

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO - MINERAS

**INVESTIGACIONES PETROLOGICAS EN EL AMBITO DE LAS PLANCHAS
429 PASTO Y 410 LA UNION, CON ESPECIAL ENFASIS EN EL
COMPLEJO VOLCANICO DEL GALERAS**

Informe 2062

Por:

HECTOR CEPEDA V.

1 9 8 6

CONTENIDO

	Página
PROLOGO	48
RESUMEN	49
ABSTRACT	49
1. INTRODUCCION	50
1.1. LOCALIZACION GEOGRAFICA	50
1.2. MARCO GEOTECTONICO	50
1.3. TRABAJOS ANTERIORES	55
1.4. METODOS DE TRABAJO	56
2. PETROLOGIA	56
2.1. COMPLEJO MIGMATITICO DE LA COCHA - RIO TELLEZ	56
2.1.1. PETROGRAFIA	56
2.1.2. METAMORFISMO	57
2.1.3. ORIGEN Y CORRELACION	57
2.2. COMPLEJO METAMORFICO DE BUESACO	57
2.2.1. PETROGRAFIA	57
2.2.2. METAMORFISMO	57
2.2.3. ORIGEN Y EDAD	57
2.3. ROCAS METAVOLCANICAS Y METASEDIMENTARIAS MESO- ZOICAS	58
2.3.1. PETROGRAFIA	58
2.3.2. METAMORFISMO	59
2.3.3. GEOQUIMICA	59
2.3.3.1. <i>Elementos Mayores</i>	59
2.3.4. ORIGEN, EDAD Y CORRELACION	64
2.4. ROCAS SEDIMENTARIAS DEL TERCIARIO	64
2.4.1. FORMACION MOSQUERA	64
2.4.2. FORMACION ESMITA	65
2.4.3. CONJUNTO SEDIMENTARIO DE LA PIALQUER	65
2.5. PLUTONITAS Y SUBVULCANITAS TERCIARIAS	65
2.5.1. PETROGRAFIA	66
2.5.2. ORIGEN Y EDAD	67
2.6. VULCANISMO CENOZOICO	68
2.6.1. GENERALIDADES	68
2.6.2. PETROGRAFIA	69
2.6.3. ORIGEN	72
2.7. EL COMPLEJO VOLCANICO DEL GALERAS	73
2.7.1. VULCANOGRAFIA	73
2.7.2. CLASIFICACION	75
2.7.3. ESTRATIGRAFIA	75
2.7.3.1. <i>Primera etapa del vulcanismo cenozoico</i>	77
2.7.3.2. <i>Segunda etapa del vulcanismo cenozoico</i>	77
2.7.3.3. <i>Actividad Histórica</i>	78
2.7.4. PETROGRAFIA	78
2.7.4.1. <i>Lavas</i>	81
2.7.4.2. <i>Piroclastitas</i>	84
2.7.4.3. <i>Comparaciones</i>	84
2.7.5. GEOQUIMICA	85
2.7.5.1. <i>Elementos mayores</i>	85

	Página
2.7.5.2. <i>Elementos traza</i>	85
2.7.5.3. <i>Isótopos</i>	85
2.7.5.4. <i>Origen y Desarrollo</i>	88
2.7.6. <i>EDAD</i>	90
2.8. <i>CONCLUSIONES</i>	91
3. <i>AGRADECIMIENTOS</i>	93
4. <i>BIBLIOGRAFIA</i>	93
<i>ANEXOS</i>	99

FIGURAS

1. Localización geográfica del área	51
2. Mapa Geotectónico del NW de Suramérica	52
3. Segmentos del Bloque Andino	53
4. Mapa geológico del área estudiada	54
5. Clasificación de vulcanitas mesozoicas del Occidente Colombiano en el doble triángulo de Streckeisen (1980)	62
6. Clasificación de vulcanitas mesozoicas del área de estudio en el diagrama de Ewart (1982)..	62
7. Clasificación de vulcanitas mesozoicas del Occidente Colombiano en el diagrama de Ewart (1982)	63
8. Clasificación de vulcanitas mesozoicas del Occidente Colombiano	63
9. Series y vulcanitas mesozoicas	65
10. Vulcanitas y ambientes tectónicos	66
11. Clasificación de subvulcanitas	68
12. El Complejo Volcánico del Galeras: Geología	74
13. Esquema del Volcán Galeras	76
14. Glaciación en el Volcán Galeras	77
15. Clasificación de lavas cenozoicas del Complejo Volcánico del Galeras en el Diagrama de Ewart (1982)	86
16. Clasificación de lavas cenozoicas del Complejo Volcánico del Galeras en el doble triángulo de Streckeisen (1980)..	86
17. Series y vulcanitas cenozoicas: Lavas del Complejo Volcánico del Galeras en los diagramas de discriminación de Miyashiro (1974)	87

	<u>Página</u>
18. Vulcanitas cenozoicas del Complejo Volcánico del Galeras en el diagrama AFM	87
19. Isótopos en vulcanitas cenozoicas de los volcanes Galeras, Ruiz y Puracé	90
20. Isótopos en vulcanitas cenozoicas de los volcanes Galeras, Ruiz y Puracé	91

TABLAS

1. Contenido de elementos mayores (% peso) y Norma de Rittmann en vulcanitas mesozoicas de las Planchas 429 Pasto y 410 La Unión	60
2. Actividad histórica registrada del Volcán Galeras	79
3. Contenido promedio de elementos mayores (% peso) y Traza (ppm) y Norma de Rittmann de lavas del Complejo Volcánico del Galeras	82

ANEXOS

1. Contenido de elementos mayores y traza y Norma de Rittmann de lavas del Volcán Galeras	99
2. Contenido de minerales modales de lavas del Volcán Galeras	111

* * *

PROLOGO

SINDAMANOY

Después de atravesar Hilqui-Pamba (la llanura sagrada), el camino introduce al viajero en el cuerpo de la Cordillera Oriental Andina; el frío se hace más palpable, más agreste, pronto se descubre en la lejanía una inmensa masa de agua conocida como La Cocha o Sindamanoy. Junto a ella se levantaba una tribu o pueblo habitado por gentes amables y trabajadoras.

En los tiempos de la creación, el sol quemaba fuerte y llegaba a producir fatiga, pero nadie deseaba que se fuera, mas los sacerdotes habían dicho que el sol iba a dejarlos sin saber hasta cuando. Y un mal día los indígenas vieron como su astro se acercaba al ocaso dejadamente, anunciando su despedida y todos estaban tristes por aquella desgracia; si el sol se iba ellos morirían de frío.

En la tribu, seis jóvenes vestidas de capisayo blanco, observaban cómo el sol las abandonaba, cada momento se acercaba más al horizonte, las nubes tomaban un color rojizo que se irradiaba por todos los lugares. Ellas lo llamaban pero el sol se iba.

Aquellas adolescentes sintieron deseos de despedirlo y comenzar a danzar en círculos en su ofrecimiento. Cuando el sol se ocultó gemían y sollözaban. Esa noche no durmieron, ni al día siguiente porque el sol continuaba oculto, todo estaba oscuro, las lluvias cada vez se hacían más intensas, los campos eran neblina y lodasales, lejos se sentía como el crujido de la muerte. Nadie salía, todos permanecían temerosos.

Hubieron de pasar varias noches para que volviera la calma; un amanecer, del confín de La Cocha se asomó un resplandor que produjo una sensación extraña en las danzantes que esperaban absortas; de pronto un rayo potente y fino se dibujó en la superficie de las aguas; era el sol!.

Las jóvenes mujeres que lo habían extrañado con delirio, de la emoción que sintieron al verle, apretaron a correr y se sumergieron en las aguas de la laguna para ir a su encuentro. El sol que apenas se despegababa del horizonte, las acogió transformándolas en aves blancas y desde entonces siempre que sale lo acompañan volando alegremente.

De esta manera fue que los indígenas supieron que su astro dios, cansado de haber errado por los cielos durante varios días, se ocultaba en su laguna, que era sindamonoy, nido, refugio del sol. (GRANDA, O., 1984: Leyenda de Nariño).

RESUMEN

El área hace parte del extremo sur del Bloque Andino en Colombia. Las rocas precámbricas del Complejo Migmatítico de La Cocha - Río Tellez, afectadas por metamorfismo de alto grado, hacen parte del núcleo de la Cordillera Centro-Oriental. Las rocas paleozoicas, representadas por el Complejo Metamórfico de Buesaco, están afectadas por metamorfismo de bajo grado y afloran en la Cordillera Central. Las rocas metavolcánicas y metasedimentarias mesozoicas fueron sometidas a metamorfismo desde muy bajo grado hasta bajo grado y conforman la Cordillera Occidental y el basamento de la Depresión Interandina Cauca-Patía. Las formaciones sedimentarias terciarias, Mosquera y Esmita, representan rocas molásicas que rellenan la Depresión Cauca-Patía. Las rocas descritas han sido intruidas por plutonitas y subvulcanitas de composición intermedia.

El vulcanismo cenozoico en el suroeste de Colombia se puede dividir en dos etapas: la primera, más antigua y extinta, se halla relacionada espacio-temporalmente con la actividad subvolcánica precitada y la segunda incluye al vulcanismo actualmente activo. En el área, las dos etapas están representadas y ejemplo de ellas es el Complejo Volcánico del Galeras al cual pertenece el Volcán Gale-
 ras, estratovolcán o volcán-caldera activo, cuya actividad implica riesgo para la vida y actividad económica de los habitantes de sus faldas y alrededores.

La composición química de los elementos mayores de las lavas del Complejo Volcánico del Galeras, indica que son andesitas de la serie calcoalcalina con poca diferenciación; el comportamiento geoquímico de estos elementos y de algunos traza (Li, V, Cr, Co, Ni, Cu, Rb, Sr, Sc, Y y Zr), así como la presencia de xenocristales de olivino y de glomero-cristales, indican que estas lavas se formaron por cristalización fraccionada; sumando a lo anterior la mineralogía, la ubicación geotectónica y los valores de las relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y de $\delta^{18}\text{O}$, podemos concluir que las lavas del

Complejo Volcánico del Galeras son andesitas orogénicas derivadas de magmas formados en márgenes destructivos de placas (arco de islas o margen continental inmaduro), a partir de la cuña del manto y de la corteza oceánica de la Placa de Nazca que subduce bajo la placa de Suramérica, sin haber sufrido contaminación continental significativa.

ABSTRACT

The area is part of the southernmost sector of the Andean Block in Colombia. Precambrian high grade metamorphic rocks, the La Cocha - Río Tellez Migmatitic Complex, make up the center of the Cordillera Central-Oriental; Paleozoic low grade metamorphic rocks, the Buesaco Metamorphic Complex, crop out in the Cordillera Central; Mesozoic low to very low grade metavolcanic and metasedimentary rocks form the Cordillera Occidental and the basement of the Cauca-Patía Interandean Depression; and the Tertiary sedimentary formations, Mosquera and Esmita, are molassic rocks which fill the Cauca-Patía Depression. All of the rocks are intruded by plutons and sub-volcanic bodies of intermediate composition.

Two stages can be distinguished in the Cenozoic volcanism of southwestern Colombia: the first and extinct stage is connected in space and time with the sub-volcanic activity already mentioned; the second includes the present active volcanism. In the study area both stages are present; the Galeras Volcanic Complex exemplifies both, of which the Galeras Volcano, an active strato-volcano or caldera-volcano that presents hazards to the lives and economic activity of the inhabitants of its slopes and adjacent areas, belongs to the final stage.

The chemical composition of major elements of the Galeras Volcanic Complex lavas show that they are calc-alkaline andesites with little differentiation; geochemical behavior of these elements and some trace elements (Li, V, Cr, Co, Ni, Cu, Rb, Sr, Sc, Y and Zr), as well as the presence of olivine xenocrysts and glomerocrysts as show that

these lavas formed by fractional cristallization; the mineralogy, the geotectonic setting and isotopic ratio values of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and $\int^{18}\text{O}$ also help to deduce that the lavas of the Galeras Volcanic Complex are orogenic andesites with little continental contamination derived from magmas formed at a destructive plate margin (island arc or immature continental margins), supplied from the mantle wedge and the oceanic crust of the Nazca Plate which is subducting the Southamerican Plate.

1. INTRODUCCION

1.1. LOCALIZACION GEOGRAFICA

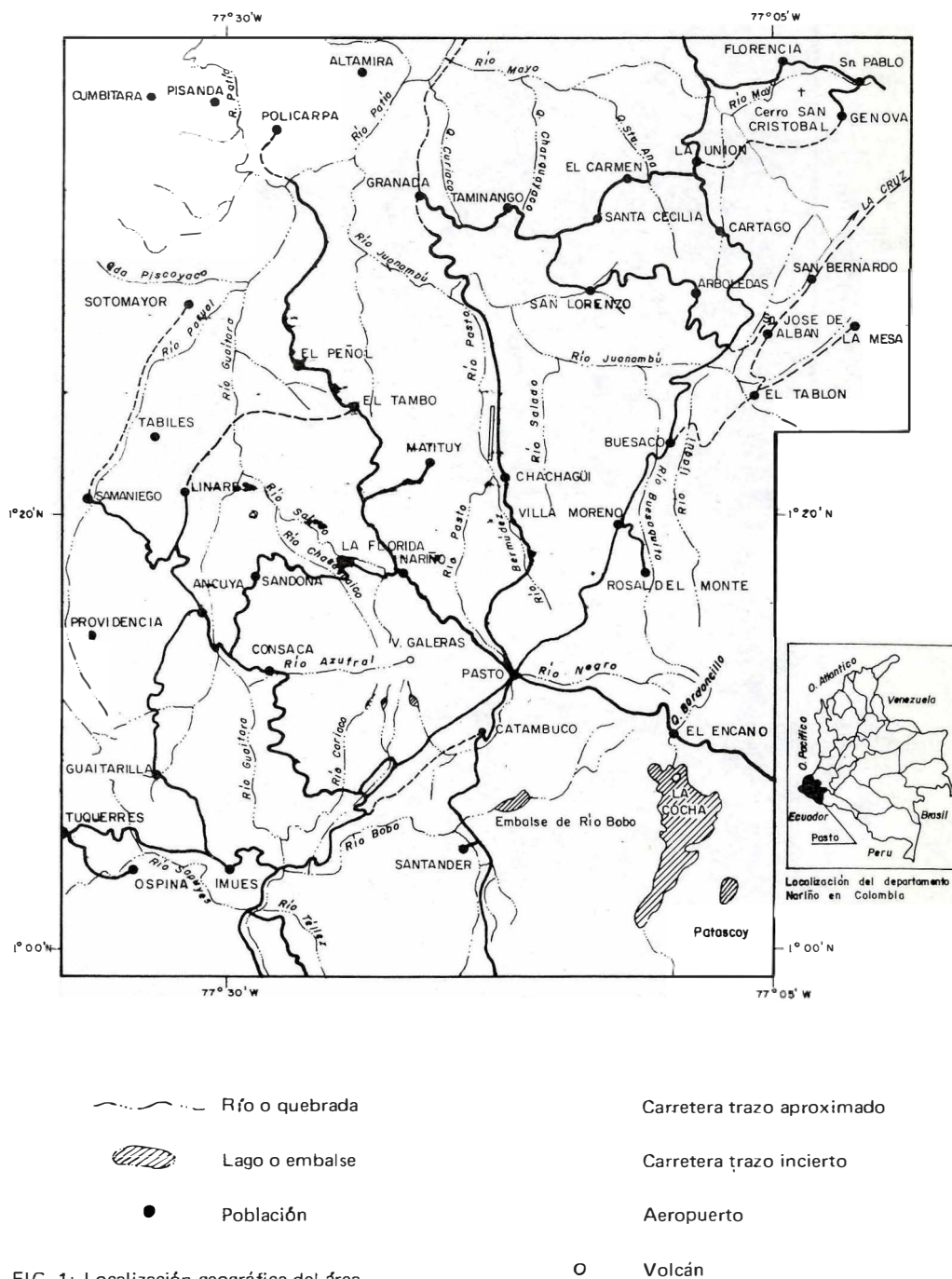
El área de este trabajo se encuentra en el Departamento de Nariño (Fig. 1); en sentido este-oeste abarca dominios de las cordilleras Centro-Oriental y Occidental. En general, hay buenas vías de comunicación, incluido el aeropuerto de Pasto que es la población de mayor importancia; la esquina noroeste es la región de más difícil accesibilidad. La topografía del área es abrupta; más del 70% se halla por encima de 1800 m s.n.m.; el punto más alto se encuentra en el Volcán Galeras (4276 m s.n.m.) y el más bajo en el Río Patía cuando éste sale del área (297 m s.n.m.); la depresión interandina Cauca-Patía ha sido rellenada por material volcánico moderno y levantada para así constituir el Nudo de Los Pastos. Las corrientes fluviales que drenan el área, corren por valles estrechos y profundos en forma de V y donan sus aguas principalmente al Océano Pacífico; sólo menos del 7% del área, esquina sureste donde se ubica La Cocha (Cocha es voz quechua que significa laguna), es drenada por corrientes que entregan sus aguas al Océano Atlántico. Las características topográficas permiten que haya gran variedad de climas, a veces en cortas distancias horizontales.

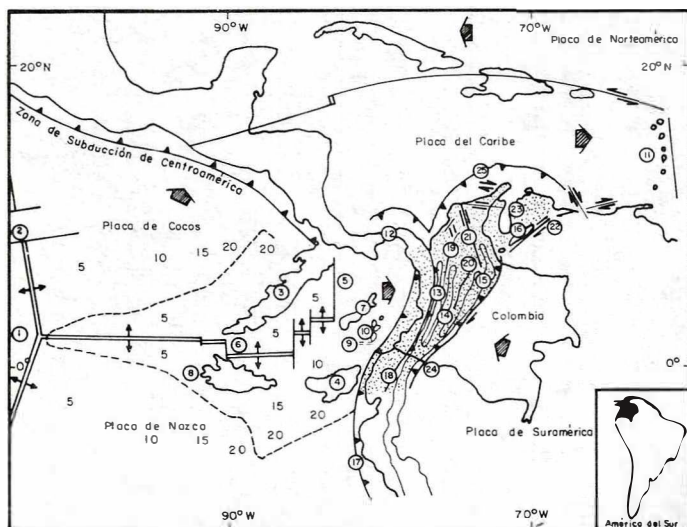
1.2. MARCO GEOTECTONICO

El área hace parte del sector más al sur del Bloque Andino en Colombia (Fig. 2), en el límite entre los segmentos Cauca y Ecuador de Pennington (1979) (Fig. 3), quien, en

base a métodos sísmicos, divide al Bloque Andino de norte a sur en tres segmentos caracterizados por diferencias en grado de inclinación y dirección de la placa litosférica subducente; el Segmento Bucaramanga se localiza entre las latitudes 11°N y 5.2°N y bajo él la zona de Benioff buza entre 20° y 25° con un azimut de $\text{N}109^{\circ}\text{E}$; bajo el Segmento Cauca latitudes 5.2°N a 1.5°N , la placa subducente está inclinada 35° en dirección $\text{N}120^{\circ}\text{E}$; en el Segmento Ecuador, al sur de la latitud 1.5°N , la zona de Benioff buza 35° en dirección $\text{N}35^{\circ}\text{E}$; el Segmento Bucaramanga es el único que no posee vulcanismo activo asociado. El Bloque Andino, en la esquina noroeste de Suramérica, debe su origen a la interacción de las placas litosféricas de Nazca, Suramérica, Cocos y Caribe, tipificando una zona de convergencia destructiva al oeste; esta miniplaca posee una resultante de desplazamiento de dirección NNE y una historia tectónica compleja. Las cordilleras Occidental, Central y Oriental, la Serranía del Baudó, las depresiones intermontanas Atrato-San Juan, Cauca-Patía y Magdalena y el plan del Caribe, son los elementos geomórficos más relevantes que configuran el Bloque Andino en Colombia; éstos, de manera general, son resultado de esfuerzos compresionales de dirección este-oeste que marcan un estilo tectónico de orientación NNE; de estos elementos no aparecen en el área de estudio la Serranía del Baudó, la depresión Atrato - San Juan y el plan del Caribe.

La Cordillera Occidental, en el área de estudio está separada de la depresión interandina Cauca-Patía por el sistema inverso de fallas del Cauca; se compone predominantemente de metamorfitas de baja presión y baja temperatura, derivadas de vulcanitas básicas de afinidad oceánica y de sedimentitas de origen marino; estas rocas mesozoicas fueron intruidas por el Batolito de Piedrancha en el Terciario (Fig. 4); el borde occidental de la cordillera posee una anomalía de Bouguer simple de carácter positivo (CASE, *et al*, 1973) lo que indica falta de raíces. La depresión Cauca-Patía, entre las cordilleras Centro-Oriental y Occidental, está separada de la primera por el Sistema de Fallas de Romeral;





Tomado de Lüschen, 1982; Kellog & Bonini, 1982 y Pennigton, 1979.

CONVENCIONES

- | | |
|--|---|
| (1) Placa del Pacífico | (13) Cordillera Occidental |
| (2) Dorsal del Pacífico Este | (14) Cordillera Central |
| (3) Dorsal de Cocos | (15) Cordillera Oriental |
| (4) Dorsal de Carnegie | (16) Serranía de Mérida |
| (5) Zona de fractura de Panamá | (17) Zona de Subducción de Suramérica |
| (6) Rift de Galápagos | (18) Falla del Atrato |
| (7) Dorsal de Malpelo | (19) Falla de Romeral |
| (8) Islas Galápagos (Punta Caliente) | (20) Falla de Salinas |
| (9) Zona de expansión extinta | (21) Falla de Santa Marta - Bucaramanga |
| (10) Graben de Yaguajay | (22) Falla de Bacaná |
| (11) Antillas Menores | (23) Falla de Oca |
| (12) Istmo de Panamá | (24) Falla Frontal Andina del Este |
| (25) Falla Marginal del Sur del Caribe | |



Bloque Andino



Dirección del movimiento relativo de las placas

5, 10, 15, 20 Edad de la corteza oceánica (millones de años)

FIG. 2: Mapa geotectónico del NW de Suramérica.

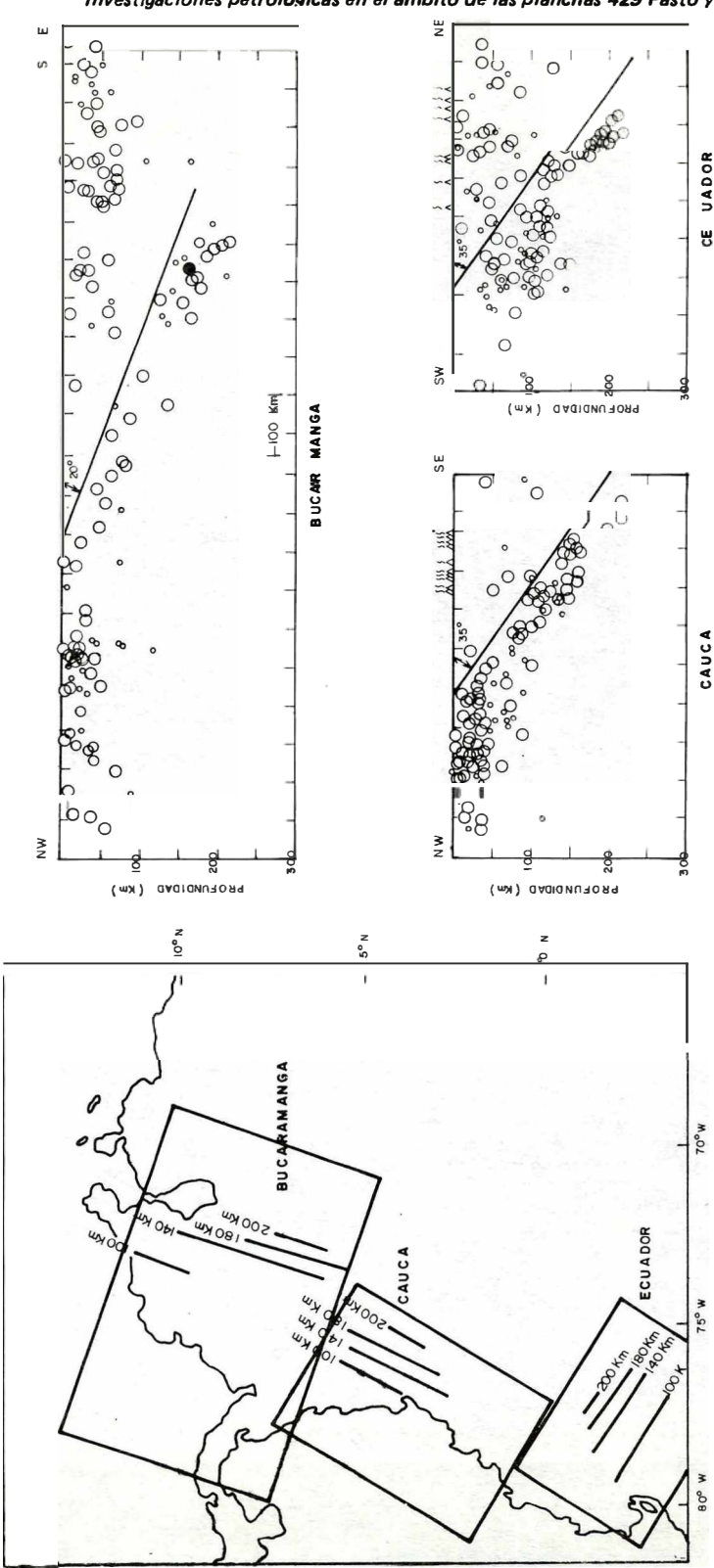


Figura 1. Distribución de la zona de Bombo en los segmentos del Bloque Andino.

(Tomado de Reining y 1979)

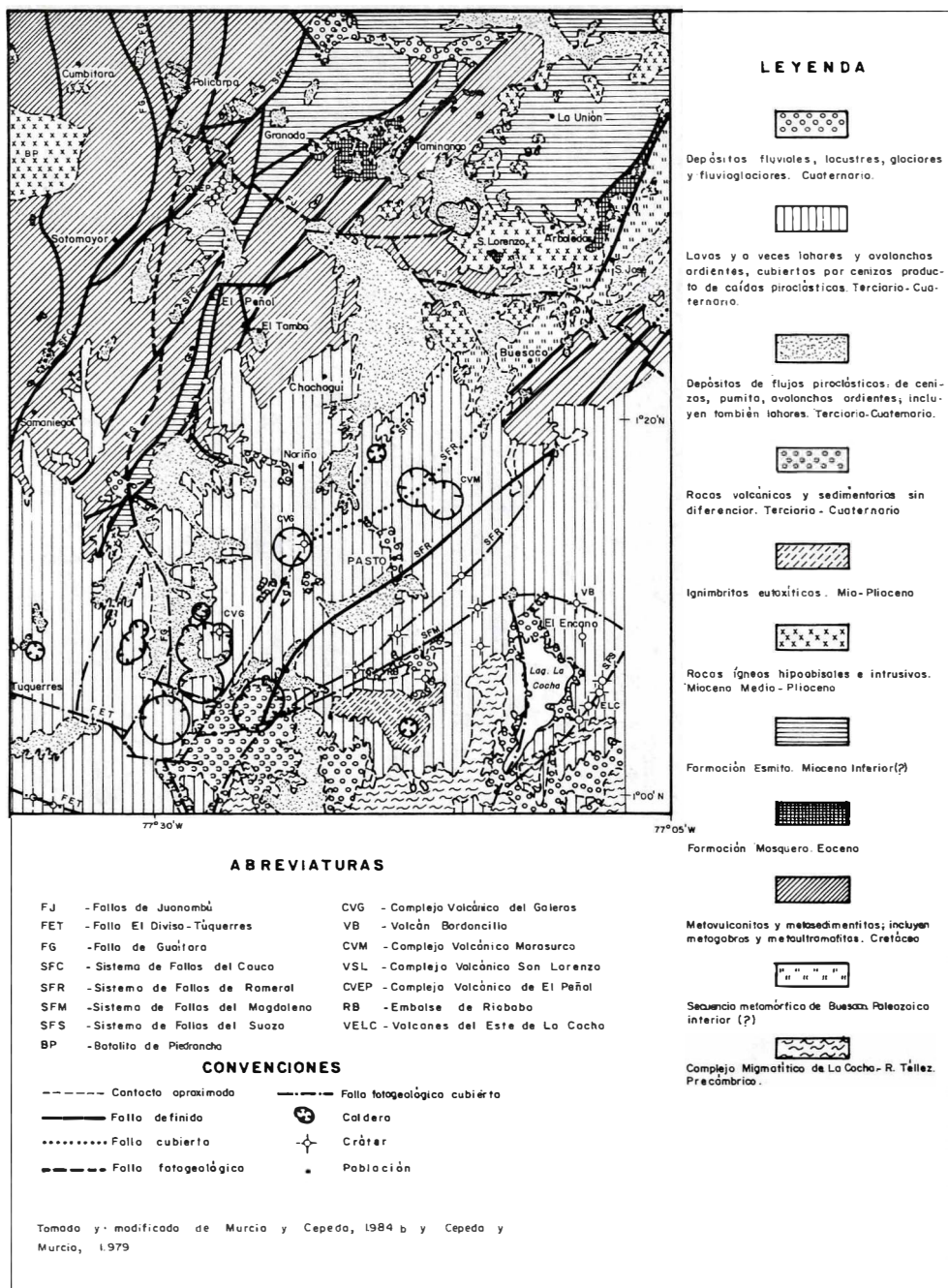


FIG. 4: Mapa geológico del área estudiada.

está constituida por el mismo tipo de roca de la Cordillera Occidental, intruida por cuerpos hipoabisales de composición intermedia y rellena por la molasa terciaria y los productos del vulcanismo terciario-cuaternalio. La Cordillera Centro-Oriental, desarrollada sobre corteza continental, está conformada por un núcleo de rocas migmatíticas precámbricas, cubierto por metamorfitas paleozoicas y mesozoicas, e intruida por cuerpos hipoabisales intermedios del Terciario y todos estos cubiertos por vulcanitas terciario-cuaternalias; esta unidad geomórfica es la sumatoria de las cordilleras Central y Oriental y de la depresión del Magdalena cuyas últimas manifestaciones son el Valle de Sibundoy (fuera del área) y La Cocha; esta cordillera presenta una anomalía de Bouguer simple de carácter negativo (CASE, *et al*, 1973) y posee un espesor de 45 km; calculado inmediatamente al sur del área del presente estudio.

Fuera de los sistemas de falla de dirección general NNE (Cauca, Romeral, Magdalena y Suaza), atraviesan el área los Sistemas de El Diviso-Túquerres y Río Juanambú de dirección NSW, fácilmente detectables los últimos en imágenes LANDSAT; los sistemas de dirección NNE desplazan aquellos de dirección NSW (Fig. 4).

Estas cordilleras y depresiones intermontanas y en general el Bloque Andino, producidos por subducción y obducción repetidas y continuadas a lo largo de su historia geológica, deben su origen a fenómenos de acreción y reabajamiento del borde occidental del Continente Suramericano.

1.3. TRABAJOS ANTERIORES

En el siglo pasado fueron estudiadas varias regiones del país por parte de naturalistas y nacionales que se interesaron, entre otros, por temas relacionados con minería, geología, sísmica y geografía; para el presente estudio son de destacar A. von Humboldt, J.B. Boussingault, D. Roulín, A. Cornette, G. Landgrebe, H. Karsten, A. Perrey, L.K. Schmarda, A. Codazzi, W. Reiss, A. Stuebel, Saffray, E. André, J. Esguerra,

M. Thielmann, J.M. Zujovic, C. Hoepfner, F. Pereira, V. Restrepo, H.A. Schumacher, A. Hettner, R. Kuch, W. Bergt y F. Regel; referencia acerca de los trabajos efectuados por los citados investigadores se encuentra consignada en Schumacher (1884), Reiss & Stuebel (1899), Royo y Gómez (1942a) y Hantke & Parodi (1966).

De comienzos a mediados del presente siglo se continuaron las investigaciones de la geología orientadas principalmente hacia la búsqueda de recursos minerales; atención fue puesta a los recursos asociados con el vulcanismo, tales como azufre y aguas termales, prestándose éste para hacer precisiones acerca de las vulcanitas del área; en este lapso son de destacar los trabajos de Chaves (1907), Mercalli (1907), Hempel (1914), Sapper (1917), Lleras Codazzi (1925, 1926, 1927, 1928, 1929), I. Friedlaender (1927), Stutzer (1934) Zarama (1927), Wolff (1929), Grosse (1930, 1931, 1935), Rodríguez y Zarama (1934), Villa (1935), De Mier (1936), Ramírez (1938, 1948), Hammerle (1940), Royo y Gómez (1942 a, b, c), Bueno (1948, 1951, 1953, 1954), Gutiérrez (1950), Hubach (1951, 1953, 1954), Rincón y López (1952), Van der Hammen (1954) y Forero (1956). En la década del 70 se da inicio a la actual etapa de estudios geológicos; geofísicos, vulcanológicos y petrológicos en el área o relacionados con ella; Case *et al* (1973) hacen un perfil gravimétrico siguiendo el Oleoducto Trasandino, al sur del área; en 1973 se efectuaron trabajos de campo del proyecto de geofísica Nariño I, con el fin de obtener datos de la transición océano-continente en el suroeste colombiano, y sus resultados fueron editados por Ramírez y Aldrich (1977); Alvarez (1979a) presenta los resultados de sus investigaciones geológicas y petrológicas de intrusiones meso-cenozoicas del occidente colombiano; como parte del trabajo encaminado a producir el mapa geológico del Departamento de Nariño, Ponce (1979), da informaciones acerca de la geología del sureste de tal departamento; Alvarez *et al* (1979) y Alvarez y Linares (1979a), ofrecen los resultados de dataciones radiométricas de intrusiones del área; Espinosa (1980) nos ofrece los resultados de los

estudios geológicos y petrológicos de las rocas básicas y dataciones radiométricas de intrusiones de la depresión Cauca-Patía en el sur de Colombia; Goberna (1981) presenta los resultados de los trabajos de los proyectos Nariño II y III; Murcia y Marín (1981), Murcia (1982), Ramírez (1982) y Murcia (1984) consignan información relacionada con el vulcanismo pliocuaternario en Colombia; en 1982 aparece publicado el Mapa Geológico de Nariño, escala 1:400.000, elaborado por Arango y Ponce; Murcia y Cepeda (1984b) presentan el Mapa Geológico de la Plancha 429 Pasto, escala 1:100.000 y Cepeda (1984) ofrece un adelanto, relacionado exclusivamente con el Volcán Galerías, de los resultados del presente estudio.

1.4. METODOS DE TRABAJO

Como resultado de los trabajos de cartografía llevados a cabo por el INGEOMINAS-Oficina Regional de Popayán en las planchas 429, Pasto y 410, La Unión, surgió la necesidad de adquirir un mejor conocimiento de las rocas volcánicas y sus procesos de formación; la inquietud se dirigió hacia las rocas volcánicas más modernas debido a su abundancia y variedad; se estimó conveniente efectuar una investigación petrológica para poder conocer el origen de estas vulcanitas y su relación con las rocas que están asociadas a ellas geológica, tectónica y geográficamente.

Se comenzó el presente estudio diferenciando cartográficamente los tipos de roca y averiguando sus interrelaciones espacio-temporales en el área del Complejo Volcánico del Galerías; ésto fue utilizado en la versión final de los mapas geológicos de las Planchas 429, Pasto y 410, La Unión. Durante las labores cartográficas se tomaron muestras de roca para análisis químicos y petrográficos.

La determinación de la composición mineralógica fue hecha con métodos petrográficos corrientes y se utilizó la platina universal para la identificación de plagioclasas. La determinación de elementos mayores fue hecha con fluorescencia de rayos X

(XRF), absorción atómica (AAS) y espectrometría de rayos X (XRS); los elementos trazas fueron determinados mediante absorción atómica, espectrometría de plasma, cromatografía de intercambio iónico y espectrometría de rayos X. Los análisis fueron hechos en los laboratorios del Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Kiel bajo la dirección de Profesor Dr. Paul K. Hoerman y la asesoría del Dr. Heinrich Eulert.

2. PETROLOGIA

En este capítulo se hace un análisis de los aspectos petrográficos, petrogenéticos, de edad y de correlaciones de las unidades litológicas que afloran en el área de estudio. Las consideraciones propiamente petrológicas se consignan en forma explícita, con especial énfasis en lo relacionado con las rocas volcánicas e intrusivas mesozoicas y cenozoicas.

2.1. COMPLEJO MIGMATITICO DE LA COCHA-RIO TELLEZ (MURCIA Y CEPEDA, 1984a, c)

Estas rocas, de edad precámbrica, afloran en parches en la parte sureste del área; casi en su totalidad se hallan cubiertas por materiales del vulcanismo cenozoico.

2.1.1. PETROGRAFIA

El complejo se halla conformado por orto y paraneíses, granitoides y basaltos y anfibolitas; son comunes las texturas homófonas, pegmatoides, estromáticas, diktioníticas, nebulíticas, amigdalares, subofíticas y cataclásticas. Estas rocas presentan al microscopio características texturales similares a las observadas por Galvis *et al* (1979), y por Galvis y Huguett (1982) en rocas migmatíticas de Colombia, como son el desarrollo de microclina poikilítica, de zonación en plagioclasas, presencia de cuarzo, circón y apatito redondeados y desarrollo de pertitas y mirmequitas en granitoides, neíses y anfíbol pasando a biotita en anfibolitas (MURCIA y CEPEDA, 1984c).

2.1.2. METAMORFISMO

Dada la composición mineralógica descrita por Murcia y Cepeda (1984c; Tablas 1, 2, 3 y 4) y el carácter migmatítico del complejo, se puede decir que la unidad pertenece al alto grado de metamorfismo, sin que se hayan encontrado aún rocas típicas de la zona regional del hipersteno, o sea las granulitas de Winkler (1979), quizás debido a fenómenos de blástesis, principalmente feldespaticización potásica, como lo sugiere Galvis *et al* (1979), o simplemente porque sólo se ha llegado a obtener anfibolitas de alto grado. Es de hacer notar la presencia de eclogitas (?) que en forma de fragmentos aparecen en depósitos de avalanchas ardientes, provenientes del área volcánica de Doña Juana - Animas-Petacas-Tajumbina, que deben estar genéticamente relacionadas con el complejo migmatítico en dicha área.

2.1.3. ORIGEN Y CORRELACION

Las rocas del Complejo Migmatítico de La Cocha-Río Tellez, al igual que las del Complejo Migmatítico de Mitú (GALVIS, *et al*, 1979), las rocas migmatíticas del Macizo de Garzón y las migmatitas que en general hacen parte del núcleo de la Cordillera Central, se debieron originar a partir de una serie de eventos tectónicos, magmáticos y metamórficos, relacionados con fenómenos repetidos de acreción y retrabajamiento del borde continental suramericano en el Precámbrico; ésto es sugerido por la manera general como disminuye la edad de las rocas precámbricas, en el sentido E-W.

2.2. COMPLEJO METAMORFICO DE BUESACO

(CEPEDA y MURCIA, 1979)

Las rocas de este complejo afloran al noreste del área en una franja de orientación NNE (Fig. 4) y se correlacionan con los grupos Cajamarca de Nelson (1962a), Ayurá-Montebello de Botero (1963) y Valdivia de Hall, *et al* (1972); también es correlacionable con el Complejo de Esquistos Verdes (Grünschiefer-Komplex) estudiado por Herbert (1977) y que se halla localizado en

la Cordillera Oriental del Ecuador, prolongación de la Cordillera Central de Colombia, en la cual aflora el Complejo Metamórfico de Buesaco; todas estas rocas son consideradas como pertenecientes al Paleozoico inferior. Los afloramientos más meridionales que se conocen de esta unidad se localizan al noreste de Villamoreno; se encuentran xenolitos del complejo en lavas del Volcán Galeras y más al sur de este volcán, en Colombia, no se conocen más manifestaciones, por lo cual es posible que pinche a la altura del citado volcán para reaparecer en la Cordillera Oriental del Ecuador.

2.2.1. PETROGRAFIA

El Complejo está constituido en general de metabasitas al oeste y metafelsitas al este; las metabasitas están representadas por esquistos verdes con clorita, actinolita, cuarzo, plagioclasa y clinozoisita; las metafelsitas son cuarcitas, esquistos cuarzosos, esquistos cuarzo micáceos y esquistos micáceos con cuarzo, mica blanca, plagioclasa y epidota. Intercalados con los esquistos verdes se presentan esquistos grafitosos.

2.2.2 METAMORFISMO

La composición mineralógica dominante típica de la facies esquistos verde y la presencia de clinozoisita junto con clorita, actinolita cuarzo y mica blanca en la unidad, indican grado bajo de metamorfismo, de baja temperatura representada por la zona albita-clorita-actinolita (WINKLER, 1979). En otras áreas, tanto al norte como al sur, el metamorfismo alcanza la parte de alta temperatura del bajo grado de metamorfismo y por ejemplo en el Ecuador alcanza a pertenecer al comienzo del grado medio (HERBERT 1977).

La presencia de andalucita en metapelitas de la carretera El Empate-Berruecos (Arboledas) es debida a efectos de metamorfismo de contacto.

2.2.3. ORIGEN Y EDAD

La mayoría de los investigadores que

han trabajado sobre este complejo en Colombia y el Ecuador, coinciden en señalar que se originó a partir una secuencia eugeosinclinal compuesta de vulcanitas básicas y sedimentitas formadas en el Paleozoico inferior y sometidas a metamorfismo regional en el Paleozoico medio y/o en el Permo-Triásico (RESTREPO y TOUSSAINT, 1978). Dado el carácter eugeosinclinal de la secuencia original y su composición básica, su carácter metamórfico y sus relaciones espacio-temporales nos llevan a pensar que fue acrecionado al continente por fenómenos ligados a márgenes destructivos de placas y procesos orogénicos asociados.

2.3. ROCAS METAVOLCANICAS Y METASEDIMENTARIAS MESOZOICAS

Se han utilizado varios nombres para identificar estas rocas de manera total o parcial: Grupo Diabásico (NELSON, 1962b), Grupo del Dagua (BARRERO, 1979), Estratos de Chita (GROSSE, 1935) y Formación Quebradagrande de Botero (1963), entre otros. Conforman bloques tectónicos de diferente tamaño que guardan similitudes litológicas y que se hallan, al menos, espacialmente asociados. Estas rocas conforman la Cordillera Occidental y se extienden hasta la parte alta del flanco oeste de la Cordillera Central. En el área de trabajo (Fig. 4) afloran en la parte noroeste; en parte se hallan cubiertas por materiales más jóvenes especialmente por los originados en el vulcanismo cenozoico. En el Ecuador tienen una distribución similar incluyendo, de oeste a este, las cordilleras de la Costa, la Occidental y el flanco oeste de la Oriental.

2.3.1. PETROGRAFIA

Los tipos de roca principales son lavas, piroclastitas básicas y sedimentitas formadas en diferentes ambientes de dominio marino, ocasionalmente con gabros y ultramafitas, y han estado sometidas, en mayor o menor grado, a condiciones de metamorfismo; se presentan pizarras y filitas formadas a partir de sedimentitas, y algunas vulcanitas alcanzan a desarrollar foliación incipiente, pero las texturas originales se conservan total

o parcialmente; texturas cataclásticas son comunes debido al intenso tectonismo a que han sido sometidas.

Las metasedimentitas se formaron principalmente a partir de chert, limolitas y grauvacas, y las metavulcanitas a partir de basaltos, a veces almohadillados y/o amigdalares, brechas de almohadillas (*pillow, breccias*), brechas piroclásticas amigdalares, hialoclastitas, lapillitas (*lapillistone*) y tobas gruesas (*coarse tuff*).

Las metalimolitas, a veces ricas en materia orgánica, se componen de cuarzo, epidota, plagioclasa, clorita, prehnita, pumellyita, mica blanca, óxidos de hierro y magnetita; el metachert presenta venillas de calcita; las metagrauvacas contienen plagioclasa, sericita, clorita, cuarzo policristalino y litoclastos de basaltos, andesitas, cuarcitas y esquistos micáceos.

Los metabasaltos conservan sus texturas originales de manera parcial o total; domina la subofítica, son faneríticos finos a medios, a veces son amigdalares y/o ligeramente porfiríticos; la mineralogía es dominada ampliamente por plagioclasas y clinopiroxenos (pigeonita); magnetita o ilmenita, olivino y vidrio son los accesorios más importantes. La plagioclasa es subhedral a anhedral y está maclada según la ley de Carlsbad; frecuentemente se halla epidotizada y/o sericitizada y su contenido en la roca fluctúa entre 27 % y 41 % que disminuye cuando aumenta el metamorfismo. El piroxeno define la textura subofítica con la plagioclasa, es subhedral, a veces presenta macla de dos individuos paralelos, se altera a clorita y/o anfíbol y su contenido en la roca varía entre 32 % y 64 %. El olivino, cuando se presenta, se halla alterado a minerales de serpentina (antigorita ?). El metálico, magnetita y/o ilmenita, se halla diseminado y pocas veces supera el 5 %. Clorita, variedad delessita fundamentalmente, aparece rellenando vesículas y fracturas, reemplazando al piroxeno y acompañando a cuarzo, calcita y pumellyita; puede llegar a conformar hasta el 10 % de la roca. Epidota se presenta como producto de alteración de plagioclasa; es de notar

que la clinozoisita, variedad pobre en Fe, se presenta cuando las rocas muestran efectos metamórficos más acentuados. Pumpellyita se halla asociada con epidota, variedad rica en Fe, cuarzo, calcita y prehnita, muy comúnmente rellenando fracturas. Sericita aparece como producto de alteración de plagioclasa. Hematita hace de pigmento diseminado en partículas finas. Zeolitas son escasas y rellenan vesículas; Espinosa (1980), reporta la presencia de laumontita en lavas almohadilladas de la región de El Tambo.

La composición mineralógica de las metavulcanoclastitas es similar a la de las metalavas, pero con incremento en contenido de vidrio, litoclastos, cuarzo y muscovita; las texturas, en general, son fluidales con vesiculación como fenómeno notorio, dan la impresión de autoclasticidad y las fracciones más gruesas muestran mayor vesiculación; en algunos lugares se observa gradación normal, disminuyendo la vesiculación, con el tamaño de los clastos; el color rojo dado por hematita es común.

Los metagabros tienen una mineralogía similar a la de los metabasaltos; las metaultramafitas se hallan totalmente serpentinizadas, mostrando desarrollo de crisotilo, antigorita y talco principalmente.

2.3.2. METAMORFISMO

La presencia de clorita, pumpellyita, prehnita, zeolitas (laumontita) y cuarzo, así como la buena preservación de las texturas originales de la mayor parte de las rocas, nos indican que ellas han sido alteradas por metamorfismo de muy bajo grado, en la parte de baja presión. La aparición de epidota pobre en Fe, asociada a ferroactinolita, clorita, muscovita y cuarzo y la desaparición de prehnita, pumpellyita y zeolitas marca el paso a la parte de baja presión del grado bajo de metamorfismo; las rocas que han alcanzado este grado de metamorfismo, son clasificadas dentro de la facies esquisto verde y se pueden distinguir en campo por desarrollar foliación, así sea incipiente; algunas serpentinitas cambian el crisotilo por antigorita indicando así el paso del grado muy bajo al gra-

do bajo de metamorfismo. Fuera de estar afectadas estas rocas por metamorfismo de muy bajo grado y por metamorfismo de bajo grado, en el sentido de Winkler (1979), se hallan afectadas por metamorfismo cataclástico.

2.3.3. GEOQUIMICA

Para análisis químico fueron seleccionadas 11 muestras pertenecientes a diferentes bloques tectónicos, localizados desde el flanco oeste de la Cordillera Central hasta el este de la Cordillera Occidental. Para comparación, se utilizan los datos de Hoermann & Pichler (1980) de lavas mesozoicas del SW de Colombia y de la Serranía del Baudó (MACIA, 1981).

2.3.3.1. Elementos Mayores.- El contenido de elementos mayores y la Norma de Rittmann, para lavas del área de estudio, se hallan en la Tabla 1. El ploteo de la Norma de Rittmann sobre el Doble-triángulo de Streckeisen (1980) cubre los campos 5, 10* y 10, que corresponden respectivamente a plagioclastitas, basaltos cuarzotoleíticos, cuarzomugearitas y basaltos toleíticos cuarzosos y olivínicos; sólo dos muestras no son basaltos: la plagidacita y la cuarzomugearita; la mayoría de las muestras caen sobre el lado QP o muy cerca a él, mostrando la pobreza en K, con tendencia hacia la esquina P, exteriorizando el bajo contenido de cuarzo normativo (Fig. 5). En el diagrama K_2O vs SiO_2 de Ewart (1982), estas rocas ocupan los campos correspondientes a basaltos calcoalcalinos, toleitas bajas en K, andesitas bajas en K y andesitas basálticas calcoalcalinas; las andesita basáltica calcoalcalina corresponde a la cuarzomugearita y la andesita baja en K a la plagidacita; la mayoría de las rocas son toleitas bajas en K (Fig. 6). Se diferencian de las lavas de Hoermann & Pichler (1980) y de Macía (1982), en que estas últimas juntas muestran fuera del carácter toleítico la tendencia calcoalcalina representada por basaltos y andesitas basálticas. La presencia de una absarokita en la Serranía del Baudó se considera anómala, pues no se observa una variación continua desde rocas bajas en K hasta peralcalinas (Fig. 7); la falta de andesi-

TAB. 1: Contenido de elementos mayores (% peso) y norma de Rittmann en vulcanitas mesozoicas de las Planchas 429 Pasto y 410 La Unión (1).

IGM y ESTACION						
ELEMENTOS MAYORES	136081 HC-125V	136077 HC-121V	136086 HC-129V	136087 HC-131V	136083 HC-126Vb	136082 HC-126Va
SiO ₂	46.87	48.75	49.77	49.81	49.98	50.08
Al ₂ O ₃	14.76	13.71	13.67	13.08	14.23	13.69
Fe ₂ O ₃	3.25	2.76	3.52	4.25	2.45	3.17
FeO	7.46	8.11	6.84	8.29	7.30	7.52
MnO	0.18	0.19	0.19	0.22	0.17	0.17
MgO	8.69	7.92	8.11	7.22	8.48	8.17
CaO	11.57	11.61	9.42	10.12	10.73	9.67
Na ₂ O	2.29	2.14	3.72	2.52	2.43	3.12
K ₂ O	0.09	0.12	0.06	0.31	0.53	0.08
TiO ₂	1.06	1.25	0.96	1.30	0.91	1.08
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.07	0.09	0.07	0.08
H ₂ O	3.74	3.65	3.64	2.79	2.48	3.49
Otros	0.06	0.06	0.08	0.00	0.19	0.07
FeO* (1)	10.57	10.78	10.20	12.34	9.67	10.54
FeO*/MgO	1.22	1.36	1.26	1.71	1.14	1.29
K ₂ O/Na ₂ O	0.04	0.06	0.02	0.12	0.22	0.03
K ₂ O + Na ₂ O	2.38	2.26	3.78	2.83	2.96	3.20
DIAGRAMA AFM						
A	11.00	10.80	17.10	12.60	14.00	14.60
F	48.80	51.40	46.20	55.10	45.80	48.10
M	40.20	37.80	36.70	32.30	40.20	37.30
NORMA DE RITTMANN						
Cuarzo	0.00	0.50	0.00	1.20	0.00	0.00
Sanidina	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Plagioclasa	55.20	51.60	58.40	52.50	55.20	56.00
Clinopiroxeno	24.80	27.30	23.30	24.60	23.00	22.00
Ortopiroxeno	8.90	17.70	9.00	18.70	18.40	17.00
Olivino	8.40	0.00	6.00	0.00	0.30	2.10
Magnetita	1.40	1.30	2.10	1.70	1.70	1.50
Ilmenita	1.00	1.10	0.80	1.20	0.80	1.00
Apatito	0.20	0.02	0.20	0.20	0.20	0.20
Otros	0.20	0.20	0.20	0.00	0.50	0.20
I. color	44.80	47.90	41.60	46.30	44.80	44.00
Plag. (% An)	57.00	57.00	36.00	48.00	50.00	44.00
DOBLE TRIANGULO DE STRECKEISEN						
Q	0.00	0.90	0.00	2.20	0.00	0.00
A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	100.00	99.10	100.00	97.80	100.00	100.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sigma (1)	1.46	0.89	2.11	1.18	1.26	1.45
Tao (1)	10.94	8.63	9.66	7.60	12.04	9.11
Nombre (1)	OBTHB	QBTHB	OBTHB	QBTHB	OBTHB	OBTHB
Localidad (1)	CW	CW	CC	CW	CW	CW

(1) Ver explicación al final de la Tabla

Continúa →

IGM y ESTACION

ELEMENTOS MAYORES	136080 HC-124V	136078 HC-122V	136084 HC-127Va	136079 HC-123V	23-9-78-3
SiO ₂	50.43	50.61	51.07	52.94	56.23
Al ₂ O ₃	12.50	14.25	13.41	18.73	13.70
Fe ₂ O ₃	4.98	2.16	2.79	2.66	4.85
FeO	9.37	8.06	8.23	5.17	3.07
MnO	0.16	0.17	0.20	0.11	0.27
MgO	7.24	8.40	7.56	3.55	3.63
CaO	6.87	11.94	10.80	9.68	8.94
Na ₂ O	1.95	1.55	2.28	2.18	3.19
K ₂ O	0.08	0.21	0.21	1.03	0.15
TiO ₂	2.10	1.02	1.17	0.73	0.58
P ₂ O ₅	0.18	0.07	0.08	0.16	0.07
H ₂ O	4.69	1.88	2.04	3.23	4.39
Otros	0.11	0.16	0.15	0.17	0.75
FeO*	14.01	10.17	10.94	7.67	7.71
FeO*/MgO	1.93	1.21	1.45	2.16	2.12
K ₂ O/Na ₂ O	0.04	0.14	0.09	0.47	0.05
*K ₂ O + Na ₂ O	2.03	1.76	2.49	3.21	3.34

DIAGRAMA AFM

A	8.70	8.70	11.90	22.20	22.80
F	60.20	50.00	52.10	53.20	52.50
M	31.10	41.30	36.00	24.60	24.70

NORMA DE RITTMANN

Cuarzo	9.20	4.10	3.70	10.00	16.80
Sanidina	0.00	0.00	0.00	1.70	0.00
Plagioclase	49.30	49.70	51.20	66.80	56.30
Clinopiroxeno,	6.70	24.00	24.20	6.60	14.60
Ortopiroxeno	30.00	19.50	17.90	12.10	8.20
Olivino	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Magnetita	1.60	1.10	1.40	1.30	1.50
Ilmenita	2.40	1.00	1.10	0.80	0.60
Apatito	0.40	0.02	0.20	0.30	0.20
Otros	0.30	0.40	0.40	0.40	1.90
l. Color	41.50	46.20	45.10	21.50	26.90
Plag. (% An)	58.00	67.00	53.00	61.00	43.00

DOBLE TRIANGULO DE STRECKEISEN

Q	15.80	7.60	6.80	12.70	22.90
A	0.00	0.00	0.00	2.20	0.00
P	84.20	92.40	93.20	85.10	77.10
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sigma	0.55	0.41	0.77	1.04	0.84
Tao	4.63	11.65	8.90	18.60	16.17
Nombre	QTHB	QTHB	QTHB	QM	PD
Localidad	CW	CW	CC	CW	CW

Explicaciones:

Sigma =	(K ₂ O + Na ₂ O) / SiO ₂ - 43; Tao = (Al ₂ O ₃ - Na ₂ O) / TiO ₂ ; (% peso).
QBTHB =	Basalto toleítico rico en cuarzo
QTHB =	Basalto cuarzotoleítico
OBTHB =	Basalto toleítico rico en olivino
QM =	Cuarzomugearita.
PD =	Plagidacita
CW =	Cordillera Occidental, incluido el Valle Interandino Cauca - Patía

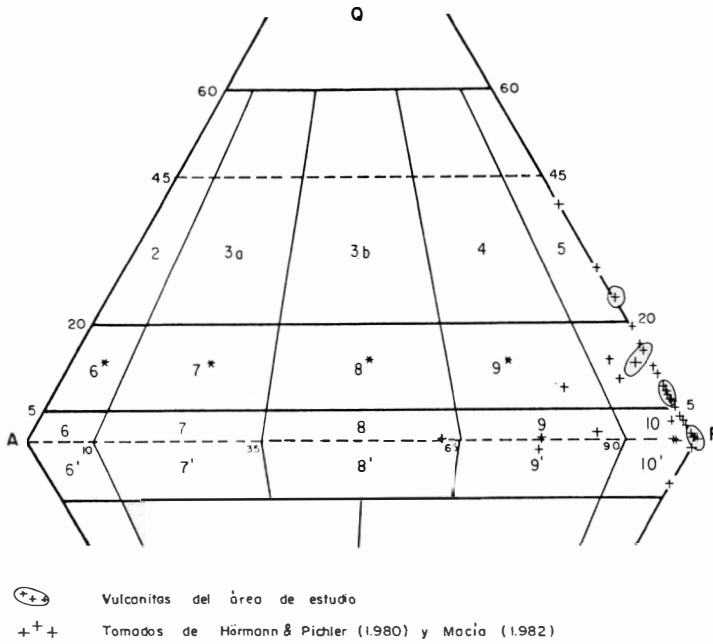


FIG.5: Clasificación de vulcanitas mesozoicas del Occidente Colombiano en el doble triángulo de Streckeisen (1980).

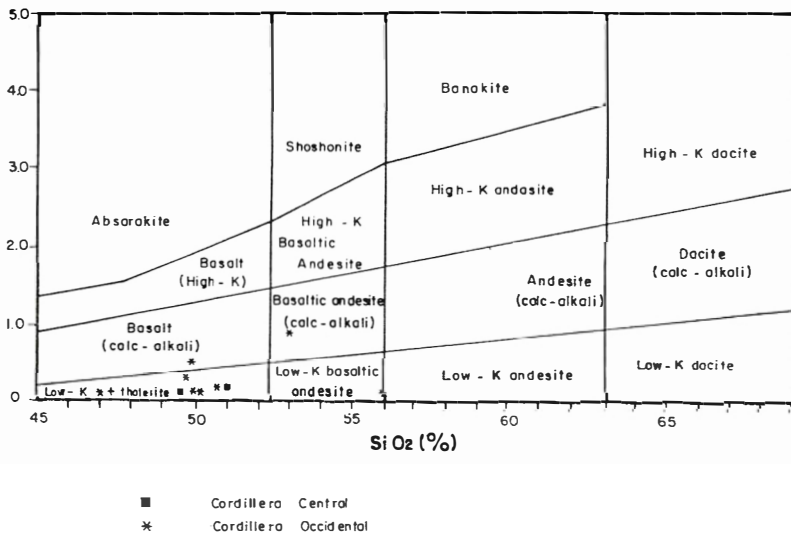


FIG.6: Clasificación de vulcanitas mesozoicas del área de estudio en el diagrama de Ewart (1982).

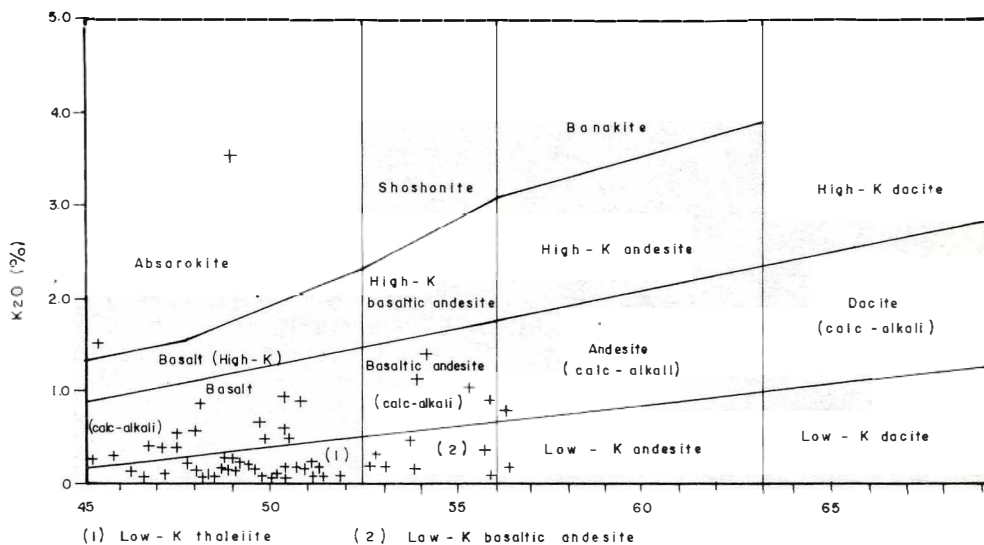


FIG. 7: Clasificación de vulcanitas mesozoicas del Occidente Colombiano en el diagrama de Ewart (1982).

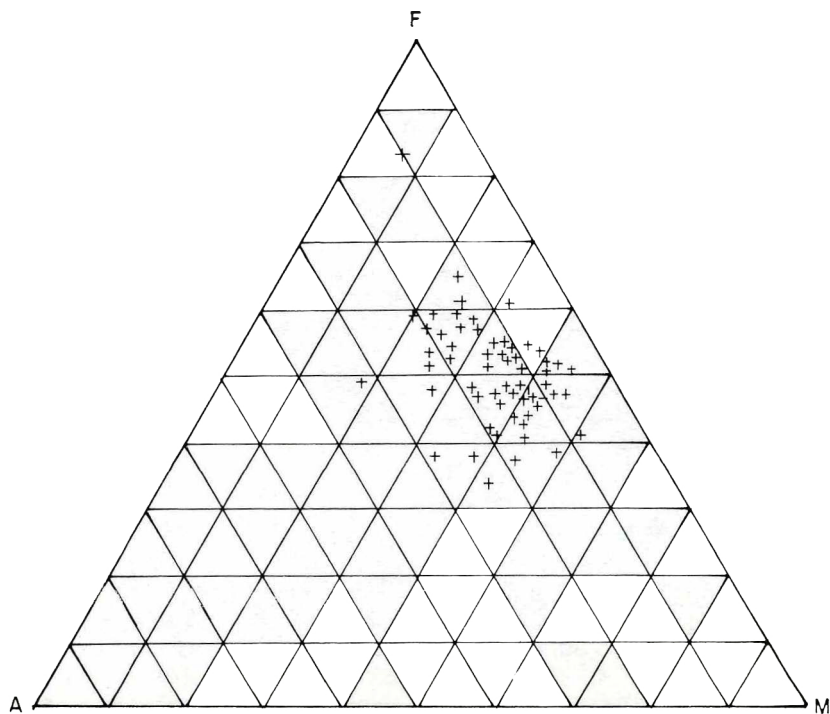


FIG. 8: Clasificación de vulcanitas mesozoicas en el Occidente Colombiano.

tas basálticas bajas en K en la Figura 6, es llenada por las lavas de la Figura 7; estas mismas y otras diferencias se reflejan en la Figura 5, donde se observa que las rocas de las planchas 410 y 429 tienen menos miembros que se alejan de la línea AP y que no tienen rocas subsaturadas en sílice. Tanto en el diagrama AFM (Fig. 8), como en los diagramas SiO_2 vs FeO^*/MgO y FeO^* vs FeO^*/MgO (Fig. 9) de Miyashiro (1974), se observa el dominio de la serie toleítica, con ligera tendencia hacia la serie calcoalcalina, de las vulcanitas mesozoicas de las Planchas 410 La Unión y 429, Pasto, como las del suroeste colombiano y las de la Serranía del Baudó.

De la química de elementos mayores se puede concluir que pertenece a la serie toleítica (baja en K de EWART, 1982) con tendencia hacia las series calcoalcalinas y presencia reducida de exponentes de las series alcalinas (alta en K de EWART, 1982) y/o peralcalina (shoshonítica).

2.3.4. ORIGEN, EDAD Y CORRELACION

Las rocas mesozoicas de las Planchas 410 y 429, tanto las sedimentarias como las volcánicas, se formaron en ambiente marino tipo eugeosinclinal principalmente durante el período Cretáceo; para el caso de las sedimentitas se comparan con las que afloran en el Departamento del Valle, acerca de las cuales se han hecho investigaciones que han identificado sedimentos pelágicos, turbiditas distales, turbiditas proximales, depósitos de plataforma, depósitos de pies de talud continental, depósitos de fosa oceánica y depósitos de pie de monte volcánico o dorsal oceánica (ALUJA, *et al.*, 1975; BARRERO, 1979; ETAYO, *et al.*, 1982). Las vulcanitas se interpretan como formadas en arcos de isla toleíticos inmaduros, dado el predominio de pertenencia a la serie toleítica y la poca influencia de la serie calcoalcalina que se desarrolla en un estadio de madurez arco - insular; esto es mostrado además en el diagrama discriminatorio de Mullen (1983) en la Figura 10, en el cual la mayoría de estas vulcanitas caen claramente en el campo de toleitas de arco de isla y de modo restringido en el campo de rocas calcoalcalinas de arco de isla

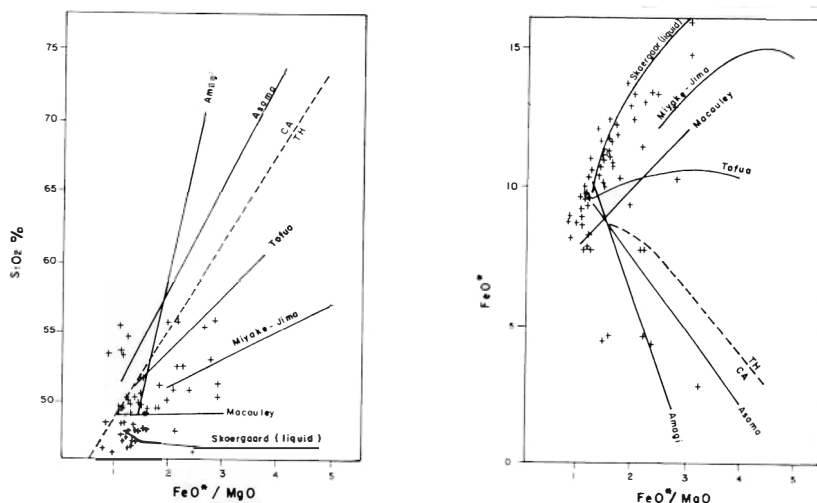
y en el basalto de dorsal meso-oceánica o toleita de monte marino; lo anterior confirma las apreciaciones de Espinosa (1980) referidas a los basaltos del área en El Tambo como formadas en arco de isla, y las de Murcia y Cepeda (1984a), que plantean la posibilidad de que haya rocas pertenecientes a varios ambientes tectónicos relacionados con corteza oceánica; además, todo esto concuerda con Goossens, *et al* (1973), Goossens (1977), Pichler, *et al* (1974), Barrero (1979), Ortiz (1979), Hoermann & Pichler (1980), Espinosa (1980), Macía (1982), y Murcia (1984), que han investigado acerca de vulcanitas mesozoicas del Occidente Colombiano y concluyen que estas rocas se formaron principalmente en arcos de isla toleíticos e inmaduros en el Cretáceo.

Todas estas rocas han sido sometidas a metamorfismo de muy bajo grado y de bajo grado (parte baja) en el sentido de Winkler (1979), durante el transporte a su actual posición, transporte ligado a fenómenos ocurridos en márgenes convergentes-destructivos de placas donde ocurren subducción y obducción combinadas. Producto de la interacción entre las placas de Nazca, Cocos, Caribe y Suramérica se formó la miniplaca denominada Bloque Andino que contiene, en su parte occidental, bloques de afinidad oceánica acresionados al continente de manera más o menos continua, creando una mezcla representativa de diferentes ambientes de formación que sólo pueden ser discriminados con base en estudios detallados sobre cada uno de los bloques tectónicos creados.

2.4. ROCAS SEDIMENTARIAS DEL TERCIARIO

2.4.1. FORMACION MOSQUERA (LEON, *et al*, 1973)

Secuencia sedimentaria compuesta por limolitas grises y violáceas y gruesos bancos de arenisca ortocuarcítica que grada a conglomerados cuarzosos con clastos bien redondeados de cuarzo lechoso y cuarcitas; depositada en cuencas de transición entre ambientes marino y continental, con niveles de



Valores de vulcanitas mesozoicas del Occidente Colombiano en los diagramas de discriminación de Miyashiro (1974).

A los valores de la Tabla 1 se adicionaron los de Hörmann & Pichler (1980) y las de Macía (1982).

FIG. 9: Series y vulcanitas mesozoicas.

carbón que muestran condiciones parálicas. El área de aporte debió estar localizada al este y ser rica en felsitas y metamorfitas. La secuencia se acumuló discordantemente sobre las rocas mesozoicas en el Eoceno medio (?).

2.4.2. FORMACION ESMITA (LEON, *et al*, 1973)

Unidad conformada por una potente secuencia de areniscas cuarzofeldespáticas que gradan a conglomerados polimícticos, y limolitas violáceas y grises; se han interpretado como una secuencia molásica que se depositó, en la depresión Cauca-Patía, discordantemente sobre rocas mesozoicas o sobre la Formación Mosquera; los clastos bien redondeados de los conglomerados, principalmente chert, limolitas silíceas, grauvacas, basaltos y piroclastitas, indican que la Cordillera Occidental era un área positiva y en proceso de levantamiento. La Formación Esmita se halla intruida por varios cuerpos hipobasales entre los que se destacan los stocks de Arboledas con 25 ± 10 m.a de edad (ALVAREZ y LINARES, 1979a), y de San Cristóbal con 13 ± 3 m.a (ALVAREZ, *et al*, 1979); si se tiene en cuenta que el stock de San Cristóbal intruye a la parte media de la Formación Esmita (ALVAREZ,

et al, 1979), la unidad sedimentaria puede tener una edad que cubre el lapso comprendido entre el Oligoceno inferior y el Mioceno superior y como suprayace a la Formación Mosquera se puede inferir una edad máxima post-Eoceno medio.

2.4.3. CONJUNTO SEDIMENTARIO DE TAPIALQUER

Unidad informal compuesta por una secuencia de areniscas arcóscas (?), limolitas y conglomerados polimícticos con clastos de migmatitas y de vulcanitas cenozoicas; el ambiente de deposición es continental con dominio fluvial; la unidad se halla infra y suprayacida por vulcanitas terciario-cuaternarias y no se sabe su edad con exactitud.

2.5. PLUTONITAS Y SUBVULCANITAS TERCIARIAS

Estas rocas se hallan extendidas por toda el área, en sentido este-oeste, relacionadas con las fallas principales; las subvulcanitas se presentan de preferencia en la depresión Cauca-Patía y las plutonitas al oeste del Sistema de Fallas de Romeral en la Cordillera

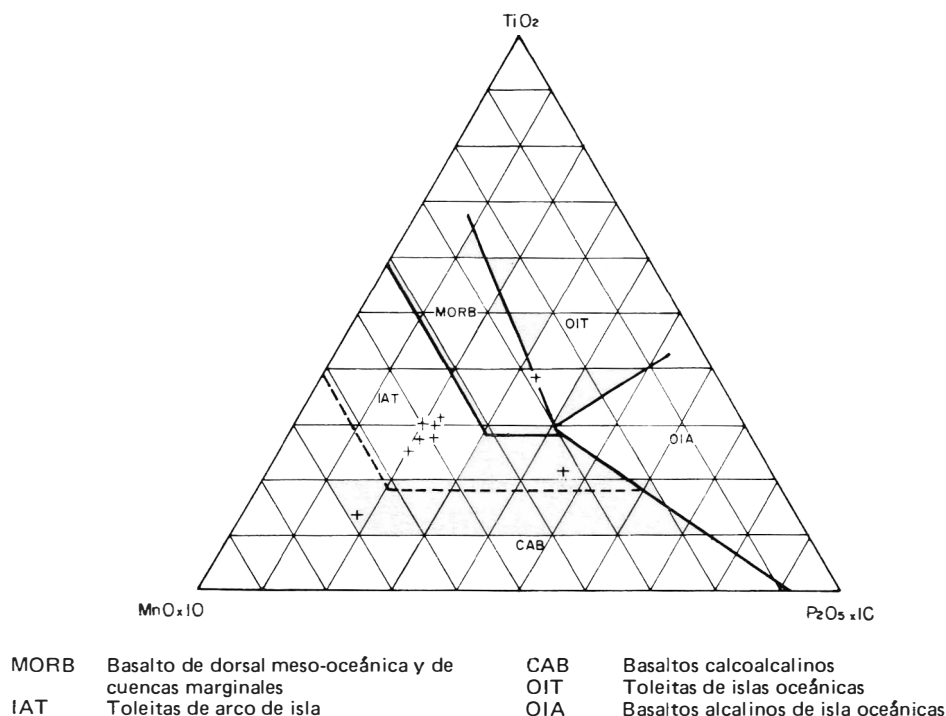


FIG. 10: Vulcanitas mesozoicas del área de estudio en el diagrama de discriminación de Mullen (1983).

Central; los cuerpos subvolcánicos son la mayoría. Estas rocas desaparecen bajo las vulcanitas terciario-cuaternarias.

2.5.1. PETROGRAFIA

Tanto las subvulcanitas como las plutonitas, presentan colores que corresponden a tonos de gris hacia el extremo claro. Las subvulcanitas son porfiríticas, holocristalinas, hipidiomórficas y con matriz afanítica o fanerítica fina; los fenocristales varían entre el 5 % y el 45 %, su mayor diámetro oscila entre 2 y 5 mm, excepcionalmente alcanzan más de 1 cm, se pueden observar varias generaciones de ellos y predominan los félsicos; las texturas de flujo se presentan y varían desde tenues hasta traquíticas. Las plutonitas son equigranulares, holocristalinas, hipidiomórficas, a veces con textura "néisica" y fanerítica de media a gruesa.

Los minerales esenciales de estas rocas son plagioclasa, hornblenda, biotita, cuarzo y feldespato potásico; los accesorios son apa-

tito, pirita, circón, y esfena; los secundarios son óxidos de Fe, calcita, sericita y clorita. La plagioclasa de las subvulcanitas, An_{25-40} , se encuentra tanto en fenocristales como en la matriz, se halla maclada según las leyes de Carlsbad, albita y periclina, zonada y puede llegar a conformar más del 80%, en volumen de la roca; el mineral félsico más común es hornblenda verde, pocas veces la marrón; la biotita marrón es el félsico que sigue en importancia y a veces se desarrolla a partir de la hornblenda; el cuarzo se presenta como fenocristales con bordes redondeados (xenocristal?), policristalino y bipiramidal y es escaso en la matriz; el feldespato potásico se presenta en baja proporción y rara vez como fenocristales. En las plutonitas es de destacar que la plagioclasa, An_{30-40} , se encuentra zonada, con bordes mirmekíticos y reemplazada por feldespato potásico; el feldespato potásico es importante, crece a expensas de la plagioclasa y se halla maclado polisintéticamente; el cuarzo es policristalino, de aspecto intersticial, con extinción ondulatoria y relativamente abundante; el anfíbol,

pleocroico de verde azulado a marrón verdoso, se halla íntimamente relacionado a biotita; la biotita es verde a marrón, cambia a anfíbol y es más abundante que en subvulcanitas. Es de anotar que las principales diferencias composicionales entre subvulcanitas y plutonitas son la mayor abundancia de cuarzo, feldespato potásico y biotita en las segundas. Es de hacer notar la presencia de xenolitos de metamorfitas en plutonitas de la Cordillera Occidental.

Las subvulcanitas se clasifican principalmente como fenoandesitas, fenocuarzoandesitas y fenodacitas hornbléndicas y/o biotíticas y de manera subordinada fenolatiandesitas y fenocuarzolatiandesitas. Las plutonitas se clasifican como fenogranodioritas y fenotrndjemitas.

2.5.2. ORIGEN Y EDAD

La forma, dimensión y localización de las subvulcanitas indican su estrecha relación con actividad volcánica; estos cuerpos pueden representar cuellos volcánicos o la facies subvolcánica de las vulcanitas terciarias; pertenecen a la serie calcoalcalina (ALVAREZ, 1979); del ploteo de los valores de SiO_2 y de K_2O (% peso) para vulcanitas de la depresión Cauca-Patía al sur de 3°N (ALVAREZ, et al, 1979), con el diagrama de Ewart (1982), se obtiene que son andesitas calcoalcalinas, dacitas calcoalcalinas, andesitas altas en K, andesitas basálticas altas en K y basaltos altos en K (Fig. 11); esto último nos indica la tendencia a alejarse del campo calcoalcalino hacia el alcalino o alto en K de Ewart (1982). La actividad que generó estos cuerpos en el área de estudio está comprendida en el lapso Mioceno medio-Pleioceno, si se tiene en cuenta la determinación geocronológica hecha por Alvarez, et al (1979) al stock de San Cristóbal, 13 ± 3 m.a. por el método K/Ar en biotita; las dataciones efectuadas a este mismo tipo de cuerpos en los Departamentos de Cauca y Nariño: Stock de Suárez, 6 ± 1 m.a. por el método K/Ar en hornblenda (ALVAREZ, 1979b) y Stock granitoide de la Quebrada Las minas, 8 ± 3 m.a. por el método K/Ar en biotita (ALVAREZ y LINARES, 1979b), muestran una coincidencia con las de la actividad volcánica en el lap-

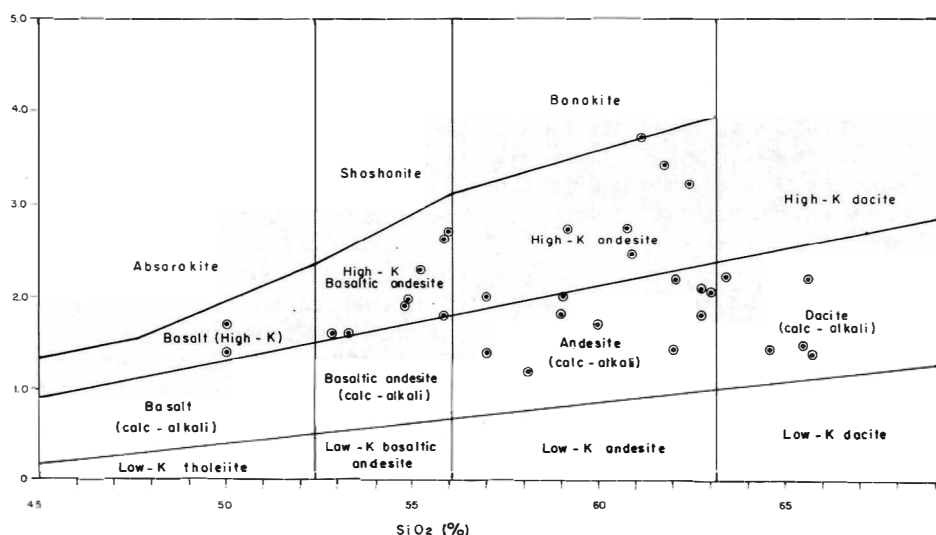
so premencionado y están de acuerdo en las relaciones espacio-temporales con la Formación Esmita.

Las plutonitas a destacar en el área son las relacionadas con el Batolito de Piedrancha, en la Cordillera Occidental y la diorita cuarcítica de El Tambo (ESPINOSA, 1980), el Stock del Río Buesaquito y el Stock de Arboledas en la depresión Cauca-Patía. El Batolito de Piedrancha ha sido datado por Alvarez y Linares (1979a), 62 ± 6 m.a. y 23 ± 3 m.a. por el método K/Ar en hornblenda y biotita respectivamente, por Goebel y Stibane (1979), $30 \pm 1,9$ m.a. por el método K/Ar en hornblenda y por JICA (1984), $6,5 \pm 2,7$ m.a. por el método K/Ar en biotita; el Stock de Arboledas fue datado por Alvarez y Linares (1979a), 25 ± 10 m.a. por el método K/Ar en hornblenda; otras plutonitas similares han sido datadas en los departamentos del Cauca y Valle, a saber: el Stock de Paso de Bobo, $16,5 \pm 0,8$ m.a. (GOEBEL y STIBANE, 1979), el plutón de Anchicayá, 20 y 25 m.a., por el método K/Ar en biotita (BOTERO, 1975); esto nos indica una coincidencia de la actividad plutónica con la subvolcánica en el lapso Mioceno medio-Plioceno y la mayor antigüedad de la plutónica que comenzó en el Paleoceno (?); la actividad subvolcánica ha podido rejuvenecer la edad de las hornblendas y biotitas de los plutones o pudieron suceder contemporáneamente junto con el levantamiento andino a partir del Mioceno; de este modo la actividad subvolcánica y parte de la plutónica pueden ser sinorogénicas.

De las plutonitas hay que destacar:

La zonación frecuente de las plagioclasas, observadas también por Aly (1980) en los mismos tipos de roca de la Cordillera Occidental y de la región de la costa en el Ecuador, lo cual puede significar que son intrusiones relativamente planas y de este modo transicionales hacia subvulcanitas y,

La gran similitud o afinidad química de las plutonitas de la Cordillera Occidental en Colombia (HOERMANN y PICHLER, 1980) y en el Ecuador



Subvulcanitas terciarias de la depresión interandina Cauca-Patía en el diagrama de Ewart (1982)
 Los valores fueron tomados de Alvarez (1979)

FIG. 11: Clasificación de subvulcanitas.

(ALY, 1980), con las vulcanitas básicas mesozoicas, lo que indica una asociación genética íntima representando las facies plutónicas y volcánicas un mismo evento magmático; esta aseveración no encajaría en el factor tiempo, pues los plutones son más jóvenes que las vulcanitas o por lo menos sincrónicos con las más nuevas.

2.6. VULCANISMO CENOZOICO

No se contemplan en este capítulo las vulcanitas representativas de la actividad básica que se desarrolló primordialmente en el Mesozoico, que se pudo haber extendido hasta los comienzos del Terciario; estas rocas han sido descritas anteriormente.

2.6.1. GENERALIDADES

El vulcanismo cenozoico en Colombia se desarrolló en la Cordillera Oriental (?) en

la región de Acevedo en el Huila, al este de La Cocha y en el Valle Alto del Río Magdalena (KROONENBERG, *et al*, 1982), en la Cordillera Central, en el valle Interandino Cauca-Patía y en la Cordillera Occidental; la mayor actividad y los mayores registros se hallan en las cordilleras Central (principalmente al sur de 6°N) y Occidental (principalmente al sur de 1°30'N) y en los valles interandinos. El vulcanismo actualmente activo se localiza al sur de 5,09°N, Volcán Cerro Bravo, en la Cordillera Central y al sur de 1°05'N, Volcán Azufral, en la Cordillera Occidental; el único volcán activo presente en el valle interandino Cauca-Patía es el Galeras. En el suroccidente colombiano se puede dividir la actividad volcánica en dos etapas: la primera representada por lavas, piroclásticas e ignimbritas de un vulcanismo extinto cuyos edificios, en gran parte calderas, están completos o parcialmente erodados; la segunda etapa se desarrolla a expensas de la primera y es así como construye sus edificios so-

bre los antiguos; los edificios de la segunda etapa son fácilmente distinguibles por poseer aún sus formas típicas y entre estos se destacan los pertenecientes al vulcanismo actualmente activo cuyos principales productos son lavas, depósitos de flujo piroclásticos, especialmente de avalanchas ardientes y de flujos de pumita y depósitos de caídas de piroclastos.

En el área tenemos presencia de las dos etapas del vulcanismo, desarrolladas en las tres cordilleras y en los valles interandinos. Como representantes de la Cordillera Occidental se pueden mencionar el Volcán Azufra al oeste de Túquerres, activo; el Volcán Olaya y la Caldera Quitasol extintos. En el valle Interandino Cauca-Patía el Complejo Volcánico del Galeras con el Volcán Galeras activo, las calderas Cuatro Esquinas, Girardot y El Dueño extintos (al oeste de Guaitarilla), el Complejo Volcánico de El Peñol extinto y los volcanes de San Lorenzo extintos, estos últimos nombrados por Royo y Gómez (1942a). En la Cordillera Central se destacan el Volcán Doña Juana activo, inmediatamente al este de La Mesa, el Complejo Volcánico Morasurco extinto, los volcanes extintos Morro El Gallo, Ocoyuyo, San Fernando, El Motilón, Loma Alta y El Tábaro; al este y sureste de Pasto, y la caldera Las Iglesias, extinta, al sureste de Santander; en el valle Interandino del Río Magdalena, representado por el área de La Cocha, el Volcán Campanero extinto y el Volcán Bordoncillo activo. En la Cordillera Oriental se pueden considerar los volcanes extintos Mujundino, Loma Larga y Guayapungo al este de La Cocha; los productos de estos centros de emisión y de otros no reconocibles cubren casi el 50% del área, especialmente la mitad sur (Figs. 1 y 4).

Los edificios reconocibles de la primera etapa son básicamente calderas (Fig. 4), a los que se hallan asociados depósitos sedimentarios lacustres y cuellos volcánicos representados por subvulcanitas; producto de esta etapa son lavas, depósitos de flujo piroclástico (ignimbritas eutaxíticas, tobas de flujos de ceniza y avalanchas ardientes), depósitos de caídas piroclásticas y lahares; es

de destacar la acumulación de las estructuras de esta etapa en el área de intersección de las fallas del Guaitara, Romeral y Túquerres - El Diviso.

2.6.2. PETROGRAFIA

La gran mayoría de análisis fue hecho a lavas y solo en bajo porcentaje a material piroclástico, a pesar del gran dominio de los últimos en el área.

Las ignimbritas eutaxíticas afloran principalmente el este de Santander, relacionadas con la Caldera Las Iglesias (?), en el Picacho de Tongosoy al oeste de Buesaco y un pequeño afloramiento de pseudoignimbritas, al norte de San Lorenzo camino a La Laguna. Son rocas gris claro, livianas y con evidentes texturas de flujo; son uno o varios flujos que alcanzan hasta más de 50 m de espesor; presentan por lo general estructuras columnares y pueden mantener altas pendientes estables. Bajo el microscopio presentan las texturas típicas de flujo con shards de vidrio y repliegues; poseen matriz vítrea, a veces esferulítica, en la cual flotan cristales de plagioclasa y de biotita rotos, rasgados y/o replegados por el flujo; la plagioclasa, An_{18-22} para los flujos de la Caldera Las Iglesias y An_{32-34} para los del Picacho Tongosoy, se halla zonada y maclada; la biotita marrón es el máfico más frecuente; estos dos minerales, junto con el vidrio de la matriz y la pumita, son los principales constituyentes; además se componen de cuarzo, feldespatos potásico, oxihornblenda, clinopiroxeno y xenolitos; como accesorios se presentan, rutilo, pirita, apatito, circón y tridimita; el vidrio tiene índice de refracción menor que el del bálsamo. Las pseudoignimbritas de San Lorenzo se podrían explicar como un domo exógeno producido en una facies subvolcánica muy somera a partir de un líquido muy viscoso. Las ignimbritas eutaxíticas se relacionan con la primer etapa de vulcanismo cenozoico.

Además de las anteriores piroclásticas se presentan diversidad de tobas, brechas e ignimbritas no eutaxíticas formadas a partir de procesos subaéreos de flujos de ceniza, de

flujos de pumita y de avalanchas ardientes principalmente; estas rocas y/o depósitos se hallan intercalados generalmente entre sí, con lahares y con depósitos formados a partir de caída de piroclastos; a veces forman secuencias de varios centenares de metros como ocurre en el cañón del Río Guáitara; otras secuencias importantes de este tipo son las del área del cañón del Río Pasto y norte de Chachaguí y las de los cañones de los ríos Buesaquito, Juanambú, Juanacatú y Mayo. Especial mención se puede hacer en la región del Río Mayo, cuyo atractivo se ha basado desde principios de siglo en la presencia de eclogitas, no suficientemente confirmadas, como clastos dentro de tobas y brechas provenientes de avalanchas ardientes (STUTTZER, 1934; GROSSE, 1935; ROYO y GOMEZ, 1942b; GALVIS y CEPEDA, 1982), así como la presencia de piedras semipreciosas. Las tobas y brechas provenientes de avalanchas ardientes se componen de una matriz vítreo, en la que flotan fragmentos de lavas con matriz vítreo y cristaloclastos; la mineralogía de los fragmentos lávicos es idéntica a la de la matriz mas cristaloclastos; por lo general los litoclastos son de un solo tipo de lava pero se pueden presentar lavas diferentes e incluso rocas no volcánicas o volcánicas cretáceas; los fragmentos de pumita no son abundantes y no se presentan en todos los cristaloclastos; son de plagioclasa, hornblenda, piroxeno, y óxidos de hierro sin eruptivos que hacen de pigmento dándole tono rojo a la roca; los litoclastos son de andesitas con piroxeno y hornblenda o con dos piroxenos y en menor proporción basaltos cretáceos, cuarcitas, anfíbolitas, esquistos verdes y eclogitas. Las tobas y brechas, productos de flujo de cenizas y de pumita son de colores claros rosa, gris, amarillo y porosas; se componen de fragmentos de pumita, cristaloclastos y pocas veces xenolitos de lavas modernas o de otras rocas, flotando con una matriz de vidrio, cuando la roca es soldada; los cristaloclastos son de plagioclasa hornblenda, piroxeno y biotita en diferentes proporciones, cuarzo, a veces criptocristalino, y muy poco feldespato potásico. Los lahares presentan texturas caóticas, como es típico en ellos, y su composición es heterogénea. En este grupo de rocas, se hallan

representadas las dos etapas del vulcanismo cenozoico.

Las lavas de los volcanes de San Lorenzo (Fig. 4) son de color gris claro, debido al alto contenido de minerales leucocráticos, porfiríticos con matriz afanítica, fenocristales hasta de 5 mm en su mayor diámetro, con texturas claras de fuerte orientación por flujo y a veces ligeramente amigdalares; la plagioclasa y la hornblenda son los minerales félsico y máfico más importantes y conforman, respectivamente, más del 80% y del 10% de la roca; clinopiroxeno y biotita pueden ser esenciales o no; accesorios son apatito, cuarzo y metálicos; la plagioclasa, oligoclase-andesina, se halla en matriz y como fenocristales zonados y maclados; la hornblenda verde y parda, ocurre en matriz y fenocristales maclados con participación de dos individuos dispuestos paralelamente al eje c. Estas rocas se pueden clasificar como leuco-fenoandesitas o leucofenocuarzoandesitas. Los productos de esta zona volcánica pertenecen a la primera etapa del vulcanismo cenozoico.

Las lavas del área de influencia inmediata del Complejo Volcánico Morasurco principalmente y de la Caldera Loma Puerta de Páramo (Fig. 4), son de colores gris, gris oscuro, verde oscuro y verdosas, porfiríticas, con matriz afanítica y texturas de flujo, algunas pocas vesiculares a escoriáceas y con fenocristales que varían entre 5% y 50% y diámetros mayores entre 1 y 5 mm (excepcionalmente hasta 1 cm); son hipocristalinas y los minerales esenciales son plagioclasa y piroxeno que aparecen tanto en la matriz como en fenocristales; la plagioclasa, An_{18-55} , se presenta zonada y maclada; el piroxeno, se presenta en las formas de orto y clinopiroxeno, hipersteno y augita respectivamente; estos minerales hacen parte de todos los glomerocristales; el anfíbol, oxihornblenda, puede alcanzar a constituir el 5% de algunas de estas rocas; el contenido de vidrio, $n < b$, rara vez sobrepada el 5% de estas rocas; los accesorios más comunes son metálicos y apatito; menos frecuentes son olivino, alterado a iddingsita, rutilo, hematita y sílice criptocristalina. Estas rocas se pueden clasificar

como fenoandesitas y como fenocuarzoandesitas de dos piroxenos o piroxeno-hornbléndicas. Estas lavas pertenecen a la primera etapa del vulcanismo cenozoico.

Las lavas relacionadas con la región del Páramo del Bordoncillo (Fig. 4) son de color oscuro, porfiríticas, con matriz afanítica, con fuerte orientación por flujo y sus fenocristales no sobrepasan los 2 mm en su mayor diámetro; los minerales esenciales son plagioclasa, An_{40-52} y piroxeno, principalmente clinopiroxeno, augita; accesorios comunes son metálicos, apatito, rutilo, biotita y olivino; se trata de lavas pertenecientes principalmente a la primera etapa del vulcanismo cenozoico y clasificadas como fenocuarzoandesitas piroxénicas y fenocuarzolatiandesitas piroxénicas biotíticas; es importante hacer notar la presencia de biotita indicando mayor contenido de K y una facies rica en H_2O .

Las lavas del volcán Doña Juana no tienen diferencias texturales con las descritas, pero sí composicionales; la plagioclasa, oligoclasa-andesina, es la fase mineral más abundante; el anfíbol, oxihornblenda, es el máfico más importante y la biotita es relativamente abundante; el piroxeno se presenta en porcentajes bajos; apatito y metálicos son los accesorios más comunes; estas lavas pertenecen a la segunda etapa del vulcanismo cenozoico, se pueden clasificar como fenocuarzoandesitas y fenocuarzolatiandesitas hornblendicobiotíticas; sólo una roca se puede clasificar como fenoandesita de dos piroxenos. Al igual que las lavas del Páramo de Bordoncillo presentan riqueza en H_2O y K dada la presencia de anfíbol dominante y biotita, respectivamente.

Las lavas del área de los volcanes Pajablanca y Rosales, al suroeste del área (Fig. 4), son fenoandesitas con dos piroxenos, con oxihornblenda, apatito y metálico como minerales accesorios; la plagioclasa, An_{48-54} , es la fase mineral más importante; los fenocristales alcanzan 2 mm en su mayor diámetro. Son lavas de la primera etapa del vulcanismo cenozoico.

Algunas lavas analizadas, pertenecientes a la región volcánica al este de Guaitarilla, son de color gris claro a gris verdoso, porfiríticas, con matriz afanítica, fuerte orientación por flujo, con fenocristales que normalmente no sobrepasan los 3 mm en su mayor diámetro, excepto un caso en que la roca tiene afinidad subvolcánica y los fenocristales alcanzan hasta 5 cm; los fenocristales conforman entre el 20% y el 30%; son andesitas de dos piroxenos cuyos accesorios más frecuentes son metálicos, apatito y olivino (en glomerocristales). La muestra de tendencia subvolcánica, localizada dentro de depósitos provenientes de flujo piroclástico que afloran en la carretera Ales - Río Guaitara, posee fenocristales de anfíbol, oxihornblenda y de olivino; biotita aparece incluida en plagioclasa y en hornblenda. Estas rocas pertenecen a la primera etapa del vulcanismo cenozoico.

En el sector comprendido entre el occidente de La Cocha y el sureste de Pasto hay una serie de focos volcánicos, algunos no identificados, cuyas rocas presentan similitudes petrográficas; se destacan los volcanes El Motilón, El Tábano, Ocoyucu y Loma Alta (Fig. 4); las lavas son porfiríticas con matriz afanítica, clara orientación por flujo, fenocristales que tienden a menos de 1 mm en su diámetro mayor (excepcionalmente alcanzan hasta 7 mm); son hipocristalinas y pueden ser de ligeramente amigdalares a escoriáceas; son comunes glomerocristales de piroxeno, olivino y metálico y el contenido de fenocristales varía entre el 5% y el 40% con tendencia hacia la parte baja. La plagioclasa y el olivino, pocas veces el piroxeno (clino y ortopiroxeno), son los minerales esenciales más importantes; cuando el olivino es el máfico más importante está acompañado por clinopiroxeno en baja proporción; el vidrio tiene un índice de refracción menor que el del bálamo; además, como accesorios aparecen oxihornblenda, apatito y metálico. Se pueden clasificar como fenoandesitas olivínicas y como fenobasaltos olivínicos, y se consideran como pertenecientes a la primera etapa del vulcanismo cenozoico; es de anotar la riqueza

za del olivino de estas lavas, especialmente las relacionadas con los volcanes Loma Alta y Motilón.

Sobre las carreteras Pilcuán-Contadero y Panamericana, entre Pilcuán y San Juan (al sur, fuera del área) aflora una serie de derrames lávicos relacionados con el foco extinto que hay en las cercanías de Iles y otros de la vecindad que deben haber sido totalmente erodados o cubiertos, dentro y fuera del área de estudio. Hay un primer grupo de rocas oscuras, levemente porfiríticas, algunas vesiculares, con orientación de los cristales por flujo y con fenocristales que escasamente alcanzan 1 mm en su diámetro mayor; su principal fase fenocrystal es máfica y la plagioclasa se limita a la matriz; olivino y clinopiroxeno (pigeonita) son los máficos esenciales y su dominio sobre los félsicos es sólo en la fase fenocrystal; como accesorios se presentan oxihornblenda, metálicos y apatito; estas rocas son hipocrystalinas y presentan clorita y minerales de serpentina secundarios a partir de olivino; cuando hay ortopiroxeno, hace de núcleo del clinopiroxeno; algunas de estas lavas se hallan intercaladas con una secuencia sedimentaria clástica bien litificada, de edad incierta. Hay un segundo grupo de rocas color carne, porfiríticas con matriz afanítica hasta con 30% de fenocristales, hipocrystalinas, con orientación por flujo, con glomerocrystalales y de ligeramente amigdalares a escoriáceas; los fenocristales alcanzan hasta 4 mm en su diámetro mayor y hay presencia de glomerocrystalales de plagioclasa, olivino, piroxeno, metálico y anfíbol; el mineral más importante es plagioclasa seguida de kaersutita y oxikaersutita; el piroxeno es principalmente pigeonita rara vez acompañado de hipersteno, ambos en baja proporción; el feldespato potásico, sanidina, se encuentra como fenocristales; el cuarzo criptocrystalino, el metálico y apatito aparecen como accesorios. Por último en la carretera Pilcuán-Contadero aflora un derrame lávico vítrico con texturas de flujo bien marcadas tanto macroscópica como microscópicamente; presenta bandas oscuras que alternan con bandas claras y cuya diferencia de color le da el mayor o menor contenido de vesículas y de óxidos de Fe; el espesor de las bandas

individuales es del orden submilimétrico y a simple vista se puede ver que del orden milimétrico se presentan grupos de bandas en donde dominan los colores claros y otros en donde dominan los oscuros; los fenocristales de plagioclasa y biotita están acomodados por el flujo, y el mayor diámetro es de 3 mm; el principal constituyente de estas rocas es vidrio, 60%, con índice de refracción menor que el del bálsamo; las principales fases minerales son la plagioclasa y la biotita que están presentes en forma de microlitos, fenocristales y glomerocrystalales. En general, los tres grupos se pueden clasificar tentativamente como fenobasaltos olivínicos y/o piroxénicos el primero, fenoandesitas o fenolatiandesitas hornbléndicas el segundo y fenoandesita o fenodacita vítrica el tercero. Todas pertenecen a la primera etapa del vulcanismo cenozoico.

Un último grupo de lavas que se toma en consideración representa a la región del Volcán Olaya y de la Caldera Quitasol; son lavas de gris a gris claro, porfiríticas, matriz afanítica, con clara orientación por flujo, hipocrystalinas, ligeramente amigdalares y con glomerocrystalales; los fenocristales conforman entre el 1% y el 20% y pueden alcanzar hasta 3 mm en su diámetro mayor; el mineral más abundante es plagioclasa y luego anfíbol o piroxeno; en las rocas con anfíbol como máfico principal, el piroxeno es escaso y está en forma de clinopiroxeno; cuando el piroxeno es el máfico más abundante, se presenta como clinopiroxeno y ortopiroxeno, a veces acompañado de olivino; el cuarzo criptocrystalino se encuentra en forma intersticial. Estas rocas se pueden clasificar como fenoandesitas de dos piroxenos u hornbléndicas. Estas lavas pertenecen a la primera etapa del vulcanismo cenozoico y contienen xenolitos de lavas cretáceas.

2.6.3. ORIGEN

Es importante relatar la presencia de biotita en lavas de los volcanes activos Bordoncillo y Doña Juana, indicando una riqueza en K_2O ; igual caso sucede con las ignimbritas, con el flujo de lava vítrica del sector de Pilcuán y en las lavas de los volcanes de

San Lorenzo. La importancia de K_2O también se relaciona directamente con la zonación de este elemento, reflejando mayor profundidad de la zona de Benioff y mayor afinidad continental, todo esto al compararlas con lavas con anfíbol o piroxeno y sin biotita. También nos indica la biotita magmas viscosos y formados a bajas temperaturas, favorecido éste por la relativa riqueza en H_2O .

La presencia de anfíbol como mineral esencial, especialmente oxihornblenda y hornblenda, indica mayor presencia de H_2O en los líquidos originales, en relación con aquellos de los cuales se forman lavas con piroxeno como principal fase félica. Cuando se presenta accesoriamen te es relicto de una primera fase mineral de cristalización fraccionada. La kaersutita y la oxikaerentita se forman en magmas infrasaturados en SiO_2 en donde el Mg es más abundante que el Fe (RITTMANN, 1973).

El olivino como accesorio o traza es generalmente un xenocristal relicto de las primeras etapas de cristalización fraccionada. Cuando en la fase mineral es esencial indica riqueza en Fe y Mg y niveles bajos de saturación en SiO_2 o infrasaturación en ellos; las lavas con olivino como fase mineral deben ser andesitas basálticas o basaltos olivínicos; las rocas con estas características se sitúan en la Cordillera Centro Oriental y en la Depresión Interandina Cauca-Patía en el límite con la Cordillera Centro Oriental; de otra parte es de relievear que el olivino se presenta como mineral esencial sólo en rocas de la primera etapa del vulcanismo cenozoico y que quizá pertenecen a la serie alcalina, cuestión, ésta última, para comprobar por métodos químicos o mineralógicos detallados.

En lo relacionado a los piroxenos es de destacar que algunas lavas poseen sólo clinopiroxeno en forma de pigeonita (?) indicando que las lavas que los contienen son de afinidad toleci tica. Las lavas que contienen dos piroxenos, augita e hipersteno, serían de afinidad calcoalcalina.

2.7. EL COMPLEJO VOLCANICO DEL GALERAS

Se denomina Complejo Volcánico del Galeras la región volcánica conformada por una serie de calderas y volcanes de distinta edad, genéticamente relacionados y localizados al norte del Sistema FET (Falla El Diviso - Túquerres) entre la Falla de Guaitara (al oeste) y el sistema de Fallas de Romeral (al este). (Figs. 4 y 12); el elemento más joven y más relevante del complejo es el Volcán Galeras, localizado inmediatamente al oeste de Pasto, con coordenadas $1^{\circ}13'44''$ N y $77^{\circ}21'33''$ W y a una altura de 4276 m.s.n.m; pertenece al dominio del segmento Ecuador de Pennington (1979).

2.7.1. VULCANOGRAFIA

El Complejo Volcánico del Galeras (Fig. 12) está compuesto por dos grupos de calderas diferenciables en espacio y tiempo, dos volcanes parásitos y un área reducida de domos exógenos; el primer grupo, Sur, está conformado por dos subgrupos de calderas compuestas, un volcán parásito y de un domo exógeno; el segundo grupo, Norte, está constituido por una caldera compuesta y un volcán parásito; el segundo grupo es más joven, sus productos pertenecen básicamente a la segunda etapa del vulcanismo cenozoico y es del que se posee mejor información.

El subgrupo meridional del Grupo Sur es una caldera compuesta por las calderas Honda, La Cocha y una pequeña sin nombre; se hallan destruidas hacia el occidente y son drenadas por quebradas que donan sus aguas al Río Guaitara inmediatamente al oeste; La Cocha es la caldera mayor con 4,2 y 2,2 km en su diámetros mayor y menor orientados NE y SW respectivamente; la Honda tiene 2,5 km y 1,8 km en sus diámetros mayor y menor respectivamente y está elongada en la misma dirección que La Cocha; la caldera sin nombre es semicircular, 1,2 km de diámetro y es la más mal conservada; los escarpes o paredes de borde de caldera indican colapsos de más 400 m en la vertical; reflejo de estos colapsos son observables en las rocas que afloran sobre la carretera Panamericana, en

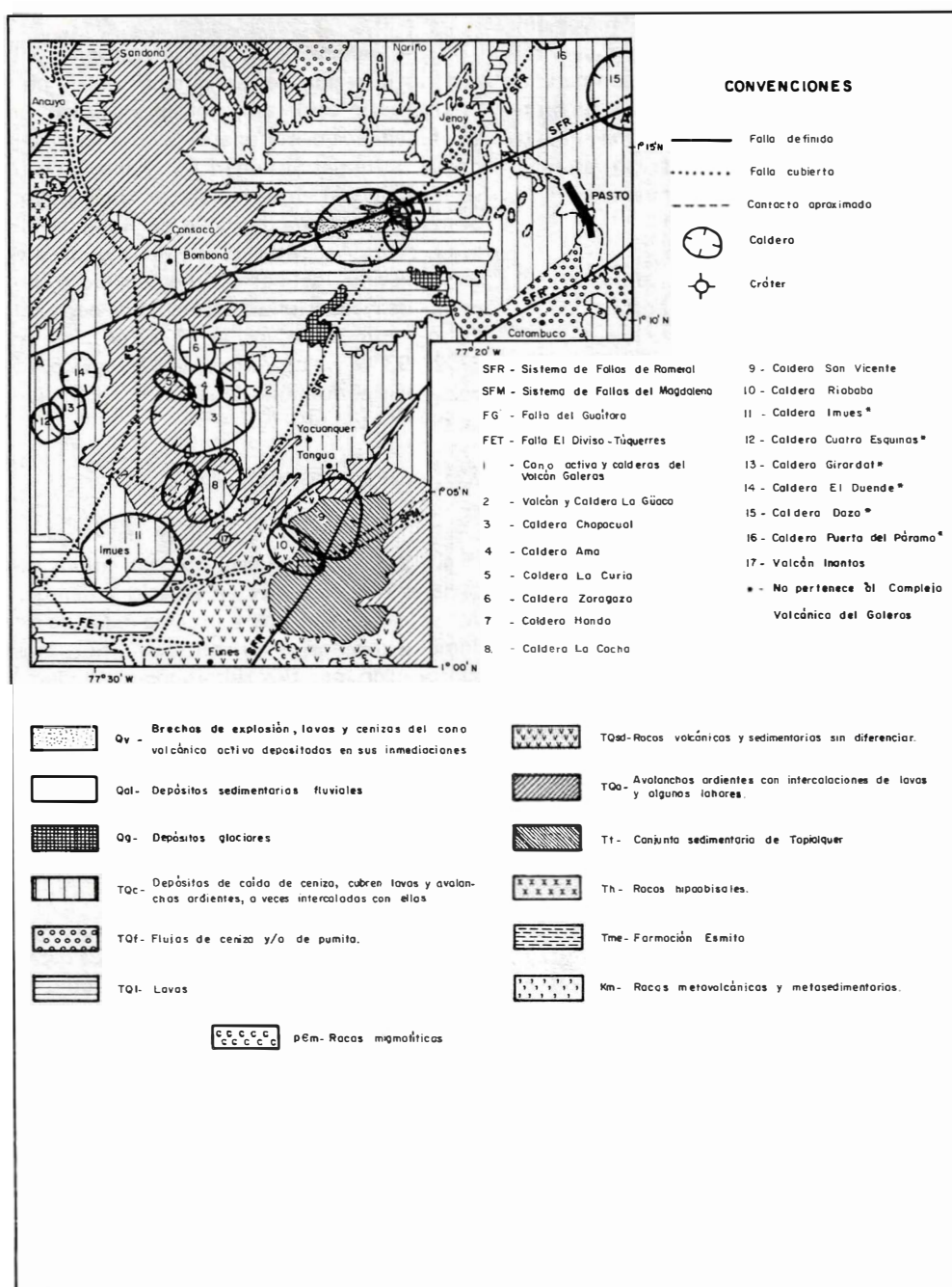


FIG. 12: El Complejo Volcánico del Galeras: Geología.

inmediaciones de la quebrada La Magdalena. El segundo subgrupo del Grupo Sur se halla localizado inmediatamente al norte del anterior (Fig. 12); está reunido alrededor de la Caldera Chapacual que es la mayor y más antigua; esta caldera tiene un diámetro mayor de 5,2 km con dirección E-W y uno menor de 4 km con dirección NS; en el borde de esta caldera o a partir de él se formaron cuatro calderas más, un grupo de domos exógenos y un volcán parásito, el Volcán La Güaca; las otras calderas, La Güaca, La Curí y Zaragoza son semicirculares y tienen diámetros de 2,4 km, 2 km y 1,9 km respectivamente; el Volcán La Güaca creció en el borde de la Caldera Chapacual y en el centro de la Caldera La Güaca; este volcán es un cono piroclástico de escoria tamaño ceniza y lapilli, con un diámetro de 2 km en su base y una altura de 200 m; el cuello fue rellenado por una andesita de dos piroxenos. Las actuales paredes de las calderas del subgrupo son escarpes que alcanzan hasta algo más de 300 m indicando colapsos mayores que este valor. Los domos son pequeños cuerpos de composición andesítica que conforman la Loma Tamborcillo.

El segundo grupo, Norte (Fig. 12), denominado Volcán Galeras, está compuesto por una caldera principal, dos secundarias formadas en el borde E de ésta y un cono activo central compuesto que crece sobre el borde de la caldera principal y en el centro de la intermedia; la caldera mayor, elongada en dirección NE, tiene diámetros de 4,8 km y 3,8 km; la caldera intermedia, elongada ligeramente hacia el NW, tiene diámetros de 2,2 km y 1,8 km; y la caldera menor diámetros de 1,7 km 1,3 km, elongada hacia el NNE; los escarpes actuales tienen hasta 1,6 km lo que indica colapsos hasta de ese orden de magnitud; estas calderas están rotas hacia el oeste y por allí drena el Río Azufral; las dos calderas menores están erodadas, especialmente la menor que es difícil de reconocer pues ha sido enmascarada por los productos de la actividad del cono actual; el cono activo tiene un cráter cerca de 120 m de diámetro y 80 m de profundidad y una altura de 150 m, una base de aproximadamente 500 m, varios cráteres secundarios productos de colapsamientos y de explosio-

nes hidroclásticas, y fumarolas dentro del cráter principal, dentro de algunos cráteres secundarios y en los flancos del cono

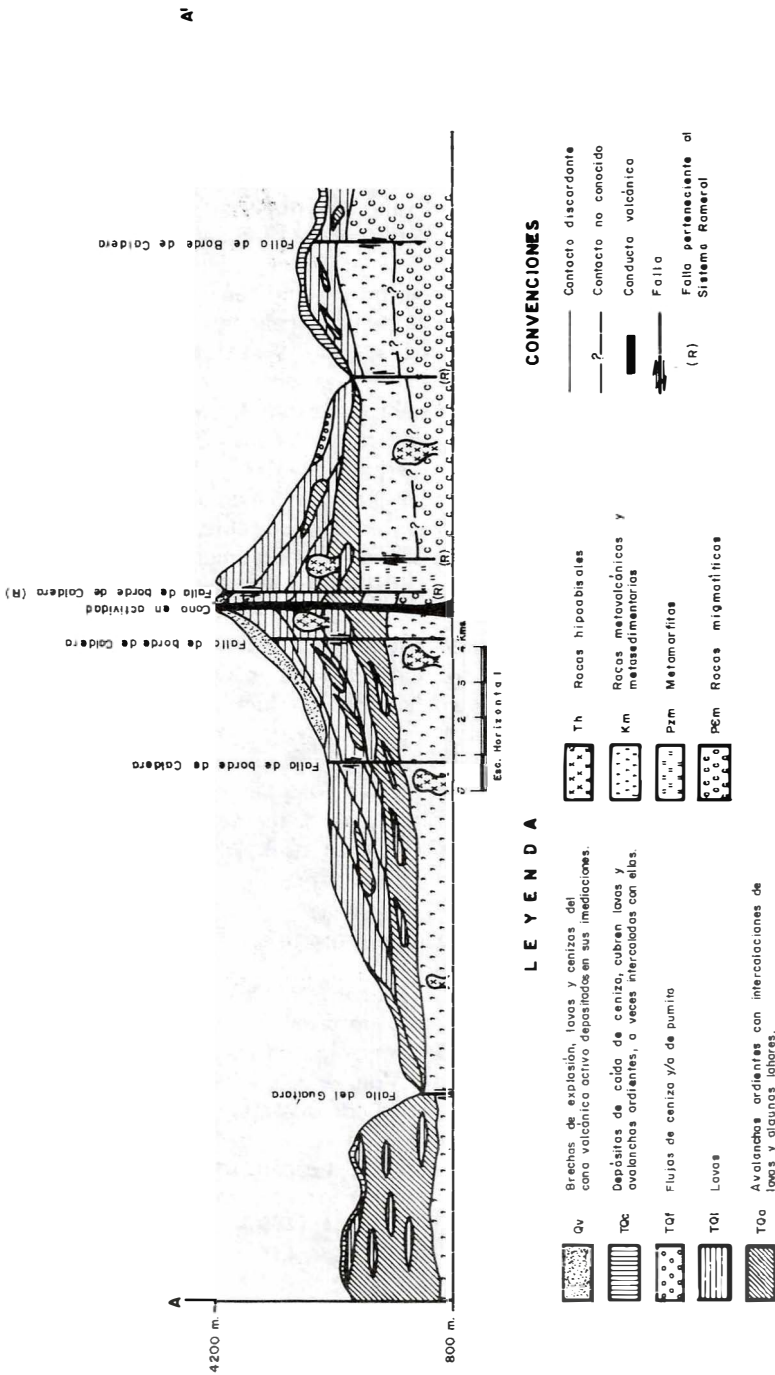
El edificio más nuevo del complejo, el Volcán Galeras, tiene una base de unos 20 km de diámetro mayor en dirección este-oeste, alcanza desniveles hasta de 3000 m sobre el valle del Río Güaitara al oeste y tiene una forma cónica irregular (Fig. 13). La forma actual del Volcán Galeras es debida, fuera de la propia actividad volcánica, a la acción fluvial principalmente del Río Azufral y a la acción glaciaria y fluvio-glaciaria que han dejado sus huellas especialmente en las cabecezas de las quebradas La Magdalena, Los Cirios, La Gruta y Telpis y de los ríos Cariaco, Barranco y Mijitayo (Fig. 14); se encuentran morrenas laterales, frontales y de recesión, lagunas formadas por el represamiento de valles por morrenas o en cubetas del valle glaciario, circos, valles decapitados y depósitos periglaciares entre lo más destacable; las morfologías son fácilmente diferenciables, pero los depósitos mismos son difíciles de identificar; los productos de la actividad volcánica más moderna han fosilizado la parte de morfología glaciaria del sector NNE del volcán y los colapsamientos caldericos han destruido parcialmente algunos de los dominios altos de morfología produciendo valles decapitados.

2.7.2. CLASIFICACION

El Complejo Volcánico del Galeras es un complejo calderico con una segunda etapa de generación de volcanes a la cual pertenece el Volcán Galeras que es un estrato-volcán activo con dominio ligero de la actividad efusiva o un volcán-caldera (**soma volcano**) según la clasificación utilizada por Simkin, *et al* (1981) y como ya lo habrían anotado Reiss & Stuebel (1899) que hablan de la Caldera del Volcán de Pasto (El Galeras).

2.7.3. ESTRATIGRAFIA

En el Complejo Volcánico del Galeras, así como en el área del presente estudio y en el suroeste colombiano, se pueden distinguir con facilidad las dos etapas del vulcanismo



Corte geológico esquematizado del Volcán Galeras a lo largo de AA' de la figura 12.

FIG. 13: Esquema del Volcán Galeras.

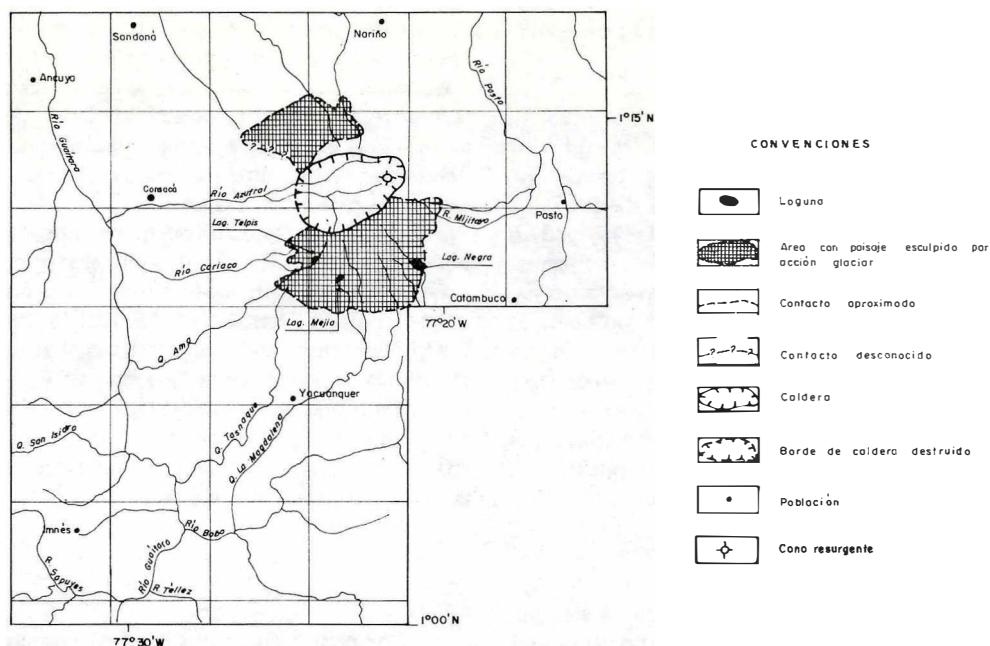


FIG. 14: Glaciación en el Volcán Galeras.

cenozoico. La primera etapa en el complejo, está representada por el grupo caldérico sur y por la parte más antigua del grupo caldérico norte; esto significa que en el Grupo Norte se tienen representantes de ambas etapas y se tendría allí toda la historia del vulcanismo cenozoico en el área de estudio. Se esbozará enseguida la distribución general de los productos volcánicos del complejo.

2.7.3.1. Primera etapa del vulcanismo cenozoico. Comienza con la efusión de lavas y principalmente de piroclastos en forma de flujos que conforman secuencias espesas que van evolucionando en el tiempo hacia más lávicas; la parte basal la componen avalanchas ardientes y lavas (≈ 500 m) y la parte superior avalanchas ardientes, lavas, tobas y brechas de flujos de ceniza y pumita para completar, en algunos sitios, cerca de 1000 m en total; como consecuencia de la salida de grandes cantidades de material se produjo el colapsamiento de la mayoría de los focos de emisión al vaciarse las cámaras magmáticas; estos centros de emisión son las calderas del Grupo Sur del Complejo Volcá-

nico del Galeras que se desarrollaron más o menos sincrónicamente con las de Imués, San Vicente, Río Bobo, El Duende, Girardot, Cuatro Esquinas y algunas otras (Fig. 12) que se han fosilizado por materiales más modernos, pertenecientes a la segunda etapa del vulcanismo cenozoico. Intercalados con esta secuencia se hallan depósitos aluviales, lacustres y algunos lahares relacionados con depósitos lacustres y aluviales, a partir de los cuales se formaron areniscas, limolitas, arcillolitas y diatomitas. En esta misma etapa se formaron cuerpos subvolcánicos que alforan como testigos de posibles cuellos volcánicos o asociados a ellos como representantes de la facies subvolcánica. Los productos de esta etapa volcánica se pueden ver sobre las carreteras Panamericana entre Tangüa y El Pedregal, Sandoz-Consacá-Yacuanquer y Sandoz-Río Guaitara-Ales.

2.7.3.2. Segunda etapa del vulcanismo cenozoico. Esta etapa se desarrolla a expensas de la primera y es así como el Volcán Galeras crece sobre sus edificios extintos y muestra una evolución diferente; se inicia

con el predominio de actividad efusiva, predominio que actualmente es de tipo explosivo.

El lapso inicial de dominio efusivo, finaliza con la emisión de materiales en forma de flujos piroclásticos (flujos de ceniza, flujos de pumita y avalanchas ardientes) que producen el colapsamiento de la caldera principal al vaciarse una gran cámara magmática; luego de este primer colapsamiento nacen nuevos centros de emisión con cámaras magmáticas someras, menores que la ya vacía, las cuales emiten lavas y piroclastos, son vaciadas y colapsadas; la última, de tamaño intermedio, ha sido rejuvenecida por el desarrollo actual de un cono compuesto con actividad predominantemente piroclástica tipo pliniano e hidroclástica.

En la actividad más moderna del Volcán Galeras, fuera de la histórica, se pueden reconocer o diferenciar dos partes: una más antigua y que sufrió los rigores de la acción glaciaria y otra más moderna postglaciaria que incluso fosiliza parte de la morfología esculpida por los glaciares. La actividad preglaciaria está representada por derrames lávicos masivos y por la gran mayoría de tobas y brechas producidas por flujos piroclásticos precaldéricos; el colapso caldérico produjo el truncamiento o decapitación de valles glaciares, por lo que se le considera que es sin o postglaciaria.

2.7.3.3. Actividad Histórica.- Información de la actividad histórica del Volcán Galeras se halla consignada principalmente en Forero (1956), Rodríguez (1961), Hantke & Parodi (1966), Ramírez (1975) y Simkin *et al* (1981); la Tabla 2 es una compilación de datos de los últimos cuatro autores citados. Debe notarse que la actividad histórica de Volcán Galeras o de Pasto básicamente ha sido de carácter explosivo y de intensidad variable; los historiadores hablan de columnas de humo de hasta centenares de metros, explosiones con formación de columna y de piroclastos de hasta más de 5,6 km, lluvia o lanzamientos de bloques de lava incandescente hasta varios kilómetros de distancia y emisión de vapor de agua; la actividad

histórica ha producido incendios forestales, daños de sementeras, oscurecimiento, cobertura de la ciudad de Pasto y otras localidades por ceniza y asombro de las gentes de la comarca nariñense; la actividad del Volcán Galeras es riesgosa para los habitantes de sus faldas, especialmente los de Consacá y Bomboná que están expuestos a la acción de avalanchas y de flujos piroclásticos encauzados a lo largo del Río Azufral; no se debe olvidar el riesgo a que están expuestos principalmente Pasto, Jenoy, Nariño, La Florida y Catambuco por flujos piroclásticos. Las instalaciones y las personas que operan y vigilan los equipos de INRAVISION y del Ejército, localizadas en el borde de la caldera y en inmediaciones del cono activo están expuestos a un muy alto riesgo en caso de actividad del volcán.

2.7.4. PETROGRAFÍA

Los principales tipos de roca que conforman el complejo volcánico son tobas y brechas originadas a partir de flujos piroclásticos (de ceniza de pumita, de escoria, avalanchas ardientes y de ondulaciones piroclásticas) y de explosiones piroclásticas e hidroclásticas (caídas de ceniza, de pumita, escoria, de bloques, de lahares) y lavas. La mayoría de las lavas son masivas y muestran claramente las texturas y estructuras debidas al flujo, ya sea laminar en estado plástico o en estado casi sólido; lavas escoriáceas o aa se presentan en los últimos estados de la actividad y son fácilmente observables en la carretera al cráter; o a veces intercaladas con material piroclástico o hidroclástico y con paleosuelos; estas lavas escoriáceas son producto de actividad postcaldérica y por ende postglaciaria; una colada de lava en bloques, producto de actividad histórica, se presenta sobre el flanco oeste del cono activo y es por lo tanto la colada más joven, la más silíceas y formada a partir del líquido más viscoso; los colores dominantes de las lavas varían en todos los tonos del gris con tendencia al predominio de los tonos intermedios; los flujos de lava generalmente no sobrepasan los 8 m de espesor, exceptuando a las coladas escoriáceas y las de bloques que alcanzan hasta 20 m.

TAB. 2: Actividad histórica registrada del volcán Galeras. Tomado de Rodríguez (1961), Hantke & Parodi (1966), Ramírez (1975) y Simkin et al (1981).

INICIO DE LA ACTIVIDAD			FIN DE LA ACTIVIDAD			CARACTERÍSTICAS ERUPTIVAS*					OBSERVACIONES
Día	Mes	Año	Día	Mes	Año	C	E	F	D	L	
—	—	1535	—	—	—	X	X	—	—	—	Actividad Violenta
—	—	1547?	—	—	—	X	X	—	—	—	
07	12	1580	07	12	1580	X	X	X?	—	—	
04	07	1616	04	07	1616	X	X	X?	—	—	(1)
—	—	1670	—	—	1736	X	X	—	—	—	
—	—	1687	—	—	—	X	X	—	—	—	
—	—	1690	—	—	—	X	X	—	—	—	
—	—	1696	—	—	—	X	X	—	—	—	
—	—	1710	—	—	—	X	X	—	—	—	Caída de Cenizas
—	—	1717	—	—	—	X	X	—	—	—	
—	—	1727	—	—	—	X	X	—	—	—	(2)
—	—	1736	—	—	1736	X	X	—	—	—	
—	—	1754	—	—	1756	X	X	—	—	—	
—	11	1796	—	—	1801	X	X	X	—	—	(3)
—	01	1797	04	02	1797	X	X	—	—	—	(4)
17	06	1823	24	06	1823	X	X	X	—	—	
24	10	1828	—	03	1834	X	X	X	—	—	(5)
—	—	1829	—	—	—	X	X	—	—	—	(6)
—	—	1830	—	—	—	X	X	—	—	—	
—	05	1831	—	—	—	X	X	X	—	—	
—	11?	1832	—	—	—	X	X	—	—	—	(7)
—	—	1833	—	—	—	X	X	—	—	—	
—	03	1834	—	—	—	X	X	—	—	—	
—	—	1836	—	—	—	X	X	—	—	—	(8)
02	10	1865	—	—	1870	X	X	X	—	—	
—	—	1866	—	—	—	X	X	X?	—	—	
—	—	1867	—	—	—	X	X	X?	—	—	(8)
—	—	1868	—	—	—	X	X	X?	—	—	
15	06	1869	—	—	—	X	X	X	—	—	
—	—	1870	—	—	—	X	X	X?	—	—	(8)
03	07	1887	—	—	—	X	X	X	—	—	
—	—	1891	—	—	—	X	X	X?	—	—	
08	12	1923	—	—	—	X	X	—	—	—	(8)
—	10	1924	—	—	1927	X	X	X	X	X	
14	12	1924	—	—	—	X	X	X	—	—	
19	12	1924	—	—	—	X	X	X	—	—	(8)
15	02	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
09	05	1925	—	—	—	X	X	X?	—	—	
15	05	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	(8)

* Significado de C, E, F, D, L en la última página de la tabla.

(1) En este lapso "estuvo en continua actividad y tuvo fuertes y frecuentes erupciones" (RAMÍREZ, 1975).

(2) Período más o menos continuo de erupciones.

(3) Estuvieron activos dos cráteres. (HANTKE & PARODI, 1966).

(4) Lanzó fragmentos candentes de lava hasta 2.5 km de distancia del cráter (RAMÍREZ, 1975).

(5) Eventos principales: años 1831 y 1834 (RAMÍREZ, 1975).

(6) La altura de la columna explosiva del 02.10.65 alcanzó 5642 m: cálculo trigonométrico (RAMÍREZ, 1975).

(7) Fluyó una colada de lava en bloques de 27 m de espesor y 5.5 km de longitud (HANTKE & PARODI, 1966).

(8) La columna de "humo" alcanzó 8.7 km de altura (HANTKE & PARODI, 1966).

Continúa

Continuación TAB. 2.

INICIO DE LA ACTIVIDAD			FIN DE LA ACTIVIDAD			CARACTERISTICAS ERUPTIVAS*					OBSERVACIONES
Día	Mes	Año	Día	Mes	Año	C	E	F	D	L	
23	05	1925	—	—	—	X	X	X?	—	—	
25	05	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
26	05	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
07	06	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
01	07	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
04	08	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
04	09	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
13	09	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
01	10	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
03	10	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
27	10	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
30	10	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	
21	11	1925	—	—	—	X	X	X	X	X?	
22	11	1925	—	—	—	X	X	X	X	X?	
31	12	1925	—	—	—	X	X	—	—	—	(9)
21	03 ¹	1926	—	—	—	X	X	—	—	—	
03	04	1926	—	—	—	X	X	—	—	—	
08	04	1926	—	—	—	X	X	—	—	—	
09	04	1926	—	—	—	X	X	—	—	—	
15	04	1926	—	—	—	X	X	—	—	—	
10	07	1926	—	—	—	X	X	—	—	—	
22	08	1926	—	—	—	X	X	—	—	—	
17	09	1926	—	—	—	X	X	—	—	—	
21	09	1926	—	—	—	X	X	—	—	—	
28	10	1926	—	—	—	X	X	—	—	—	
14	11	1926	—	—	—	X	X	—	—	—	
—	—	1927	—	—	—	X	X	X	X	X?	(10)
17	04	1930	—	—	1933	X?	X?	—	—	—	(11)
10	10	1932	—	—	—	X	X	—	—	—	
—	—	1933	—	—	—	X	X?	—	—	—	
—	—	1935	—	—	—	X	X	—	—	—	
09	01	1936	—	—	—	X	X	X	—	—	
27	08	1936	—	—	—	X	X	X?	—	—	(12)
15	07	1947?	—	—	—	X	X	—	—	—	
12	01	1950	05	09	1950	X	X	—	—	—	
01	02	1950	—	—	—	X	X	—	—	—	
21	03	1950	—	—	—	X	X	—	—	—	
04	05	1950	—	—	—	X	X	—	—	—	
15	06	1950	—	—	—	X	X	—	—	—	
05	09	1950	—	—	—	X	X	—	—	—	
—	05	1973?	—	—	—	X	X	—	—	—	
—	—	1974	—	—	> 1933	X	X	—	—	—	(13)

(9) Al día siguiente amanecieron, Pasto y 40 km alrededor del volcán, cubiertos de ceniza (RAMIREZ, 1975).

(10) Durante el primer semestre.

(11) En este lapso "mugió el monstruo" (RAMIREZ, 1975).

(12) Se formó un hongo de varios kilómetros de alto y cayó ceniza en Quito y Popayán (RAMIREZ, 1975).

(13) En todos estos años ha ocurrido actividad muy dispersa en el tiempo y muy discreta, según testimonio de los habitantes de las faldas del volcán.

CARACTERISTICAS ERUPTIVAS

C = Actividad de cono central

E = Actividad explosiva

F = Actividad efusiva con flujos de lava

D = Actividad efusiva dómica

L = Actividad efusiva con lago de lava

X = Actividad realizada

2.7.4.1. Lavas.- En este trabajo se hace especial énfasis en la petrografía de las lavas; los minerales que conforman estas rocas son básicamente plagioclasas y piroxenos; olivino y anfíbol pueden llegar a ser esenciales en algunas rocas; metálicos principalmente magnetita e ilmenita, apatito y tridimita y/o cristobalita son los accesorios más comunes; raros son clorita, cuarzo, sanidina y rutilo; de alteración sin eruptiva son hematita y goetita; productos secundarios son principalmente carbonatos e iddingsita; el vidrio es un constituyente importante que puede llegar a ser accesorio, llegando a constituir entre 0% y 74% con un promedio de 17%.

La plagioclasea es la fase mineral más importante y se presenta como fenocristal y como microlitos orientados en la matriz y algunas veces en glomerocristales; se halla maclada según las leyes de albita, periclina y Carlsbad y zonada en forma oscilatoria y complicada; se presenta hasta en cuatro generaciones de fenocristales, generalmente sólo dos, de las cuales la primera en muchos casos, se halla corroída por reacción con el líquido generando bordes opacos, rasgaduras o fracturas por los planos de clivaje y de maclado, como respuesta frágil al fluir el líquido; también presenta moteado por reacción con el líquido que entra por planos de debilidad abiertos por flujo; a veces, presenta textura poikilítica y las inclusiones más comunes son piroxeno, metálico y apatito y menos frecuentes las fluidas de anfíbol y de clorita; el contenido normativo de anortita varía, en promedio, entre An_{29} y An_{42} aumentando a media que aumenta el contenido de SiO_2 (Tab. 3); el contenido de anortita calculado con platina universal (RITTMANN, 1929); nos indica variaciones entre An_{37} y $An_{>80}$ en bandas de zonación y en parches de fenocristales de plagioclasea; de la norma de Rittman se puede observar que este mineral conforma entre 59.4% y el 65.37% en promedio de la roca total y que este contenido decrece con la disminución en el contenido de SiO_2 (Tab. 3); en los análisis modales la plagioclasea conforma entre 18% y 47% en fenocristales y entre 21% y 90% del total.

El piroxeno es la fase mineral félica más importante; en los análisis modales, constituye entre 1% y 14% en fenocristales y entre 1% y 42% de la roca; los fenocristales son de anhedral a euhedral y la mayoría de las veces muestran sus secciones transversal y longitudinal de 8 y 4 lados respectivamente; el maclado, principalmente de dos individuos no es raro y en él participan orto y clinopiroxeno o sólo clinopiroxeno; la interacción clino-ortopiroxeno es frecuente y, fuera del maclado, se hallan cristales de clinopiroxeno cuyo núcleo es ortopiroxeno; al igual que la plagioclasea, sufre el efecto de corrosión y fracturamiento debidos al flujo, pero con menor intensidad; el clinopiroxeno está representado por augita y muy pocas veces por pigeonita y el ortopiroxeno por la mezcla hipersteno-bronzita en varias proporciones; microscópicamente la fase fenocristal dominante es la monoclinica, aunque normativamente para la roca total, es lo contrario; además de lo anterior, ocurre zonación y unas pocas veces el olivino hace de núcleo de ortopiroxeno, especialmente en las lavas postcaldera del Volcán Galeras. Se hace necesario utilizar métodos de platina universal para la identificación precisa de los piroxenos y así poder interpretar correctamente su significado. El piroxeno normativo conforma en promedio entre el 4,3% y el 18,14% de la roca y su abundancia es inversamente proporcional al contenido de SiO_2 (Tabl. 3). Este mineral hace parte de todo glomerocristal y es el principal componente de ellos.

El olivino se presenta como fenocristales, xenocristales, en glomerocristales, como núcleo de cristales de ortopiroxeno y rara y escasamente en la matriz de las lavas del complejo volcánico; generalmente aparece en muy pocas cantidades, entre 0% y 9% llega a ser importante en las rocas más nuevas, postcaldera del Volcán Galeras, y en las más antiguas de la primera etapa del vulcanismo cenozoico. No aparece olivino normativo lo que nos revela su característica relicta como xenocristal, como participante en glomerocristales y haciendo de núcleo de ortopiroxeno y al mismo tiempo su falta de equilibrio con el líquido que enfría rápidamente y que ha sufrido diferenciación por asentamiento

TAB. 3: Contenido promedio de elementos mayores (% peso) y traza (ppm) y norma de Rittmann de lavas del Complejo Volcánico del Galeras (1).

ELEMENTOS MAYORES						
Grupo	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ (2)	54-56	56-58	58-60	60-62	62-64	64-66
SiO ₂	54.92	57.53	59.01	60.25	63.19	64.71
TiO ₂	0.88	0.77	0.73	0.67	0.66	0.63
Al ₂ O ₃	16.35	17.41	17.12	17.67	17.44	17.23
FeO	6.69	7.00	6.20	5.55	3.97	2.87
MnO	0.10	0.12	0.11	0.09	0.08	0.06
MgO	4.50	3.85	3.35	2.66	1.46	1.08
CaO	8.18	7.18	6.47	6.08	4.97	3.96
Na ₂ O	3.69	3.62	3.94	4.11	4.56	4.92
K ₂ O	1.05	1.37	1.45	1.57	2.27	2.54
P ₂ O ₅	0.24	0.19	0.20	0.21	0.21	0.21
H ₂ O	1.39	0.43	0.55	0.43	0.54	0.67
ELEMENTOS TRAZA						
Li	16	13 (7)	16 (14)	13	19 (5)	22
V	228	209	189 (15)	154	96	59
Cr	109	45	35 (14)	33 (4)	7 (4)	>1
Co	24	29 (7)	27 (15)	21	18 (4)	34
Ni	98	18 (7)	19 (13)	13 (4)	9 (1)	>1
Cu	35	41	38 (15)	43	27	46
Rb	26	41 (7)	42 (14)	54	69 (5)	69
Sr	621	507	521	507	464	389
Ba	670	589	745 (15)	870	1072	1109
Sc	22	20 (7)	18 (15)	14	10	9
Y	15	17 (7)	16 (15)	17	20	16
Zr	96	103 (7)	114 (15)	126	181	198
K/Rb	300 (1)	245 (6)	271 (11)	245	268 (4)	306
Rb/Sr	0.04	0.08 (7)	0.08 (14)	0.11	0.15 (5)	0.18
Ni/Co	4.07	0.04 (7)	0.73 (13)	0.62 (4)	0.30 (1)	
FeO* (3)	6.78	7.12 (7)	6.45 (15)	5.64	4.05	2.93
FeO*/MgO	1.51	1.85	1.93	2.12	2.77	2.71
FeO/MgO	1.49	1.82	1.85	2.09	2.72	2.66
K ₂ O/Na ₂ O	0.28	0.34	0.37	0.38	0.50	0.52
K ₂ O+Na ₂ O	4.75	4.99	5.39	5.68	6.83	7.46
NORMA DE RITTMANN						
Cuarzo	8.53	10.05	11.74	13.16	15.56	16.70
Sanidina	1.90	4.87	6.14	6.96	15.10	17.90
Plagioclasa	65.37	64.90	64.57	66.00	60.50	59.40
Augita (Cpx)	4.87	5.86	4.85	3.02	2.34	0.70
Ortopiroxeno	13.27	11.08	10.45	8.44	4.44	3.60
Magnetita	1.43	1.92	1.57	1.20	0.96	0.70
Ilmenita	0.93	0.88	0.79	0.72	0.68	0.70
Apatito	0.47	0.38	0.43	0.42	0.38	0.40
Otros	3.20					
I. Color	24.17	20.20	18.15	13.84	8.82	6.00
Plag. (% An)	39.67	42.14 (7)	38.53	38.20	32.20	29.00

NOTAS:

- (1) Las muestras analizadas se han agrupado en seis (6) intervalos con diferentes contenidos de SiO₂; el Grupo 1 está conformado por tres (3) muestras, el Grupo 2 por ocho (8) muestras, el Grupo 3 por diez y seis (16) muestras, el Grupo 4 por cinco (5) muestras, el Grupo 5 por cinco (5) muestras y el Grupo 6 por una muestra; cuando para determinado elemento el número de muestras analizado es menor que el del grupo, se señala entre paréntesis, al lado del resultado, el número de muestras analizadas.
- (2) Intervalo de contenido de SiO₂.
- (3) FeO* = Fe total en forma de FeO.

gravitatorio. Este mineral comúnmente se halla alterado a iddingsita; su importancia decrece al aumentar la del SiO_2 .

El anfíbol se presenta en forma de oxihornblenda, hornblenda y a veces de kaersutita; se presenta incluido en plagioclasa y como fenocristal generalmente oxidado y relicto de una fase cristalina temprana; la importancia de esta fase mineral decrece gradualmente y desaparece con el tiempo; sólo en el lapso inicial de la primera etapa del vulcanismo cenozoico es importante en cantidad y sólo en este lapso aparece kaersutita. La corona de oxidación de oxihornblenda se desarrolla por procesos sinérgicos que, a veces, hacen desaparecer completamente al anfíbol o dejan sólo un pequeño núcleo como relicto.

Los minerales metálicos, principalmente magnetita, son omnipresentes y se encuentran diseminados, llenando intersticios, como inclusiones o haciendo parte de glomero-cristales; cuando se halla incluido en olivino y/o piroxeno de glomero-cristales, a veces, se presenta en forma vermicular; también hacen parte de las coronas de oxidación sinérgica de oxihornblenda. Hematita y/o goetita hacen de pigmento de algunas rocas. Los minerales metálicos se hallan representados normativamente por magnetita e ilmenita, conformando entre 1,4% y 2,8% de la roca en promedio; estos contenidos decrecen a medida que aumenta el de sílice; modalmente constituyen entre el 1% y el 8% de la roca.

Sanidina, accesoria, aparece sólo en dos lavas en forma de fenocristales maclados polisintéticamente; su contenido promedio, 1,9% a 17,90%, aumenta junto con el contenido de SiO_2 (Tab. 3).

Tridimita y/o cristobalita y rara vez cuarzín (var. de calcedonia), constituyen entre 0% y 6% de la roca, relleno de intersticios o conformando amígdalas; su hábito es radial. Apatito, principalmente una variedad parda, se presenta como microlitos en la matriz, como inclusión en plagioclasa y pocas veces de tamaño fenocristal. Clorita, pocas veces hace parte de amígdalas. Cuarzo se presenta de manera accesoria; sólo se obser-

vó en una roca rica en SiO_2 . Rutilo, a veces aparece como inclusión en plagioclasa. Los xenolitos son, de rocas precámbricas (?): neises; de rocas paleozoicas: cuarcita y esquistos; de rocas mesozoicas: basaltos y gabros; y de rocas cenozoicas: lavas andesíticas; éstas son testigo de las rocas que conforman el basamento sobre el cual se desarrolló el complejo volcánico. El vidrio es desde incoloro hasta verde amarillento, pasando por marrón; en algunas rocas presenta texturas de flujo y devitrificación exteriorizada en la formación de esferulitas; el índice de refracción es mayor que el del balsamo.

Iddingsita, carbonatos, óxidos de Fe, minerales de serpentinita, clorita y sericita son los minerales de alteración más comunes de las lavas del complejo volcánico.

Estas rocas son porfiríticas con matriz afanítica y a veces microcristalina; holocristalinas o hipocristalinas, hipidiomórficas a alotriomórficas, con texturas de flujo y pocas veces, especialmente las lavas postcalderas del Volcán Galeras, son vesiculares o amigdalares; también se pueden observar texturas subofíticas en lavas precaldéricas más jóvenes del complejo; moteamiento, dado por zonas menor o mayormente oxidadas; devitrificación mostrada por desarrollo esferulítico, especialmente en la lava histórica rica en vidrio; xenocristales y xenolitos; son comunes las venillas rellenas de óxidos de hierro y la presencia de glomero-cristales. Los fenocristales conforman entre el 20% y el 59% de la roca; su contenido disminuye con el aumento de contenido de sílice, casi nunca sobrepasan los 5 mm en su mayor diámetro y se acomodan con respecto al flujo; especialmente los fenocristales de mayor tamaño son afectados por flujo y sufren fractura de deformación plástica y rasgado que son aprovechados por el líquido que penetra por las zonas de debilidad produciendo corrosión al reaccionar con el cristal. El flujo laminar puede producir bandeamiento que se manifiesta por diferencias en tamaño de los cristales, diferencias en contenido de vidrio, diferencia de oxidación sinérgica o combinación de las tres; las bandas tienen espesores entre 0,5 y varios centímetros y en ellas

se pueden observar, fuera de las diferencias composicionales, diferencias a veces fuertes en textura reflejada tanto en matriz como en fenocristales y el líquido es algo viscoso; se produce bandeamiento replegado sin perder el paralelismo; cuando el líquido es más fluido se pierde el paralelismo y las texturas producidas por el flujo son caóticas o desordenadas; en general las texturas creadas, como consecuencia del flujo, se manifiestan en la orientación de fenocristales y de microlitos en dirección del avance del líquido produciendo principalmente texturas traquíticas.

Las lavas del Complejo Volcánico del Galeras, con base en análisis microscópicos, se pueden clasificar en su gran mayoría como andesitas de dos piroxenos, a veces olivínicas y/o anfibólicas.

2.7.4.2. Piroclastitas.- Las que fueron analizadas son producto de dos tipos principales de flujo piroclástico: avalanchas ardientes y flujo de cenizas y/o pumita. Estas rocas se encuentran en la carretera Panamericana, en el Río Guaitara y alrededores de la quebrada La Magdalena, en el Río y caserío Cariaco y en el Río Azufral; todos estos productos son resultados de la actividad de la primera etapa del vulcanismo cenozoico; es de aclarar que la información acá consignada sobre estas rocas, sirve sólo de guía para tener una idea somera sobre su composición y origen.

Las rocas de los ríos Azufral y Cariaco son el basamento volcánico antiguo sobre el cual se desarrolló el Volcán Galeras; son tobas y tobas de lapilli con fragmentos hasta de 9 cm en su mayor diámetro, englobadas en una matriz vítrica-cristalina tamaño limo-arena; la matriz presenta texturas de flujo, se compone de cristaloclastos y vidrio, y a veces es amigdalar; la selección y sorteamiento de los depósitos es mala; se observa orientación desde tenue hasta algo marcada de los clastos con respecto al flujo; los litoclastos son de subredondeados a subangulares y a veces elongados y/o deformados por efecto del flujo; hay una capa con estratificación cruzada que podría indicar un origen a partir de flujos piroclásticos basales (**pyroclastic**

surges); la composición de la matriz es generalmente similar o igual que la de los litoclastos dando impresión de autoclasticidad; los litoclastos son lavas y a veces pumita; las lavas muestran variaciones texturales con respecto a la matriz indicadas principalmente por diferencias en tamaño de cristales, en contenido de vidrio y en texturas de flujo; litoclastos no volcánicos son cuarcitas y esquistos cuarzosomoscovíticos del basamento metamórfico paleozoico; además de vidrio, los componentes de estas rocas, en orden de importancia son: plagioclasa, piroxeno, metálico (en algunos casos ilmenita), cuarzo, apatito, anfíbol (oxihornblenda) y sílice criptocristalina; los minerales secundarios más comunes son: carbonatos, clorita y óxidos de Fe. Estas rocas son básicamente producto de flujo tipo avalancha ardiente.

Los productos de flujos piroclásticos de los sectores de la quebrada La Magdalena y Río Guaitara son rocas soldadas y porosas con una matriz de vidrio con texturas producidas por flujo; los cristaloclastos, a veces rasgados por flujo, son de plagioclasa, piroxeno, metálico, cuarzo, apatito y anfíbol (hornblenda y kaersutita); los litoclastos básicamente son de pumita y de algunas lavas; glomerocristales de piroxeno, plagioclasa y metálico vermicular no son extraños. Estas rocas, a diferencia de las de los ríos Cariaco y Azufral, no muestran señales de autoclasticidad, presentan claras señales de flujo y son ricas en pumita. Su origen es resultado, básicamente, de flujos de ceniza, lapilli y pumita.

2.7.4.3. Comparaciones.- En comparación con las rocas volcánicas del resto del área de estudio, en las vulcanitas del Complejo Volcánico del Galeras analizadas no son de relieve las fases minerales biotita, anfíbol y olivino, pues pocas veces alcanzan a ser esenciales y sólo algunas veces son accesorios o trazas, o simplemente no aparecen. El tipo de roca que domina en el complejo volcánico es la fenoandesita de dos piroxenos.

2.7.5 ·GEOQUIMICA

Los resultados de análisis químicos, la Norma de Rittmann (1973) y algunas relaciones químicas de 38 lavas del Complejo Volcánico del Galeras se han consignado en la Tabla 3; estas lavas cubren el complejo espacio-temporalmente de manera completa y con ellas se han elaborado seis grupos, de acuerdo a sus contenidos en SiO_2 en intervalos de 2%, entre 54% y 66%.

2.7.5.1. Elementos Mayores.- Siguiendo la clasificación de Ewart (1982) basada en contenidos de SiO_2 y K_2O (Fig. 15), obtenemos como resultado que las rocas del complejo volcánico son andesitas basálticas (8.3%), andesitas (80.5%) y dacitas (5.6%) pertenecientes a la serie calcoalcalina y andesitas y dacitas altas en K (5.6%); en esta figura se puede observar cómo la distribución es continua y regular entre andesitas basálticas y dacitas altas en K. El ploteo de los resultados de la Norma de Rittmann (Tab. 3) sobre el doble triángulo de Streckeisen (1980) indica que las lavas del Complejo Volcánico del Galeras son cuarzoandesitas (16.5%), leucocuarzoandesitas (44.4%), cuarzolatiandesitas (16.7%) y leucocuarzolatiandesitas (22.2%) (Fig. 16); la andesita y la dacita altas en K (Fig. 15) corresponden a leucocuarzolatiandesitas.

De la clasificación que dan las Figuras 15 y 16, se puede observar fácilmente el dominio casi absoluto de las andesitas mostrando poca diferenciación principalmente hacia los miembros más silíceos; este comportamiento es contrario a lo que sucede con las lavas del Complejo Volcánico del Sotará (ACEVEDO y CEPEDA, 1982), con las lavas de los volcanes Azufral, Cumbal y Chiles-Cerro Negro (CEPEDA, *et al.*, en preparación) y con las lavas del Grupo 2, pertenecientes a las regiones volcánicas del sur de Colombia de Schmitt (1983), que muestran una amplia diferenciación.

El ploteo sobre los diagramas de discriminación de Miyashiro (1974), indica claramente que las lavas del complejo volcánico pertenecen a la serie calcoalcalina y si-

guen tendencias similares a las de la provincia de Amagá (Fig. 17). El diagrama AFM (Fig. 18) confirma la pertenencia de las lavas a la serie calcoalcalina. Esto está acorde con los resultados obtenidos por Cepeda *et al.* (1982) en la región de los volcanes Azufral, Cumbal y Chiles - Cerro Negro, por Acevedo y Cepeda (1982) para el área del Volcán Sotará y por Schmitt (1983) para las lavas del Grupo 2, aunque para las últimas se nota una tendencia ligera hacia la serie toleítica.

En la Tabla 3 se observa que a medida que aumenta el contenido de SiO_2 en las lavas del complejo volcánico, aumentan los contenidos de Na_2O y K_2O , disminuyen los contenidos de TiO_2 , FeO , MnO , MgO y CaO , permanecen estables los contenidos de Al_2O_3 y P_2O_5 , disminuye FeO^* y aumentan las relaciones FeO^*/MgO , FeO/MgO , $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$; de la misma manera, aumentan los minerales normativos cuarzo y sanidina, disminuye el contenido de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, magnetita e ilmenita y el contenido de apatito permanece constante; el índice de color y el contenido normativo de anortita disminuyen con el aumento del contenido de SiO_2 .

2.7.5.2. Elementos Traza.- Se tienen contenidos, en ppm, de Li, V, Cr, Co, Ni, Cu, Rb, Sr, Ba, Sc, Y y Zr (Tab. 3); se puede ver que junto con el aumento del contenido de SiO_2 de las lavas, aumentan su contenido Li, Rb, Ba, Sr y el valor de la relación Rb/Sr; disminuyen su contenido V, Cr, Ni, Sr y Sc; sufren variaciones irregulares o permanecen más o menos constantes los contenidos de Co, Cu, e Y y los valores de las relaciones K/Rb y Ni/Co.

2.7.5.3. Isótopos.- Murcia *et al.* (1984), presentan información acerca de los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, f^{18}O y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, datos que son utilizados para el presente trabajo. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varía entre 0,7041 y 0,7042; los valores de f^{18}O caen en el intervalo 6,5‰-7‰ y la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ posee valores comprendidos entre 0,512728 y 0,512847; al aumentar el contenido de SiO_2 , se incrementan los

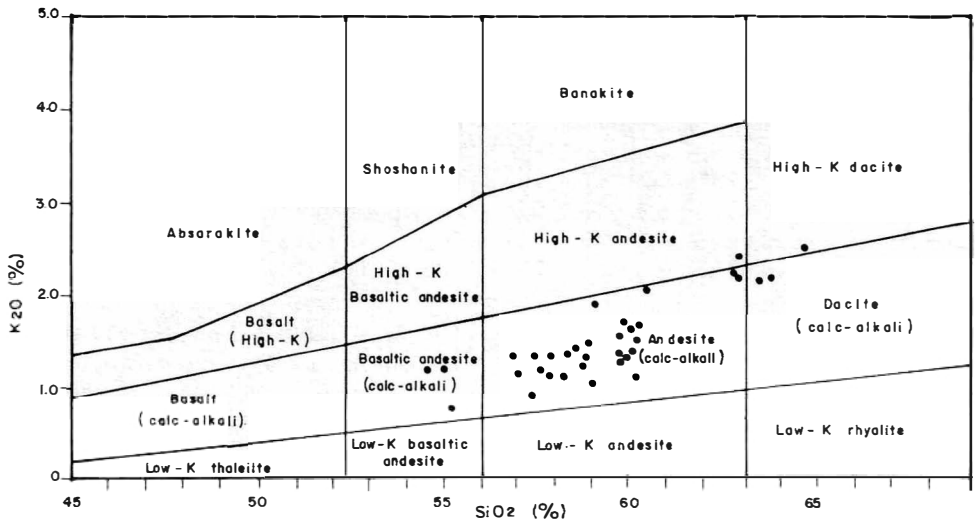


FIG. 15: Clasificación de lavas cenozoicas del Complejo del Galeras en el diagrama de Ewart (1982).

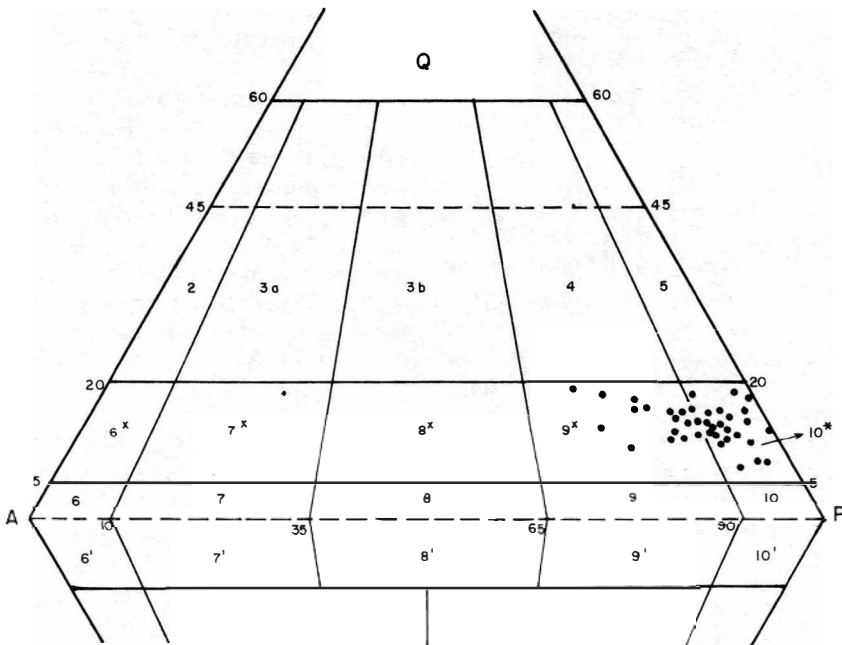


FIG. 16: Clasificación de lavas cenozoicas del Complejo del Galeras en el doble triángulo de Streckeisen (1980).

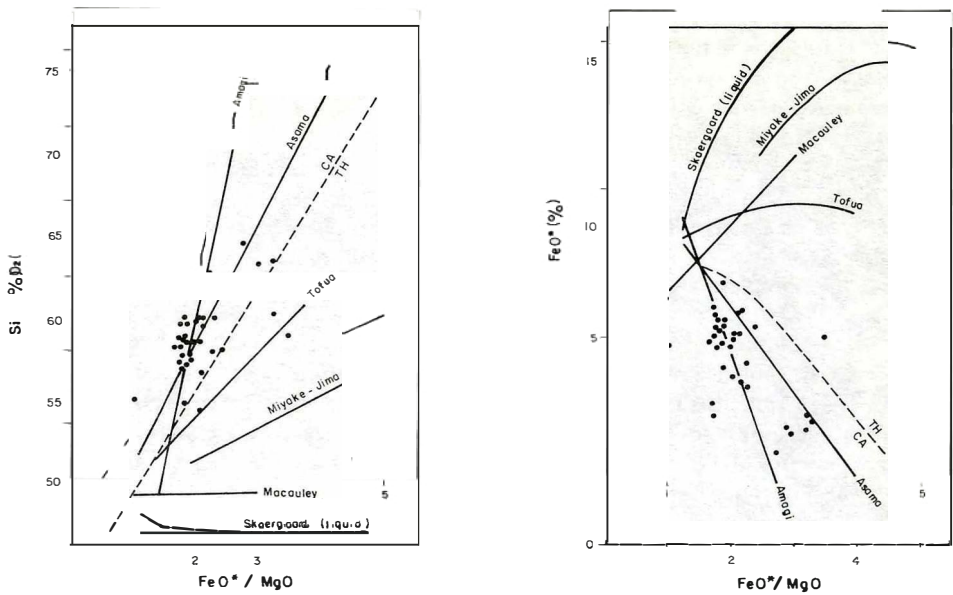


FIG. 17: Series y vulcanitas cenozoicas: Lavas del Complejo Volcánico del Galeras en los diagramas de discriminación de Miyashiro (1974).

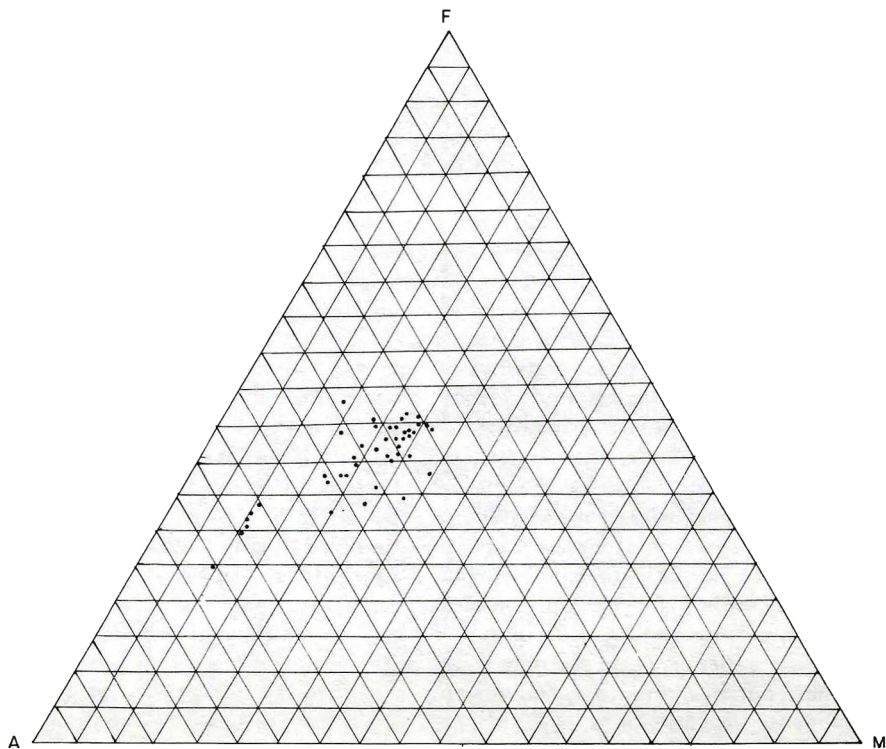


FIG. 18: Vulcanitas cenozoicas del Complejo Volcánico del Galeras en diagrama AFM.

valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Hay que tener en cuenta que las muestras tomadas para los análisis de isótopos, son lavas pertenecientes fundamentalmente a la actividad más moderna del Volcán Galeras.

2.7.5.4. Origen y Desarrollo. Los contenidos de elementos mayores y traza de las lavas del complejo volcánico, para un valor dado de SiO_2 , comparados con los de arcos de islas indicados por Jakes & White (1972) presentan similitud con los valores de Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , Y, Ni y V, son mayores que los valores de Rb, Ba, Sr, Cr, Zr y menores que los valores de MgO, P_2O_5 y que las relaciones K/Rb y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,33-0,75 en arco de isla, 0,28-0,52 en el Complejo Volcánico del Galeras); estos mismos autores hacen una tabla comparativa entre rocas volcánicas andinas y de arcos de isla, pero las características mostradas por el Complejo Volcánico del Galeras hacen difícil identificarlo con uno de esos dos ambientes por poseer características afines a ambos y representar algo así como un estado transicional entre los dos.

Baker (1982) consigna las principales características de las vulcanitas de la serie calcoalcalina de arcos de isla y de márgenes continentales, basado en tipos de actividad y de roca, mineralogía y química de elementos mayores y trazas. Las características del Complejo Volcánico del Galeras muestran cerradas similitudes con aquellas de arcos de isla, pues como ellas, posee andesitas de dos piroxenos como principal tipo de roca, el modo de SiO_2 es aproximadamente 59%, hay abundancia de avalanchas ardientes y de depósitos de cenizas de ceniza, la principal fase fenocristal es plagioclasa zonada oscilatoria y complejamente; hipersteno es el ortopiroxeno presente, no presenta ignimbritas eutaxíticas (típicas de márgenes continentales) y presenta depósitos de flujos de pumita y de avalanchas ardientes (típicas ambas de arco de isla); por el contrario, el quimismo, principalmente los contenidos de K, Rb, Sr, Ba y Zr y los valores de la relación K/Rb, hacen que las lavas del complejo volcánico tiendan a identificarse más con aquellas genera-

das en márgenes continentales que con las de arcos de isla.

Ewart (1982), presenta un análisis mineralógico y petrológico de nueve subregiones del vulcanismo terciario-cuaternario de regiones orogénicas; con base en las comparaciones entre los contenidos de elementos mayores y trazas de esas subregiones y los del Complejo Volcánico, para contenidos de SiO_2 en el rango 54%-60% se hallaron las mayores similitudes con las subregiones denominadas W de Suramérica (Andes) y Cascadas (Western, USA) - Alaska-Islas Aleutianas; las diferencias encontradas con Los Andes son debidas a que los valores de TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Ba, Sr, Zr, Ni y Cr son mayores y los de CaO y V menores en Los Andes que en el Complejo Volcánico; las diferencias con la otra subregión mencionada se deben a que ellas tienen valores mayores en TiO_2 , MgO, Sr, Zr, Y, Cu, y Li y ligeramente menores en Ba y V que el Complejo Volcánico. En el diagrama SiO_2 vs K_2O de Ewart (1982; Fig. 1) se observa cómo el tren o tendencia de las lavas del complejo volcánico es muy similar al seguido por la subregión Cascadas (Western, USA) - Alaska-Islas Aleutianas y muy diferente al tren de las lavas de Los Andes. Las diferencias encontradas entre las lavas del Complejo Volcánico del Galeras y las lavas de Los Andes, a los cuales pertenece el complejo, se deben fundamentalmente a que los datos dados por Ewart (1982) corresponden a lavas de los Andes Centrales y allí el margen continental es maduro y típico a diferencia de Los Andes del Norte (desde la latitud $3^\circ 5'S$), haciendo que los últimos y en el caso específico del Complejo Volcánico del Galeras tengan valores bajos en K_2O ; en cambio, la similitud con Cascadas (Western-USA) Alaska-Islas Aleutianas es grande y allí se presenta una situación compleja entre margen continental inmaduro y arco de isla.

En las lavas del complejo volcánico existen correlaciones de Zr con TiO_2 , Na_2O , Ba y Sr, y V y Co con MgO, no hay correlaciones de Cr y Ni con Mg, ni de V con MnO

y FeO^* ; esto nos indica una similitud con la diferenciación que se sucede desde andesitas basálticas hacia dacitas de la manera como lo propone Ewart (1982).

El decrecimiento de FeO^* , TiO_2 y V, junto con el aumento del valor FeO^*/MgO , son reflejo del avance de la cristalización fraccionada en series calcoalcalinas (MIYASHIRO & SHIDO, 1975); esto mismo sucede en el Complejo Volcánico. Asimismo en las lavas analizadas el comportamiento geoquímico del Zr, Ba, Sr, Cr, Ni, Sc, Ti, V y P, es el mismo seguido por estos elementos en rocas de la serie calcoalcalina que se forman por cristalización fraccionada como lo demuestra Pearce (1982).

La cristalización fraccionada también está indicada por la casi omnipresencia de glomerocristales, principalmente de piroxeno-olivino-metálico, como testigos de las primeras fases de cristalización.

Al plotear los contenidos de Zr y Ti, en ppm, sobre el diagrama de discriminación de Pearce *et al* (1981), vemos que los de las lavas del Complejo Volcánico del Galeras caen dentro del campo de las lavas de arco de isla.

Las rocas volcánicas recientes, derivadas del manto, poseen valores mayores de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y menores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que los calculados como promedio composicional para la tierra, lo cual indica que la región de su origen en el manto ha sido relativamente empobrecida en Rb y Nd (HAWKESWORTH, 1982); los valores de estas dos relaciones en lavas del Complejo Volcánico guardan esta misma relación con respecto al promedio composicional de la tierra. Hawkesworth (1982) planteó que las variaciones de los isótopos de Sr están acompañadas por las de los isótopos de Nd y que cuando se plotean los valores de las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rocas recientes derivadas del manto, originadas en ambientes de dorsales meso-oceánicas (MOR) e intraplaca (continental y oceánica), se obtiene una tendencia negativa grosera; al plotear los valores de tales relaciones isotópicas, obtenidas de lavas del Complejo Volcánico so-

bre el diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, resulta un tren negativo de alta pendiente (Fig. 19), tal como sucede con la línea de correlación principal de rocas derivadas del manto enriquecidas en elementos litófilos de iones grandes, sin significativos incrementos de su relación Rb/Sr; esta última condición no la cumplen las lavas del Complejo Volcánico pues poseen valores de Rb/Sr hasta de 0,18, cuando en rocas primitivas tiende a ser menor de 0,035; este incremento del valor de la relación Rb/Sr se debió producir durante la evolución presubducción de la placa litosférica que subduce.

Al plotear la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de lavas de arcos de isla en el mismo diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (HAWKESWORTH, 1982; Fig. 3), se observa que sus valores son mayores que los del tren principal de rocas derivadas del manto, excepto para el caso de las Islas Marianas que es el mismo caso de las lavas del Complejo Volcánico del Galeras, aunque los valores de los isótopos de Nd son menores y los de los isótopos de Sr mayores en las Marianas que en este último; el aumento del valor de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se puede deber a contaminación cortical durante el tránsito de magma hacia la superficie y/o por la influencia de la placa litosférica que subduce sobre el material del manto superior; Hawkesworth (1982) hace notar que las vulcanitas derivadas del manto que no presentan alteración, presentan valores bajos de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y altos de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, mostrando así que sólo es de esperar variaciones en magmas de márgenes destructivos de placas litosféricas, en donde influye la placa que subduce, y no en magmas de ambiente intraplaca.

Con base en datos de contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ de rocas volcánicas del este del Japón, Matsuhisa (1979) reconoció dos grupos con diferentes trenes en un diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs SiO_2 ; el primer grupo localizado del lado oceánico del Japón, tiene valcres entre 5,7 ‰ y 6,7 ‰ que se incrementan con el aumento de SiO_2 y ha sido generado por cristalización fraccionada a partir de magmas basálticos derivados en el manto; el segundo grupo, eruptado sobre corteza continental,

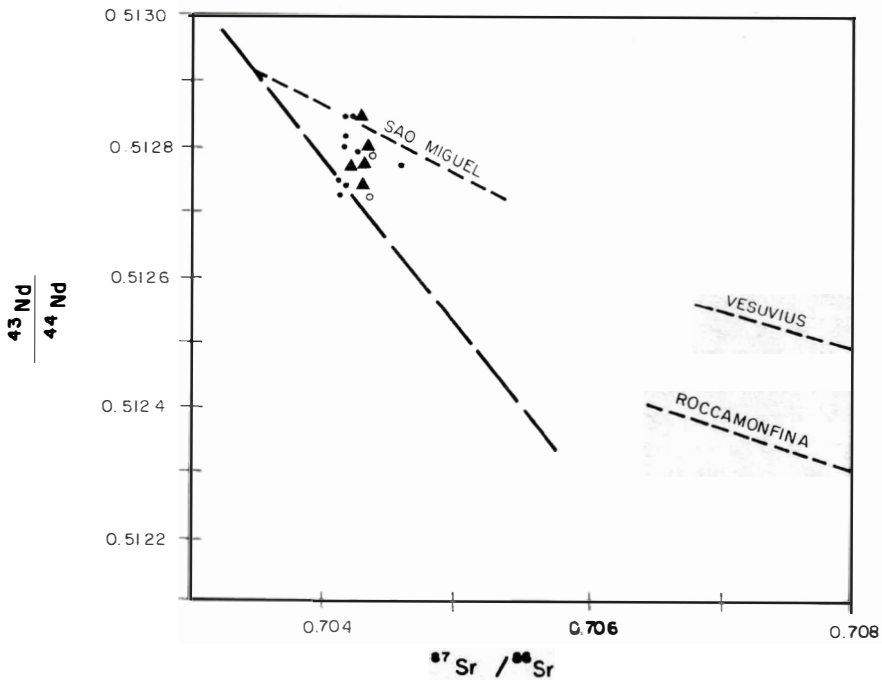


FIG. 19: Isótopos en vulcanitas cenozoicas de los volcanes Galeras, Ruiz y Puracé (MURCIA, CEPEDA & JAMES, 1984).

se caracteriza por tener valores de $f^{18}\text{O}$ ligeramente mayores que el grupo uno y más variables; el enriquecimiento en $f^{18}\text{O}$ es explicado por varios mecanismos:

Se trata de andesitas derivadas de basaltos del mismo grupo por diferenciación magmática, si la fracción isotópica fue ligeramente mayor y más valiosa en el grupo uno.

Por fusión de fondo oceánico basáltico subducido, con valores de $f^{18}\text{O}$ ligeramente altos por interacción con agua oceánica a bajas temperaturas.

Por contaminación de líquidos, derivados del manto, por materiales altos en $f^{18}\text{O}$ pudiendo ser los contaminantes sedimentos subducidos en la zona de Benioff o corteza continental cuando el magma avanza hacia la superficie. En resumen, es difícil diferenciar el proceso preciso que puede ser combinación de varios; el caso de las lavas del Complejo Volcánico del Gale-

ras es del segundo grupo que corresponde a andesitas como se puede ver en la Figura 20.

2.7.6. EDAD

Ramírez (1982) efectuó datación radiométrica K/Ar a una de las lavas del Volcán Galeras obteniendo como resultado una edad de $1,1 \pm 0,11$ m.a.; teniendo en cuenta la posición estratigráfica de esta lava se puede asegurar que la actividad precaldera del Volcán Galeras es más antigua que esa edad y que la edad del Volcán Galeras y la del Complejo Volcánico de Galeras son aún más antiguas. Aquater (1980), hizo dataciones a rocas volcánicas cenozoicas de la primera etapa y obtuvo un máximo de 4,8 m.a.; teniendo en cuenta que la parte más antigua del Complejo Volcánico del Galeras pertenece a esa misma etapa del vulcanismo cenozoico, se puede decir que el complejo pudo haber iniciado su desarrollo por lo menos en el Plioceno inferior. De otra parte, al encontrarse fragmentos de lavas identificadas como pertenecientes al vulcanismo cenozoico,

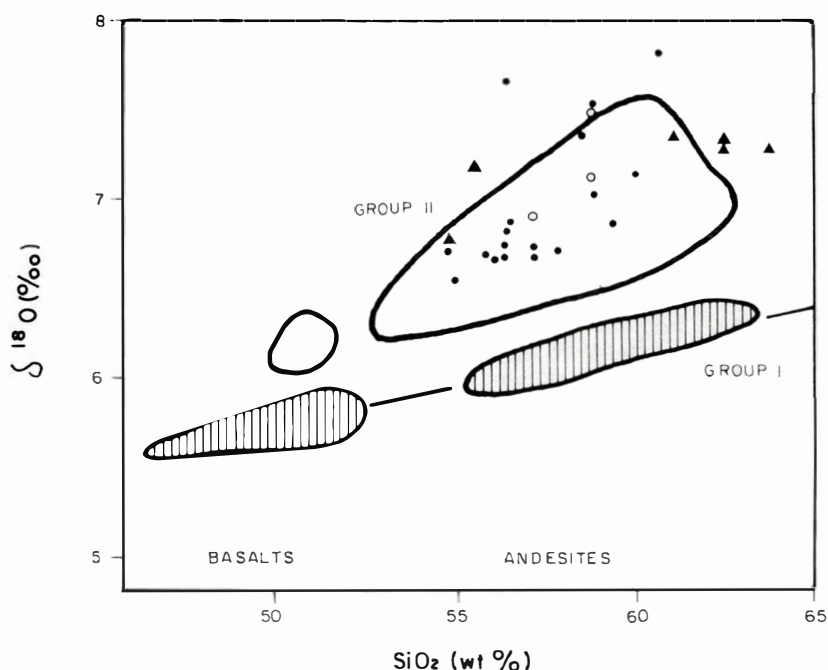


FIG. 20: Isótopos en vulcanitas cenozoicas de los volcanes Galeras, Ruiz y Puracé (MURCIA, CEPEDA & JAMES, 1984).

en rocas sedimentarias tipo Formación Esmita, se puede decir que la primera etapa de dicho vulcanismo se inició en el Mioceno medio o antes. Al admitir que los cuerpos subvolcánicos del área de estudio son la facies subvolcánica de la actividad magmática que produjo el vulcanismo cenozoico, que algunos de estos cuerpos representan cuellos antiguos y que algunos de ellos intruyen rocas de la primera etapa del vulcanismo cenozoico, se puede asegurar que algunos de estos cuerpos pertenecen a la primera etapa del vulcanismo cenozoico y que este se pudo iniciar en el Mioceno. De todas maneras, es necesario confirmar todas estas posibilidades con la elaboración y ejecución de un programa sistemático de dataciones del vulcanismo cenozoico.

2.8. CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta la situación geo-

tectónica, el tipo de actividad y sus productos y las características petrográficas, mineralógicas y químicas del Complejo Volcánico del Galeras, aquí consignadas, podemos concluir que:

- Inició su desarrollo en el Mioceno (?) y aún se encuentra activo.
- Su parte más antigua es representante de la primera etapa del vulcanismo cenozoico en el suroeste andino de Colombia.
- Esta primera etapa se caracteriza por la presencia de edificios volcánicos parcialmente destruidos y/o fosilizados por productos de la segunda etapa.
- Estos edificios son principalmente calderas complejas producidas por colap-

samientos, luego del vaciado de las cámaras magmáticas que alimentaron la actividad volcánica; el contenido de esas cámaras fue expulsado principalmente por el proceso de flujos piroclásticos tipo avalanchas ardientes.

Sobre esta primera etapa se origina la segunda etapa, posiblemente en el Plioceno superior; su representante es el Volcán Galeras que permanece activo.

El Volcán Galeras, predominantemente efusivo en un comienzo, emite flujos piroclásticos (de ceniza, de escoria, y de pumita) y vacía sucesivamente una gran cámara magmática y luego dos pequeñas y como consecuencia se forman sus tres calderas.

Esta actividad caldérica debió suceder durante o posteriormente a la acción glaciaria cuaternaria, si se tiene en cuenta que el paisaje glaciario ha sido truncado por el colapsamiento caldérico.

Sobre el borde de la caldera mayor crece un cono compuesto predominantemente efusivo y responsable de la actividad histórica.

Los productos más modernos, postcaldéricos, son lavas aa y en bloques y depósitos de flujos y caídas piroclásticas e hidroclásticas.

El Complejo Volcánico se desarrolló en el borde oriental de la Depresión Interandina Cauca - Patía, en la zona de intersección de las fallas del Guátara, El Diviso - Túquerres y del Sistema Romeral.

El basamento sobre el que se desarrolló el Complejo Volcánico es fundamentalmente mesozoico (vulcanitas básicas), en el límite con rocas metamórficas paleozoicas y precámbricas. Este basamento es el borde externo continental, que en el área hace parte de la miniplaca denominada Bloque Andino.

La región del borde continental sobre el cual se desarrolla el Complejo Volcánico es inmadura y posee una composición de afinidad oceánica. El borde continental se hace más maduro hacia el este, donde está constituido por metamorfitas paleozoicas y precámbricas y sobre las cuales se desarrolla un vulcanismo más rico en K_2O a partir de líquidos relativamente ricos en H_2O y por ende más viscosos y de menor temperatura que los que alimentan al Volcán Galeras.

El Volcán Galeras está 100 km sobre la Placa Nazca, Segmento Ecuador, que subduce con 35° de inclinación bajo el Bloque Andino.

Los productos del Complejo Volcánico del Galeras pertenecen a la serie calcoalcalina, se originaron en el manto y sufrieron alteración de sus relaciones K/Rb , Rb/Sr , $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ y ^{18}O .

Estos productos se formaron a partir de magmas relativamente secos y de alta temperatura, de regiones orogénicas de márgenes destructivos convergentes de placas litosféricas, por procesos de cristalización fraccionada.

El tipo de margen de placa puede ser identificado como continental o de arco de isla; en el caso de margen continental, éste sería inmaduro con corteza continental delgada y poco contaminada.

La región inmadura del borde continental activo, está constituida básicamente por metamorfitas mesozoicas formadas a partir de lavas pertenecientes a la serie toleítica, originadas en ambiente principalmente de arco de isla acrecionada al continente y actualmente en período de continentalización.

La actividad magmática cenozoica, con sus facies desde plutónica hasta volcá-

nica, contribuye al proceso de maduración del margen continental y es característicamente perteneciente a la serie calcoalcalina de manera dominante.

La facies plutónica, transicional hacia la sub-volcánica y la subvolcánica misma serían transicionales hacia la facies volcánica. Estas relaciones son esencialmente claras entre las facies subvolcánica y volcánica, tanto en espacio como en tiempo; algunas subvulcanitas se pueden interpretar como cuellos o relictos de focos volcánicos extintos (Primera Etapa del Vulcanismo Cenoico?) y otras se relacionan directamente con focos volcánicos claramente identificados y dentro de los cuales se hallan intruidos.

3. AGRADECIMIENTOS

A las actuales y anteriores directivas del INGEOMINAS, especialmente a los doctores Alfonso López R. y Michel Hermelin; a los colegas de las Regionales del INGEOMINAS en Popayán y Medellín; a los geólogos Humberto González y Mario Mejía por la corrección del manuscrito.

A los profesores Drs. Paul K. Hoermann (Kiel), Hans Pichler (Tuebingen), M. Raith (Kiel), Otto Geyer (Stuttgart); a los Drs. H. Eulert (Kiel), R. Stengelin (Tuebingen) y C. Schmitt (Tuebingen). Al Servicio Alemán de Intercambio Académico (DAAD), a la Comunidad Alemana de Investigaciones (DFG) y a los Institutos de Geología y Paleontología y de Mineralogía de la Universidad de Tuebingen.

A Ricardo Martínez, Arnoldo Rosero, Hernán L. Marín, Francine Salas, Luis F. Torres, Patricia Lopera, Beatriz Cano, Isabel Cristina Osorio, Marinelly Toro G. y a los demás que pusieron su buena voluntad para que este trabajo se pudiera concluir felizmente. Gracias a todos.

4. BIBLIOGRAFIA

- ACEVEDO, A.P. & CEPEDA, H., 1982.- *El Volcán Sotará: Geología y Geoquímica de elementos mayores*. Pub. Geol. Esp. Ingeominas (10): 19-30. Bogotá.
- ALUJA, J. et al, 1975.- *Geología de la sección Buga - Buenaventura*. Tesis de grado para optar al título de Geólogo. 96 p. UNAL, Bogotá.
- ALVAREZ, J., 1979a.- *Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y Petroquímica de los intrusivos granitoides mesocenoicos*. Universidad de Chile. Tesis doctoral. Santiago de Chile.
- 1979b.- *Determinación de edad K/Ar del Stock de Suárez - Cauca*. En: Bol. de Ciencias de la Tierra (5-6): 39-43. UNAL, Medellín, 1980-1981.
- ALVAREZ, J. y LINARES, E., 1979a.- *Edades K/Ar del Batolino de Piedrancha y el Stock de Arboledas, Departamento de Nariño*. Pub. Geol. Esp. No. 22, Fac. de Ciencias, Universidad Nacional, 5 p. Medellín.
- 1979b.- *Edad K/Ar del Stock granitoide de la Quebrada Las Minas, Municipio de La Vega, Cauca*. En: Bol. de Ciencias de la Tierra (5-6): 109-112. UNAL, Medellín, 1980 - 1981.
- ALVAREZ, J. et al, 1979.- *Edad K/Ar del Stock de San Cristóbal, Nariño*. Publ. Geol. Esp. No. 18, 4 p. Univ. Nacional, Fac. de Ciencias. Medellín.
- ALY, S., 1980.- *Petrologische Untersucher Gesteine von Ecuador*. Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften der Eberhard-Karls-Universitaet Tuebingen, 214 S. Tuebingen.
- AQUATER, 1980.- *Proyecto de Investigación Geotérmica en la República del Ecuador*. Estudio de Reconocimiento. Informe Final OLADE, 68 p. Quito.

- ARANGO, J.L. & PONCE, A., 1982.- *Mapa Geológico del Departamento de Nariño. Escala 1:400.000.* Ingeominas, Bogotá.
- BAKER, P.E., 1982.- *Evolution and Classification of Orogenic Volcanic Rocks.* In: Thorpe, R.S. (1982): Andesites, 11-23. John Wiley & Sons. New York.
- BARRERO, D., 1979.- *Geology of the Central Western. West of Buga and Roldanillo, Colombia.* Publ. Geol. Esp. Ingeominas, (4), 75 p. Bogotá.
- BOTERO, G., 1963.- *Contribución al conocimiento de la Geología de la Zona Central de Antioquia.* 101 p. Medellín.
- 1975.- *Edades radiométricas de algunos plutones colombianos.* En: Bol. de Ciencias de la Tierra (5-6): 135-144. UNAL, Medellín, 1980 - 1981.
- BUENO, J.A., 1948.- *Breve reseña explicativa del Croquis Geológico del Departamento de Nariño que presenta el Laboratorio de Fomento de Pasto al Serv. Geol. Nal.* SGN Informe 625, 56 p. Bogotá.
- 1951.- *Monografía del Municipio de Guaitarilla, Dpto. de Nariño.* SGN. Informe 805. Bogotá.
- 1953.- *Informe sobre algunos yacimientos calcáreos de posible aplicación para producir cal agrícola para el Dpto. de Nariño.* Bol. Geol. I (1): 31-79. Bogotá.
- 1954.- *Los Salados de Yambinoy, Municipio de La Florida, Dpto. de Nariño.* SGN, Informe 1020, 9 p. Bogotá.
- CASE, J. E., et al, 1973.- *Trans-Andean Geophysical Profile, Southern Colombia.* Geol. Soc. Am. Bull., 84 (9): 2895-2904.
- CEPEDA, H., 1984.- *Anotaciones acerca de la geología del Volcán Galeras (Colombia, S.A.).* 36 p. Ingeominas, Medellín.
- CEPEDA, H.; MURCIA, A., 1979.- *Mapa Geológico de la Plancha 410 - La Unión, Escala 1:50.000.* Ingeominas - Popayán. Inédita.
- CEPEDA, H.; ACEVEDO, A.P. & LESMES, L.E. (en preparación).- *Características Petrográficas y químicas de los Volcanes Azufrales, Cumbal y Chiles - Cerro Negro, Colombia, S.A.*
- CHAVES, S., 1907.- *Colaboración al estudio de la geología de la Sabana de Túquerres.* Rev. de Ingeniería, 1(8-9): 270-272. Pasto.
- ESPINOSA, A., 1980.- *Sur les roches basiques in bassin du Patía, Cordillere Occidentale des Andes Colombiennes. Etude geologique et pétrographique.* These présentée a l'Université de Geneve pour obtenir le grade de Docteur. 241 p. Geneve.
- ETAYO, F.; PARRA, E.; RODRIGUEZ, G.I. 1982.- *Análisis facial del "Grupo del Dagua" con base en secciones aflorantes al Oeste de Toro (Valle del Cauca).* Geol. Norandina (5): 3 - 12.
- EWART, A., 1982.- *The Mineralogy and Petrology of Tertiary - Recent Orogenic Volcanic Rocks. With Special Reference to the Andesitic-basaltic Compositional Range.* In: Thorpe, R.S. (1982): Andesites, 25 - 95. John Wiley & Sons. New York.
- FORERO, L., 1933.- *Las erupciones del Galeras.* Juventud Javer. (1-3). Pasto.
- FORERO, M. J., 1956.- *Volcanes de Colombia.* Bol. Soc. Geogr. de Col XIV, 43-49. Bogotá.
- FRIEDLAENDER, I., 1927.- *Ueber einige Vulkane Kolumbiens, Teil II.* Zeitschr. f. Vulkanologie X, 223-231.
- GALVIS, J.; CEPEDA, H., 1982.- *Pirometamorfismo en xenolitos en las vulcanitas cenozoicas del Sur de Colombia.* Geol. Norandina (5), 13-17.

- GALVIS, J.; HUGUETT, A., 1982.- *El Precámbrico en la Zona Andina*. IV Congreso Colombiano de Geología, 24 p. Cali.
- GALVIS, J., HUGUETT, A. y RUGE, P., 1979.- *Geología de la Amazonía Colombiana*. Bol. Geol. XXII (3): 3-86. Bogotá.
- GOBERNA, J. R., Editor, 1981.- *Investigaciones Geofísicas sobre las estructuras Océano - Continentales del Occidente Colombiano*. Inst. Geofísico de los Andes, Univ. Jav., 137 p. Bogotá.
- GOEBEL, V.W. & STIBANE, I., 1979.- *Edades K/Ar en hornblendas de plutones tonalíticos. Cordillera Occidental Colombia*. En: Bol. de Ciencias de la Tierra (5-6): 83-84. UNAL, Medellín, 1980-1981.
- GOOSSENS, P., ROSE, W. & FLOREZ, D., 1973.- *Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador*. Geol. Soc. Amer. Bull., 84: 1043-1052.
- GOOSSENS, P., 1977.- *Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of Northwestern South America*. Geol. Soc. Am. Bull. 88: 1711 - 1720.
- GRANDA, O., 1981.- *Leyendas de Nariño*. 91 p. Editorial Kelly, Bogotá.
- GROSSE, E., 1930.- *Informe geológico preliminar sobre un viaje al Huila y Alto Caquetá*. Bol. de Minas (17): 387-398. Bogotá.
- 1931.- *Un mapa mineralógico de Nariño*. Juventud Javer (2): 51-53. Pasto.
- 1935.- *Acerca de la geología del Sur de Colombia II*. CECOC, III, 139-231. Bogotá.
- GUTIERREZ, H., 1950.- *Mapa Geológico de Nariño y breve explicación*. Bol. de Min. y Petrol. (154): 87-97. Bogotá.
- HALL, R.B., ALVAREZ, J. y RICO, H., 1972.- *Geología de Parte de los Departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-Zona II-A)*. Bol. Geol. XX (1), 1-85.
- HAMMEN VAN DER, T., 1954.- *Los agrietamientos y deslizamientos en la Vereda San Francisco. Municipio de Tangua. Dpto. de Nariño*. SGN. Informe 1031, 8 p. Bogotá.
- HAMMERLE, F., 1940.- *Riqueza mineral de Nariño*. Anales de la Univ. de Nariño. 2a. época (5-6): 569-580. Pasto.
- HANTKE, G. & PARODI, A., 1966.- *Catalogue of the Active Volcanoes and Solfatara Fields of Colombia, Ecuador and Perú*. In: Catalogue of Active Volcanoes of the World, 19:11-18. IAVCEI, Rome.
- HAWKESWORTH, C.J., 1982.- *Isotope Characteristics of Magmas Erupted Along Destructive Plate Margins*. In: Thorpe, R. S. (1982). Andesites, 549-571. John Wiley & Sons. New York.
- HEMPEL, W., 1914.- *Ueber die Vulkanische Taetigkeit*. Zeitschr. f. Vulkanologie I, 150-167.
- HERBERT, H. J., 1977.- *Die Gruenschiefer der Ost-Kordillere Ecuadors und ihr metamorpher Rahmen*. Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften der Eberhard-Karls-Universitaet zu Tuebingen, 189 s. Tuebingen.
- HOERMANN, P.K. & PICHLER, H., 1980.- *Bildungsbedingungen der Basalte des Basic Igneous Complex (BIC) von Kolumbien und Ecuador*. Geowissenschaftliches. Lateinamerika Kolloquium, Heidelberg. Zusammenfassung im Tagungsheft, 41. Heidelberg.
- HUBACH, E., 1951.- *Geología de las variantes de Socorro y de Pajojoy. Municipio de Buesaco, Dpto. de Nariño*. SGN, Informe 797, 7 p. Bogotá.

- 1953.- *Condiciones geológicas de permeabilidad en la presa de Río Bobo y aspectos hidroeléctricos entre Pasto, Túquerres e Ipiales, Dpto. de Nariño.* SGN Informe 897, 10 p. Bogotá.
- 1954.- *Anotaciones a la geología entre Pasto y Ancuyá, Dpto. de Nariño.* SGN Informe 1010, 5 p. Bogotá.
- JAKES, P. & WHITE, A.J.R., 1972.- *Major and Trace Element Abundances in Volcanic Rocks of Orogenic Areas.* Geol. Soc. Am. Bull. (83): 29-40.
- JICA, 1984.- *Estudio Preliminar de factibilidad del Desarrollo del Area El Diamante - Paraíso - Bomboná, Dpto. de Nariño.* Proyecto INGEOMINAS - Japan International Cooperation Agency. Metal Mining Agency of Japan. 191 p., Inédito. Tokio.
- KROONENBERG, S. B., PICHLER, H. & DIEDERIX, H., 1982.- *Cenozoic Alkalibasaltic to Ultrabasic Volcanism in the Uppermost Magdalena Valley, Southern Huila Department, Colombia.* Geol. Norandina (5): 19-26. Bogotá.
- KELLOG, J. N. & BONINI, W. E., 1982.- *Subduction of the Caribbean Plate and Basement uplifts in the overriding South American Plate.* Tectonics, 1 (3), 251-276.
- LEON, A., PADILLA, L.E. y MARULANDA, N., 1973.- *Geología, Recursos Minerales y Geoquímica de la Parte NE del Cuadrángulo O-5, El Bordo, Departamento del Cauca.* Ingeominas, Informe 1652, 22 p.
- LLERAS CODAZZI, R., 1925.- *Notas minero-lógicas y petrográficas.* Bogotá.
- 1926.- *Notas geográficas y geológicas.* Bogotá.
- 1927.- *Los minerales de Colombia.* Bogotá.
- 1928.- *Las rocas de Colombia.* Bogotá.
- 1929.- *Notas adicionales sobre los minerales y las rocas de Colombia.* Bogotá.
- LUSCHEN, E., 1982.- *Gravimetrische und Geodätische Wiederholungsmessungen zum Studium Rezentler Vertikal Tektonik in einer Plattentektonischen Konvergenz-Zone am Beispiel der Nördlichen Anden in Kolumbien.* Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 190 S. Kiel.
- MACIA, C.A., 1982.- *Características petrográficas y geoquímicas de rocas basálticas de la Península de Cabo Corrientes (Serranía de Baudó) Colombia.* IV Congreso Colombiano de Geología, 18 p. Cali.
- MATSUHIRA, Y., 1979.- *Oxygen Isotopic Compositions of Volcanic Rocks from the East Island Arcs and their Bearing of Petrogenesis.* J. Volc. Geothermal Res. (5): 271-296.
- MERCALLI, G., 1907.- *I vulcani attivi de la terra.* Milano.
- MIER DE, J., 1936.- *Los temblores de Nariño.* Bol. de Min. y Petrol. (91-96). Bogotá.
- MIYASHIRO, A., 1974.- *Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins.* Am. Jour. Sci. 274: 321-355.
- MIYASHIRO, A. & SHIDO, F., 1975.- *Tholeiitic and Calcalkalic Series in Relation to the behaviors of Titanium, Vanadium, Chromium, and Nickel.* Am. Jour. Sci., 275: 265-277.
- MULLEN, E.D., 1983.- *MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis.* Earth and Planet. Sci. Lett., 62, 53-62.
- MURCIA, L. A., 1982.- *El vulcanismo pliocuaternario de Colombia: Depósitos piroclásticos asociados y mediciones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd y ¹⁸O en lavas de los volcanes Galeas, Puracé y Nevado del Ruiz.* Publ. Geol. Esp. Ingeominas (10): 1-17. Bogotá.

- 1984.- *Análisis geoquímico del vulcanismo cretáceo-terciario del Occidente Colombiano*. Ingeominas - Popayán, 35 p.
- MURCIA, L.A., MARIN, P.A., 1981.- *Petrología y Petroquímica en lavas recientes de algunos volcanes de Colombia*. Rev. CIAF 6 (1-3): 349 - 363. Bogotá.
- MURCIA, A.; CEPEDA, H., 1984a.- *Geología y Geoquímica de la Plancha 429-Pasto*. Ingeominas-Popayán. (Inédito).
- 1984b.- *Mapa Geológico de la Plancha 429-Pasto*. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.
- 1984c.- *Estudio geológico del Complejo Migmatítico de La Cocha - Río Télez, parte más SW del Escudo de Guayana en Colombia*. Ingeominas, Popayán. 15 p.
- MURCIA, A., CEPEDA, H. & JAMES, D. 1984.- *The Colombian Cenozoic Volcanism and the Role of Magma Mixing and Crustal Contamination (in press)*.
- NELSON, W., 1962a.- *Contribución al Conocimiento de la Cordillera Central de Colombia. Sección entre Ibagué y Armenia*. Bol. Geol. X (1-3): 161-202.
- 1962b.- *Contribución al Conocimiento de la Cordillera Occidental Sección Carretera Cali - Buenaventura*. Bol. Geol. X (1-3): 81-108.
- ORTIZ, F., 1979.- *Petrología del Vulcanismo Básico de la Cordillera Occidental*. Bol. de Ciencias de la Tierra, UNAL (4): 29-44. Medellín.
- PEARCE, J.A., 1982.- *Trace Elements Characteristics of lavas from destructive Plate Boundaries*. In: Thorpe, R. S. (1982): Andesites, 525 - 548. John Wiley & Sons. New York.
- PEARCE, J. A. et al, 1982.- *The Oman Ophiolite as a Cretaceous Arc Basin Complex: Evidence and Implications*. Phil. Trans. R. Soc., A300: 299-317.
- PENNINGTON, W.D., 1979.- *The Subduction of Eastern Panamá Basin and the Seismotectonics of Northwestern South America*. Doctor of Philosophy Thesis, University of Wisconsin, Madison, 126 p.
- PICHLER, H., STIBANE, F. & WEYL, F., 1974.- *Basischer Magmatismus und Krustenbau im südlichen Mittelamerika, Kolumbien und Ecuador*. N. J.b. Geol. Palaont. Mh., 102-126. Stuttgart.
- PONCE, A., 1979.- *Anotaciones sobre la geología del Sur-Oriente del Departamento de Nariño*. Ingeominas. Informe 1769. Bogotá.
- RAMIREZ, C., 1982.- *El vulcanismo Neogénico y Cuaternario de Colombia: Cronología y Caracterización Químico Petrográfica*. Tesis de Grado para optar al título de Geólogo. 207 p. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- RAMIREZ, J.E., 1938.- *Las actividades sísmicas en el Departamento de Nariño*. Rev. de la Acad. Col. de C.E.F. y Nat. (7). Bogotá.
- 1948.- *The Pasto, Colombia, earthquake of July 14, 1947*. Bull. Seism. Soc. of Am. (4): 247-256.
- 1975.- *Historia de los terremotos en Colombia*. 2a. Edición. 250 p. Documentación Geográfica IGAC. Bogotá.
- RAMIREZ, J.E., ALDRICH, L.T., Editores, 1977.- *La transición océano-continente en el Suroeste de Colombia*. Inst. Geofísico de los Andes, Univ. Jav., 313 p. Bogotá.
- REISS, W., STUEBEL, A., 1899.- *Reisen in Sud-Amerika. Geologische Studien in der Republik Colombia*. 1. Die vulkanischen Gesteine, bearbeitet von Richard Kuech, 204 S, 9T. 2. Die älteren Massengesteine, kristallinen Schiefer und Sedimente, bearbeitet von Dr. Walther Bergt, 239 S. Verlag von A. Asher & Co., Berlin.

- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, 1978.- *Ocurrencia de Precámbrico en las cercanías de Medellín, Cordillera Central de Colombia*. En: Bol. de Ciencias de la Tierra (5-6), 45-57. U. Nal., Medellín, 1980-1981.
- RITTMANN, A. 1929.- *Die Bestimmung von Plagioklase Schweiz*. Miner. Petrog. Mitt. 9, 1-46.
- 1973.- *Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks. A Method of Calculation*. 263 p. Springer-Verlag. Berlin.
- RINCON, L., LOPEZ, J.M., 1952.- *Monografía del Municipio de Contadero, Depto. de Nariño*. SGN. Informe 896, 10 p. Bogotá.
- RODRIGUEZ, I., 1961.- *Geografía Económica de Nariño*. 388 p. Ed. Surcolombiana. Pasto.
- RODRIGUEZ, I. & ZARAMA, J.R., 1934.- *Monografía general de la ciudad de Pasto*. Bol. Soc. Geogr. de Col., 2a. época, año I (1): 45-60. Bogotá.
- ROYO Y GOMEZ, J., 1942a.- *Datos para la geología económica de Nariño y Alto Putumayo* - CEGOC, V, 53-174. Bogotá.
- 1942b.- *La cuenca del Río Mayo y su formación granatífera (Departamento de Nariño)*. CEGOC, V, 181-211. Bogotá.
- 1942c.- *La cuenca hidrográfica del Juanambú, Departamento de Nariño*. CEGOC, V, 213 - 252. Bogotá.
- SAPPER, K., 1917.- *Katalog der geschichtlichen Vulcanausbrueche*. Strassburg.
- SCHMITT, C., 1983.- *Junger Vulkanismus in den Kordilleren zuegen Sued Kolumbiens*. Zbl. Geol. Palaeont. Teil I, H. 3/4, 318-328.
- SCHUMACHER, H.A., 1984.- *Suedamerikanische Studien*. Berlin.
- SIMKIN, T., et al, 1981.- *Volcanoes of the world*. Smithsonian Institution, 232 p. Hutchinson Ross Publishing Co., Pennsylvania.
- STRECKEISEN, A., 1980.- *Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rock*. (IUGS Sub-comission on the Systematics of Igneous Rocks). Geol. Rdsch., 69 (1): 194-207. Stuttgart.
- STUTZER, O., 1934.- *Contribución a la geología del Toro, Cauca - Patía*. CEGOC, II, 69-140. Bogotá.
- THORPE, R. S., Editor, 1982.- *Andesites*. 724 p. John Wiley & Sons. New York.
- VILLA, J., 1935.- *Reconocimiento de algunas minas en la región de Samaniego, Nariño*. Bol. de Minas y Petr. (79-84): 279-311. Bogotá.
- WINKLER, H. G. F., 1979.- *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Fifth. Edition, 348 p. Springer-Verlag, Heidelberg.
- WOLFF, F. V., 1929.- *Der Vulkanismus*. Band II. 369-370 Stuttgart.
- ZARAMA, J.R., 1927.- *Geografía del Departamento de Nariño (República de Colombia)*. 144 p. Pasto.

ANEXO 1.- CONTENIDO DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA Y NORMA DE
RITTMANN DE LAVAS DEL VOLCAN GALERAS

E. MAYORES
(% peso)

IGM	135633	135634	135618	135585	135582	135615
Estacion	HC-84V	HC-85Vd	HC-66Va	HC-18V	HC-15V	HC-61V
SiO ₂	54.56	54.92	55.28	56.90	57.07	57.42
Al ₂ O ₃	17.34	17.55	14.15	17.65	17.41	17.44
FeO	7.12	6.75	6.19	7.18	7.10	6.91
MnO	0.19	0.00	0.10	0.13	0.13	0.13
MgO	3.53	3.71	6.27	3.51	4.12	3.89
CaO	8.48	8.24	7.81	6.62	8.31	7.01
Na ₂ O	4.00	3.97	3.11	3.69	3.54	3.82
K ₂ O	1.15	1.23	0.78	1.35	1.18	0.95
TiO ₂	0.94	0.92	0.77	0.92	0.74	0.68
P ₂ O ₅	0.26	0.26	0.21	0.22	0.17	0.21
H ₂ O	0.91	0.74	2.51	0.53	0.21	0.29
TOTAL	99.64	99.34	98.93	98.70	99.98	98.75

E. TRAZA
(ppm)

Li	11	16	20	15	13	10
V	242	236	206	208	227	170
Cr	34	18	275	20	28	64
Co	30	19	24	27	30	23
Ni	56	42	195	4	16	21
Cu	46	15	43	54	20	42
Rb	28	34	16	46	43	23
Sr	727	629	506	500	488	566
Ba	730	663	617	824	631	634
Sc	21	22	23	20	24	17
Y	16	16	13	28	17	14
Zr	92	104	92	117	93	91
K/Rb	341.00	300.00	405.00	244.00	228.00	343.00
Rb/Sr	0.04	0.05	0.03	0.09	0.09	0.04
Ni/Co	1.87	2.21	8.13	0.15	0.53	0.91
FeO*	7.31	6.75	6.29	7.31	7.23	7.04
FeO*/MgO	2.07	1.82	1.00	2.08	1.75	1.81
FeO/MgO	2.01	1.82	0.99	2.05	1.72	1.78
K ₂ O/Na ₂ O	0.29	0.31	0.25	0.37	0.33	0.25
K ₂ O+Na ₂ O	5.15	5.20	3.89	5.04	4.72	4.77

NORMA DE RITTMANN

IGM	135633	135634	135618	135525	135582	135615
Cuarzo	6.4	6.6	12.6	9.9	8.6	10.2
Sanidina	2.2	3.1	0.4	4.8		0.4
Plagioclasa	69.1	68.9	58.1	67.2	65.9	
Clinopx.	6.0	5.2	3.4	3.2	10.0	4.9
Ortopx.	10.4	10.8	18.6	12.0	9.9	12.0
Magnetita	1.6	1.5	1.2	1.6	1.5	1.5
Ilmenita	1.0	1.0	0.8	1.0	0.7	0.7
Apatito	0.5	0.5	0.4	0.5	0.3	0.4
Otros	2.8	2.5	4.3	0.0	0.0	0.0
I. Color	22.3	21.4	28.8	18.2	22.5	19.5
Plg. (%An)	39		41	43	43	41

DOBLE TRIANGULO DE STRECKEISEN

Q	8.2	8.4	17.8	12.1	11.1	12.7
	2.8	3.9	0.6	5.8	3.8	0.5
P	89.0	87.7	81.7	82.1	85.1	86.8
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sigma	2.29		1.23	1.83	1.58	1.58
Tao	11.12	11.51	11.27	12.25	15.24	15.30
Campo	10*	10*	10*	10*	10*	10*
Nombre(1)	C-A	C-A	C-A	LC-A	C-A	LC-A

DIAGRAMA AFM

32.2	33.2	23.6	31.8	29.4	30.4
45.7	43.1	38.2	46.1	45.0	44.8
22.1	23.7	38.1	22.1	25.6	24.8

COORDENADAS

	619430	619870	630320	626150	626970	632840
Y:	959840	960940	958550	972040	971350	956390

(1)

C-A : Cuarzoandesita
 LC-A: Leuco-cuarzoandesita

E. MAYORES

(% peso)

IGM	135612	135590	135636	135577	135608	135614
Estacion	HC-56V	HC-27V	HC-88V	HC-3V	HC-48V	HC-60V
SiO ₂	57.47	57.72	57.79	57.86	58.15	58.47
Al ₂ O ₃	16.57	17.58	17.57	17.10	17.72	16.93
FeO	7.31	6.69	6.61	7.13	6.80	6.45
MnO	0.11	0.13	0.12	0.13	0.10	0.12
MgO	4.30	3.69	3.76	3.88	2.90	3.80
CaO	7.17	6.72	7.05	7.82	6.75	5.94
Na ₂ O	3.46	3.80	3.63	3.58	4.19	4.08
K ₂ O	1.36	1.26	1.15	1.36	1.15	1.52
TiO ₂	0.82	0.75	0.71	0.75	0.73	0.80
P ₂ O ₅	0.19	0.21	0.18	0.17	0.23	0.25
H ₂ O	0.16	0.36	1.11	0.03	0.56	0.85
TOTAL	98.92	98.91	99.90	99.81	99.28	99.17

E. TRAZA

(ppm)

Li	11	11	19	14	10	14
V	259	190	177	231	192	195
Cr	80	13	49	45	7	74
Co	31	31	24	34	24	24
Ni	33	15	25	11	<1	40
Cu	45	24	43	45	40	39
Rb	47	33	49	46	35	33
Sr	470	559	462	478	537	540
Ba	670	712	620	758	754	841
Sc	24	18	19	23	16	17
Y	18	14	15	15	24	17
Zr	114	99	100	108	106	132
K/Rb	240.00	317.00	195.00	245.00	273.00	397.00
Rb/Sr	0.10	0.06	0.11	0.10	0.07	0.06
Ni/Co	1.06	0.48	1.04	0.32	---	1.67
FeO*	7.42	6.82	6.73	7.26	6.90	6.57
FeO*/MgO	1.73	1.85	1.79	1.87	2.38	1.73
FeO/MgO	1.70	1.81	1.76	1.83	2.34	1.70
K ₂ O/Na ₂ O	0.39	0.33	0.32	0.38	0.27	0.39
K ₂ O+Na ₂ O	4.82	5.06	4.78	4.94	5.34	5.66

NORMA DE RITTMANN

IGM	135612	135590	135636	135577	135608	135614
Cuarzo	10.4	10.3	11.4	9.8	10.3	10.1
Sanidina	5.7	3.6	2.3	5.4	1.9	7.7
Plagioclasa	61.9	67.8	67.7	63.3	70.9	63.9
Clinopx.	7.3	4.0	3.5	9.3	4.9	4.1
Ortopx.	11.9	11.6	12.1	9.6	9.1	11.3
Magnetita	1.5	1.5	1.4	1.5	1.6	1.5
Ilmenita	0.8	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8
Apatito	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5
Otros	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0
I. Color	22.1	18.3	18.6	21.5	16.8	18.3
Plg. (%An)	42	41	43	42	38	37

DOBLE TRIANGULO DE STRECKEISEN

Q	13.3	12.6	14.0	12.5	12.4	12.4
A	7.3	4.4	2.9	6.9	2.3	9.4
P	79.4	83.0	83.2	80.7	85.3	78.2
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sigma	1.61	1.74	1.54	1.64	1.88	2.07
Tao	12.98	14.35	15.66	14.70	14.09	12.14
Campo	10*	10*	10*	10*	10*	9*
Nombre (2)	C-A	LC-A	LC-A	C-A	LC-A	C-LA

DIAGRAMA AFM

A	29.1	32.5	31.3	30.7	35.3	35.3
F	44.9	43.8	44.1	45.1	45.6	41.0
M	26.0	23.7	24.6	24.1	19.2	23.7

COORDENADAS

X:	629530	628660	619880	625940	618690	629670
Y:	961780	970050	960930	969880	958320	960740

(2)

C-A: Cuarzoandesita
 LC-A: Leucocuarzoandesita
 C-LA: Cuarzolatiandesita

E. MAYORES
(% peso)

IGM	136076	136071	136069	135586	135619	135575
Estacion	HC-120V	HC-113V	HC-111V	HC-21V	HC-67V	HC-1V
SiO ₂	58.47	58.61	58.62	58.77	58.77	58.80
Al ₂ O ₃	17.17	17.27	17.91	16.56	16.90	17.31
FeO	6.45	6.53	6.20	6.48	6.33	6.67
MnO	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12
MgO	3.81	3.49	3.47	3.93	3.19	3.82
CaO	6.67	6.57	6.66	6.13	6.51	7.07
Na ₂ O	4.11	3.77	3.75	4.08	4.05	3.70
K ₂ O	1.42	1.44	1.35	1.68	1.27	1.33
TiO ₂	0.75	0.69	0.69	0.78	0.75	0.72
P ₂ O ₅	0.20	0.18	0.17	0.26	0.19	0.18
H ₂ O	0.11	0.30	0.72	0.12	0.43	0.08
TOTAL	99.27	98.96	99.65	98.80	98.50	99.80

E. TRAZA
(ppm)

Li	---	21	11	14	13	21
V	221	197	204	204	175	191
Cr	24	26	28	67	17	29
Co	26	25	28	19	24	28
Ni	29	16	16	27	13	17
Cu	52	45	62	20	37	40
Rb	---	46	35	54	27	42
Sr	539	488	539	636	535	497
Ba	660	741	684	1997	781	672
Sc	17	12	19	17	17	20
Y	15	19	16	15	15	15
Zr	118	115	121	131	116	102
K/Rb	---	260.00	320.00	258.00	390.00	263.00
Rb/Sr	---	0.10	0.06	0.08	0.05	0.08
Ni/Co	1.13	0.64	0.57	1.42	0.54	0.61
FeO*	6.56	6.64	6.31	6.59	6.44	6.79
FeO*/MgO	1.72	1.90	1.82	1.72	2.02	1.78
FeO/MgO	1.69	1.87	1.79	1.69	1.92	1.75
K ₂ O/Na ₂ O	0.35	0.38	0.36	0.41	0.31	0.36
K ₂ O+Na ₂ O	5.53	5.21	5.10	5.76	5.32	5.03

NORMA DE PITTMANN

IGM	136076	136071	136069	135586	135619	135575
Cuarzo	9.3	11.5	11.5	10.0	11.9	11.2
Sanidina	5.5	6.0	4.5	9.0	3.8	4.6
Plagioclasa	66.1	64.8	67.3	61.9	66.8	64.9
Clinopx.	6.3	4.6	3.2	5.7	5.8	6.0
Orthopx.	10.1	10.6	11.0	10.5	9.0	10.7
Magnetita	1.5	1.5	1.4	1.5	1.4	1.4
Ilmenita	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	0.7
Apatito	0.4	0.4	0.3	0.5	0.4	0.4
Otros	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
I. Color	19.1	17.7	16.6	19.0	17.4	19.2
Plg. (%An)	39	40	43	36	37	42

DOBLE TRIANGULO DE STRECKEISEN

Q	11.6	14.0	13.8	12.4	14.4	13.9
A	6.8	7.3	5.4	11.2	4.7	5.7
F	81.7	78.7	80.8	76.4	80.9	80.4
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sigma	1.98	1.74	1.67	2.10	1.79	1.60
Tao	13.75	15.52	16.47	12.00	13.67	15.12
Ca/F6	10+	10*	10+	9+	10+	10*
Nombre(3)	LC-A	LC-A	LC-A	C-LA	LC-A	LC-A

DIAGRAMA AFM

A	34.8	34.0	34.3	35.6	35.6	32.2
F	41.3	43.3	42.4	40.7	43.1	43.4
M	24.0	22.8	23.3	23.7	21.3	24.4

COORDENADAS

X:	620980	626780	626780	625570	629660	629825
Y:	971870	969310	969300	974900	955300	973640

(3)

LC-A: Leucocuarzoandesita

C-LA: Cuarzolatiandesita

E. MAYORES

(% peso)

IGM	135576	135601	135597	136075	135600	135591
Estacion	HC-2V	HC-44V	HC-38V	HC-118V	HC-43V	HC-28Vb
SiO ₂	59.86	59.09	59.15	59.74	59.75	59.76
Al ₂ O ₃	16.87	16.24	18.53	16.20	17.11	16.73
FeO	6.88	6.52	4.95	6.08	6.48	6.26
MnO	0.12	0.03	0.09	0.11	0.12	0.11
MgO	3.78	1.90	2.23	3.58	3.17	3.89
CaO		5.74	6.45	6.05	6.35	
Na ₂ O	3.61	4.24	4.06	3.94	3.92	3.81
K ₂ O	1.47	1.08	1.94	1.59	1.32	1.35
TiO ₂	0.74	0.73	0.69	0.73	0.68	0.71
P ₂ O ₅	0.17	0.20	0.21	0.20	0.19	0.23
H ₂ O	0.47	2.70	1.24	0.09	0.53	0.28
TOTAL	100.26	99.76	99.59	98.31	99.62	99.71

E. TRAZA

(ppm)

Li	26	13	19	18	14	13
V	221	195	127	179	181	204
Cr	43	161	13	64	19	61
Co	30	23	27	25	35	34
Ni	12	91	8	22	11	18
Cu	32	35	35	22	51	25
Rb	61	33	55	48	37	43
Sr	458	601	501	474	490	449
Ba	670	694	836	828	750	703
Sc	21	18	13	18	17	21
Y	15	16	19	15	14	16
Zr	100	94	141	116	95	91
K/Rb	200.00	272.00	293.00	275.00	296.00	261.00
Rb/Sr	0.13	0.05	0.11	0.10	0.08	0.10
Ni/Co	0.40	3.96	0.30	0.88	0.31	0.53
FeO*	7.00	6.55	5.04	6.19	6.60	6.37
FeO*/MgO	1.85	3.45	2.26	1.73	2.08	1.64
FeO/MgO	1.82	3.43	2.22	1.70	2.04	1.61
K ₂ O/Na ₂ O	0.41	0.25	0.48	0.40	0.34	0.35
K ₂ O+Na ₂ O	5.08	5.32	6.00	5.53	5.24	5.16

NORMA DE RITTMANN

IGM	135576	135601	135597	136075	135600	135591
Cuarzo	11.3	15.8	11.2	12.9	13.2	12.7
Sanidina	7.0	1.8	10.7	8.2	4.4	5.1
Plagioclase	61.4	68.4	65.8	60.8	65.7	63.4
Clinopx.	7.9	2.9	3.1	5.8	4.2	5.4
Orthopx.	9.7	7.8	6.8	9.7	9.9	10.8
Magnetita	1.5	1.5	1.1	1.4	1.5	1.4
Ilmenita	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7
Apatito	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5
Otros	0.0	0.7	0.1	0.0	0.0	0.0
I. Color	20.3	14.0	12.3	18.0	16.7	18.8
Plg. (XAn)	41	34	40	37	39	39

DOBLE TRIANGULO DE STRECKEISEN

Q	14.2	18.4	12.7	15.7	15.9	15.7
A	8.7	2.1	12.2	10.1	5.3	6.2
F	77.1	79.5	75.1	74.2	78.9	78.1
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sigma	1.63	1.76	2.23	1.83	1.64	1.59
Tao	14.57	12.90	16.08	13.18	15.16	13.74
Campo	9*	10*	9*	9*	10*	10*
Nombre(4)	C-LA	LC-A	LC-LA	C-LA	LC-A	LC-A

DIAGRAMA AFM

A	32.0	38.6	45.2	36.1	34.9	33.5
F	44.1	47.6	38.0	40.5	44.0	41.3
M	23.8	13.8	16.8	23.4	21.1	25.2

COORDENADAS

X:	626325	626580	634730	624100	628890	628210
Y:	969250	954910	959250	973090	954390	974880

(4)

C-LA : Cuarzolatiandesita
 LC-A : Leucocuarzoandesita
 LC-LA: Leucocuarzolatiandesita

E. MAYORES
(%peso)

IGM Estacion	135595 HC-32V	135588 HC-23V	135610 HC-51V	136074 HC-117V	135596 HC-35V	136068 HC-110V
SiO ₂	59.91	60.09	60.12	60.24	60.26	60.53
Al ₂ O ₃	16.58	16.80	17.73	16.52	17.83	19.49
FeO	6.14	6.50	5.74	6.12	5.29	4.10
MnO	0.11	0.12	0.10	0.10	0.09	0.06
MgO	3.15	3.22	2.60	3.52	2.66	1.29
CaO	6.09	6.10	6.24	5.91	6.14	6.13
Na ₂ O	3.98	3.52	4.28	3.96	4.26	4.53
K ₂ O	1.69	1.42	1.15	1.51	1.68	2.08
TiO ₂	0.69	0.68	0.63	0.73	0.68	0.64
P ₂ O ₅	0.18	0.16	0.23	0.20	0.21	0.25
H ₂ O	0.30	0.37	0.55	0.29	0.43	0.53
TOTAL	98.82	98.98	99.37	99.00	99.53	99.63

E. TRAZA
(ppm)

Li	20	19	15	17	16	18
V	156	192	151	177	155	95
Cr	23	33	7	70	23	<1
Co	32	14	23	22	27	19
Ni	16	11	4	21	15	<1
Cu	31	41	35	29	47	32
Rb	43	61	36	55	51	65
Sr	193	378	599	485	526	536
Ba	790	1040	765	774	782	987
Sc	15	17	12	18	14	10
Y	16	16	17	14	16	20
Zr	133	97	105	120	130	180
K/Rb	326.00	193.00	265.00	228.00	273.00	266.00
Rb/Sr	0.09	0.16	0.06	0.11	0.10	0.12
Ni/Co	0.50	0.79	0.17	0.95	0.56	---
FeO*	6.25	6.62	5.84	6.22	5.28	4.16
FeO*/MgO	1.98	2.06	2.25	1.77	2.02	3.22
FeO*/MnO	1.95	2.02	2.21	1.74	1.99	3.18
K ₂ O/Na ₂ O	0.42	0.40	0.27	0.38	0.39	0.46
K ₂ O+Na ₂ O	5.67	4.94	5.43	5.47	5.94	6.61

NORMA DE RITTMANN

IGM	135595	135588	135610	136074	135596	136068
Cuarzo	12.8	15.6	13.4	13.6	12.0	11.2
Sanidina	9.2	6.2	1.8	7.0	8.1	11.7
Plagioclasa	61.2	62.0	70.8	62.4	66.1	68.7
Clinopx.	5.5	2.8	3.0	3.9	3.7	1.7
Ortopx.	8.8	11.0	8.5	10.5	7.7	4.5
Magnetita	1.4	1.4	1.3	1.4	1.2	1.0
Ilmenita	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.7
Apatito	0.4	0.3	0.5	0.4	0.4	0.5
Otros	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
T. Color	16.8	16.2	14.0	16.9	13.8	8.3
Plg. (XAn)	37	42	37	37	37	38

DOBLE TRIANGULO DE STRECKEISEN

O	15.4	18.6	15.6	16.4	14.0	12.3
A	11.1	7.3	2.1	8.4	9.4	12.8
F	73.5	74.1	82.3	75.2	76.7	74.9
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sigma	1.90	1.43	1.72	1.74	2.04	2.49
Tao	14.48	15.81	15.64	13.51	15.25	16.81
Campo	9*	10*	10*	9*	9*	9*
Nombre (S)	C-LA	LC-A	LC-A	C-LA	LC-LA	LC-LA

DIAGRAMA AFM

A	37.6	33.4	39.1	36.0	42.5	54.8
F	41.5	44.8	42.1	40.9	38.5	34.5
M	20.9	21.8	18.7	23.1	19.0	10.7

COORDENADAS

X:	631860	628290	630390	624070	633940	617350
Y:	970920	966190	966490	972290	962060	961390

(S)

C-LA : Cuarzolatiandesita
 LC-A : Leucocuarzoandesita
 LC-LA: Leucocuarzolatiandesita

E. MAYORES
(% peso)

IGM	135613	135616	135579	135598	135609	135637
Estacion	HC-58V	HC-62Vb	HC-5V	HC-39V	HC-49V	HC-89V
SiO ₂	62.85	62.87	63.02	63.49	63.74	64.71
Al ₂ O ₃	17.86	17.85	15.56	17.99	17.96	17.23
FeO	3.89	3.66	5.15	3.48	3.68	2.87
MnO	0.07	0.09	0.09	0.07	0.07	0.06
MgO	1.20	1.29	2.44	1.20	1.18	1.08
CaO	5.00	5.15	4.85	5.04	4.83	3.96
Na ₂ O	4.60	4.68	4.02	4.83	4.65	4.92
K ₂ O	2.30	2.23	2.45	2.17	2.22	2.54
TiO ₂	0.65	0.65	0.64	0.67	0.68	0.63
P ₂ O ₅	0.22	0.22	0.17	0.22	0.22	0.21
H ₂ O	0.61	0.41	0.46	0.51	0.69	0.67
TOTAL	99.25	99.10	98.85	99.67	99.92	98.88

E. TRAZA
(ppm)

Li	16	20	25	18	17	22
V	95	77	149	86	74	59
Cr	8	1	11	6	11	11
Co	12	20	30	12	17	34
Ni	11	11	9	11	11	11
Cu	26	28	31	31	17	46
Rb	74	60	70	80	62	69
Sr	470	495	395	481	479	389
Ba	994	969	1020	1283	1097	1109
Sc	10	10	17	10	9	9
Y	19	21	20	21	17	16
Zr	182	177	198	179	171	198
K/Rb	1258.00	309.00	291.00	225.00	297.00	306.00
Rb/Sr	0.16	0.12	0.18	0.17	0.13	0.18
Ni/Co	---	---	0.30	---	---	---
FeO*	3.96	3.75	5.24	3.55	3.75	2.93
FeO*/MgO	3.30	2.91	2.15	2.96	3.18	2.71
FeO/MgO	3.24	2.84	2.11	2.90	3.12	2.66
K ₂ O/Na ₂ O	0.50	0.48	0.61	0.45	0.48	0.52
K ₂ O+Na ₂ O	6.90	6.91	6.47	7.00	6.87	7.46

NORMA DE RITTMANN

IGM	135613	135616	135579	135598	135609	135637
Cuarzo	15.1	14.7	16.9	15.0	16.1	16.7
Sanidina	15.1	14.2	19.1	13.2	13.9	17.9
Plagioclase	62.0	62.8	50.6	64.2	62.8	59.4
Clinopx.	1.7	2.4	4.7	2.1	0.8	0.7
Orthopx.	4.1	3.2	6.5	3.5	4.3	3.6
Magnetita	0.9	0.9	1.3	0.8	0.9	0.7
Ilmenita	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7
Apatito	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4
Otros	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
I. Color	7.8	9.2	13.4	7.6	7.1	6.0
Plg. (%An)	33	32	33	31	32	29

DOBLE TRIANGULO DE STRECKEISEN

Q	16.3	16.0	19.5	16.2	17.4	17.8
A	16.4	15.5	22.0	14.3	15.0	19.1
F	67.3	68.5	58.4	69.5	67.6	63.2
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sigma	2.40	2.40	2.09	2.32	2.28	2.56
Tao	15.24	15.14	14.25	14.79	14.79	14.65
Campo	94	94	94	94	94	94
Nombre (s)	LC-LA	LC-LA	LC-LA	LC-LA	LC-LA	LC-LA

DIAGRAMA AFM

A	57.2	57.8	45.7	59.6	58.2	65.0
F	32.8	31.4	37.0	30.2	31.8	25.5
M	10.0	10.8	17.2	10.2	10.0	9.4

COORDENADAS

X:	633550	631420	627060	635090	618110	623150
Y:	959525	959240	968820	958200	959640	965350

(6) $100\text{FeO} + 100\text{CaO} + 100\text{SiO}_2$
 LC-LA: Leucocuarzolatiandesita

ANEXO 2. - CONTENIDO DE MINERALES MODALES DE LAVAS DEL VOLCAN GALERAS.

IGM	135633	135634	135618	135585	135582	135615
Matriz (%)	55	42	62	62	47	51
Fenocristal (%)	45	48	38	38	53	49
Plagioclasa T. (%)	58	53	48	49	49	53
Plagioclasa F. (%)	31	36	18	30	43	30
Piroxeno T. (%)	31	37	33	42	25	37
Piroxeno F. (%)	7	7	11	6	9	15
Vidrio T. (%)	0	3	1	<1	19	3
Metalico T. (%)	3	2	3	5	5	4
Trid./Orist. T. (%)	<1	0	<1	2	2	0
Olivino T. (%)	7	5	9	2	<1	2
Anfibol T. (%)	0	<1	0	0	0	1
Otros (%)	<1	<1	4	<1	<1	<1
	abcdi	abci	ebfd	cda	g	cdi

IGM	135612	135590	135636	135577	135608	135614
Matriz (%)	65	41	68	50	51	59
Fenocristal (%)	35	59	32	50	49	41
Plagioclasa T. (%)	66	64	66	63	67	50
Plagioclasa F. (%)	23	45	20	35	36	27
Piroxeno T. (%)	30	19	24	22	17	21
Piroxeno F. (%)	11	13	11	14	7	13
Vidrio T. (%)	0	8	4	5	4	26
Metalico T. (%)	4	6	5	4	5	4
Trid./Orist. T. (%)	0	3	1	5	<1	0
Olivino T. (%)	0	<1	<1	1	<1	<1
Anfibol T. (%)	<1	0	<1	0	5	0
Otros (%)	<1	<1	<1	<1	<1	<1
	ad	ei	a	ae	a	agd

IGM	136076	136071	136069	135586	135619	135575
Matriz (%)	64	44	44	59	51	42
Fenocristal (%)	36	56	56	41	49	58
Plagioclasa T. (%)	45	56	55	50	70	43
Plagioclasa F. (%)	27	47	44	30	37	40
Piroxeno T. (%)	17	15	12	20	20	18
Piroxeno F. (%)	9	7	11	10	9	11
Vidrio T. (%)	31	25	28	25	1	32
Metalico T. (%)	1	3	3	3	5	4
Trid./Orist. T. (%)	6	1	2	2	1	0
Olivino T. (%)	<1	<1	0	<1	0	3
Anfibol T. (%)	0	<1	0	0	3	0
Otros (%)	<1	<1	<1	<1	<1	<1
	ag	ai	di	a	ai	s

NOTA: ABREVIATURAS Y SIMBOLOGIA EN LA ULTIMA PAGINA DEL ANEXO

IGM	135576	135601	135597	136075	135600	135591
Matriz (%)	56	80	61	55	52	47
Fenocristal (%)	44	20	39	45	48	53
Plagioclasa T. (%)	67	69	42	46	72	67
Plagioclasa F. (%)	36	19	34	35	35	40
Piroxeno T. (%)	21	13	9	22	17	22
Piroxeno F. (%)	7	1	4	9	10	12
Vidrio T. (%)	<1	0	45	27	1	6
Metálico T. (%)	6	4	4	4	8	5
Trid./Crist. T. (%)	6	<1	0	1	<1	0
Olivino T. (%)	<1	0	<1	0	0	0
Anfibol T. (%)	0	<1	0	0	2	<1
Otros (%)	<1	14	<1	<1	<1	<1
	dai	fd	ai	d	adi	ei

IGM	135595	135588	135610	136074	135596	136068
Matriz (%)	57	52	58	58	59	64
Fenocristal (%)	43	48	42	42	41	36
Plagioclasa T. (%)	37	68	77	70	52	75
Plagioclasa F. (%)	34	38	36	32	33	34
Piroxeno T. (%)	16	26	16	19	9	13
Piroxeno F. (%)	8	9	5	9	8	1
Vidrio T. (%)	44	1	1	7	36	10
Metálico T. (%)	3	5	6	4	3	2
Trid./Crist. T. (%)	0	0	0	<1	0	<1
Olivino T. (%)	<1	<1	0	0	0	0
Anfibol T. (%)	<1	0	<1	0	0	<1
Otros (%)	<1	<1	<1	<1	<1	<1
	ei	ai	ai	agdi	a	hd

IGM	135613	135616	135579	135598	135609	135637
Matriz (%)	68	73	62	74	67	75
Fenocristal (%)	32	27	38	26	33	25
Plagioclasa T. (%)	85	54	29	44	90	21
Plagioclasa F. (%)	30	25	29	24	29	21
Piroxeno T. (%)	8	1	8	2	7	3
Piroxeno F. (%)	2	1	8	2	3	12
Vidrio T. (%)	3	43	59	51	0	74
Metálico T. (%)	4	2	1	3	3	1
Trid./Crist. T. (%)	0	0	3	0	0	1
Olivino T. (%)	0	0	0	0	0	0
Anfibol T. (%)	0	<1	0	0	0	0
Otros (%)	<1	<1	<1	<1	<1	<1
	agd	de	a	ad	ade	hag

ABREVIATURAS Y SIMBOLOGIA.

Plagioclase T.	=	Plagioclase total.
Plagioclase F.	=	Plagioclase en fenocristales.
Piroxeno T.	=	Piroxeno total.
Piroxeno F.	=	Piroxeno en fenocristales.
Trid./Crist. T.	=	Tridimita y/o cristobalita y a veces calcedonia
IGM	=	Numero de identificacion de la muestra.
En Otros:	a	= Apatito.
	b	= Calcita.
	c	= Iddingsita.
	d	= Oxidos de hierro.
	e	= Xenolitos.
	f	= Clonita.
	g	= Rutilo.
	h	= Sanidina.
		= Glomerocristales.
	i	