.2) indican que el Grupo Orito consta de las formaciones Orteguzaza, de edad Oligoceno, y la Formación Orito-Belén, de edad Mioceno Inferior y Medio. Últimamente ECOPEPETROL (1996) vuelve a utilizar el nombre de Grupo Orito, sin discriminar formaciones, para referirse a toda la secuencia de rocas inmediatamente suprayacentes a la Formación Pepino.

Como puede notarse, de acuerdo a los diferentes autores, desaparece en el área la Formación San Fernando que, sin embargo, fue cartografiada por CUCALÓN & CAMACHO (1966); hay un aparente cambio de posición estratigráfica de la Formación Orteguzaza y aparece una nueva formación, primero denominada Formación Belén y luego Formación Orito-Belén.

El Grupo Orito, tomado en el sentido de MORENO & MÉNDEZ (1989), aflora en el Sinclinorio de Condagua y sobre el borde cordillerano entre Urcusique y Florencia. En el Sinclinorio de Condagua la Formación Orteguzaza aflora completa (UJUETA 1988) sobre la carretera Mocoa-Pitalito, desde el km 20 + 150 hasta el km 22 + 500. En este sector de la carretera consta de una intercalación de limolitas grises claras; areniscas arcillosas verde oliva, friables a duras, de grano fino, con óxidos de Fe; arcillolitas grises moteadas de rojo oscuro y arcillolitas de color pardo rojizo. Los estratos son gruesos, macizos (Foto 5, Lám. I). Se observa acumulación de yeso sobre los planos de estratificación. La Formación Orteguzaza reposa concordantemente sobre la Formación Pepino (Foto 4, Lám. I). El espesor, según GOVEA & AGUILERA (1980: 55) varía entre 50 y 200 m.

CUCALÓN & CAMACHO (1966) señalan en el área de la sección tipo de la Formación Orteguzaza la presencia de ostrácodos, gasterópodos, bivalvos y foraminíferos. De acuerdo a lo anterior el medio de sedimentación parece haber sido salobre a dulce. Sin embargo, ni KROONENBERG *et al.* (1982), ni UJUETA (1988), ni ECOPEPETROL (1996) mencionan, en la zona cordillerana, los fósiles relacionados por CUCALÓN & CAMACHO.

Existe también amplia discrepancia en cuanto a la edad, ya que según GOVEA & AGUILERA (1980) las formaciones Orteguzaza y Orito-Belén son Oligocenas mientras que únicamente a la Formación Orteguzaza, PORTA (1974), le

asigna Oligoceno Superior a Mioceno Inferior.

La Formación Belén aflora concordantemente sobre la Formación Orteguzaza a partir del km 22 + 500 de la carretera Mocoa-Pitalito. Se compone en la parte inferior de arcillolitas grises a grises oscuras, duras, con material carbonáceo y, en la parte superior, consiste de intercalaciones de arcillolitas arenosas, limolitas y areniscas de grano fino a medio, todas de colores claros. En esta parte se reconocen dos mantos de lignito (Foto 6, Lám. I). Según ECOPEPETROL (1996: 32) ocurren hacia la parte superior del Grupo Orito, arcillolitas tobáceas en paquetes gruesos, de color crema gris claro, con guijos y granos tamaño arena de cuarzo ahumado. El espesor según GOVEA & AGUILERA (1980: 55) fluctúa entre 500 y 1.000 m.

#### Formación Ospina (Mioceno Superior)

Se cree que la localidad tipo está en los alrededores de Puerto Ospina sobre el Río Putumayo y que geólogos de la Texas Petroleum Co. hayan sido los autores del término. La formación reposa normalmente sobre la unidad infrayacente (CUCALÓN & CAMACHO 1966) y según ellos mismos consta de «arcillolitas rojas a color ante, interstratificadas con areniscas y areniscas arcillosas. Las areniscas son blandas y mal calibradas, finamente conglomeráticas y con algo de yeso».

La formación aflora principalmente, de acuerdo al Mapa Geológico de CUCALÓN & CAMACHO (1966), entre Urcusique y el Río Yuruyaco. CUCALÓN & CAMACHO (1966) indican que esta unidad no es fosilífera, por tanto su datación es indirecta. Hasta ahora no se tiene conocimiento de su presencia en la parte cordillerana y el espesor, según GOVEA & AGUILERA (1980:55) varía entre 200 y 600 m.

#### Formación San Miguel (Plioceno)

El término ha sido empleado en la región del Putumayo por geólogos de la Texas (CUCALÓN & CAMACHO 1966) y su sección tipo parece estar en los alrededores de la población de San Miguel sobre el Río San Miguel en el límite con Ecuador. Según los autores mencionados se trata de areniscas de grano fino a grueso, rojas a verdosas, intercaladas con arcillolitas rojas. En su base puede encontrarse un conglomerado con cantos de lidita. Todas las capas yacen horizontal y discordantemente sobre la unidad infrayacente. El espesor máximo de esta unidad es de 160 m y no se le conocen fósiles. La edad es aproximada y se basa en la posición estratigráfica de la secuencia.

Esta unidad aflora principalmente sobre el borde cordillerano entre el Río Caquetá y Florencia según el Mapa Geológico de CUCALÓN & CAMACHO (1966). En la cordillera no se tiene conocimiento de su presencia.

#### Formación Guacacallo (Plioceno Superior)

La Formación Guacacallo cubre un área muy amplia, más de 1.000 km<sup>2</sup>, en las cuencas altas de los ríos Magdalena y La Plata, quizá en el borde cordillerano cerca de Belén de Los Andaquíes y, como se propone en este trabajo, podría formar la Serranía de La Fragua. Según KROONENBERG & DIEDERIX (1982: 82) «Las ignimbritas son tufas soldadas principalmente de color rosado a gris violeta con cantidades variables de pequeños fragmentos de pumitas». La formación alcanza más de 400 m de espesor en el Río Loro y, como se postula en este trabajo, podría fácilmente sobrepasar tal espesor en la Serranía de La Fragua. Según VAN DER WIEL (1991: 153) estas rocas que fueron datadas por el método K/Ar y mediante huellas de fisión indican una edad entre  $2,5 \pm 0,2$  y  $2,6 \pm 0,2$  m.a. y la mayoría fueron clasificadas como riolitas y alcaliriolitas.

#### **OTRAS VULCANITAS PLIO-PLEISTOCENICAS**

Además de los numerosos centros de emisión ya relacionados en los apartes que tratan sobre ignimbritas y basaltos y los que se cartografiaban en la Fig. 1, la actividad volcánica en el área ha sido tan intensa y extensa que ha alcanzado el pie cordillerano. Allí se conocen, pero no han sido cartografiados, ni siquiera mencionados, importantes afloramientos de depósitos volcánicos que se preservan en el borde de la Cordillera Oriental entre el Río Sabaleta y Belén de Los Andaquíes. En el río Sabaleta se conserva un depósito pequeño, de forma circular, de rocas efusivas (Fig.1), de acuerdo al geólogo Fernando Aranguren (comunicación oral). Ese y otros depósitos los confirma Jaime Galvis (comunicación oral) cuando menciona que desde el Río Fragua, en Yuruyaco y al Sur de Fragueta (Fig.1) se observan grandes bloques de rocas volcánicas de composición ácida a intermedia que sugieren derrames de gran espesor. De acuerdo a la composición ácida a intermedia de las rocas mencionadas, la fuente de emisión para tal cantidad de depósitos no estaría lejana; quizá, pudiera estar localizada entre Yuruyaco y San José de Fragua. En este sector, coincidiendo con los depósitos volcánicos, se presenta una saliente semicircular, hacia el llano, del borde cordillerano que se observa muy bien en la imagen Landsat TM del IDEAM. Galvis habla también de flujos volcánicos importantes en San José de Fragua y flujos menores en el boquerón del Río Yuruyaco.

Otros centros de emisión, como el Cerro El Bulto y varios cerros más pequeños, morfológicamente bien preservados (Fotos 1 y 2, Lám. II) están localizados aproximadamente 2 km al oriente del km 34 de la carretera Mocoa-Pitalito (Fig. 1). El MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS Y TRANSPORTE (1984: II.9) registra la existencia de rocas volcánicas recientes restringidas a la parte superior de la cuen-

ca hidrográfica de la Quebrada Verdeyaco. En esa zona la topografía es plana a ligeramente ondulada y sobre ella sobresalen «varios cerros con forma cónica y altura de unos 200 m». «En general se trata de tobas volcánicas densas, en casos conglomeráticas, derrames volcánicos andesíticos, tobas volcánicas sin bombas y areniscas tuffíticas. El espesor calculado para estos depósitos puede sobrepasar los 400 m. El mismo informe señala que «Este tipo de acumulaciones están asociadas a zonas de fallas profundas (megafallas) que han facilitado el acenso del líquido magmático». En el mismo informe se menciona la existencia de varias fallas de dirección NO-SE, entre las que se destacan, precisamente, la Falla El Bulto, que pone en contacto rocas de la Formación Pepino con rocas de las Formaciones Villeta.

#### AGRADECIMIENTOS

La información suministrada sobre la «Cuenca del Putumayo» por la Gerencia de Exploración de Ecopetrol y la colaboración recibida del geólogo Fernando Buchelli fue de gran utilidad para el desarrollo de este trabajo. Así mismo, se expresan agradecimientos al Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM, por el suministro de la Imagen de Landsat TM Path Rows 9/58-9/59 (1989) del Macizo Colombiano y áreas adyacentes, geográficamente referenciada, en escala 1: 200.000, que ha permitido obtener una base planimétrica confiable del área.

Es apenas justo, reivindicar y agradecer aquí, los conceptos claros y precisos acerca de la inexistencia de ramal alguno que en dirección NO-SE conecta a las dos cordilleras, Oriental y Central, que de mucho tiempo atrás hicieron GROSSE (1935), HUBACH (1955) y ACOSTA (1976).

#### REFERENCIAS CITADAS

- ACOSTA, C.E. (1976): El Dintel de Santa Rosa.- Boletín de la Sociedad Geográfica de Colombia, Vol. 30, No. 108, p. 33-65, Bogotá.
- ACOSTA, C.E. (1983): Geodynamics of Ecuador, Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs.- Geodynamics Series, Volume 9, p. 53-63, American Geophysical Union.
- AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE (1960): Glossary of Geology and related sciences, Second Edition. Washington.
- AMOCO (1995): Mapa fisiográfico de la esquina noroccidental de Sudamérica con Colombia en el centro. Escala aproximada 1:3.000.000.
- ANTONIO CAMILO, HERMANO (1966): Estudio Geomineralógico del Páramo y valle de Las papas.- Boletín de la Sociedad Geográfica de Colombia, Vols. 89-90, p. 65-80, Bogotá.
- ASPDEN, J.A., MC COURT, W.J. & BROOK, M. (1987): Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia.- Journal of the Geological Society, Vol. 144, p. 893-905, London.
- BEJARANO, A., REYES, R. & VILLEGAS, E. (1991): Caracterización y Evaluación de Parámetros de Registros de Pozos en la Cuenca del Putumayo.- IV Simposio Bolivariano «Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas». Tómo I, Trabajo 11, Bogotá.
- BUTLER, K. & SCHAMEL, S. (1988): Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia.- Journal of South American Earth Sciences, Vol. 1, p. 109-120.
- CARDOSO, J.E. (1920): Monografía Geográfica sobre el Macizo de los Andes Colombianos, o Nudo Andino y sobre el Alto Caquetá.- Suplemento al Vol. 28 de Anales de Ingeniería, p. 27, Bogotá.
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. (1988): Volcanic Successions, Modern and ancient.- Chapman & Hall, 528 p., London.
- CASERO, P., AFRASMANECH, R., MARTIN, L., MICHOUX, D., OSORIO, C., SALEL, J.F., ROSSATO, A., ARISTIZBAL, J.J., LOMBO, C., RÖOS, P.A. & MOWAK, M. (1995): Structural Evolution of the Margin and Foothills Belt of the Cordillera Oriental of Colombia (Southwest of Cusiana).- VI Congreso Colombiano del Petróleo, Memorias I, p. 33-41, Bogotá.
- CHENG, R. (1986): Cretaceous Stratigraphy and Structure, San Francisco Area.- 24th Field Conference, p. 241-249, Geological Field Trips Colombia (1980-1989), Bogotá.
- CUCALON, I. & CAMACHO, R. (1966): Compilación Geológica de la Cuenca del Putumayo.- Informe I502, p. 18, Ingeominas, Bogotá.
- CUERVO, E. (1995): Armazón Romboédrica de la Geología Colombiana, un Modelo de Evolución Tectónica.- Memorias, VI Congreso Colombiano de Petróleos, Tomo 1, p. 71- 84, Bogotá.
- DEHANDSCHUTTER, J. (1979): Lineaments in the Northern Andes.- Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. Rapp. ann. 1979, p. 129-142.
- ECOPETROL (1996): Proyecto San Juan Norte. Geología de Superficie.- Informe Interno, Bogotá.
- FABRE, A. (1995): Hydrocarbon Exploration in the Southernmost Upper Magdalena Basin (Huila Department, Colombia).- VI Congreso Colombiano del Petróleo, p. 85-98, Bogotá.
- FORERO, A. (1990): The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: An allochthonous terrane in northwestern South America.- Journ. of South Am. Earth Sciences, Vol. 3, no. 2/3, p. 141-151.
- GEOTEC LTDA. (1988): Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:1.200.000, Bogotá.
- GOMEZ, D.M. (1957): El Macizo Colombiano, Boletín de la Sociedad Geográfica de Colombia, Vol. XV, no. 53, p. 13-20, Bogotá.
- GOMEZ, H. & DIEDERIX, H. (1993): Mapa Geológico del Sur del Departamento del Huila, Escala 1:100.000, Memoria explicativa.- Revista Cipres, Vol. 14, No. 1, p. 1-36, Bogotá.
- GOVEA, C. & AGUILERA, H. (1980): Geología de la Cuenca del

- Putumayo.- Boletín de la Universidad Industrial de Santander, 14 (28), p. 45-71, Bucaramanga.
- GROOSE, E. (1935): Acerca de la Geología del Sur de Colombia. I. Informe rendido al Ministerio de Industrias sobre un viaje al Huila y Alto Caquetá.- *Compilación de Estudios Geológicos Oficiales de Colombia*, Vol. III, p. 31-137, Bogotá.
- HALL, M.L. & WOOD, C.C. (1985): Volcano-Tectonic Segmentation of the Northern Andes.- *Geology*, Vol. 13, p. 203- 207.
- HETTNER, A. (1892): La Cordillera de Bogotá. Versión Castellana de Ernesto Guhl.- Ediciones Banco de la República, 1966.
- HUBACH, E. (1955): El Cauca- Las Unidades Geográficas y Geológicas del Departamento y los recursos del suelo y del subsuelo.- *Ingeominas*. Informe no. 1107, p. 19, Bogotá.
- INSTITUTO GEOGRAFICO «AGUSTIN CODAZZI» (IGAC) (1973): *Monografía del Departamento del Huila*.- Imprenta y Litografía Osprey, Bogotá.
- INSTITUTO GEOGRAFICO «AGUSTIN CODAZZI» (IGAC) (1977): *Atlas de Colombia*, Tercera Edición, p. 286, Bogotá.
- INSTITUTO GEOGRAFICO «AGUSTIN CODAZZI» (IGAC) (1993): Aspectos ambientales para el ordenamiento territorial del occidente del Departamento del Caquetá, p. 17- 40, Bogotá.
- INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS, INGEOMINAS (1976): *Mapa Geológico de Colombia*, Escala 1: 1.500.000. *Compilación*: J.L. Arango, T. Kassem, H. Duque, Bogotá.
- INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS, INGEOMINAS (1988): *Mapa Geológico de Colombia*. Escala 1:1.500.000, Bogotá.
- JAIN, V.E. (1980): *Geotectónica General*.- Editorial Mir, Parte I, p. 358, Parte II, p. 304, Moscú.
- JARAMILLO, L. R., ESCOVAR, R. & VESGA, C.J. (1980): Edades K/Ar de Rocas con Alteración Hidrotermal Asociados al Sistema de Cobre y Molibdeno de Mocoa, Intendencia del Putumayo, Colombia. *Geología Norandina* No. 1, p. 11-18, Bogotá.
- KELLOG, J., OGUJIOFOR, I. J. & KANSAKAR, D.R. (1985): Cenozoic Tectonics of the Panama and North Andes Blocks.- VI Congreso Latinoamericano de Geología, T.I., p. 41-59, Bogotá.
- KROONENBERG, S., LEON, L.A., PASTANA, J.M. do N. & PESSOA, R. (1981): Ignimbritas Pliopleistocénicas en el suroeste del Huila, Colombia y su influencia en el desarrollo morfológico.- *Revista CIAF*, Vol. 6 (1- 3), p. 193-314, Bogotá.
- KROONENBERG, S.B. & DIEDERIX, H. (1982): Memoria Explicativa del Mapa Fotogeológico Preliminar de la Cuenca del Alto Caquetá.- CIAF, p. 60, Bogotá.
- KROONENBERG, S.B., PICHLER, H. & DIEDERIX, H. (1982): Cenozoic alkalibasaltic volcanism in the uppermost Magdalena Valley, Southern Huila Department, Colombia.- *Geología Norandina*, No. 5, p. 19-26, Bogotá.
- LOZANO, H. & MURILLO, A. (1983): Conclusiones presentadas en la 10ª Conferencia Geológica del Caribe del informe: Grandes fallas NW- SE y sus implicaciones en yacimientos minerales de Colombia, en preparación.
- LOZANO, H. (1985): Oro y Plata en Colombia - Areas Promisorias.- VI congreso Latinoamericano de Geología. Tomo III , p. 35-92, Bogotá.
- MARTINEZ DEL OLMO, W. (1991): Esquemas Estructurales Relativos a la Deformación Neógena en la Cadena de los Andes.- IV Simposio Bolivariano «Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas». Tomo I, Trabajo 16, Bogotá.
- MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS Y TRANSPORTE (FONDO VIAL NACIONAL) (1984): *Estudios carretera Mocoa- Pitalito*.- Informe geológico No. 3. La Vialidad Ltda. Bogotá.
- MOJICA, J., & FRANCO, R. (1992): Estructura y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena.- *Geología Colombiana*, 17, p. 41-64, Bogotá.
- MORA, J.A. (1998): Estudio Estratigráfico del Cretácico y Terciario Inferior en el extremo Norte de la Cuenca del Putumayo, alrededores de Belén de los Andaquíes y Morelia, Caquetá.- Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias (Trabajo de Grado No. 412), 69 p., Bogotá.
- MORENO, E. & MENDEZ, A. (1989): Características estratigráficas de la Formación Villeta en el sector NW de la Cuenca del Putumayo.- Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias (Trabajo de Grado No. 218), 66 p., Bogotá.
- MURCIA, A., ORREGO, A. & PEREZ, G. (1981): Geologic Reconnaissance of the Southermost Cauca-Patía Depression.- *Geological Field- Trips Colombia*, Colombian Society of Petroleum Geologist and Geophysicists, 20th Field Conference, p. 34-72, Bogotá.
- NEVERS, G.M., DORMAN, J.H., HARRISON, P.J. & ROJAS, O. (1991): Recent Exploration Results in Northern Putumayo Basin, Colombia.- IV Simposio Bolivariano «Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas». Tomo I, Trabajo 8. Bogotá.
- PEREZ, G. (1980): Evolución Geológica de la Subcuenca del Alto Patía, Departamento del Cauca, Colombia.- *Geología Norandina*, No. 2, p. 3-10, Bogotá.
- SPARKS, R S. J., SELF, S. & WALKER, G.P.L. (1973): Products of ignimbrite eruptions.- *Geology* 1, p. 115-118.
- STUTZER, O. (1934): Contribución a la geología del foso del Cauca Patía.- *Compilación Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*. T. II., p. 69-140, Febrero de 1926, Bogotá.
- TELLO, H. & HERNANDEZ, T. (1976): Investigación Geológica en el Parque Arqueológico de San Agustín Huila.- Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias (Trabajo de Grado), Bogotá.
- UJUETA, G. (1988): Reconocimiento de Campo en el Area de Esnanga (N de la Intendencia del Putumayo y SE del Departamento del Cauca).- Informe inédito de Sun Oil Co. y Esri, Bogotá.
- \_\_\_\_\_ (1990): Lineamientos de Dirección NO-SE en la Cordillera



Oriental de Colombia (sector entre Girardot y Cúcuta) y los Andes Venezolanos.- Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Trabajo de Promoción a Profesor Titular, Mscr., Bogotá.

\_\_\_\_\_ (1991): Tectónica y Actividad Ignea en la cordillera Oriental de Colombia, sector Girardot-Cúcuta.- Simposio sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico, T. I., Manizales.

\_\_\_\_\_ (1992): Lineamientos Río Ariari, Bogotá y Gachalá en los departamentos de Cundinamarca y Meta, Colombia.- Revista Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Natu-

rales, 18 (70): p. 345-358, Bogotá.

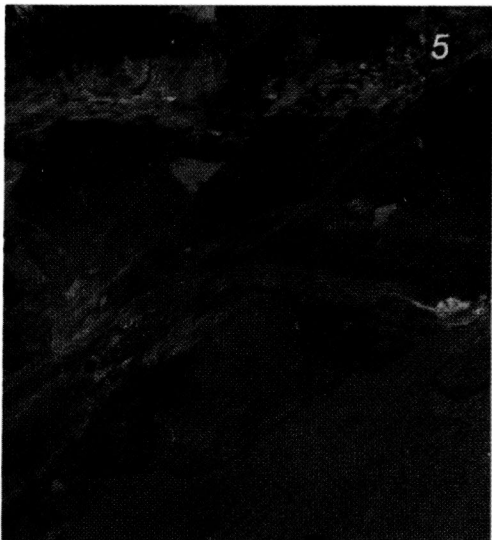
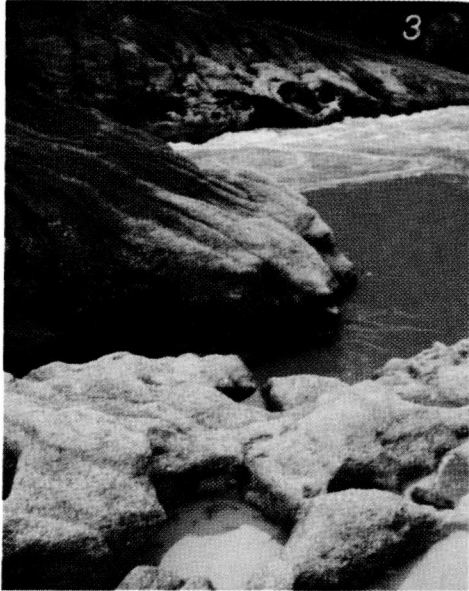
\_\_\_\_\_ (1993): Arcos y Lineamientos de dirección Noroeste-Sureste en las Cuencas Subandinas de Venezuela y Colombia.- Geología Colombiana, 18, p. 95- 106, Bogotá.

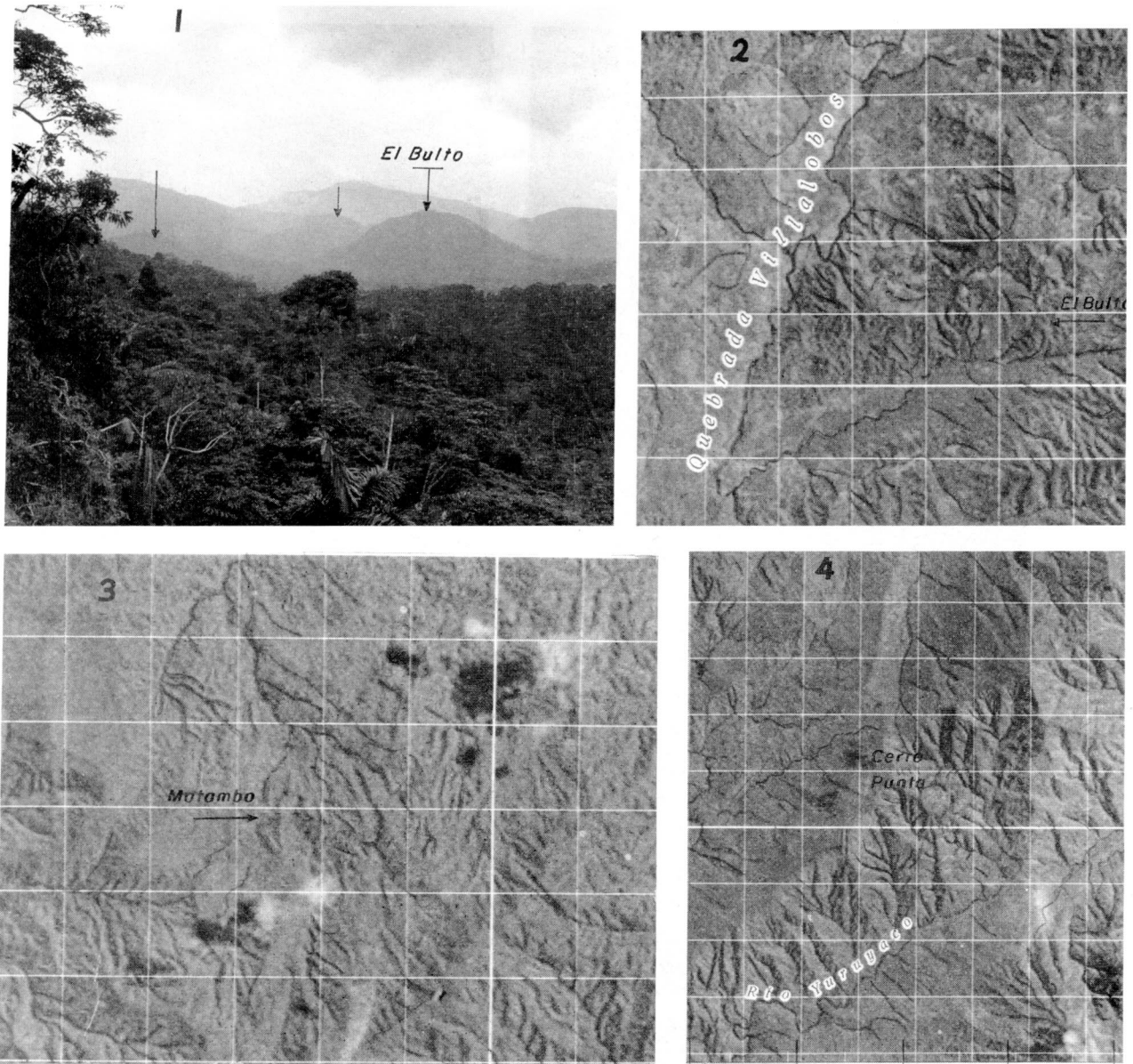
VAN DER WIEL, A.M. (1991): Uplift and volcanism of the Colombian Andes in relation to Neogene sedimentation in the Upper Magdalena Valley (PhD thesis).- Agricultural University of Wageningen, 208 p., Netherlands.

*Manuscrito recibido, Mayo de 1999.*

## LAMINA I

- 1. Estratos de la Formación Rumiayaco. Foto tomada en el km 11 + 500 de la carretera Mocoa- Pitalito.**
- 2. Clastos de la Formación Rumiayaco dentro del conglomerado inferior de la Formación Pepino. Observe la composición de este conglomerado. Foto tomada en inmediaciones del puente sobre el Río Pepino, en la Inspección de Policía de El Pepino.**
- 3. Conglomerado superior de la Formación Pepino. Foto tomada en la desembocadura del Río Madiyaco en el Río Caquetá.**
- 4. Contacto entre la Formación Pepino y la Formación Orteguzza, km 20 + 150 de la carretera Mocoa-Pitalito.**
- 5. Formación Orteguzza. Limolitas grises con intercalaciones de areniscas arcillosas verde oliva, km 21 de la carretera Mocoa- Pitalito.**
- 6. Formación Belén. Interstratificación de arcillolitas arenosas, limolitas y areniscas de grano fino a medio, de colores claros e intercalación de un manto de lignito. Km 22 + 600 de la carretera Mocoa-Pitalito.**





LAMINA II

1. Centros de emisión El Bulto y otro de menor tamaño a la izquierda, morfológicamente bien conservados. Foto tomada hacia el E desde el km 34 de la carrera Mocoa-Pitalito.
2. Cerro (volcán) El Bulto. Foto tomada del Fotomapa 1674 (Pitalito) preparado por la Defense Mapping Agency (USA) a partir de la imagen de Lansat 9/59 de 1989. Escala original 1:100.000.
3. Cerro (volcán) Matambo. Foto tomada del Fotomapa 1674 (Pitalito). Ver localización en la Fig.1.
4. Volcán Cerro Punta. Foto tomada del Fotomapa 1674 (Pitalito). Ver localización en la Fig.1.