

BOLETIN GEOLOGICO



MINERALIZACIONES DE SEGREGACION MAGMATICA
EN EL BATOLITO DE SABANALARGA

Gabriel Rodríguez G. y Gilberto Zapata G.

LA ERUPCION DEL VOLCAN NEVADO DEL RUIZ EL PRIMERO DE
SEPTIEMBRE DE 1989. DATOS GEOLOGICOS Y MODELO DE LA ERUPCION

Ricardo Arturo Méndez F. y Hernan Tadeo Valencia O.

UNIDADES LITODEMICAS EN LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA

Mario Maya y Humberto González

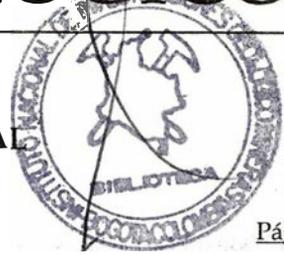
VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA, GENERALIDADES
Y CONSIDERACIONES GLACIOLOGICAS

Héctor Mora Páez, Luis Fernando Guarnizo A. y Armando Murcia Leal

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y QUIMICA
INGEOMINAS

BOLETIN GEOLOGICO

CONTENIDO GENERAL



Página

Gabriel Rodríguez G. Gilberto Zapata G.	Mineralizaciones de segregación magmática en el Batolito de Sabanalarga3 - 19
Ricardo Arturo Méndez F. Hernan Tadeo Valencia O.	La erupción del Volcán Nevado del Ruiz el primero de septiembre de 1989. Datos geo- lógicos y modelo de la erupción21 - 42
Mario Maya Humberto González	Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia 43 - 57
Héctor Mora Páez Luis Fernando Guarnizo A. Armando Murcia Leal	Volcán Nevado del Tolima, generalidades y consideraciones glaciológicas59 - 145

Derechos reservados por:

INGEOMINAS: Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química.
Diagonal 53 No. 34-53, A. A. No. 4865.
Santafé de Bogotá, D. C., Colombia S. A.

El Boletín Geológico se publica en tres (3) números cada año.

Formato de publicación 17 x 24 cm

Editor:

ALBERTO VILLEGAS BETANCOURT

Geólogo

Editado e impreso por INGEOMINAS

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y QUIMICA
INGEOMINAS

UNIDAD OPERATIVA MEDELLIN

**MINERALIZACIONES DE SEGREGACION
MAGMATICA EN EL BATOLITO DE
SABANALARGA**

Por:

GABRIEL RODRÍGUEZ G.
GILBERTO ZAPATA G.

MEDELLIN - 1995

998001

CONTENIDO

	<u>Pág.</u>
RESUMEN	5
ABSTRACT	5
1. INTRODUCCION.....	6
2. MARCO GEOLOGICO REGIONAL.....	6
3. BATOLITO DE SABANALARGA	8
3.1. FACIES MAFICA-ULTRAMAFICA	9
3.1.1. Alteración	10
3.2. FACIES FELSICA	10
4. MINERALIZACIONES DE SEGREGACION MAGMATICA	10
4.1. MINERALOGIA Y TEXTURAS	11
4.2. ANALISIS QUIMICOS DE LAS MENAS.....	15
4.3. GENESIS	16
5. CONCLUSIONES	17
6. REFERENCIAS	18

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. Mapa geológico y localización del area de estudio.....	7
FIGURA 2. Mena masiva. Cristales de olivino flotando en una matriz de pirrotina	11
FIGURA 3. Cristales de olivino, rodeados por pirrotina	12
FIGURA 4. Cristales de olivino reemplazados por iddingsita y serpentinita flotando en una matriz de pirrotina.....	13
FIGURA 5. Venillas de piritita a través de la pirrotina y los silicatos	14
FIGURA 6. Pirrotina con aspecto fibroso junto con los silicatos	14

LISTA DE TABLAS

TABLA 1. Análisis por copelación y absorción atómica para oro y plata y absorción atómica para metales base en minerales de segregación magmática	15
TABLA 2. Análisis de oro por concentración y absorción atómica	16

RESUMEN

Asociadas al Batolito de Sabanalarga en el área de Ituango, se presentan mineralizaciones de sulfuros. La zona de interés se encuentra en el límite geológico entre rocas de afinidad continental y oceánica, marcado por el sistema de fallas Cauca-Romeral.

El Batolito de Sabanalarga, con edades radiométricas de 97 ± 10 y $98,2 \pm 3,5$ m.a. (Albiano-Coniaciano), es un plutón compuesto, con una facies máfica-ultramáfica, a la que están asociados los sulfuros y otra de composición intermedia. Intruye rocas metamórficas del Grupo Valdivia de edad paleozoica y está en contacto fallado con las rocas volcano-sedimentarias de la Formación Barroso; al oriente se encuentran rocas ultramáficas no asociadas al batolito y al oeste depósitos cuaternarios.

Las mineralizaciones ocurren en las quebradas El Encanto, Chontaduro y El Tinto. Los sulfuros se presentan masivos y disseminados en forma de bandas y bolsones con espesores entre 0,4 -3 m, están constituidos por pirrotina y en menor proporción calcopirita, magnetita y pirita, con pequeñas cantidades de oro y plata. Los minerales de ganga son: olivino, piroxenos y anfíbol uralítico.

La relación sulfuros/silicatos varía de 1/9 en las mineralizaciones disseminadas a 4/6 y 7/3 en las menas masivas. Las muestras se analizaron por absorción atómica y presentan valores de cobre que varían entre 200 ppm y 2,38%, cinc entre 44 y 146 ppm, níquel (280-710 ppm) y cobalto (29-552 ppm). Los análisis para oro y plata se realizaron también por copelación, obteniendo resultados entre

0,28 y 2,13 g/ton de oro y 3,31 -20,5 g/ton de plata.

Por asociación mineralógica y litológica y texturas se considera que estas manifestaciones de sulfuros son de segregación magmática formadas por procesos de diferenciación de líquidos sulfurosos inmiscibles en la cámara magmática.

ABSTRACT

Associated to the Sabanalarga Batholith in the Ituango area there are mineralizations of sulfides. The zone of interest is located in the geologic limit between rocks of continental and oceanic affinities, marked by the Cauca-Romeral Fault System.

The Sabanalarga batholith, with radiometric ages of 97 ± 10 and $98,2 \pm 3,5$ m.a., is a pluton of intermediate composition with some mafic and ultramafic facies to which sulfides are associated. The batholith intrudes the Paleozoic metamorphic rocks of the Valdivia Group and it is in fault contact with the volcanic-sedimentary rocks of the Barroso Formation. To the east of the batholith there are ultramafic rocks not associated to it and to the west quaternary deposits.

The mineralizations occur in the ravines El Encanto, Chontaduro and El Tinto. The sulfides present are massive and disseminated in the form of bands and large pulses with thicknesses between 0.4 -3 m. The mineralization is constituted by pyrite and to a less proportion chalcopyrite, magnetite and pyrites, with small amounts gold and silver. The gangue minerals are olivine, pyroxens and an uralitic amphibole.

The ratio sulfites/silicates varies from 1/9 in the disseminated mineralizations to 4/6 and 7/3 in the massive mineralizations. The samples were analyzed by atomic absorption and present concentrations between 200 ppm and 2,38% in copper, from 44 and 146 ppm in zinc, 280-710 ppm in nickel and 29 to 552 ppm in cobalt. The analysis for gold and silver were made by cupellation, obtaining results between 0.28 and 2.13 g/ton for gold and 3.31 - 20.5 g/ton for silver.

From the mineralogical association, lithology and tectonic environment it is considered that sulfides manifestations are due to magmatic segregation formed by processes of gravitational differentiation in the magmatic chamber.

1. INTRODUCCION

Las mineralizaciones de sulfuros asociadas al Batolito de Sabanalarga, en el municipio de Ituango, sobre el flanco oriental de la Cordillera Occidental, al oeste del departamento de Antioquia (Figura 1), son las primeras manifestaciones de menas de segregación magmática reportadas en este intrusivo, ampliando la posibilidad de encontrar nuevas mineralizaciones de este tipo.

En este estudio se describe la geología, mineralogía, texturas, las relaciones entre menas y rocas encajantes y entre sulfuros y silicatos, el marco geológico local y los valores preliminares de Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Co y Ni de las mineralizaciones; además se hace una interpretación genética fundamentada en estudios en otras partes del mundo y en los rasgos texturales y litológicos encon-

trados en las menas y en las rocas encajantes. En este trabajo se utilizó información extractada del informe 'Exploración de Metales Base (Cu, Pb, Zn) y oro, en una faja al Oeste del Municipio de Ituango' (RODRIGUEZ y ZAPATA, 1995).

2. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

La zona se encuentra geográficamente en el flanco oriental de la Cordillera Occidental y geológicamente en el límite entre el dominio de rocas continentales y oceánicas, a lo largo del sistema de fallas Cauca Romeral, que enmarca la tectónica de la región.

La geología esta constituida por rocas metamórficas del Grupo Valdivia, rocas ígneas del Batolito de Sabanalarga, fajas de rocas ultramáficas, rocas volcánicas correlacionables con la Formación Barroso y algunos depósitos cuaternarios correspondientes a flujos de lodo y de escombros (Figura 1).

El Grupo Valdivia es un conjunto de rocas metasedimentarias y metavolcánicas, subdividido en tres unidades de esquistos y tres unidades de neises (HALL et al, 1972; MUÑOZ, 1980), de edad Paleozoico superior (HALL et al, 1972).

Las rocas del Grupo Valdivia, en los alrededores de Ituango, son metasedimentos y metavulcanitas, que fueron sometidas a condiciones de metamorfismo regional de las facies esquistos verde y anfibolita baja (HALL et al, 1972). Ocurren como fajas delgadas con dirección general norte-sur y corresponden a esquistos de colores negro, gris y verde.

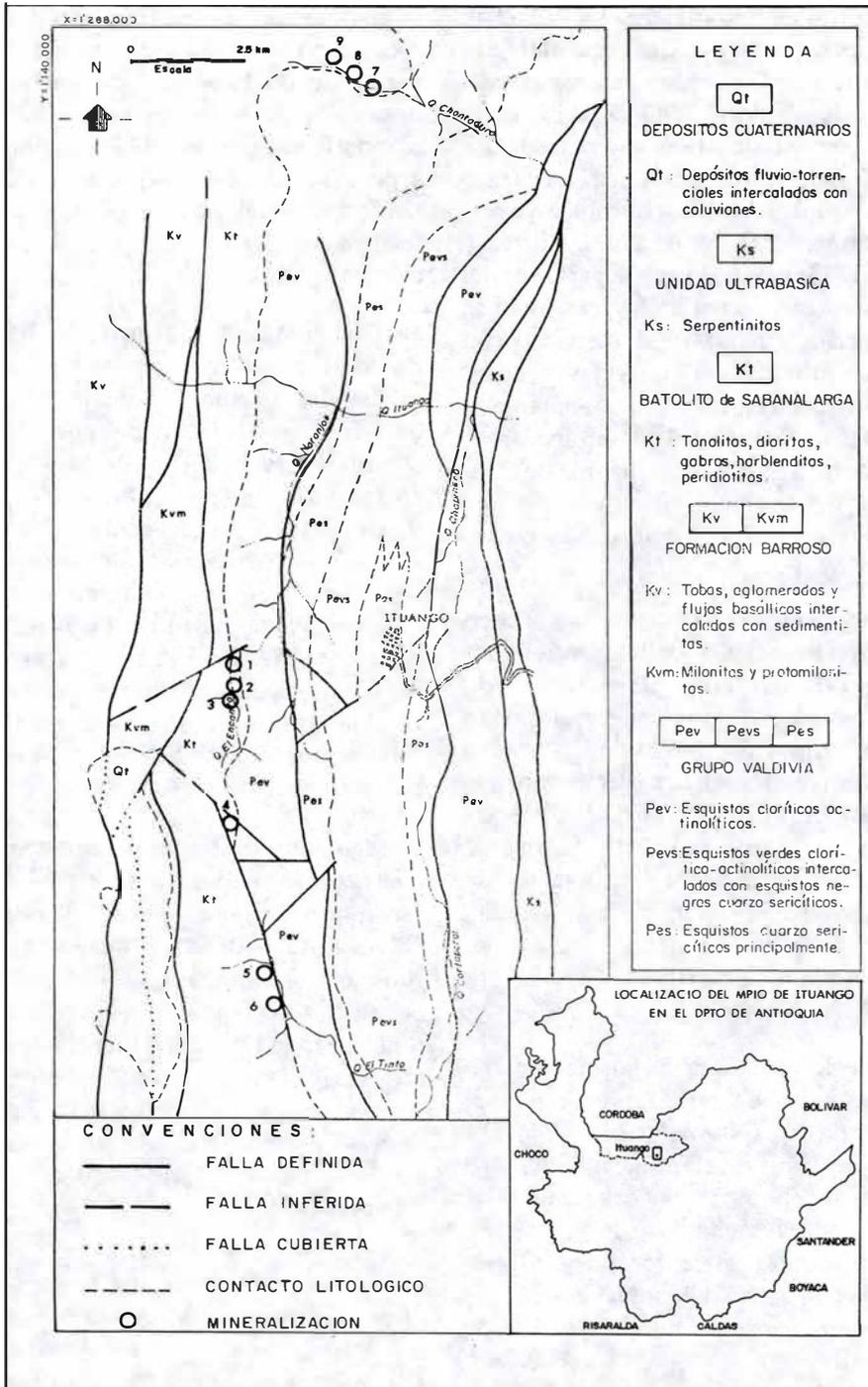


FIGURA 1. Mapa geológico y localización del area de estudio.

100875

El Batolito de Sabanalarga (HALL et al, 1972), es un intrusivo de forma alargada en sentido norte-sur, con un área aproximada de 410 km² (GONZALEZ et al, 1978) con edades radiométricas K/Ar (97 ± 10 m.a y $98,2 \pm 3,5$ m.a. (Albiano-Coniaciano) en biotita y hornblenda respectivamente; (MAYA, 1992). Correa y Calle, 1988 encuentran en la parte sur del intrusivo tres facies litológicas: máfica, intermedia y félsica y de acuerdo con análisis químicos de óxidos mayores consideran que el Batolito de Sabanalarga se emplazó en un arco de islas intraoceánico inmaduro, a partir de un magma de composición gabrítica o basáltica, con una alta diferenciación y por varios pulsos magmáticos.

Las rocas volcánicas que afloran al occidente del sistema Cauca-Romeral en contacto fallado con el Batolito de Sabanalarga, en Ituango, se correlacionan con la Formación Barroso. Esta unidad hace parte del Grupo Cañasgordas (ALVAREZ Y GONZALEZ, 1978) y se ha planteado un origen a partir de un arco volcánico basáltico en una zona de subducción (ESTRADA, 1972; ALVAREZ, 1979). La edad radiométrica es Aptiano-Cenomaniano (105 ± 10 m.a, K/Ar en roca total, MAYA 1992)

El área donde aflora la Formación Barroso es reducida, en el límite occidental de la zona de exploración, corresponde a tobas de ceniza y lapilli, aglomerados volcánicos, flujos de lava con texturas de flujo y porfídicas, de composición basáltica y andesítica, localmente intercaladas con capas delgadas y medias de chert negro y gris con venillas blancas de cuarzo lechoso.

Se encuentra en contacto fallado con el Batolito de Sabanalarga, presentando a lo

largo de la zona de falla una secuencia de rocas dinámicas de color verde, localmente de un kilómetro de ancho, con desarrollo de foliación milonítica fina, planos de esquistosidad bien definidos y aspecto similar a un esquisto verde, tratándose de milonitas y protomilonitas formadas a partir de rocas de composición basáltica.

Una delgada franja de rocas ultrabásicas de edad cretácica temprana, aflora al oriente del Batolito de Sabanalarga, está en contacto fallado con rocas metamórficas del Grupo Valdivia, y corresponden a un cuerpo delgado discontinuo con dirección norte-sur. Alvarez (1987), describió su mineralogía, observando relictos de olivino, piroxeno y espinela y como productos principales de la serpentización encontró serpentina fibrosa y no fibrosa y magnetita residual; como protolito, Alvarez (1987) considera que pudo haber sido dunita o harzburgita.

Los depósitos cuaternarios corresponden a terrazas formadas por flujos de lodo y escombros, originados por fallas (INTEGRAL-ISA, 1980). Los principales depósitos se presentan en los nacimientos de las quebradas Singa y La Hundida. Los flujos de lodo tienen sus fuentes de aporte de las rocas volcánicas de la Formación Barroso, dioritas y tonalitas del Batolito de Sabanalarga y rocas metamórficas del Grupo Valdivia y presentan espesores mayores de 50 m.

3. BATOLITO DE SABANALARGA

Es un plutón compuesto formado por dos facies que se distinguen en el campo por su composición y color. Las rocas que

cristalizaron primero (facies máfica-ultramáfica), corresponden a gabros, hornblenditas, piroxenitas (?) y peridotitas y ocupan el borde oriental del intrusivo, con un espesor no mayor de 300 m. La otra facies está representada por rocas de composición intermedia: tonalitas, cuarzodioritas y dioritas, que intruyen las rocas máficas y ultramáficas, formando venas y brechas de intrusión, con autolitos englobados por las rocas más ricas en cuarzo y feldespato y afloran en la mayor área de exposición del plutón.

El Batolito de Sabanalarga hacia el oriente, está en contacto con rocas metamórficas del Grupo Valdivia; generalmente intruye esquistos verdes y anfíbolitas esquistosas, formando una delgada aureola de contacto que originó una franja de cornubianitas de hornblenda-epidota. El borde occidental del plutón es fallado y está en contacto con rocas volcano-sedimentarias que se correlacionan con la Formación Barroso.

3.1. FACIES MÁFICA-ULTRAMÁFICA

Macroscópicamente las rocas máficas y ultramáficas presentan estructuras bandeadas con orientación ígnea de cristales y bandas de segregación tardía de rocas de composición similar, que atraviesan caóticamente la roca, de colores grises y negros ligeramente moteadas de blanco y tonos claros y oscuros; además se encuentran diques de basaltos, microgabros porfídicos e inyecciones de rocas cuarzo feldespáticas que arrastran fragmentos máficos y ultramáficos, con aspecto de brechas de intrusión a lo largo de planos de debilidad.

Las rocas máficas y ultramáficas (en un muestreo aleatorio) se clasificaron de acuerdo con Streckeisen (1974), como gabros, gabros hornbléndicos, dioritas, hornblenditas de piroxeno-olivino, hornblenditas y peridotitas de piroxeno-hornblenda. Los sulfuros están en peridotitas de piroxeno-hornblenda, lertzolitas, werlitas y piroxenitas, ocupando los espacios intersticiales entre la red de cristales o envolviendo los silicatos.

Las rocas son faneríticas finas a gruesas, predominando los cristales de tamaño medio. Es corriente encontrar zonas pegmatoides con cristales de 3 a 4 cm, las texturas son granular, cúmulo y ofítica. Los minerales principales son plagioclasa cálcica, olivino, clinopiroxeno (augita?), ortopiroxeno (hipersteno) y hornblenda; como minerales accesorios se encuentran cuarzo, pirrotina, calcopirita, magnetita, apatito y circón.

La plagioclasa se presenta en cristales anhedrales a subhedrales, algunos con extinción zonada normal, generalmente alterada a sericita y sausruta. En las rocas ultramáficas está ausente o en poca cantidad.

El olivino en cristales anhedrales, fracturados, con textura en islas; en algunas secciones sólo se reconocen las reliquias de los cristales, se altera a lo largo de fracturas y bordes a serpentina (crisotilo) y algunos cristales están reemplazados por esmectita-iddingsita con formación de magnetita residual a lo largo de fracturas y bordes.

El ortopiroxeno (hipersteno) en cristales anhedrales, con birrefringencia de primer orden, está alterado a talco.

El clinopiroxeno (augita?) se presenta en cristales anhedrales, se transforma hacia los bordes a anfíbol uralítico y son frecuentes las laminas de éste dentro de los cristales.

La hornblenda, generalmente de colores verdes, es el mineral esencial de las hornblenditas, pero parte de la hornblenda es retrógrada como reemplazamiento parcial o completo de los clinopiroxenos

3.1.1. Alteración

La uralitización es importante en las rocas máficas y ultramáficas, en las cuales los clinopiroxenos están parcial o completamente convertidos a actinolita de color verde pálido; también se transforman a hornblenda verde, conservándose únicamente inalterado el núcleo. Es probable que algunas hornblenditas sean producto de esta alteración, puesto que en algunas muestras se observan reliquias de piroxeno.

Esteatización (talco, carbonato, antofilita) acompaña a los ortopiroxenos especialmente en las rocas de composición peridotítica. La serpentización ocurre en las rocas con olivino junto a las anteriores alteraciones. Algunos cristales de olivino están casi completamente transformados a crisotilo en fibras paralelas que rodean el núcleo de los cristales, que algunas veces está fresco o reemplazado por iddingsita-esmectita.

3.2. FACIES FELSICA

Las rocas félsicas no fueron estudiadas en detalle; generalmente son de color blanco moteado de negro y verde, faneríticas de tamaño medio, con textura granular y granular porfirítica; están constituidas por

cuarzo, plagioclasa y hornblenda principalmente. Se clasificaron macroscópicamente como tonalitas-cuarzodioritas-dioritas. Son cortadas por diques de andesita, dacita y venas de epidota y frecuentemente intruyen las rocas máficas y ultramáficas.

4. MINERALIZACIONES DE SEGREGACION MAGMÁTICA

Las mineralizaciones se localizan en el borde oriental del Batolito de Sabanalarga, principalmente en las quebradas El Encanto, Chontaduro y El Tinto (Figura 1); corresponden a cuerpos pequeños en afloramiento, con exposiciones variables de 40 cm hasta 3 m y distribuidos a lo largo del intrusivo; generalmente se presentan donde existen estructuras ígneas como bandeos, variación de tamaño de grano y en el porcentaje de máficos y félsicos.

Las menas ocurren en la facies máfica-ultramáfica, cerca al contacto con las rocas metamórficas del Grupo Valdivia. Los sulfuros se encontraron, de acuerdo a un muestreo aleatorio, incluidos en peridotitas de piroxeno-hornblenda, lertzolitas, werlitas y piroxenitas y las rocas alrededor de las menas son gabros y hornblenditas, localmente con sulfuros diseminados a manera de parches como constituyente primario de la roca; tienen una impregnación superficial de óxidos de hierro, en las rocas circundantes y en la mena, debido a oxidación de los sulfuros (pirrotina).

Las manifestaciones de sulfuros se presentan en bandas y cuerpos irregulares como bolsones, con contactos graduales con las rocas estériles máficas. Las ban-

das son de forma sinuosa, encajadas en gabros, hornblenditas y peridotitas principalmente, sin presentar alteraciones.

Las mineralizaciones tienen zonas de sulfuros masivos y en ellas se encuentran

embebidos cristales de silicatos (olivino y piroxenos), redondeados y englobados por la masa de sulfuros (Figura 2) y zonas donde los sulfuros están diseminados dentro de la red de cristales cúmulos de silicatos relleno los espacios vacíos.

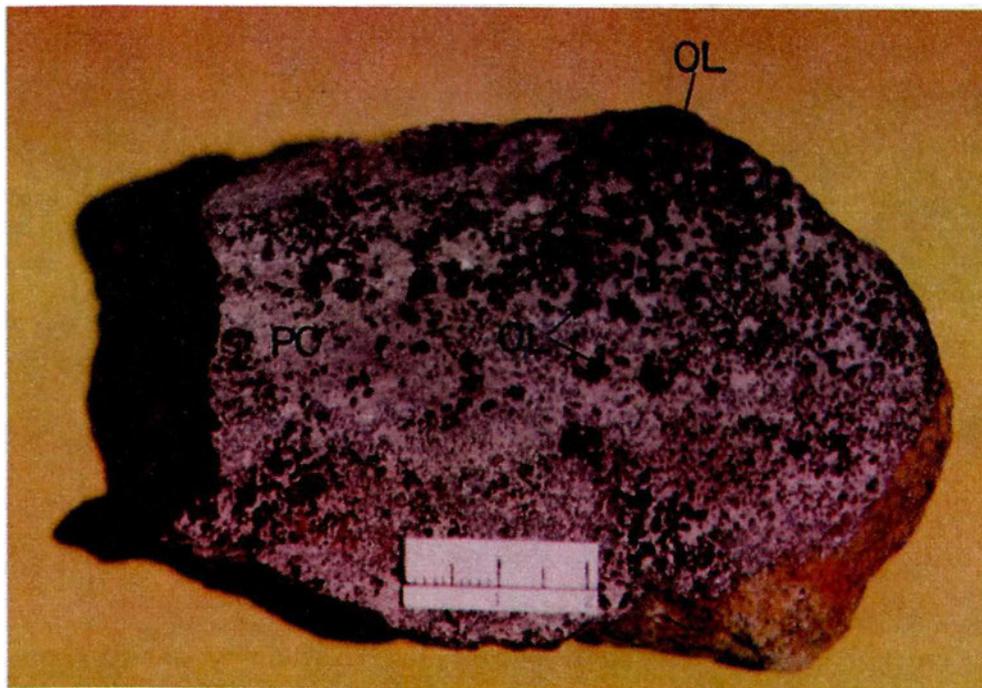


FIGURA 2. Mena masiva. Cristales de olivino (OL) flotando en una matriz de pirrotina (PO). Obsérvese los cambios texturales de tamaño de grano en los silicatos.

4.1. MINERALOGIA Y TEXTURAS

Las mineralizaciones asociadas a las rocas máficas y ultramáficas, tanto de sulfuros diseminados como masivos, están constituidas por pirrotina, calcopirita, magnetita y algunas presentan pirita. Pirrotina es el mineral dominante en todas las menas.

Los silicatos en las mineralizaciones masivas están encerrados por los sulfuros, dando la apariencia de fenocristales den-

tro de una matriz afanítica de minerales opacos (texturas cúmulos e intercúmulos). Los silicatos embebidos en la masa de minerales metálicos presentan bahías de corrosión, bordes y contornos redondeados, bordes de reacción y textura poikilítica con inclusiones subredondeadas de sulfuros como gotas (Figura 3). En las mineralizaciones diseminadas se presentan cristales irregulares de pirrotina y calcopirita que corroen los bordes de los silicatos y rellenan los espacios vacíos de la red de cristales de olivino y piroxeno.



FIGURA 3. Cristales de olivino (OL), rodeados por pirrotina (PO). Obsérvese las bahías de corrosión en los olivinos y la textura poikilítica con inclusiones de pirrotina.

Los minerales de ganga son olivino, clinopiroxeno (augita ?), ortopiroxeno (hipersteno) y anfíbol uralítico (tremolita-actinolita-hornblenda); generalmente el olivino es el mineral predominante en las áreas con mayor cantidad de sulfuros y hacia las partes menos ricas se presentan piroxenos y anfíboles uralíticos. Las rocas de mena clasificadas con base en los silicatos (lerzolitas, werlitas, peridotitas y piroxenitas), presentan una alta variación del contenido de olivino y piroxenos en las mineralizaciones y cambios en la relación de sulfuros/silicatos que varía desde 10/90 en las zonas donde están diseminados los sulfuros, hasta 40-70/60-30 donde la mena es masiva.

Algunos piroxenos muestran estructura schiller, con inclusión de opacos (sulfuros) a lo largo del clivaje formando una seudo

red. El olivino frecuentemente está fracturado, corroído y tiene forma subredondeada; al igual que los piroxenos, muestra una gran variación en el tamaño de los cristales y algunos bordes de reacción con los sulfuros.

Los minerales no metálicos, olivino y piroxeno, presentan una incipiente alteración, pero también los hay totalmente alterados. El olivino se altera a serpentinita e iddingsita (Figura 4), con formación residual de magnetita y los piroxenos se transforman a anfíboles uralíticos de color verde muy tenue a translúcidos, talco y flogopita. Las texturas de los silicatos muestran claramente que estos cristalizaron primero que los sulfuros y se precipitaron y acumularon, en las menas masivas, dentro del líquido sulfuroso, siendo corroídos por procesos de reacción

magmática entre los cristales y el líquido. En las mineralizaciones diseminadas, las relaciones texturales entre los silicatos y los sulfuros, indican que los silicatos cristalizaron originando una red con espacios vacíos que fue ocupada por el líquido sulfuroso intercúmulo, reaccionando este líquido con los cristales y formando texturas de corrosión y localmente de flujo.

Los sulfuros, además de reaccionar con los silicatos, corroen la magnetita que se presenta incluida en los silicatos o envuelta y con inclusiones de pirrotina. La magnetita es anhedral de forma redondeada. La pirita se encontró únicamente en una de las mineralizaciones (quebrada Chontaduro), como venas tardías que cortan y rompen los silicatos, pirrotina y calcopirita (Figura 5). La pirrotina es el sulfuro predominante, 70 a 95% del total

de opacos, magnetita 5 a 20% y calcopirita 1 a 2% o menos.

Pirrotina forma una matriz masiva alrededor de los silicatos, además aparece como inclusiones subredondeadas en olivinos y piroxenos, algunas veces junto con calcopirita. Localmente tiene aspecto fibroso alrededor de los silicatos, presentando texturas de flujo alrededor de olivino, piroxeno y magnetita, rompiendo los cristales a lo largo de los planos de debilidad y fracturas (Figura 6).

Calcopirita se encuentra en áreas donde son abundantes olivino y piroxeno, como inclusiones subredondeadas en pirrotina o como laminas a lo largo de los clivajes de los ferromagnesianos; localmente donde la pirrotina es masiva, se encuentran pequeños cristales incluidos en esta o en los contactos de pirrotina y silicatos.

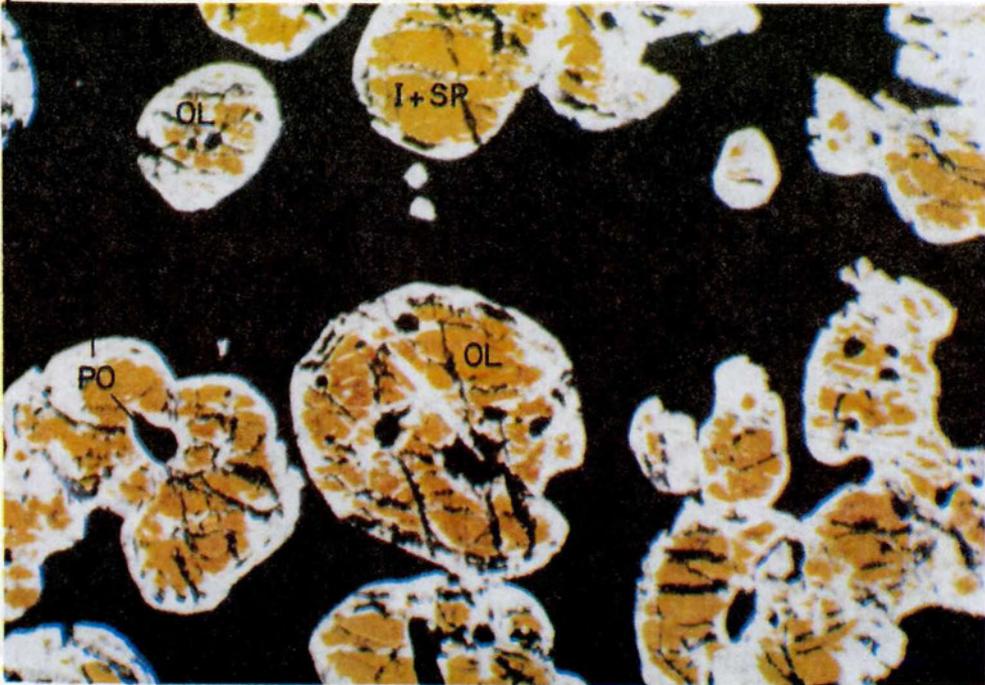


FIGURA 4. Cristales de olivino (OL) reemplazados por iddingsita (I) y serpentinita (SP), flotan en una matriz de pirrotina (PO). Obsérvese la forma redondeada de los silicatos, las bahías de corrosión y el aspecto similar a fenocristales.

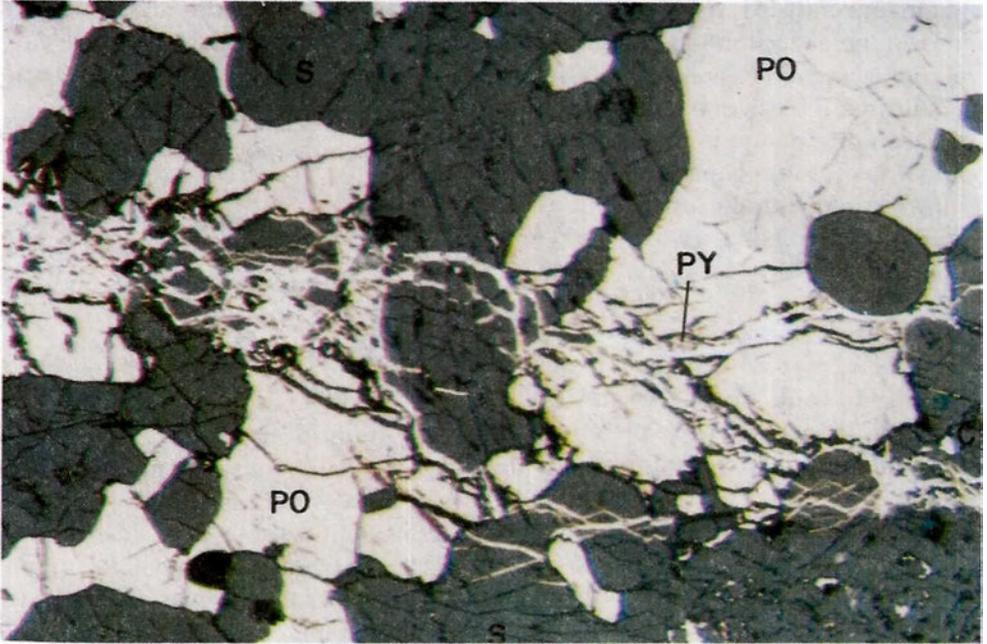


FIGURA 5. Venillas de pirita (PY) a través de la pirrotina (PO) y los silicatos (S). Se presenta calcopirita (CP).

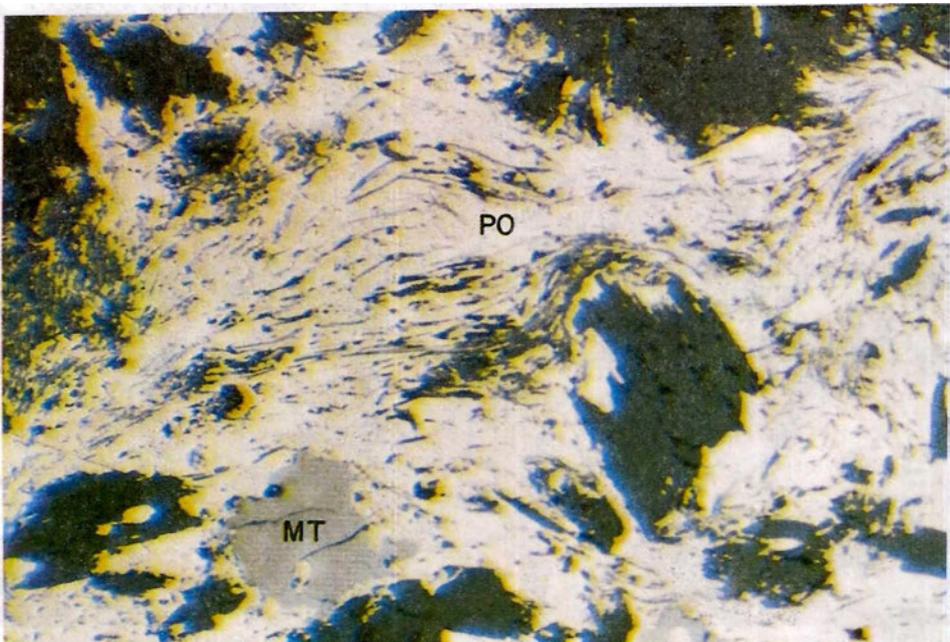


FIGURA 6. Pirrotina (PO) con aspecto fibroso junto con los silicatos; además se presenta magnetita (MT).

De acuerdo con el patrón textural encontrado en las menas de segregación magmática de Ituango, el orden de cristalización es:

magnetita → olivino → piroxeno → anfíbol → pirrotina → calcopirita → pirita

La pirita encontrada en una de las mineralizaciones, representa un evento mineralizante posterior a la cristalización de las menas de segregación magmática.

4.2. ANALISIS QUIMICOS DE LAS MENAS

Para obtener el contenido de metales base y preciosos, se realizó un muestreo de esquirlas en cada afloramiento mineralizado y se consideraron los datos como valores locales de cada mena y no como promedio estadístico de los valores de metales base de cada mineralización.

El contenido de oro y plata se obtuvo por copelación (ensayo al fuego) y por absor-

ción atómica. Los porcentajes de Cu, Ni, Co y Zn se obtuvieron por absorción atómica. En la Tabla 1, se muestran los resultados para cinco mineralizaciones; fueron tomadas dos muestras de diferente lugar para la mena 1 (722168 y 722172) y la mena 3 (722155 y 722174), (Figura 1).

Los valores para oro obtenidos por copelación y concentración en batea y copelación (Tablas 1 y 2 respectivamente), presentan diferencias. Por el segundo método los valores son mayores que los de las muestras sometidas a copelación, resultado explicable si se considera que al concentrar las rocas pulverizadas con batea, es mayor la representatividad debido al volumen de muestra que se analiza (2 kg de roca concentrados y copelados contra 20 gr copelados).

Adicionalmente, para tener una idea del factor de enriquecimiento de algunos elementos en la mineralización, con respecto a la roca estéril, se efectuó un análisis a una muestra de roca estéril del intrusivo, cercana a la mena 1 (IGM-722172), obteniendo:

TABLA 1. Análisis por copelación y absorción atómica para oro y plata y absorción atómica para metales base en mineralizaciones de segregación magmática.

MUESTRA IGM	MENA	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Co	Ni
722155	3	*	*	2.38%	21	79	485	617
722157	7	*	*	200	24	91	29	410
722158	8	*	*	1800	24	44	265	710
722168	1	2,13	3,44	1550	*	94	496	470
722172	1	0,70	20,5	*	*	*	*	*
722172	1	0,31	6,19	1.13%	*	70	484	280
722173	2	0,56	17,5	2020	*	80	552	356
722174	3	0,28	3,31	4200	8	146	550	560

Los valores de Au, Ag se dan en gr/Ton. El Cu, Co, Ni, Pb y Zn en ppm. y porcentaje

*: No se realizó este análisis.

Las muestras 722172 y 722173 son de la mena 1.

Las Muestras 722155 y 722174 son de la mena 3.

28 ppm de Cu, 14 ppm de Pb, 58 ppm de Zn, 78 ppm de Co y 200 ppm de Ni. Comparando estos valores con los presentados en la Tabla 1, el contenido de cobre en la mineralización es mayor más de 100 veces y en algunas muestras casi 1000 veces, el plomo es el doble, los valores de zinc en la mena y en la roca estéril son similares, el cobalto se enriquece aproximadamente 6 veces y el níquel 2 a 3 veces.

El mayor factor de enriquecimiento en las mineralizaciones se da en cobre (sin tener en cuenta el hierro), concordando con la mineralogía de la mena (pirrotina-calcopirita-magnetita). Los valores de níquel y cobalto en las mineralizaciones son bajos y posiblemente se deben a presencia de estos elementos en la pirrotina.

TABLA 2. Análisis de oro por concentración y absorción atómica.

MUESTRA	Au (gr/t)	RESIDUO
722172	1,59	0,41 gr
722173	1,48	0,43 gr
722174	1,49	0,31 gr

4.3. GENESIS

La génesis de las mineralizaciones de segregación magmática, en el área de Ituango, es similar a la planteada por investigadores en otras partes del mundo para depósitos de sulfuros segregados.

Para Naldrett (1981), el origen de estas menas, se debe a la separación de un líquido sulfuroso inmiscible dentro de un magma máfico o ultramáfico rico en sulfuro, seguida por la concentración de este líquido debido a su mayor densidad y a procesos de diferenciación por cristalización gravitacional en la base de la cámara magmática.

Las características microtexturales de las menas de Ituango, permiten establecer que parte del líquido sulfuroso se había segregado cuando se inició la cristalización del olivino y los piroxenos,

flotando los cristales en el interior del líquido, dando lugar a las texturas descritas en olivinos, piroxenos y magnetita, formadas por reacción entre la fase líquida y sólida. Las microtexturas como bahías de corrosión, poikilíticas, cúmulos e intercúmulos y bordes redondeados y corroídos en los silicatos, sugieren un mecanismo similar de formación al de fenocristales en lavas y rocas porfiríticas, donde los silicatos, como olivino y piroxenos, cristalizan primero y se acumulan en el fondo del magma o caen dentro del fundido inmiscible de sulfuro (acumulado en el fondo por su mayor densidad), el cual permanece fundido mientras continua la cristalización de los silicatos, pudiendo ocurrir, como anota Aho (1956) para los depósitos de níquel localizados al suroeste de la Columbia Británica, que parte de este líquido inmiscible se inyecte hacia lugares de menor presión a través de fracturas o que

crystalice en la base de la masa ígnea, bajo condiciones relativamente estables.

El líquido sulfuroso, posiblemente continuó segregándose al tiempo que ocurría la cristalización de los silicatos y cambiaban las condiciones de presión, temperatura y composición del magma. Adicionalmente como describen Chai y Nalddrett (1992), para los depósitos de Jinchuan en el norte de China, es probable que flujos turbulentos al interior de la cámara magmática, impidieran la acumulación de grandes volúmenes de líquido sulfuroso y mantuvieran en suspensión parte del líquido como pequeñas gotas inmiscibles. La abundancia de estructuras bandeadas, estructuras de autointrusión, cambios en tamaño de grano y texturas en la facies máfica-ultramáfica del Batolito de Sabanalarga, indican que las condiciones de cristalización al interior de la cámara estuvieron acompañadas de flujos y cambios en las condiciones de presión y temperatura; adicionalmente se observan estructuras bandeadas en algunas menas, que causan rompimiento y texturas de flujo en los cristales de olivino y piroxeno.

Probablemente en algunos sitios de la cámara, donde las condiciones de cristalización fueron más estables, a medida que se formaban los silicatos, crecieron las gotas en suspensión por unión entre ellas o por más líquido sulfuroso segregado, ocurriendo en algún momento, como resultado del menor flujo turbulento y el mayor tamaño de las gotas de sulfuro, asentamiento de éstas como resultado de su propia densidad, pudiendo penetrar entre la red de silicatos acumulados. Este mecanismo de asentamiento e infiltración de líquido sulfuroso a través de la red de silicatos explicaría las

menas diseminadas del Batolito de Sabanalarga, con los sulfuros intersticiales y corrosión de los cristales de olivino y piroxeno, mecanismo similar al sugerido por Chai y Nalddrett (1992), para los depósitos de Jinchuan.

Jansen and Bateman (1981) describen ejemplos donde la solubilidad de los sulfuros de Ni-Cu-Fe es del orden de 6 a 7 % en magmas básicos. Al enfriarse el magma, los sulfuros se separan como gotas inmiscibles, acumulándose en el fondo del magma. La separación ocurre luego de la cristalización de algunos silicatos, los cuales son corroídos y envueltos, cristalizando los sulfuros alrededor de ellos, siendo los sulfuros una fase magmática tardía. La acumulación de estos sulfuros no se da únicamente como un líquido puro, sino junto a los silicatos que cristalizan primero.

Aparte de su asociación litológica y ambiente tectónico, la mayoría de los depósitos de este tipo en el mundo, tienen como asociación mineral pirrotina-pentlandita-calcopirita-magnetita (JANSEN and BATEMAN, 1981); forman menas de cobre-níquel, acompañadas de platino, oro, plata y otros elementos. Los minerales de ganga son olivino-piroxenos-anfíboles. Al igual que en el Batolito de Sabanalarga, ocurren principalmente en rocas ígneas máficas que generalmente tienen una alta diferenciación y se localizan en la base del intrusivo.

5. CONCLUSIONES

Las microtexturas de las mineralizaciones asociadas a la facies máfica-ultramáfica del Batolito de Sabanalarga, como bahías de corrosión, poikilíticas, cúmulos e

intercúmulos y bordes redondeados, corroídos y de reacción en los silicatos, sugieren un mecanismo similar de formación de fenocristales en lavas y rocas porfiríticas y son texturas corrientes en depósitos de segregación magmática en otras partes del mundo.

La mineralogía de las menas de segregación magmática de Ituango (Antioquia) es pirrotina-magnetita-calcopirita ± pirita-ilmenita y como minerales de ganga olivino-clinopiroxeno-hornblenda.

Las mineralizaciones presentan bajos tenores de metales preciosos y de níquel y cobre a diferencia de mineralizaciones de este tipo en otras partes del mundo, como en Canadá.

6. REFERENCIAS

- AHO, A., 1956. *Geology and Genesis of ultrabasic nickel-pyrrhotite deposits at the pacific nickel property*. Economic Geology 51: p. 444-481. British Columbia.
- ALVAREZ, J., RICO, H. y VASQUEZ, 1970. *Mapa geológico del Cuadrángulo H-8 (Yarumal) y parte este del Cuadrángulo H-7 (Ituango)*. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.
- ALVAREZ, J. y GONZALEZ, H., 1978. *Geología y Geoquímica del Cuadrángulo 1-7, Urrao*. INGEOMINAS, Informe interno. 347 p.
- ALVAREZ, J., 1979. *Geología de la Cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los granitoides Meso-Cenozoicos*. Tesis de doctorado, Universidad de Chile, 359p. Santiago de Chile.
- ALVAREZ, J., 1987. *Serpentinitas y epidota anfibolitas de Ituango, Departamento de Antioquia, Colombia*. Boletín Geológico, INGEOMINAS, Volumen 28, No. 3. p. 91-120. Bogotá.
- BATEMAN, A. and JENSEN, M., 1981. *Economic mineral deposits*. 593p. John Wiley & Sons. EE UU.
- CORREA, C. y CALLE, N. A., 1988. *Geología, Petrografía y Petroquímica de la zona sur del Plutón de Sabanalarga, Antioquia*. Tesis de Grado, Universidad Nacional de Colombia, Medellín.
- CHAI, G. y NALDRETT, J., 1992. *Characteristics of Ni-Cu-PGE Mineralization and Genesis of the Jinchuan Deposit, Northwest China*. Economic Geology, Volumen 87. pp 1475-1495. New Haven.
- ESTRADA, A., 1972. *Geology and Plate Tectonics History of the Colombian Andes*. Tesis M.S.c., Stanford Univ. California.
- GONZALEZ, H., RESTREPO, TOUSSAINT y LINARES, 1978. *Edad radiométrica K/Ar del Batolito de Sabanalarga*. Publicación Especial Geológica, No. 8. Universidad Nacional. Medellín.
- HALL, R., ALVAREZ, J. y RICO, H., 1972. *Geología de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-Zona II-A)*. Boletín Geológico, INGEOMINAS, Volumen 20. 85 p. Bogotá.

- INTEGRAL-ISA, 1980. *Preliminary seismic hazard study Ituango project. Colombia.* p. 1-154.
- MAYA, M., 1992. *Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia.* Boletín Geológico Volumen 32 No. 3. INGEOMINAS. Bogotá.
- MUÑOZ, J., 1980. *Estudio petrológico del Grupo Valdivia.* Tesis de grado, Universidad Nacional, Medellín.
- NALDRETT, A., 1981. *Nickel sulfide deposits, Classification, composition and génesis.* Economic Geology 75th Aniversary Volume, p. 628-685. New Haven.
- RODRIGUEZ, G. y ZAPATA G., 1995. *Exploración de Metales Base (Cu, Pb, Zn) y oro, en una faja al Oeste del Municipio de Ituango.* INGEOMINAS Informe Interno No. 2186. 49p.
- STRECKEISEN, A., 1974. *Classification and nomenclature of plutonic rocks.* Geol. Rundsch, bd 63. p. 773-786.



REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y QUIMICA
INGEOMINAS

UNIDAD OPERATIVA DE MANIZALES
OBSERVATORIO VULCANOLOGICO Y SISMOLOGICO

LA ERUPCION DEL VOLCAN NEVADO
DEL RUIZ EL PRIMERO DE SEPTIEMBRE
DE 1989. DATOS GEOLOGICOS Y
MODELO DE LA ERUPCION

Por:

RICARDO ARTURO MENDEZ F.

ING. GEOLOGO

HERNAN TADEO VALENCIA O.

GEOLOGO

Manizales, Colombia, 1991

119001

CONTENIDO

RESUMEN	23
1. INTRODUCCION	23
1.1. Agradecimientos	24
2. CARACTERISTICAS DE LA ERUPCION	24
2.1. Distribución espacial de los piroclastos	24
2.2. Características de la columna eruptiva	26
2.3. Volumen del material eruptado	28
2.4. Altura de la columna	28
3. CARACTERISTICAS DE LOS MATERIALES EMITIDOS	31
3.1. Ceniza del 31 de Agosto de 1989	31
3.2. Pómez del 1 de Septiembre de 1989	33
3.3. Lapilli del 1 de Septiembre de 1989	34
3.4. Ceniza del 1 de Septiembre de 1989	34
3.5. Muestreo sistemático de cenizas	37
3.6. Lahar del Río Azufrado	39
4. INTERPRETACION DE LA ERUPCION	41
5. BIBLIOGRAFIA	42

ILUSTRACIONES

Figura 1. Distribución areal de los productos volcánicos del 1 de Septiembre de 1989.	25
Figura 2. Dirección y mayor distancia de reportes de cenizas.	27
Figura 3. A. Mapa de Isópacas. B. Mapa de Isopletas	29
Figura 4. Curva Log-Log para volúmenes de material arrojado.	30
Figura 5. Forma de la columna eruptiva	32
Figura 6. Corte esquemático A-B-C del Volcán Nevado del Ruiz, mostrando las fuentes de los piroclástos líticos y juveniles.	36
Figura 7. Relación tiempo vs gramos del muestreo sistemático de cenizas en Manizales	38
Figura 8. Esquema del lahar en el Río Azufrado, producto de la erupción del 1 de Septiembre 1989 en el volcán Nevado del Ruiz.	40

RESUMEN

La erupción del 1 de Septiembre de 1989, de carácter freatomagmático, tuvo una duración de 2 horas y 24 minutos, siendo precedida y seguida de pequeñas erupciones freáticas de cenizas. El episodio principal debió generar una columna eruptiva de 8 km de altura, pero fué controlada posteriormente por la acción de los fuertes vientos, los cuales hicieron que las tefras se depositaran en un rango entre los N30°W y S80°W, alcanzando distancias mayores a los 80 km en línea recta del Volcán Nevado del Ruíz.

El material emitido corresponde a cenizas líticas, cenizas juveniles y pómez, con un volumen calculado superior a 1'623.000 metros cúbicos.

Los productos eruptados son andesitas ácidas a dacitas, compuestos de plagioclasas, piroxenos y como accesorios biotita y anfíboles.

La erupción produjo un pequeño lahar, muy similar al ocurrido con la erupción freática del 11 de Septiembre de 1985, destruyendo el puente de concreto que estaba en la carretera que conduce de Manizales (Caldas) a Murillo (Tolima); este lahar perdió prontamente su capacidad de arrastre y se detuvo aguas abajo sin llegar a romper el primer cable del monitor de flujos de lodo, ubicado en el Rio Azufrado, el cual está situado a 7 km del cráter Arenas.

1. INTRODUCCION

El volcán Nevado del Ruíz es actualmente uno de los volcanes más activos de la cadena de volcanes de la Cordillera Central de Colombia en su parte más septentrional.

Con una altura de 5300 m.s.n.m., presenta un casquete glaciar que cubre su edificio principal desde la cota 4800 m.s.n.m., el cual ha sido la fuente de agua para la generación de los diferentes flujos de lodo que han tenido lugar en la historia eruptiva del volcán.

Presenta un cráter principal, denominado Cumanday o Arenas, y dos conos adventicios, La Olleta y Piraña, ubicados al Oeste y al Este del cráter principal, respectivamente.

El volcán Nevado del Ruíz, desde su reactivación en Diciembre de 1984, ha presentado tres importantes erupciones como son: La del 11 de Septiembre de 1985, freática (SEAN, 1985), la del 13 de Noviembre de 1985 de características subplinianas (Calvache, 1986) a plinianas (Naranjo et al, 1986) y la del primero de septiembre de 1989 (muy similar a la primera), tema de estudio en el presente trabajo.

El objetivo principal de este trabajo es hacer una descripción de las características tanto eruptivas como petrológicas de los productos de la erupción en mención.

1.1. AGRADECIMIENTOS.

Queremos expresar nuestro especial sentimiento de agradecimiento a todo el personal del Observatorio Vulcanológico de Colombia (O.V.C.), en especial al Ingeniero Geólogo Cesar A. Carvajal M. (Director del O.V.C.), al Ingeniero Civil Fernando Gil Cruz y al auxiliar Juvencio Arias A., quienes nos brindaron un importante apoyo durante las labores realizadas en los alrededores del volcán el día de la erupción y sin cuyo apoyo hubiera sido imposible realizar el muestreo respectivo.

Al Geólogo Humberto González I., Director de la Oficina Regional del Noroccidente en Medellín, por facilitarnos prontamente las secciones delgadas respectivas.

A la dibujante Clara Inés Restrepo V. por los dibujos correspondientes a este trabajo.

2. CARACTERISTICAS DE LA ERUPCION

2.1. DISTRIBUCION ESPACIAL DE LOS PIROCLASTOS.

Los datos medidos de espesores y tamaños de piroclastos obtenidos en los diferentes lugares fueron:

	Distancia en km	Espesor cm	Tamaño cm
Manizales	30 al NW	0,2	0,05
Tolda Fría	10 al NW	0,8	1,0
Inderena	6 al NW		2,5
Molinos I	4,5 al NW	1,5	5,0
Tumbas	4 al NW	5,0	7,0

Otros reportes de caída de cenizas fueron (Figura 1):

En el Departamento de Caldas: Manizales, Neira, Chinchiná, Villamaría, Palestina, Anserma, Risaralda y Belalcázar.

En el Departamento de Risaralda: Pereira, Combia, Santa Rosa de Cabal, Mistrató e Irra.

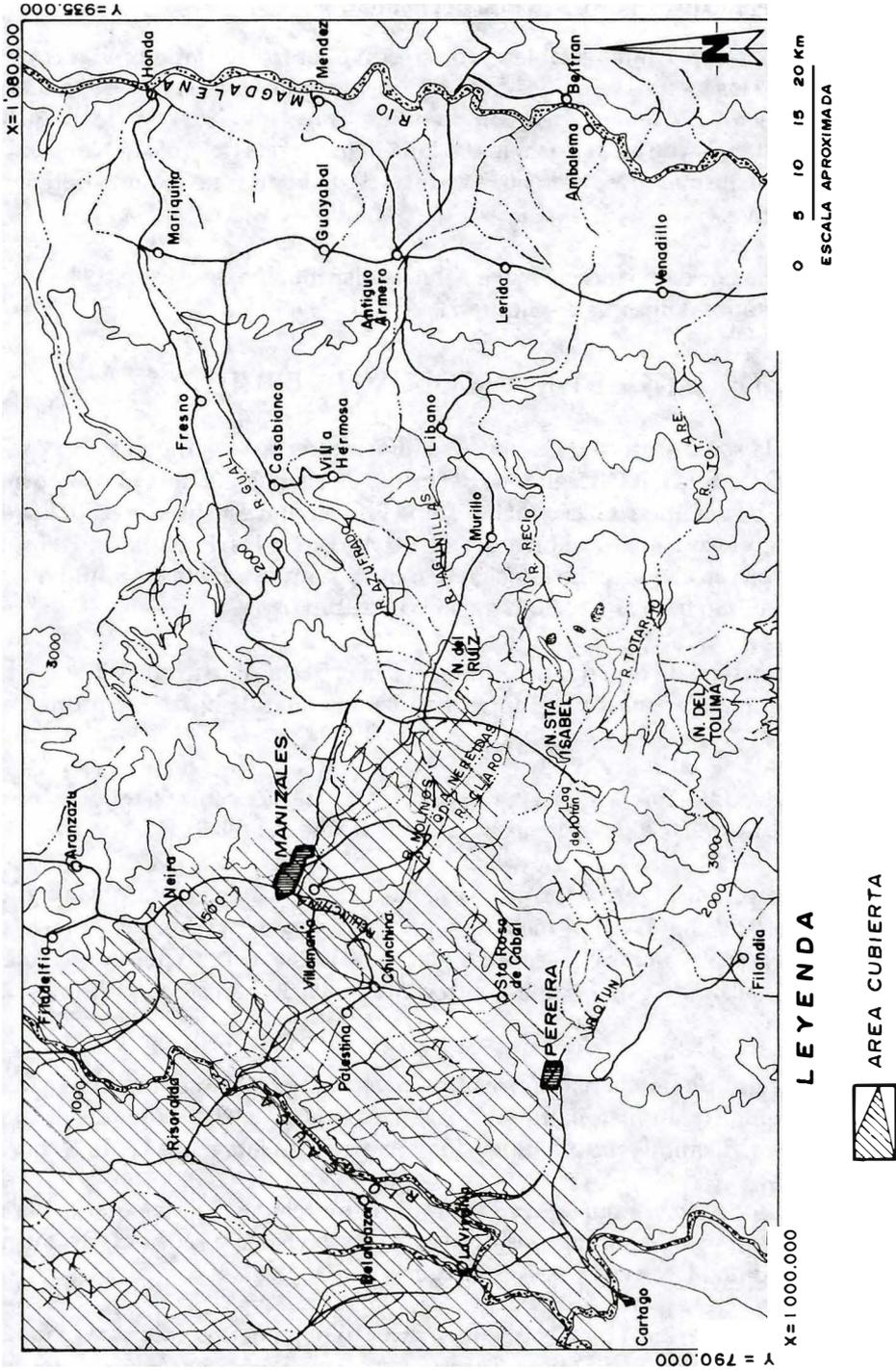


FIGURA 1. Distribución areal de los productos volcánicos del 1 de septiembre de 1989

En el Departamento del Chocó: San José del Palmar.

Todos estos reportes permiten establecer cómo estuvo controlada la columna eruptiva por la acción de los vientos reinantes en la región, los cuales hicieron que el material emitido se precipitara en un área comprendida entre los S80°W y los N30°W, alcanzando distancias de caída hasta los 80 km en línea recta del volcán Nevado del Ruiz y seguramente mayores, pero por ser zonas deshabitadas no se pudo obtener el reporte respectivo.

El diagrama rosa nos da un indicio mejor sobre la distribución de estos piroclastos de caída, transportados eólicamente (Figura 2).

2.2. CARACTERISTICAS DE LA COLUMNA ERUPTIVA.

Con datos de la señal sísmica de tremor (suministrados por los Ingenieros Olga P. Bohorquez y Fernando Gil C, miembros del grupo de sismología del O.V.C.) normalizados a 60 db de ganancia, en la estación Tolda Fría (la cual está ubicada a 10 km del cráter Arenas), entre las 18:35 horas del 31 de Agosto y las 16:30 horas del 1 de Septiembre, lapso en el que dicha estación sismológica muestra una amplitud mayor a 1 mm. Se observan básicamente tres episodios eruptivos:

- Un primer episodio de tipo freático, que se inicia el 31 de Agosto en las horas de la tarde, con un máximo a las 20:07 horas, finalizando a las 03 horas del primero de septiembre.

Este primer episodio fué el que aportó gran parte de las cenizas reportadas en Chinchiná y Palestina (Caldas), en las horas de la noche del día 31 de Agosto.

- Un segundo episodio, la erupción propiamente dicha, de carácter freatomagmático, se inicia a las 03:06 horas del primero de septiembre y presenta dos picos máximos: el primero a las 03:30 horas y el segundo a las 04:30 horas un poco mas fuerte que el primero y finalizando este segundo episodio a las 05:30 horas de ese primero de septiembre.
- El tercer episodio, de características freáticas, mezclado posiblemente con remanentes de la actividad freatomagmática, alcanza su máximo a las 08:40 horas del primero de septiembre, disminuyendo su intensidad paulatinamente hasta las 16:30 horas.

Este tercer episodio fué el que aportó las cenizas mezcladas con las que había en suspensión de los episodios anteriores, que se reportaron hasta las 20 horas del mismo día en la ciudad de Manizales y sus alrededores.

Confirmando los anteriores planteamientos, se logró obtener una columna generalizada, en el sitio denominado como Tumbas, a 4 km del cráter Arenas, con tres horizontes definidos de la siguiente manera, discriminados de abajo hacia arriba:

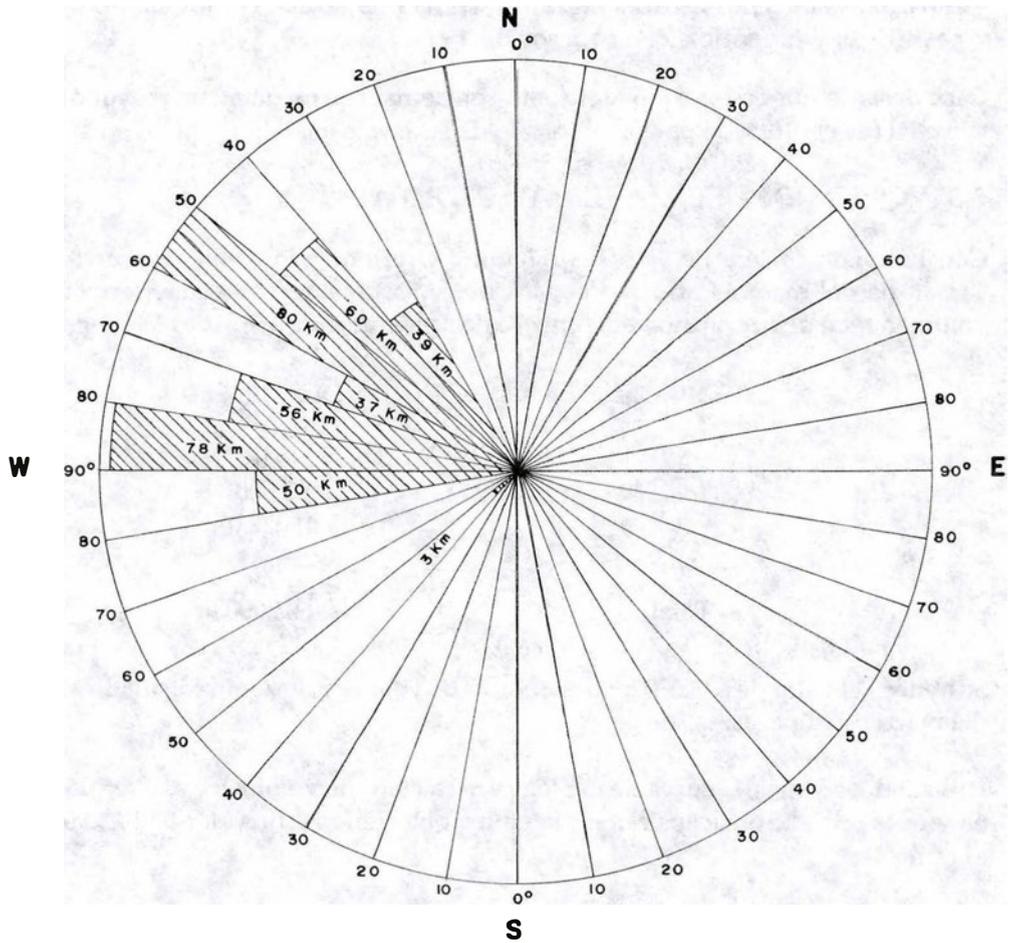


FIGURA 2. Dirección y mayor distancia de reportes de cenizas.

- *Horizonte 1 de tefras líticas* = primer episodio; caracterizado por presentar cenizas de carácter lítico, con un espesor de 1,5 cm, presentando pequeños cráteres de impacto.
- *Horizonte 2 de tefras juveniles* = segundo episodio; es un depósito de pómez tamaño lapilli (promedio de 3 cm) y con un espesor de 2,5 cm.
- *Horizonte 3 de tefras líticas y juveniles* = tercer episodio; compuesto por cenizas líticas y juveniles, con espesor de 1 cm.

Cabe destacar que en este sitio se encontraron pómez con un diámetro mayor de 7 cm y el cual fué el utilizado para la ubicación de las isopleas.

2.3. VOLUMEN DEL MATERIAL ERUPTADO.

Con base en el mapa de isópacas (Figura 3A) y tomando como espesor total la sumatoria del material arrojado por los tres episodios descritos anteriormente, el volumen total de la erupción del primero de septiembre de 1989 fué el siguiente:

ISOPACA	VOLUMEN m ³
1	140.000
2	63.000
3	150.000
4	250.000
Total	603.000 m ³

Se obtiene el valor de 603.000 metros cúbicos de volumen absoluto calculado a partir del mapa de isópacas.

Utilizando, además, la curva de log-log para cálculos de volumen (Walker, 1981) se obtiene la proyección de los valores faltantes, obteniéndose un valor de 1'020.000 m³ (Figura 4).

Sumando, entonces, los valores absoluto y proyectado, se obtiene un valor total mínimo de 1'623.000 m³ de material emitido durante la erupción del primero de septiembre de 1989 en el volcán Nevado del Ruiz.

2.4. ALTURA DE LA COLUMNA.

Basados en el mapa de isopleas (Figura 3B) y teniendo como base el modelo de isopleas graficadas contra tamaños de los clastos (Sparks-Carey, 1986), para columnas eruptivas entre los 7 y los 43 km de altura y con pómez de 0,5 y 1,0 gr/cm³ de densidad, se tienen los siguientes valores de HB y HT:

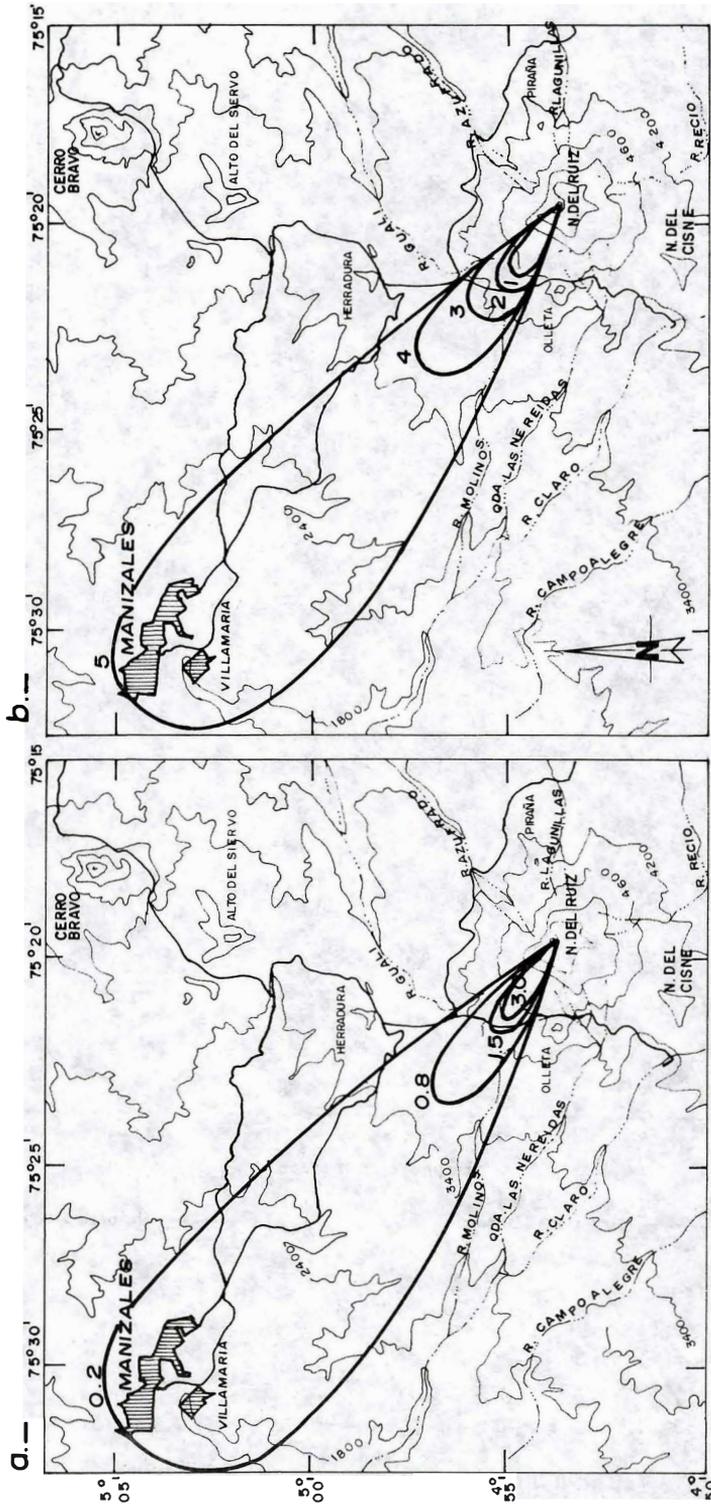


FIGURA 3. a- Mapa de Isópachas (cm) b- Mapa de Isópletas (ver texto)

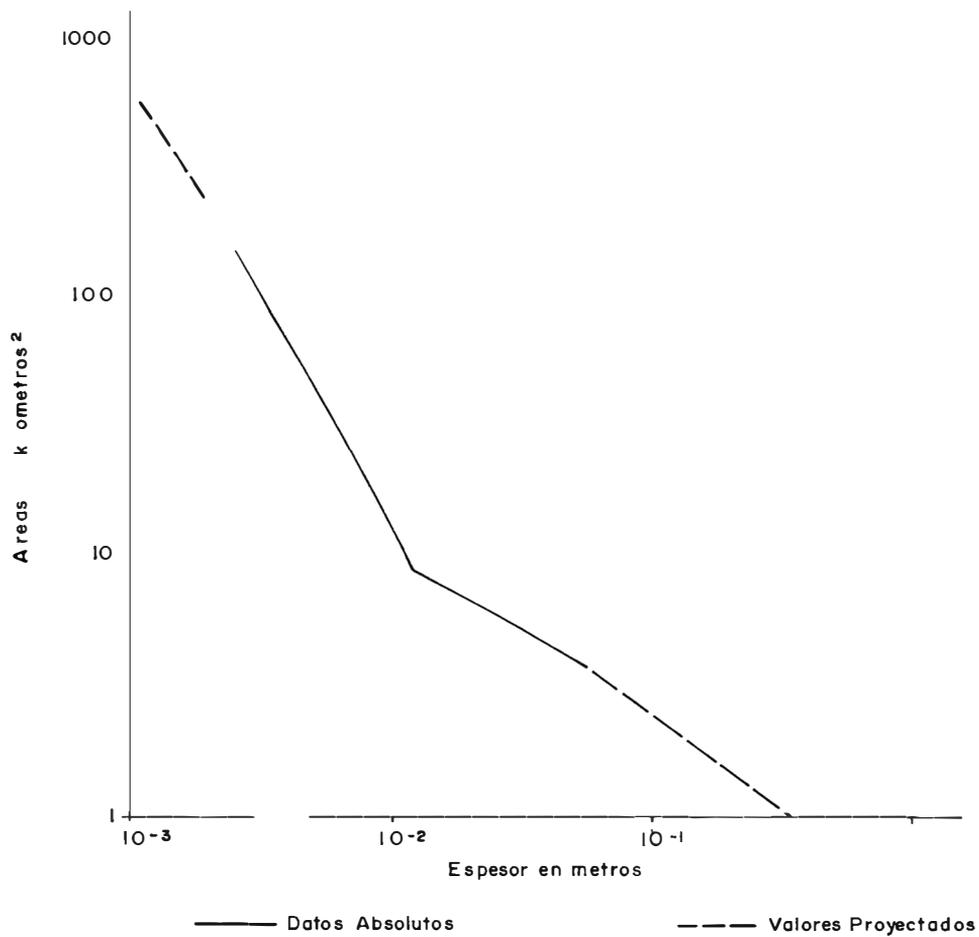


FIGURA 4. Curva log- log para volúmenes de material arrojado.

Isopleta	Diámetro en cm	Area km ²	Pómez			
			0,5 gr/cm ³		1,0 gr/cm ³	
			HB (km)	HT (km)	HB (km)	HT (km)
1	7	8	7	8,8	7,5	9,0
2	5	12	8	9,8	8,0	10
3	2,5	20	8,5	10,3	9,0	12
4	1	33	8	9,8	8,5	11
5	0,05	350				

Donde HB es el nivel de densidad neutral cuando la columna eruptiva ascendente tiene la misma densidad de la atmósfera adyacente y HT es el tope del nivel HB, altura que depende del momento de la columna eruptiva (SPARKS- CAREY,1986).

Según los datos anteriores, la forma y la altura de la columna eruptiva, presentó un HB de 8 km y un HT de 10 km (Figura 5). El tiempo de duración de la erupción fué de aproximadamente 2 horas 24 minutos (entre las 03:06 y las 05:30) y un volumen de piroclastos juveniles entre 60 y 70 % del total calculado, obteniéndose un promedio de material arrojado de 115 m³/seg, adaptándose a una columna eruptiva entre 6 y 7 km, según el modelo de Wilson(1978) en Fischer y Schmincke(1984).

Sin embargo, debido al fuerte viento reinante en el área del volcán Nevado del Ruiz, la columna eruptiva se recuesta posteriormente sobre la superficie del volcán, observándose, horas después, una altura real inferior a la calculada según Sparks-Carey(1986) (Foto 1, contraportada).

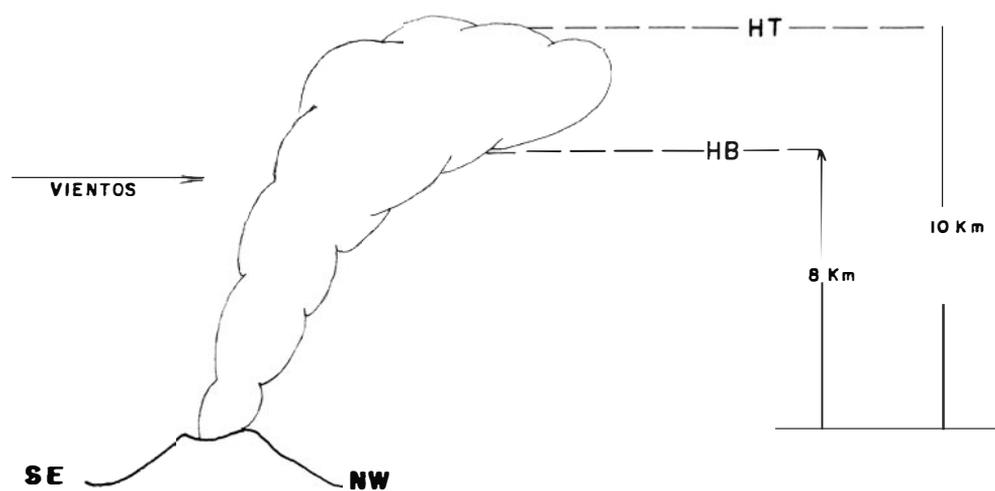
3. CARACTERISTICAS DE LOS MATERIALES EMITIDOS.

Los productos volcánicos expulsados durante el 31 de Agosto y el 1 de Septiembre son, en términos generales, cenizas de carácter lítico, cenizas juveniles y pómez tamaño lapilli.

Se hizo un análisis textural, mineralógico y petrológico a cuatro muestras de cenizas y pómez.

3.1. CENIZA DEL 31 DE AGOSTO DE 1989.

Esta muestra fué recolectada en las laderas del cráter adventicio de la Olleta; su análisis en lupa binocular mostró los siguientes componentes:



HB = Nivel de densidad neutral

HT = Tope del Nivel HB

FIGURA 5. Forma de la columna eruptiva.

	Porcentaje	Forma	Tamaño Medio
Fragmentos de roca	50%	Angular	0,5 mm
Plagioclasas	40%	Subangular	0,25 mm
Ferromagnesianos	10%	Angular	0,20 mm

El alto porcentaje de fragmentos de roca y de cristales manifiestan la gran fracturación de material preexistente, al cual se le ha denominado CENIZAS LITICAS.

3.2. POMEZ DEL 1 DE SEPTIEMBRE DE 1989.

En una muestra recolectada en el sitio denominado como Molinos, a 4,5 km al NW del cráter Arenas, se encontró que era una pómez tamaño bloque, leucocrática, de baja densidad y con tamaño de las vesículas hasta de 5 mm.

En la sección delgada la pomez presenta los siguientes constituyentes:

	Porcentaje
Matriz vítrea	46%
Vesículas	32%
Plagioclasas	12%
Ortopiroxenos (Hiperstena)	4%
Clinopiroxenos (Augita)	1%
Biotita	1%
Oxidos	1%
Feldespatos	1%
Anfíboles	1%
Epidota y otros	<1%

La pómez tiene una textura hialocristalina, con una matriz vítrea vacuolar fluidal; con fenocristales de plagioclasa, normalmente zonados, de composición intermedia (andesina -labradorita), las cuales se encuentran fracturadas y algo alteradas, con la característica de que en las fracturas se encuentran los clinopiroxenos.

La gran mayoría de las plagioclasas presentan maclas en especial de albita, Carlsbad y esporádicamente de periclina.

Los ortopiroxenos (hiperstena) presentan bahías que se encuentran rellenas de plagioclasas, clinopiroxenos o vidrio; además, es común encontrar dentro de los ortopiroxenos los clinopiroxenos o las plagioclasas formando una textura poiquilítica.

La biotita se presenta en cristales subhedrales alargados, orientados en la dirección del flujo del vidrio y algunas están curvadas.

3.3. LAPILLI DEL 1 DE SEPTIEMBRE DE 1989.

En una muestra recolectada en el retén del Inderena, situado a 6 km al NW del cráter, se realizó un tamizado y se obtuvieron los siguientes resultados (en orden descendente de porcentaje):

TAMIZ #	RANGO en mm	PORCENTAJE
35	1,0 a 0,5	40%
18	1,7 a 1,0	22%
12	>1,7	20%
60	0,5 a 0,25	13%
140	0,25 a 0,106	3%
Fondo	<0,106	2%

Se observó un decremento en la cantidad de pómez a medida que los rangos del tamiz se hacían mas pequeños, incrementándose así mismo los fragmentos de roca y la cantidad de minerales; además, es notorio el color gris oscuro en las fracciones mas finas, debido a la adherencia del polvo volcánico a estas fracciones.

Se pudieron apreciar dos tipos de pómez: una leucocrática (descrita anteriormente) y una melanocrática, con una alta densidad de poros (los cuales alcanzan los 4 mm de diámetro).

La sección delgada muestra las pómez redondeadas, con una matriz vítrea con microlitos de plagioclasas y textura traquítica; contiene piroxenos hasta de 3 mm, algunos con bordes isotrópicos de vidrio volcánico; las plagioclasas presentan bahías y están parcialmente sericitizadas.

3.4. CENIZA DEL 1 DE SEPTIEMBRE DE 1989.

La muestra recolectada en el Observatorio Vulcanológico de Colombia (O.V.C.), INGEOMINAS sede de Manizales, ubicado a 30 km al NW del cráter Arenas, es de color gris en la muestra de mano, tonalidad dada por la fracción mas fina (<100 micras).

Los principales componentes son:

Matriz isotrópica	30%
Plagioclasas	20%
Fragmentos de rocas	20%
Piroxenos y anfíboles	10%
Pómez	10%

Sericita	10%
Oxidos	5%
Biotita	3%
Otros	<1%

Recalculados los porcentajes para clasificar esta ceniza como una roca piroclástica se tiene:

- Vidrio = 40%
- Fragmentos minerales = 40%
- Fragmentos de roca = 20%

Según la clasificación de Streckeisen (1979) se consideraría como una TOBA vítreocrystalina.

La matriz isotrópica corresponde a la fracción fina de la ceniza; las plagioclasas, hasta las 250 micras, son subhedrales y están fracturadas; los fragmentos de rocas, de diferentes colores (negro, café, rojo y blanco), presentan un tamaño medio de 200 micras pero pueden alcanzar hasta las 300 micras; su forma es de subangular a subredondeada. Las pómez de esta ceniza son subredondeadas y leucocráticas.

Las observaciones realizadas en lupa binocular de las cenizas líticas del 31 de Agosto y de las cenizas lítico- juveniles del 1 de Septiembre, nos muestran los siguientes porcentajes:

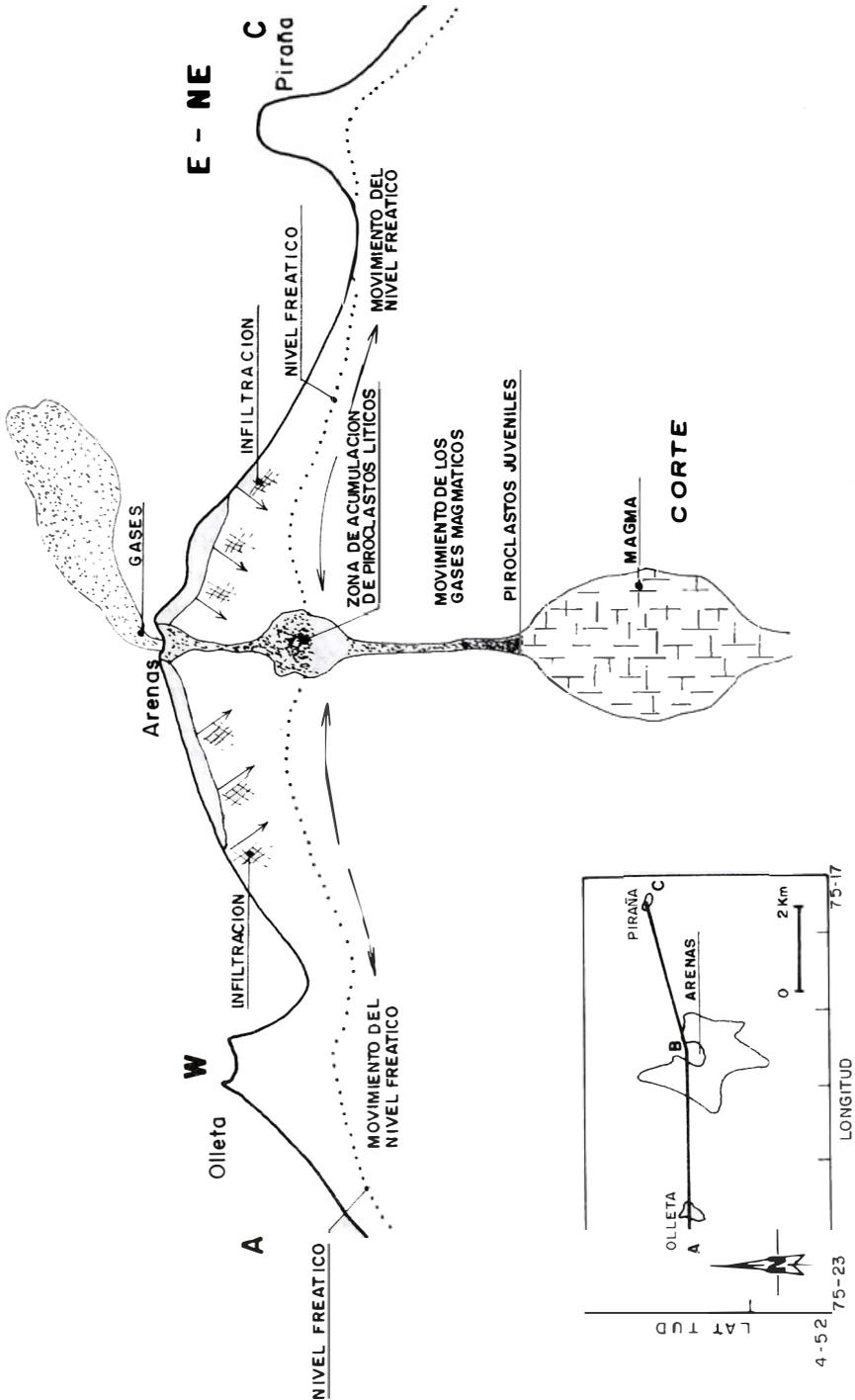
	Fragmentos de roca	Cristales de Plagioclasas	Pómez	Otros
Ceniza del 31-VIII-89	45%	40%	<5%	10%
Ceniza del 1-IX-89	25%	50%	20%	<5%

Esto muestra claramente que las cenizas del 31 de Agosto son de carácter lítico y las del primero de Septiembre son una mezcla de cenizas líticas y juveniles, predominando estas últimas.

Las cenizas líticas son producto de erupciones freáticas cuyos materiales son emitidos desde una zona de acumulación de materiales antiguos, la cual podría encontrarse a menos de 1 km de profundidad, en un área de descompensación del nivel freático (Figura 6).

Estos materiales líticos podrían generarse por:

- Gases provenientes de la cámara magmática, los que en su trayectoria arrastran materiales en suspensión hasta la posible zona de acumulación.



PLANTA

FIGURA 6. Corte Esquemático A-B-C del Volcán Nevado del Ruiz, mostrando las fuentes de los piroclásticos líticos y juveniles.

- Las aguas del nivel freático, cuyo movimiento es hacia este punto de descompensación y en cuyo trayecto acumulan material detrítico, que finalmente es depositado en la propuesta zona de acumulación.

- Infiltración de las aguas lluvias y del casquete glaciar por las fracturas de las rocas, arranca y arrastra fragmentos de roca hasta la zona de acumulación.

3.5. MUESTREO SISTEMÁTICO DE CENIZAS.

La ciudad de Manizales localizada a 30 km al NW del volcán Nevado del Ruiz, recibió, desde el amanecer del primero de septiembre y durante todo ese día, la mayor cantidad de ceniza volcánica desde la reactivación del volcán Nevado del Ruiz en 1984, quedando, durante ese día y aproximadamente dos días más, cubierta por una densa nube gris, formada por la mencionada ceniza volcánica.

Se realizó en el Observatorio Vulcanológico de Colombia, situado en el extremo NW de la ciudad, un muestreo sistemático de caída de cenizas durante todo el día primero de septiembre, desde las 07:00 hasta las 19:00 horas. Dicho muestreo consistió en recolectar la ceniza que caía, cada hora, en un papel de 400 cms² de área, para obtener peso de la ceniza por el área respectiva en un lapso de tiempo de una hora, obteniéndose los siguientes resultados (Figura 7):

Muestra #	Horas		Peso de la ceniza en gr
	de las	a las	
1	06:55	07:55	1,9721
2	07:55	08:55	0,3218
3	08:55	09:55	0,3036
4	09:55	11:10	0,2186
5	11:10	12:10	0,1390
6	12:10	13:10	0,4858
7	13:10	14:10	0,3217
8	14:10	15:10	0,1575
9	15:10	16:10	0,0987
10	16:10	17:10	0,0330
11	17:10	18:10	0,0060
12	18:10	19:10	0,0017

Total de ceniza caída: 4,0595 gr.

Con base en los datos anteriores se puede observar que hay un máximo a las 07:55 y un segundo pico a las 13:10 mucho menor que el primero.

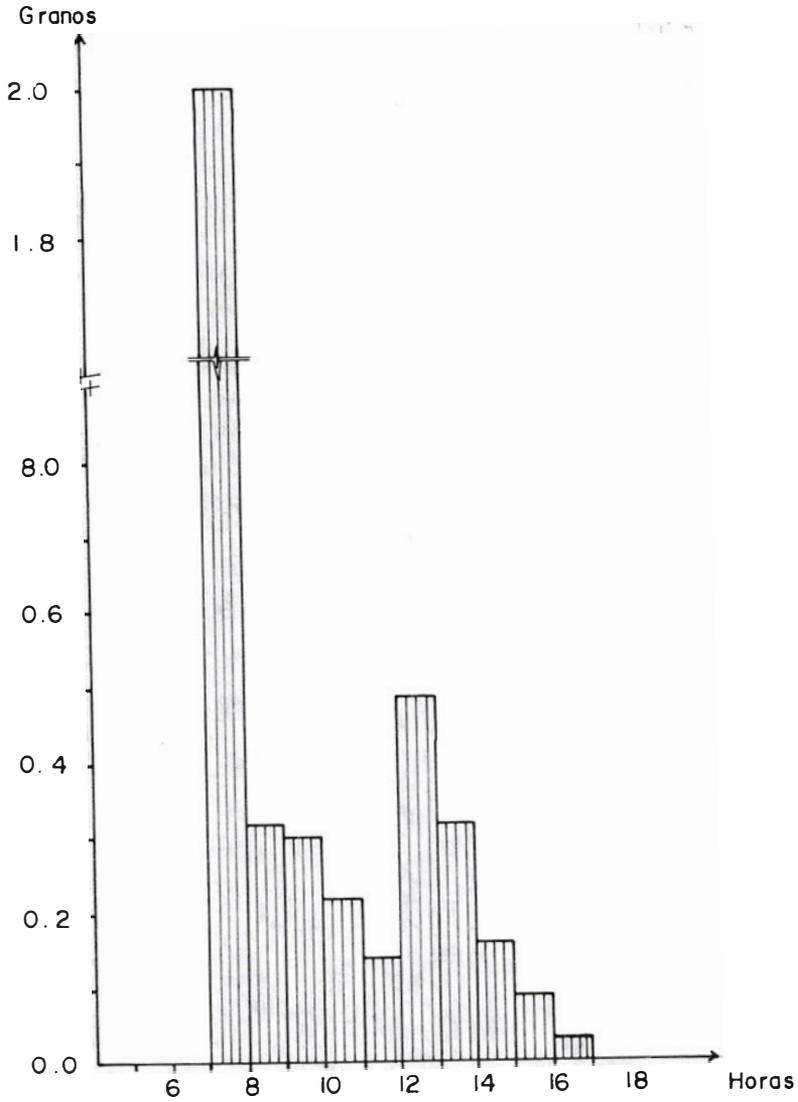


FIGURA 7. Relación tiempo vs gramos del muestreo sistemático de cenizas en Manizales.

El valor total muestreado es de 4,0595 gr por 400 cms² en un tiempo de 12 horas, sirve de referencia para considerar como promedio de caída de ceniza en la ciudad de Manizales, producto de la erupción en estudio, de aproximadamente 100 gr / m².

La velocidad de desplazamiento de los materiales piroclásticos depositados en la ciudad de Manizales, se pudo obtener de comparar los picos máximos de muestreo y los de la curva eruptiva con base en la señal de tremor; si se toma como referencia el final del segundo episodio freatomagmático a las 05:30 y lo comparamos con el final del máximo pico del muestreo de cenizas a las 08:55 horas, se obtiene una diferencia en tiempo de tres horas 25 minutos, lo que equivaldría a una velocidad de desplazamiento de 8,77 km/hora.

Para las tefras del tercer episodio eruptivo se obtuvo una velocidad de desplazamiento del orden de los 6 km/hora, derivado de la diferencia de tiempo entre el pico ocurrido a las 08:04 horas y el máximo de muestreo sucedido a las 13:10 horas.

Comparando ambos resultados, se encuentra que los piroclastos del segundo episodio (de carácter freatomagmático) mostraron una mayor velocidad de desplazamiento en la atmósfera que los piroclastos correspondientes al tercer episodio (de carácter freático), lo que podría ser el resultado de una mayor velocidad inicial de salida, de los piroclastos del segundo episodio, o de mayor velocidad de los vientos.

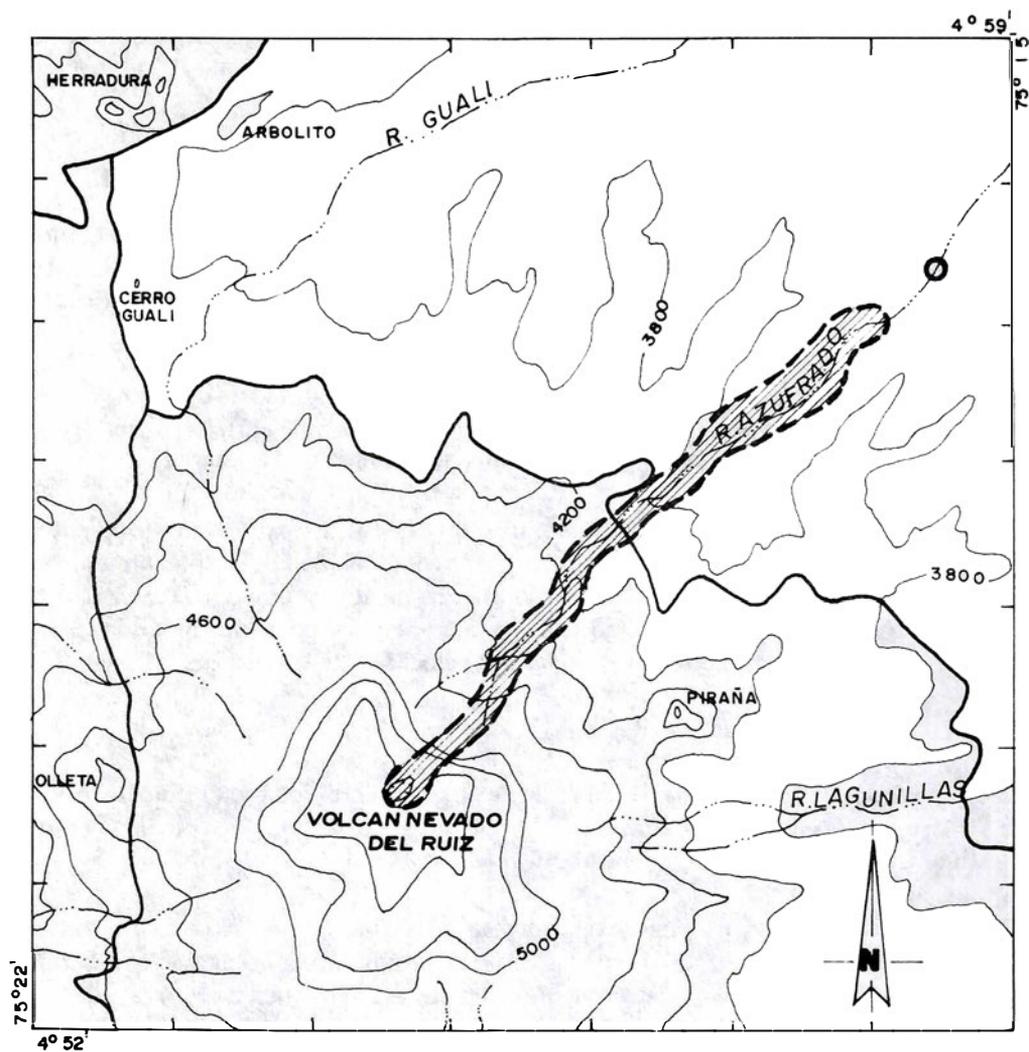
3.6. LAHAR DEL RIO AZUFRADO.

La erupción del primero de septiembre de 1989, provocó un pequeño flujo de lodo o lahar originado en la parte alta del Rio Azufrado (parte NE del volcán), debido posiblemente a un deshielo generado durante el episodio freatomagmático.

El flujo de lodo destruyó el puente de concreto que había sobre el río Azufrado en la carretera que de la ciudad de Manizales (Caldas) conduce a la población de Murillo (Tolima), lo que posiblemente permitió que este flujo perdiera fuerza de arrastre aguas abajo y de esta manera no alcanzara a romper el primer cable (ubicado a un metro de altura sobre el cauce del río) del monitor de flujos de lodo, instalado sobre dicho río a 7 km del cráter Arenas (Figura 8).

Este flujo estaba compuesto principalmente por clastos de rocas, gravas, arena gruesa y agua; texturalmente es inequigranular, con clastos de angulares a redondeados, de tamaños hasta de dos metros de diámetro y en general se considera que fué poco fluido.

Los clastos se componen generalmente de dacitas, andesitas, pómez y rocas hidrotermalizadas; los fragmentos de andesitas - dacitas varían altamente en forma, tamaño y grado de meteorización, ya que se encuentran de angulares a redondeados, de clastos frescos a hidrotermalizados y algunas presentan mineralizaciones de piritita de manera diseminada.



 Monitor de Flujo de Lodo

 Lahar

0 2 3 Km

FIGURA 8. Esquema del lahar en el Río Azufrado producto de la erupción del 1 de septiembre 1989 en el Volcán Nevado del Ruiz.

El tamizado de una muestra recolectada en el sitio donde quedaba el puente sobre el río Azufrado, el día de la erupción a las 15:00 horas, presentó los siguientes componentes:

Arena gruesa	60%
Grava	30%
Arena fina	10%

Este depósito por las características expuestas como alta densidad, bajo contenido de lodo, bajo contenido de agua y su diversa gama de clastos (tamaño, forma, composición, etc.) se clasifica como un lahar cercano a un "debris flow" (WALKER, 1989).

4. INTERPRETACION DE LA ERUPCION

Teniendo como base los datos obtenidos en la elaboración del estudio geológico de la erupción del primero de septiembre de 1989, se puede inferir una cámara magmática que entró en un proceso de relativo reposo después de las crisis volcánicas o eruptivas de los años 1985, 86, 87 y 88 y la cual fué favorecida por un posible "taponamiento" u obstrucción del conducto de salida, como se pudo comprobar en los meses de Mayo y Junio de 1989, donde la sismicidad volcánica estuvo caracterizada por un alto nivel de actividad y simultáneamente se presentaba poco contenido de SO₂, medido con el método COSPEC (INGEOMINAS, 1989).

Esta obstrucción formó una zona de acumulación de gases, los cuales ejercían una presión sobre las paredes del conducto y de la misma cámara magmática, la cual se manifestaba con la señal de tremor presente durante todo el transcurso del tiempo que precedió a la erupción.

Esta presión rompió la obstrucción de una manera intempestiva, la cual se manifestó con la apertura del "nuevo cráter" u orificio adyacente, en Junio de ese año, pero no fué de una manera amplia, sino generando una apertura que apenas era suficiente para que empezaran a salir los gases a gran presión y lo cual finalizó con la "SUCCION", al estilo de un sifón que acarrea lo que esté a su alrededor por la presión de la salida de los gases, del material superficial de la cámara magmática.

Dicho material es de composición andesítica ácida a dacítica, característico de un cuerpo que se ha estado diferenciando a través de una cristalización fraccionada y lo cual se podría corroborar con la disminución de la actividad volcánica en todos los sentidos que se ha seguido presentando en el volcán Nevado del Ruiz, en los períodos posteriores a esta erupción y que puede considerarse como un indicio de la quietud que está imperando en la parte interna del mismo.

5. BIBLIOGRAFIA

- Calvache V., M.L., 1986. *Depósitos piroclásticos asociados a la erupción del 13 de Noviembre de 1985 en el Nevado del Ruiz, Colombia*. Revista CIAF, Bogotá, Vol 11, Tomo II (1- 3): 94 - 114.
- Fisher R.V. and Schmincke H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag. Berlin. 472 p.
- INGEOMINAS, 1989: *Boletín Informativo Observatorio Vulcanológico de Colombia*. Nos 29, 30 y 31.
- Naranjo, J.L.; Sigurdsson, H.; Carey, S.N.; Fritz, W.J.. 1986. *Eruption of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia, 13 November, 1985: Tephra fall and lahars*. Science, 233 : 961 - 963.
- Scientific Even Alert Network (SEAN), 1985. Vol 10, No 9, September 30, p 2 - 3.
- Sparks, R.S.J. and Carey, S.N.. 1986. *Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns*. Bulletin of Volcanology, Vol 48, 109 - 125.
- Streckeisen A., 1979. *Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks*. IUGS.
- Walker, G.P.L., 1981. *Plinian eruptions and their products*. Bulletin of Volcanology. Vol 44-2, 224 - 240 p.
- Walker, G.P.L., 1989. *Notas sobre la evaluación de la vulcanología Colombiana*.



REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y QUIMICA
INGEOMINAS

UNIDAD OPERATIVA MEDELLIN

**UNIDADES LITODEMICAS EN LA CORDILLERA
CENTRAL DE COLOMBIA**

Por:

MARIO MAYA

HUMBERTO GONZALEZ

MEDELLIN - 1995

RESUMEN

La Cordillera Central de los Andes en Colombia, está conformada por cinco grandes fajas litodémicas que pueden seguirse desde límites con Ecuador hasta su terminación en cercanías a la confluencia de los ríos Cauca y Magdalena. El borde oriental está constituido por un cinturón discontinuo compuesto por rocas de alto grado de metamorfismo, granulitas, migmatitas, anfibolitas, neises feldespáticos e intrusivos néisicos. Hacia la parte central, formando la mayor parte del eje de la cordillera, aflora el Complejo Cajamarca compuesto por esquistos cuarzo sericíticos y actinolíticos, filitas, cuarcitas y mármoles. Hacia el occidente, en la cuenca hidrográfica del río Cauca, se localiza el Complejo Quebradagrande, conformado por sedimentitas y vulcanitas de afinidad oceánica, areniscas, lodolitas carbonosas, shales, cherts negros y calizas, asociadas con un segmento volcánico conformado por basaltos y diabasas. Al occidente de estas rocas afloran rocas metamórficas denominadas Complejo Arquía, que agrupa metagabroides, anfibolitas granatíferas, esquistos anfibólicos, esquistos cuarzo sericíticos y cuarcitas. Asociados a estas rocas aparecen metamorfitas de alta presión, esquistos de glaucofano y lawsonita, eclogitas y rocas ultramáficas serpentinizadas. El borde occidental presenta una marcada diferencia, pues mientras al norte de la latitud 4° Norte está conformado por metamorfitas del Complejo Arquía, al sur de esta latitud lo está por vulcanitas mesozóicas de afinidad oceánica denominadas Grupo Diabásico y Formación Amaime.

Los límites entre las unidades son tectónicos. El occidental de las rocas de

alto grado de metamorfismo corresponde a la Falla Otú-Pericos, y el occidental del Complejo Cajamarca a la Falla San Jerónimo. El Complejo Arquía tiene como límite oriental la Falla Silvia-Pijao y occidental la Falla Cauca - Almaguer, límite occidental de las rocas con metamorfismo dinamotérmico en los Andes del norte, y oriental de las vulcanitas oceánicas mesozoicas denominadas Formación Barroso, Formación Amaime y Grupo Diabásico.

ABSTRACT

The Central Cordillera of Colombia is composed of five major litodemic units that can be followed from the border with Ecuador to the confluence of the Cauca and Magdalena rivers. The eastern margin is a discontinuous belt composed for high grade metamorphic rocks, including garnet amphibolites, feldspathic gneisses, intrusives granitoids, migmatites and granulites. Westward, and mainly along the axis of the Cordillera, the Cajamarca Complex is formed by quartz-sericite and actinolite schists, phyllites, quartzites and marbles. The Quebradagrande Complex is exposed west of the Cajamarca Complex and it is comprised by sedimentary and volcanic rocks of oceanic affinity, with sandstone, shales, black chert and limestone, associated to a volcanic segment formed of basalts and diabasas. West of the Quebradagrande Complex lies a wide set of metamorphic rocks named Arquía Complex, that includes metagabbroids, garnet amphibolites, amphibol schist, quartz-sericite schists and quartzite. The Arquía Complex is associated to a set of high pressure metamorphic rocks with glaucophane-lawsonite schists, eclogites and serpentitized ultramafic rocks. The western border of the Central Cordillera

shows a clear difference, north of latitude 4-5°N it comprised metamorphites of Arquia Complex, whereas southward it consists of Mesozoic volcanites of oceanic affinity called the Diabasic Group and Amaime Formation.

The limits between the different complex that made the Central Cordillera are always tectonised. The western limit of the Cajamarca Complex is the San Jerónimo Fault, the eastern limit of the Arquia Complex is the Silvia - Pijao Fault and the western limit of the Arquia Complex is the Cauca - Almaguer Fault. The Cauca-Almaguer fault represents the westernmost limit of the rocks that have suffered dynamothermal metamorphism in the northern Andes.

INTRODUCCION

La cartografía geológica de la Cordillera Central de los Andes colombianos ha sido en gran parte realizada por el Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química, INGEOMINAS, a lo largo de las tres últimas décadas, con apoyo logístico y técnico de los servicios geológicos de Estados Unidos y Gran Bretaña, y por trabajos de grado en la Universidad Nacional, los cuales se encuentran inéditos. Esta labor se hizo de forma radiada desde las oficinas de Medellín, Ibagué, Cali y Popayán. Una vez la cordillera fue cubierta en su mayor parte, se vio la necesidad de unificar la nomenclatura para las unidades litológicas y estructuras geológicas correlacionables. Además, por su misma naturaleza, el léxico estratigráfico tuvo su debida evolución, con la consecuente aparición de nuevos conceptos y la aclaración de otros ampliamente utilizados (North American Commission on

Stratigraphic Nomenclature N.A.C.S.N., 1983).

La Subdirección de Geología del INGEOMINAS conformó en el año de 1988 un grupo de geólogos dedicados al estudio cartográfico de la Cordillera Central, el cual determinó pautas para unificar la nomenclatura de las unidades y estructuras correlacionables de sur a norte proponiendo la reconsideración de algunos nombres.

Este documento es una compilación de las conclusiones del grupo de trabajo que participó en el Primer Simposio de Geología Regional - Cordillera Central, y en el cual se agregan varias sugerencias de acuerdo con los últimos artículos publicados.

GEOLOGIA REGIONAL

La Cordillera Central está conformada por cuatro megaunidades litodémicas⁽¹⁾, cuya exposición ocurre de manera ininterrumpida desde el sur del país hasta la latitud 6° Norte, aproximadamente (Figura 1), y una megaunidad de exposición discontinua que corresponde a la franja oriental de metamorfitas de alto grado, la cual no se describe en este artículo por no haber sido objeto del simposio. Una buena descripción de esta franja se puede leer en Feininger et al. (1972), Barrero y Vesga (1976), González et al. (1988) y González (1991).

(1) Unidad litodémica: Cuerpo rocoso predominantemente intrusivo, altamente deformado y/o altamente metamorfoseado. En contraste con las unidades litoestratigráficas, la unidad litodémica generalmente no obedece las leyes de la superposición. Sus contactos con otras unidades rocosas pueden ser sedimentarios, extrusivos, intrusivos, tectónicos o metamórficos (N.A.C.S.N., 1983)

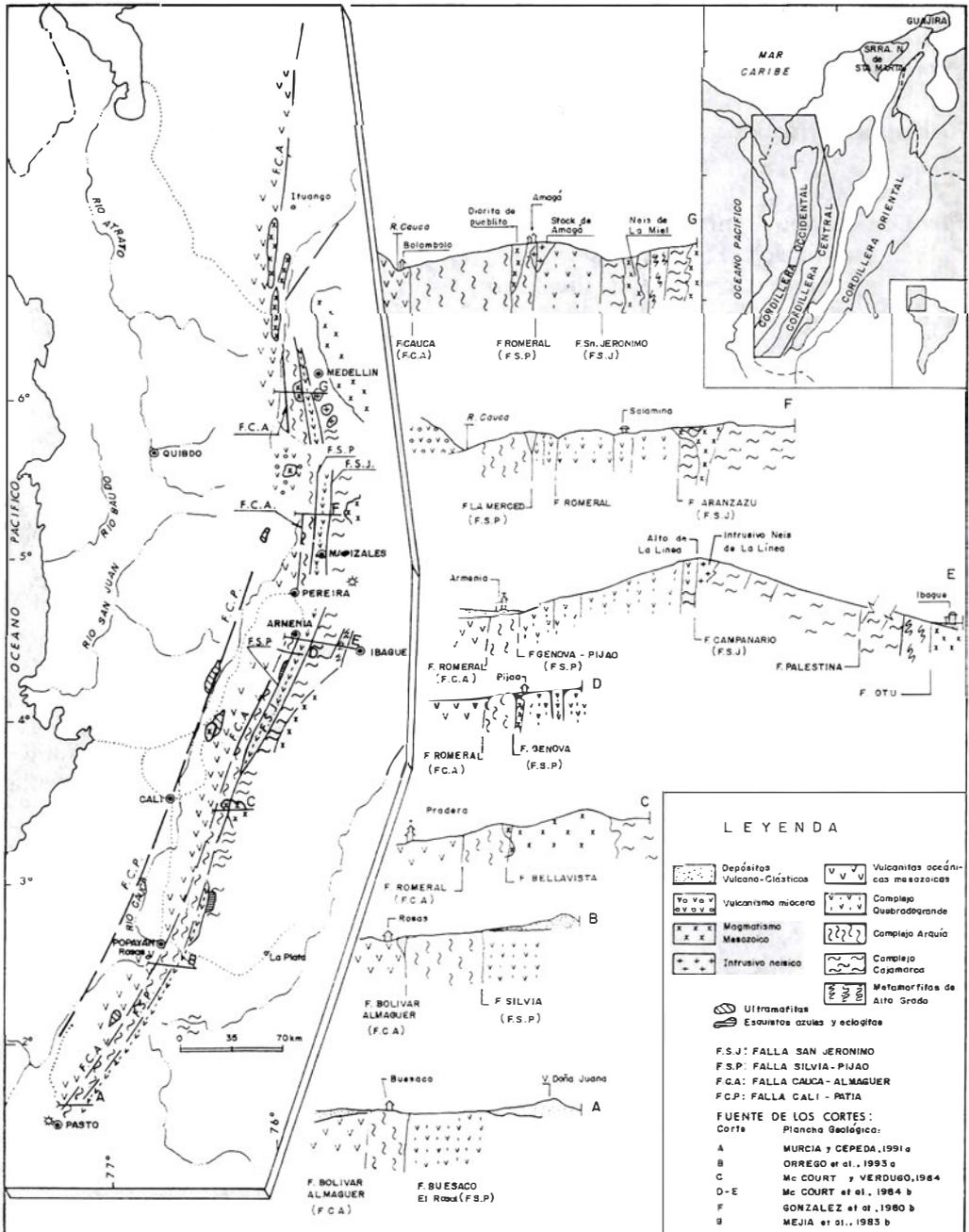


FIGURA 1. Unidades litodémicas regionales en la Cordillera Central y cortes esquemáticos de las localidades de referencia.

Complejo Cajamarca

Nelson (1957) definió la "Serie de Cajamarca como el conjunto de rocas metamórficas y rocas diabásicas que afloran en la carretera Ibagué-Armenia, limitadas en la parte oriental por el Batolito de granodioritas (Batolito de Ibagué) y en el lado occidental por el Abanico de Armenia".

En este artículo se denomina Complejo Cajamarca al paquete metamórfico compuesto por esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos verdes, filitas, cuarcitas y algunas franjas de mármoles que afloran en la sección Cajamarca - Alto de La Línea, entre una falla innominada en esta área y que regionalmente corresponde a las Fallas Otú-Pericos y Chapetón-Pericos, y la Falla Aranzazu-Manizales (MOSQUERA et al., 1982). Una compilación inicial sobre la nomenclatura utilizada para las unidades que conforman este Complejo fue hecha por González (1989). Al sur el Complejo Cajamarca está cubierto por vulcanitas del Plio-Pleistoceno; la aparición más meridional se encuentra al oriente del Macizo colombiano, en el sector de Quinchana - San Agustín (Cauca-Huila), donde afloran esquistos cuarzo-sericíticos y filitas.

En el Valle del Cauca y Tolima, entre las latitudes 3°10' y 4° Norte, las rocas del Complejo Cajamarca se conocen como Grupo Cajamarca (McCOURT, 1984a). En esta misma latitud las rocas de este Complejo están en contacto fallado con el Batolito de Ibagué (ESQUIVEL et al., 1985; McCOURT, 1984b), y en contacto intrusivo con el mismo cuerpo ígneo (MURILLO et al., 1982; McCOURT, 1984b). Localmente el Batolito de Ibagué produce metamorfismo de contacto en

los esquistos cuarzo micáceos del Complejo Cajamarca, cerca a la confluencia de los ríos Anamichú y San José (MURILLO et al., 1982).

En el corte de La Línea, carretera Ibagué - Armenia (Figura 1, corte E), se encuentra la sección del Complejo Cajamarca. Mosquera et al. (1982) llamaron Grupo Cajamarca a la parte metamórfica, localizada al oriente del paquete inicialmente descrito por Nelson (1962). El límite oriental lo constituye en parte la Falla Chapetón - Pericos que pone en contacto estas rocas con el Batolito de Ibagué y una falla innominada, localizada al occidente de la Falla Chapetón-Pericos, que pone en contacto el Complejo Cajamarca con los Neises y Anfibolitas de Tierradentro. Al occidente de la secuencia aflora en contacto fallado el Intrusivo Néisico de la Línea.

En el tramo Mariquita-Manizales, 3°35' N, está cartografiado el Grupo Cajamarca el cual aflora desde la Falla Mulato, en cercanías a la población de Mariquita (BARRERO y VESGA, 1976) hasta la Falla San Jerónimo, al oriente de Manizales, en parte cubierto por material volcánico (MOSQUERA, 1978). En este corte el Complejo Cajamarca aparece asociado a rocas de alto grado metamórfico, como lo son las Anfibolitas de Padua y el Intrusivo Néisico de Padua.

A partir de la latitud 5°30' hacia el norte, el paquete de esquistos cuarzo sericíticos, esquistos actinolíticos y cuarcitas se restringe a la parte central de la Cordillera. En la parte oriental aflora el conjunto denominado "Rocas metamórficas de la Cordillera Central al Oeste de la Falla Otú" (FEININGER et al., 1972) compuesto por metapelitas, metamorfitas de bajo

grado, neises feldespáticos y alumínicos, neises con hornblenda, cuarcitas, neises de silicatos calcáreos, skarn, mármol y anfibolitas, y de otro lado las denominadas "Rocas metamórficas al Este de la Falla Otú" (FEININGER et al., 1972) conformadas por neisfeldespático, anfibolita y mármol (FEININGER et al., 1972; COSSIO et al., 1987). Similarmente, al lado occidental de la franja que se correlaciona con el Complejo Cajamarca en los alrededores de Medellín, se localizan las Granulitas de El Retiro, Migmatitas de Puente Peláez, Anfibolita granatífera de Caldas, Anfibolitas de Medellín, Neis de las Palmas y Neis de la Miel, dentro del Grupo Ayurá-Montebello (BOTERO, 1963), que haría parte del denominado Complejo polimetamórfico de la Cordillera Central (RESTREPO y TOUSSAINT, 1982). La franja de esquistos "negros" y "verdes" del Complejo Cajamarca continúa hacia el norte bordeando el oriente y el occidente del Batolito Antioqueño, y podría correlacionarse con el paquete de esquistos de bajo y medio grado de metamorfismo del Grupo Ayurá-Montebello (BOTERO, 1963), con las Cuarcitas, Mármoles y Esquistos de Feininger et al. (1972) y con los esquistos cuarzo sericíticos y actinolíticos del Grupo Valdivia (HALL et al., 1972).

Las dataciones isotópicas obtenidas en rocas de este complejo (MAYA, 1992), aunque no corresponden a un muestreo sistemático y homogéneo, indican que existen varios eventos metamórficos, al menos dos en el Paleozoico y uno en el Cretáceo. Por lo tanto estas rocas constituirían un conjunto polimetamórfico resultado de varios eventos superpuestos en el tiempo, y con diferentes condiciones de presión y temperatura (RESTREPO y TOUSSAINT, 1982).

Complejo Quebradagrande

Grosse (1926) definió la Formación Porfírica como un conjunto de derrames volcánicos de carácter ácido y básico, formados estos últimos por porfiritas diabásicas, porfiritas augíticas y "meláfidos" (basaltos con plagioclasa) con tobos. En la secuencia extrusiva aparecen intercalados sedimentos marinos.

Posteriormente Botero (1963) describe la Formación Quebradagrande, y González (1980) hace una diferenciación en dos miembros: uno sedimentario compuesto por lutitas carbonosas arcillosas y en menor proporción, areniscas feldespáticas, limolitas, liditas y localmente bancos de caliza negra, y otro volcánico constituido por rocas de afinidad toleítica con predominio de lavas basálticas, andesitas y piroclastitas.

El Complejo Quebradagrande se presenta en la Cordillera Central como una franja alargada al parecer, sólo discontinua en las latitudes de Cali y Palmira (Valle del Cauca) (Figura 1, corte C).

Una compilación inicial sobre la nomenclatura empleada para este Complejo, en diferentes partes de la Cordillera Central fue hecha por Orrego (1989). Esta unidad ha sido cartografiada de sur a norte de la siguiente manera: 1) Formación Quebradagrande (MURCIA y CEPEDA, 1991a,b) al oriente de Pasto, Nariño; 2) Complejo Quebradagrande al suroriente de Popayán (ORREGO et al., 1993a,b) y al nororiente de Popayán (ORREGO y PARÍS, 1991); 3) Formación Quebradagrande (McCOURT, 1984a) en los departamentos del Valle y Quindío; 4) Formación Quebradagrande al oriente de Pereira

(CABALLERO y ZAPATA, 1983); 5) Formación Quebradagrande entre Aranzazu y Manizales (MOSQUERA, 1978) y en las áreas de Salamina y Sonsón (GONZALEZ, 1980), y al occidente de Medellín (MEJIA et al., 1983a,b).

El Complejo Quebradagrande determina en cercanías a Santa Fe de Antioquia donde se acuña entre rocas metamórficas del Complejo Cajamarca y el Complejo Arquía (Figura 1).

En el I Simposio de Geología Regional del INGEOMINAS, se propone el nombre de Complejo Quebradagrande para el litodema volcánico y el litodema sedimentario que aflora entre las franjas metamórficas denominadas Complejo Cajamarca y Complejo Arquía en la Cordillera Central de Colombia, y cuyos límites tectónicos corresponden al oriente por la Falla San Jerónimo, y al occidente por la Falla Silvia-Pijao (Figura 1).

En algunos lugares los sedimentos intercalados en el conjunto volcánico contienen fósiles cuya edad varía entre el Aptiano y el Albiano. Además, datos isotópicos indican edades desde el Cretáceo Temprano, que podrían interpretarse como la edad magmática, hasta el Cretáceo Tardío que marcarían un evento metamórfico de muy bajo grado en la facies Prehnita-Pumpellyta.

Complejo Arquía

Esta unidad litodémica está conformada por rocas metamórficas de origen ígneo y sedimentario localizadas al occidente del Complejo Quebradagrande (Figura 1). El nombre original de Arquía se empleó para designar las rocas expuestas en el río Arquía, límites entre Antioquia y Caldas,

esquistos cuarzo sericíticos, esquistos anfibólicos y anfibolitas granatíferas (RESTREPO y TOUSSAINT, 1974). Una compilación inicial sobre la nomenclatura utilizada para referirse a este Complejo, en diferentes partes de la Cordillera, fue hecha por Nuñez (1989). Desde el sur del país y de manera continua, hacen parte de este conjunto, las siguientes unidades: 1) Secuencia metamórfica de Buesaco compuesta por esquistos cuarzo sericíticos y actinolíticos (MURCIA y CEPEDA, 1991a,b); 2) una unidad innominada al oriente de Bolívar (Cauca), conformada por esquistos cuarzo sericíticos, actinolíticos, cuarcitas y metamorfitas de bajo grado (ORREGO et al., 1993b); 3) Metamorfitas de afinidad oceánica, Anfibolita y Metagabro de San Antonio, Esquistos Verdes de la Mina, y Metagabro de Pueblo Nuevo (ORREGO y PARIS, 1991); 4) Complejo Bolo Azul (metagabroides), el Complejo Rosario (esquistos anfibólicos y anfibolitas granatíferas), y el Grupo Bugalagrande (esquistos cuarzo sericíticos y cuarcitas) (GROTJOHANN y McCOURT, 1981); 5) Complejo ígneo -metamórfico del río Rosario (ESQUIVEL et al., 1981); 6) Anfibolita Granatífera de Pijao (TOUSSAINT y RESTREPO, 1978); 7) Esquistos de Lisboa-Palestina, Anfibolita Sausurítica de Chinchiná y el Neis de Chinchiná (MOSQUERA, 1978); 8) Grupo Arquía (RESTREPO y TOUSSAINT, 1975); 9) Esquistos Anfibólicos del río Cauca (GONZALEZ, 1980); 10) Esquistos de Sabaletas (RESTREPO et al., 1978).

En el sector sur de la cordillera Central, esta megaunidad presenta del lado oriental varias exposiciones de rocas relacionadas con un cinturón metamórfico de alta presión compuesto por los Esquistos de Barragán (McCOURT y FEININGER,

1984), los Esquistos azules de Pijao (NUÑEZ y MURILLO, 1982), y los cuerpos de eclogitas en asociación con rocas ultramáficas generalmente serpentinizadas, que se observan entre Barragán y Pijao. Los Esquistos de Jambaló (ORREGO et al, 1980) están relacionados con el límite tectónico entre el Complejo Arquía y el Complejo Quebradagrande.

Las edades isotópicas en las metamorfitas del Complejo Arquía, indican un evento cretácico. El problema fundamental en la interpretación de estas edades, teniendo en cuenta las condiciones tectónicas y los métodos empleados, es si corresponden a rocas que se formaron durante el Mesozoico y sufrieron metamorfismo posterior (RESTREPO y TOUSSAINT, 1975), o si se trata de metamorfitas paleozoicas afectadas térmicamente en el Cretáceo (McCOURT et al, 1984a)

Vulcanitas Oceanicas Mesozoicas

Esta unidad está constituida por rocas volcánicas básicas de afinidad toleítica con intercalaciones de sedimentitas marinas. Bajo esta denominación se agrupan de manera informal, las rocas ubicadas al occidente del Complejo Arquía en contacto tectónico por medio de la Falla Cauca-Almaguer (Figura 1, cortes A,B,C y D) y que han sido descritas de sur a norte así: 1) Grupo Diabásico (MURCIA y CEPEDA, 1991a,b; ORREGO et al., 1993); 2) Complejo Barroso- Amaime (ORREGO y PARIS, 1991, ORREGO et al., 1993a); 3) Grupo Diabásico (NELSON, 1962); 4) Formación Amaime (ASPDEN, 1984; GROTHJOHANN y McCOURT, 1981); 5) Formación Amaime (INGEOMINAS, 1992); 6) Formación Barroso (ALVAREZ y GONZALEZ, 1978); 7) Grupo Diabásico y Formación Quebradagrande al occi-

dente de Pereira (CABALLERO y ZAPATA, 1983); 8) Formación Quebradagrande al occidente de la quebrada Sinifaná en la vía Amagá - Bolombolo (CALLE et al., 1984; MEJIA et al., 1983a,b). Para las cuatro últimas referencias (numerales 7 y 8) se recomienda no incluir estas rocas en el denominado Complejo Quebradagrande, teniendo en cuenta su posición geográfica y tectónica respecto a las unidades consideradas anteriormente y los límites establecidos para ellas.

Aunque en esta unidad predominan las rocas volcánicas, se presentan ocasionalmente lentes irregulares de rocas sedimentarias, especialmente chert y sedimentitas silíceas a veces con fauna del Cretáceo tardío. Algunas dataciones isotópicas en vulcanitas básicas (MAYA, 1992) indican edades entre el Cretáceo temprano y el Cretáceo tardío.

TECTONICA

Las unidades litodémicas de la Cordillera Central están limitadas por grandes sistemas de fallas que han sido denominadas de diferente manera. Este capítulo presenta la propuesta para una denominación regional (Figura 1).

Teniendo en cuenta el significado tectono-estructural de cada uno de estos sistemas y la diferente nomenclatura con la cual se conocen las distintas fallas en la literatura geológica colombiana (PAGE, 1986), en este capítulo se presenta una propuesta para la denominación regional de las principales fallas (Figura 1) en esta región de los Andes colombianos y en especial de aquellas que definen los límites entre las unidades consideradas.

Falla Otú - Pericos.

Este sistema marca el límite occidental de las rocas de alto grado metamórfico consideradas de edad precámbrica (FEININGER et al., 1972; BARRERO y VESGA, 1976) localizadas en el borde oriental de la Cordillera Central (Figura 1, corte E). Se correlaciona con la Falla Chapetones.

Falla San Jerónimo

Constituye el límite occidental del Complejo Cajamarca (Figura 1). La referencia original corresponde a Grosse (1926). Esta falla de sur a norte recibe los siguientes nombres: 1) Moras, al oriente de Popayán (ORREGO y PARIS, 1991; ORREGO et al., 1993a); 2) Guenque (McCOURT y VERDUGO, 1984) al oriente de Cali donde pone en contacto el Complejo Cajamarca con metamorfitas del Complejo Arquía; 3) Campanario (McCOURT et al., 1984b) en los sectores de GÉNOVA y PIJAO; 4) Aranzazu - Manizales en el Alto de La Línea (MOSQUERA et al., 1982); 5) una falla innominada al oriente de Manizales (MOSQUERA, 1978); 6) entre Salamina y Santa Bárbara el límite occidental de Cajamarca ha sido trazado como contacto inferido y la Falla San Jerónimo atraviesa el Complejo Quebradagrande; 7) al occidente de Medellín se denomina San Jerónimo (GROSSE, 1926; BOTERO, 1963; MEJIA et al., 1983a,b), coincidiendo con un trazo de la Falla Romeral (en el sentido estricto de GROSSE, 1926) en cercanías a Santa Fé de Antioquia, donde converge con la Falla Cauca (Cauca - Almaguer).

Falla Silvia - Pijao

Corresponde al límite oriental del Complejo Arquía, y occidental del Complejo

Quebradagrande (Figura 1). Se conoce en los trabajos cartográficos como: 1) Buesaco (MURCIA y CEPEDA, 1991a,b); 2) El Rosal (ORREGO et al., 1993b); 3) Silvia - Paispamba (ORREGO et al., 1993a; ORREGO y PARIS, 1991); 4) Pijao-Génova (McCOURT, 1984b); 5) falla innominada en los alrededores de Pereira (CABALLERO y ZAPATA, 1983); 6) La Merced (GONZALEZ et al., 1980b); 7) Piedecuesta (GONZALEZ et al., 1980a; MEJIA et al., 1983b); 8) parte de Piedecuesta y de Romeral (CALLE et al., 1984a); 9) parte de Romeral y Ubito (GROSSE, 1926; MEJIA et al., 1983b); 10) Aurrá y Romeral (GROSSE, 1926; MEJIA et al., 1983a).

Falla Cauca - Almaguer (Falla Romeral)

Esta megafalla marca el límite occidental del Complejo Arquía, y el de las rocas con metamorfismo dinamo-térmico en los Andes del norte, y es conocida en los artículos internacionales como Falla Romeral o Zona de Falla Romeral (Figura 1). París (1989) presenta un resumen sobre los diferentes nombres que ha recibido esta falla. Grosse (1926) llamó Falla Cauca occidental al trazo que corresponde al contacto entre las rocas metamórficas más occidentales de la Cordillera Central y las rocas volcánicas denominadas posteriormente Formación Barroso. Esta falla controla parcialmente el curso del río Cauca entre las latitudes de Bolombolo y Sabanalarga (Antioquia); más tarde Grosse (1935) identificó el contacto entre las rocas metamórficas y las volcánicas, cerca de las poblaciones de Timbío y Dolores (Rosas) en el departamento del Cauca, con una falla innominada. Nelson (1957) traza una falla por más de 150 km desde Armenia hasta el río Palo en el sur (en BARRERO et al., 1969). Carey (1958)

denomina esta falla como "Colombian Megashear". Campbell (1968) reconoce el límite occidental de las rocas metamórficas en la Falla Dolores y la identifica como una falla dextro-lateral con prolongación al Ecuador. Barrero et al. (1969) llaman al límite entre un basamento siálico al oriente y uno simático al occidente como Falla Romeral; esta falla constituiría el trazo original de Grosse (1926) hasta aproximadamente la latitud de Manizales donde vendría atravesando las rocas del Complejo Quebradagrande y serviría de límite entre las rocas del Complejo Arquía y el Grupo Diabásico (ver Plancha N°1 en BARRERO et al., 1969). Para Case et al. (1971) "Dolores megashear zone" separa el núcleo de Suramérica, definido por anomalías gravimétricas fuertemente negativas y rocas cristalinas del Precámbrico y Paleozóico al oriente, de un área de corteza oceánica al occidente" Esta falla continua como la Falla Guayaquil en el Ecuador. Alvarez et al. (1975) llaman Falla Sabanalarga al contacto de las rocas metamórficas del Grupo Valdivia y las "Rocas verdes de la Cordillera Occidental", entre las latitudes de Sabanalarga y cercanías de Ituango (Antioquia), y llaman Falla Romeral a una estructura de dirección nororiental que sirve de límite oriental al Macizo de Puquí con parte de los esquistos del Grupo Valdivia y en otras partes que atraviesa este mismo grupo. Duque-Caro (1973) reconoció estas provincias geológicas en la costa norte y prolongó el trazo original hacia el norte aproximadamente 140 km (DUQUE-CARO, 1980).

Los trabajos de cartografía local muestran los siguientes nombres para la falla que sirve de límite occidental a las rocas metamórficas en la esquina noroccidental

del bloque de Suramérica: 1) Sistema de Fallas de Romeral (MURCIA y CEPEDA, 1991a,b); 2) Bolívar-Almaguer (ORREGO et al., 1993b; ORREGO et al., 1993a; ORREGO y PARIS, 1991); 3) Romeral (McCOURT y VERDUGO, 1984; McCOURT et al., 1984a; McCOURT, 1984b; McCOURT et al., 1984b); 4) Cauca Occidental (GROSSE, 1926; MEJIA et al., 1983a y 1983b); 5) Sabanalarga (ALVAREZ et al., 1975).

DISCUSION

El presente artículo hace referencia a una descripción litológica generalizada, y las correlaciones obedecen a un esquema descriptivo regional. Las unidades litodémicas descritas presentan continuidad desde límites con el Ecuador hasta la latitud de 3°50' - 4° N, donde el panorama se hace más confuso debido a la presencia de rocas "ajenas" a los cinturones descritos. Caso concreto lo constituye el Complejo Cajamarca que se encuentra asociado a neises de alto grado, anfífolitas en ocasiones granatíferas en los alrededores de Medellín, y granulitas en el área de El Retiro, todas ellas al oriente de la Falla San Jerónimo. Esta situación impide continuar con la simplificación litodémica que se traía desde el sur. Además la presencia de granulitas en el Macizo de Puquí (GONZALEZ, 1993) dentro de las rocas de Valdivia ratifica tal situación. De otro lado todo el grupo de rocas metamórficas que se ubican en el área oriental de la Cordillera Central, en Antioquia, requiere actualmente de un ordenamiento dentro de un marco litológico y evolutivo.

El Complejo Quebradagrande constituye una franja que sólo se interrumpe en la latitud 3°30' - 4° Norte, y su composición

es similar en toda su extensión. El Complejo Arquía tiene una continuidad regional, aunque aflora en escamas en el borde occidental de la Cordillera Central, presentándose en algunos sectores una gama litológica más amplia.

De la misma manera, las fallas que sirven de límite a las unidades litodémicas tienen continuidad regional.

AGRADECIMIENTOS

Los autores presentan un especial reconocimiento a las gestiones adelantadas por Darío Mosquera quien con un equipo de colaboradores impulsó y coordinó los Simposios de geología Regional. Igualmente agradecen a las directivas del INGEOMINAS que apoyaron este evento. También se agradece a Alberto Nuñez y a Darío Mosquera por la lectura y corrección de este artículo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALVAREZ, E., GONZALEZ, H., 1978. *Geología del Cuadrángulo I-7*. Inf. interno, INGEOMINAS.
- ALVAREZ, J., RICO, H., VASQUEZ, H., HALL, R., BLADE, L., 1975. *Mapa geológico del Cuadrángulo Yarumal (H-8) y parte del Cuadrángulo Ituango (H-7)*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- ASPDEN, J.A., 1984. *The Geology of Western Cordillera and Pacific coastal Plain in the Department of Valle del Cauca (sheets 261-278-279-280 and 299)*. Reporte interno INGEOMINAS - Misión Británica, p. 1-61.
- BARRERO, D., ALVAREZ, J., KASSEM, T., 1969. *Actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central durante el Mesozoico*. Bol. Geol. INGEOMINAS, Vol. 27, Nº 1-3, p. 145-173.
- BARRERO, D., VESGA, C., 1976. *Mapa geológico del Cuadrángulo K-9 Armero y parte sur del J-9 La Dorada*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- BOTERO, A.G., 1963. *Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia*. Anal. Fac. Nacional Minas, Nº 57, p. 1-101.
- CABALLERO, H., ZAPATA, G., 1983. *Mapa geológico preliminar de la Plancha 224 - Pereira*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- CALLE, B., GONZALEZ, H., DE LA PEÑA, R., ESCORCE, E., DURANGO, M., et al., 1984. *Mapa geológico preliminar de la Plancha 166 - Jericó*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- CAMPBELL, C.J., 1968. *The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting*. Fourth Caribbean Geol. Conf. Trans. Port of Spain, Trinidad, p. 247-261.
- CAREY, S.W., 1958. *A tectonic approach to continental drift*, in Carey, S.W., ed., *Continental drift, a symposium: Geology Dept., Tasmania Univ., Hobart*, p. 177-355.
- CASE, J.E., DURAN, L., LOPEZ, A., MOORE, W., 1971. *Tectonic investigations in Western Colombia and Eastern Panamá*. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 82, p. 2685-2712.

- COSSIO, U., VIANA, R., TOUSSAINT, F., RESTREPO, J.J., 1987. *Unidades litológicas de la región oriental del Megaterreno Andino Central entre el río Samaná y Doradal*. Mem. 1^{er} Sem. Gerardo Botero, p. 13-21.
- DUQUE-CARO, H., 1973. *Guidebook to the geology of the Montería area*. Col. Soc. Petrol. Geol. Geoph. Ann. Field Conf. 14, p. 1-49.
- DUQUE-CARO, H., 1980. *Geotectónica y evolución de la región noroccidental colombiana*. Bol. Geol. INGEOMINAS, Vol. 23, N^o 3, p. 4-37.
- ESQUIVEL, J., FLOREZ, D., NUÑEZ, A., 1981. *Anfibolitas granatíferas, esquistos anfibólicos y rocas máficas - ultramáficas al Este de Buga - Palmira, Valle, Colombia*. Resúmenes, III Congreso Colombiano de Geología Medellín. p. 40-41.
- ESQUIVEL, J., FLOREZ, D., NUÑEZ, A., 1985. *Mapa geológico preliminar de la Plancha 301 - Planadas; Escala 1:100.000*. INGEOMINAS.
- FEININGER, T., BARRERO, D., CASTRO, N., 1972. *Geología de Antioquia y Caldas (Subzona IIB)*. Boletín Geológico INGEOMINAS, Vol. 20, N^o 2, p. 1-173.
- GONZALEZ, H., 1980. *Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina)*. Boletín Geológico INGEOMINAS. Vol. 23, N^o 1, p. 1-174.
- GONZALEZ, H., 1989. *Análisis de la nomenclatura estratigráfica de las rocas metamórficas (Litodema "A") al este del límite oriental de la zona de Falla de Romeral, Cordillera Central, Colombia*. Informe interno INGEOMINAS. p.1-21.
- GONZALEZ, H., 1991. *Mapa geológico de la Plancha 106 - Liberia. Escala 1:100.000*. INGEOMINAS.
- GONZALEZ, H., 1993. *Rocas ortopiroxénicas de afinidad charnoquítica en el Complejo Puquí, Cordillera Central, Colombia*. Memorias, IV Congreso Colombiano de Geología, Medellín. p. 434-453.
- GONZALEZ, H., AGUDELO, S., CALLE, B., et al., 1980a. *Mapa geológico de la Plancha 167 - Sonsón; Escala 1:100.000*, INGEOMINAS.
- GONZALEZ, H., AGUDELO, S., CALLE, B., et al., 1980b. *Mapa geológico de la Plancha 187 - Salamina; Escala 1:100.000*, INGEOMINAS.
- GONZALEZ H., NUÑEZ, A., PARIS, G., 1988. *Memoria Mapa geológico de Colombia; Escala 1:1'500.000*. INGEOMINAS, .
- GROSSE, E., 1926. *El Terciario Carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia entre el río Arma y Sacaojal*. Dietrich Reimer (Ernst Vohsen) Editores. p. 1-361.
- GROSSE, E., 1935. *Acerca de la geología del sur de Colombia II*. CEGOG Tomo III, p. 139-231.

- GROTJOHANN, H., McCOURT, W., 1981. *Resultados de los trabajos corrientes en la cartografía geológica regional del departamento del Valle (Cordillera Central)*. Resúmenes, III Congreso Colombiano de Geología, Medellín. p. 3-4.
- HALL, R., ALVAREZ, J., RICO, H., 1972. *Geología de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona IIA)*. Boletín Geológico INGEOMINAS, Vol.20, Nº1, p. 1-85.
- INGEOMINAS, 1992. *Mapa geológico generalizado del Departamento del Valle del Cauca*; Escala 1:300.000.
- MAYA, M., 1992. *Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia*. Bol. Geol. INGEOMINAS, Vol 32, No. 1-3, p. 127-187.
- McCOURT, W.J., 1984a. *The geology of the central Cordillera in the departments of Valle del Cauca, Quindío and NW Tolima (Sheets 243, 261, 262, 280 y 300)*. INGEOMINAS - Misión Británica, Inf. interno.
- McCOURT, W.J., 1984b. *Mapa geológico preliminar de la Plancha 262 - Génova*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- McCOURT, W.J., FEININGER, T., 1984. *High pressure metamorphic rocks in the Central Cordillera of Colombia*. British Geological Survey Reprint Series, Vol 84, Nº1, p. 28-35.
- McCOURT, W.J., MILLWARD, D., ESPINOSA, A., 1984a. *Mapa geológico preliminar Plancha 280 - Palmira*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- McCOURT, W.D., MOSQUERA, D., NIVIA, A., NÚÑEZ, A., 1984b. *Mapa geológico preliminar Plancha 243 - Armenia*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- McCOURT, W.J., VERDUGO, G., 1984. *Mapa geológico preliminar de la Plancha 300 - Cali*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- MEJIA, M., ALVAREZ, E., GONZALEZ, H., 1983a. *Mapa geológico preliminar de la Plancha 130 - Santa Fé de Antioquia*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- MEJIA, M., ALVAREZ, E., GONZALEZ, H., 1983b. *Mapa geológico preliminar de la Plancha 146 - Medellín Occidental*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- MOSQUERA, D., 1978. *Geología del Cuadrángulo K-8*. Inf. interno. INGEOMINAS, p. 1-78
- MOSQUERA, D., NUÑEZ, A., VESGA, C., 1982. *Mapa geológico preliminar de la Plancha 244 - Ibagué*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- MURCIA, A., CEPEDA, H., 1991a. *Mapa geológico de la Plancha 410 - La Unión*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- MURCIA, A., CEPEDA, H., 1991b. *Mapa geológico de la Plancha 429 - Pasto*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- MURILLO, A., ESQUIVEL, J., ARBOLEDA, C., FLOREZ, D., 1982. *Mapa geológico de la Plancha 281 - Río Blanco*; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.

- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983. *North American Stratigraphic Code*. The Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. Vol. 67, Nº5, p. 841-875
- NELSON, H.W., 1957. *Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali*. Leidse Geol. Meded. Vol. 22: 1-76.
- NELSON, H.W., 1962. *Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia. Sección entre Ibagué y Armenia*. Boletín Geológico Servicio Geológico Nacional, Vol. 10, Nº 1-3, p. 161-202.
- NUÑEZ, A., 1989. *Análisis de la nomenclatura estratigráfica del Complejo Arquía y unidades correlacionables (Cordillera Central y Valle del río Cauca, Colombia)*. Informe interno, INGEOMINAS. p. 1-13.
- NUÑEZ, A., MURILLO, A., 1982. *Esquistos de glaucofano en el municipio de Pijao (Quindío)*. Resúmenes II Congreso Colombiano de Geología.
- ORREGO, A., 1989. *Discusión bibliográfica y análisis de la unidad de rocas volcánica-sedimentaria denominada "Terreno Quebradagrande", Cordillera Central de Colombia*. Informe interno INGEOMINAS. p. 1-11.
- ORREGO, A., CEPEDA, H., RODRÍGUEZ, G., 1980. *Esquistos glaucofánicos en el área de Jambaló Cauca (Colombia)*. Nota Preliminar. Geol. Norandina, Nº 1, p. 5-10.
- ORREGO, A., LEON, L., PADILLA, L., ACEVEDO, A.P., MARULANDA, N., 1993a. *Mapa geológico de la Plancha 364 - Timbío; Escala 1:100.000*. INGEOMINAS.
- ORREGO, A., PARIS, G., IBAÑEZ, D., VASQUEZ, E., 1993b. *Mapa geológico de la Plancha 387 - Bolívar; Inf. interno. Escala 1:100.000*. INGEOMINAS.
- ORREGO, A., PARÍS, G., 1991. *Mapa geológico del Cuadrángulo N-6 Popayán; Inf. interno. Escala 1:100.000*, INGEOMINAS.
- PAGE, W.D., 1986. *Geología sísmica y sismicidad del noroeste de Colombia*. ISA - INTEGRAL - Woodward Clyde Consultants.
- PARIS, G., 1989. *Discusión sobre la falla más occidental del Sistema Romeral, nomenclatura utilizada, breve recuento*. Inf. interno, INGEOMINAS, Cali, p. 1-5.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., 1974. *Obducción cretácica en el occidente colombiano*. Medellín, Anales Facultad Nacional de Minas, Nº58, p. 73-105.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., 1975. *Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia*. Publ. Esp. Geol. Univ. Nacional Medellín, Nº6, p. 1-24.
- RESTREPO, J.J., GONZÁLEZ, H., TOUSSAINT, J.F., LINARES, E., 1978. *Edad K-Ar de tres rocas metamórficas del flanco noroccidental de la Cordillera Central*. Publ. Esp. Geol. Univ. Nacional, Medellín, Nº14, p. 1-7.

RESTREPO, J.J., Y TOUSSAINT, J.F. 1982.
*Metamorfismos superpuestos en la
Cordillera Central de Colombia. V
Congreso latinoamericano de
Geología, Buenos Aires. p. 1-8*

TOUSSAINT, J.F., RESTREPO, J.J., 1978.
*Edad cretácea de una anfibolita
granatífera de Pijao, Quindío. Publ.*



REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y QUIMICA
INGEOMINAS

UNIDAD OPERATIVA MANIZALES

**VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA:
GENERALIDADES Y CONSIDERACIONES
GLACIOLOGICAS**

Por:

HECTOR MORA PAEZ
LUIS FERNANDO GUARNIZO ALVAREZ
ARMANDO MURCIA LEAL (†)

Manizales, Noviembre 30 de 1994

1006

Descúbrese un sitio pintoresco a la entrada de la montaña de Quindío, en las cercanías de Ibagué y junto a un punto que se llama Pie de la Cuesta. Aparece por encima de una gran masa de rocas graníticas el cono truncado del Tolima cubierto de perpetua nieve, y recordando, en su forma, el Cotopaxi y el Cayambe; el pequeño riachuelo del Combeima, que mezcla sus aguas a las del río Coello, serpentea por un estrecho valle abriéndose camino al través de un bosque de palmeras, y allá en el fondo se divisa una parte de la ciudad de Ibagué, el gran valle del Magdalena y la cadena oriental de los Andes.

Alejandro von Humboldt



VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA (CARA NORTE)

Panorámica tomada desde la cima del Paramillo del Cisne.

(Luis F. Guarnizo A., 1987).

IN MEMORIAN

Al Geólogo Armando Murcia L., quien participó activamente en las tareas de campo efectuadas en diciembre de 1991, y quien después de soportar penosa enfermedad durante varios meses, falleció cuando se estaba en el proceso de elaboración del informe final de este estudio. Sabemos que su aporte técnico-científico hubiera enriquecido aún mas este texto. Sea este nuestro postrer homenaje, como compañeros y amigos que fuimos y somos espiritualmente, en esa tarea de acercarnos al conocimiento del mundo que nos rodea.

Paz en su tumba

CONTENIDO

	<u>Pág.</u>
RESUMEN.....	65
1. INTRODUCCION.	65
2. OBJETIVOS.	66
3. METODOLOGIA	66
4. ASPECTOS GENERALES.....	66
5. ASPECTOS GLACIOLOGICOS.....	75
5.1. CONCEPTOS GENERALES	75
5.2. EXPLORACIONES Y ESTUDIOS ANTERIORES.	78
5.3. CALCULOS ANTERIORES RELACIONADOS CON EL CASQUETE GLACIAR EFECTUADOS POR OTROS AUTORES	81
5.4. EL CASQUETE DE HIELO ACTUAL DEL VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA.	83
5.4.1. Observaciones generales y de campo	83
5.4.2. Mediciones de campo.	85
5.4.2.1. Mediciones topográficas	85
5.4.2.2. Mediciones directas en grietas y bordes de glaciares.....	85
5.4.3. Observaciones fotográficas	85
5.4.4. Estado actual de los glaciares del Volcán Nevado del Tolima	96
5.4.4.1. Aspectos de conformación física	98
5.4.4.2. Aspectos físico-químicos	115
6. AREAS Y VOLUMENES DE HIELO DEL VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA	118
6.1. CONSIDERACIONES GENERALES Y PROCEDIMIENTOS	118
6.2. AREAS GLACIARES.....	119
6.3. CALCULO DE VOLUMENES DE HIELO ACTUALES	123
7. DISCUSION Y CONCLUSIONES	128
7.1. FORMULACION MATEMATICA DE LAGAREC Y CAILLEUX	128
7.2. FORMULACION DE NYE	131
7.3. ESTIMACIONES DE ESTE TRABAJO.....	132
7.4. CONSIDERACIONES GENERALES	134
8. RECOMENDACIONES	136
9. GLOSARIO	137
10. AGRADECIMIENTOS	139
11. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	140

FIGURAS

1. Localización del Volcán Nevado del Tolima	67
2. Localización Volcán Nevado del Tolima dentro del Complejo Ruiz-Tolima ...	68
3. Parque Nacional Natural de los Nevados	70

4. Mapa Geomorfológico del Nevado del Tolima	74
5. Mapa Hidrográfico y delimitación de cuencas del Volcán Nevado del Tolima	76
6. Localización de la estación sismológica telemétrica y señales sísmicas registradas.....	77
7. Mapa esquemático del Volcán Nevado del Tolima	84
8. Base de medición topográfica y campamento en el sector norte del Glaciar Krauss	86
9. Panorámicas del cráter en julio y noviembre de 1988	88
10. Vista del fondo del cráter en mayo de 1991 y panorámica general en julio de 1988	89
11. Pared noroeste del cráter en diciembre de 1991	90
12. Panorámica del area circundante al oído en agosto de 1990 y detalle del campo fumarólico en diciembre de 1991	91
13. Cara norte con el límite de los glaciares en marzo de 1943 (E. Krauss), y diciembre de 1991	92
14. Esquema del retroceso glaciar en diferentes épocas (Tomada de fotografía de diciembre de 1991)	93
15. Cara oriental superior en julio de 1988	94
16. Glaciar Krauss cara noroeste (Stübel y Wolf 1906)	94
17. Glaciar Krauss en marzo de 1943 (E. Krauss) y diciembre de 1991.....	95
18. Cara suroeste tomada en 1873 desde el sitio conocido como Pie de la Cuesta, hoy Boquerón.....	96
19. Retroceso glaciar - cara sur	97
20. Panorámica de la cara occidental en julio de 1988	98
21. Límite Glaciar Volcán Nevado del Tolima en 1987	99
22. Delimitación del casquete glaciar para efecto de descripción y cálculo de áreas	101
23. Glaciares Dulima y Ambalá en 1991	102
24. Glaciar Krauss en diciembre de 1991	103
25. Glaciar Totaré en septiembre de 1994	105
26. Detalle de bloques de hielo caídos en "La Pista de Bolos" y estereograma del frente del Glaciar Totaré en diciembre de 1991	106
27. Panorámica del campo de hielo fósil y detalle con escala de dicho afloramiento.....	108
28. Panorámica del Glaciar Pijao en septiembre de 1994	109
29. Panorámica del Glaciar Schimmer	110
30. Espesor tipo en el frente noroeste del Glaciar Schimmer en octubre de 1992	111
31. Zona inferior (zona de ablación) del Glaciar Combeima	112

32. Panorámica de la zona superior (zona de alimentación) del Glaciar Combeima	114
33. Plataforma glaciar en septiembre de 1994	114
34. Glaciares del Volcán Nevado del Tolima en diciembre de 1991	121
35. Modelo geométrico, perfil NW - SE	125
36. Modelación geométrica para cálculos de volúmenes	126
37. Esquema del Volcán Subglaciar Nevado del Tolima	133

TABLAS

1. Comparación de valores de alturas	71
2. Cálculos del Volcán Nevado del Tolima por Francisco José de Caldas en 1806	79
3. Análisis de aguas de fusión, Nevado del Tolima 1991	116
4. Análisis de aguas de fusión, Nevado del Ruiz 1991	117
5. Areas glaciares Volcán Nevado del Tolima 1987	120
6. Areas glaciares Volcán Nevado del Tolima 1991	122
7. Medidas calculadas en función de la altitud	127
8. Volúmenes glaciares Volcán Nevado del Tolima 1991 - método propuesto en este trabajo	128
9. Volúmenes glaciares Volcán Nevado del Tolima 1987 - método de Lagarec y Cailleux (1972)	130
10. Volúmenes glaciares Nevado del Tolima - método de Nye (1952), con variaciones de Thouret (1990)	132

ANEXOS

1. Mapa del Nevado del Tolima (escala 1:12.500) elaborado por el Profesor R. Finsterwalder de la Universidad Técnica de Munich, basado en fotografías aéreas del I.G.A.C. de 1987.
2. Rutas de ascenso por la cara sur - oeste del Nevado del Tolima, abiertas por montañistas colombianos y extranjeros dibujadas por Rafael Guarnizo A. (q.e.p.d), publicadas por ATME, 1985.
3. Rutas de ascenso por la cara sur del Nevado del Tolima, abiertas por montañistas colombianos y extranjeros y trazadas por Rafael Guarnizo A. (+), publicadas por ATME, 1985.

RESUMEN

El Volcán Nevado del Tolima está localizado en la Cordillera Central Colombiana y hace parte del Parque Nacional Natural "Los Nevados". El poseer un casquete de hielo lo convierte en amenaza potencial para los habitantes de las riberas de los ríos que nacen en esta cumbre en caso de presentarse alta actividad volcánica, en especial en el río Combeima que cruza parte de la ciudad de Ibagué, razón por la cual es necesario acometer estudios que permiten dimensionar las verdaderas proporciones correspondientes a los volúmenes de hielo existentes.

El trabajo sintetiza tópicos diversos inherentes al volcán, con énfasis en los aspectos glaciológicos. Se muestran cálculos de áreas y volúmenes de hielo determinados mediante planteamientos matemáticos y geométricos soportados en mediciones topográficas y en tareas de campo efectuadas en 1991 y 1992. Los resultados obtenidos sirven de base de comparación y referencia a estudios con similares propósitos en otras áreas, cuyos análisis se constituirán en valioso aporte para el conocimiento de los glaciares intertropicales y soporte a estudios dentro del marco del cambio global.

1. INTRODUCCION.

El Volcán Nevado del Tolima, ubicado en la Cordillera Central Colombiana, forma parte del Parque Nacional Natural Los Nevados. El hecho de poseer cobertura glaciar lo convierte en factor de amenaza para las poblaciones asentadas a las orillas de los ríos que tienen su nacimiento en esta cumbre, tal como la ciudad de Ibagué, capital del Departamento del Tolima, con una población cercana a los 400.000 habitantes, y el corregimiento de Juntas, lo mismo que la inspección de policía de Toche.

Dos estudios previos, con resultados de estimativos de volúmenes con notables diferencias, efectuados por instituciones gubernamentales, una de ellas en la elaboración del Mapa de Amenaza Potencial Volcánica, y la otra, dentro de los estudios realizados con el propósito de dar a conocer algunos aspectos generales acerca de las cumbres nevadas de Colombia, generó la sugerencia de la Oficina Nacional de Atención de Desastres ONAD para que se efectuaran algunas tareas de campo, con el fin de dilucidar las inquietudes que al respecto se habían ocasionado a diferentes niveles estatales.

Este trabajo presenta los valores tomados en las mediciones de campo y los resultados obtenidos bajo formulaciones sencillas de carácter matemático y geométrico, con la pretensión de establecer un método sencillo de estimación de espesores y volúmenes, cuyos resultados son además confrontados con otros tipos de metodologías.

Complementariamente, se ha recopilado información inherente a algunas consideraciones de tipo glaciológico indispensables para el desarrollo del trabajo en sí, como una manera de hacer interesar al lector y dar a conocer información acerca del Volcán Nevado del Tolima.

2. OBJETIVOS GENERALES.

- Medición y estimación de espesores de los cuerpos glaciares y determinar su ubicación espacial.
- Cálculo de las áreas del casquete glaciar.
Estimación del volumen de hielo que cubre el edificio volcánico.

OBJETIVOS PARTICULARES.

- Delimitación y estimación de las áreas de las cuentas glaciares.
- Obtención de material gráfico descriptivo con fines comparativos posteriores.
- Recopilación de diversa información general.

3. METODOLOGIA

La metodología empleada se basó en el desarrollo de trabajos de campo y análisis de diversas actividades, descritas como:

- Mediciones en cortes y grietas de glaciares, con cinta métrica o mediante la utilización de una estación total Sokkisha SDM3E (Teodolito-distanciómetro). Así mismo, estimación de pendientes, toma de fotografías convencionales terrestres, realización de filmaciones y elaboración de diagramas explicativos.
- Análisis de: fotografías aéreas de diferentes épocas, cartografía, fotografías de los sobrevuelos efectuados por funcionarios del Observatorio Vulcanológico, y fotografías correspondientes a la comisión de campo efectuada.
- Establecimiento de contacto con personas que han efectuado ascensiones sobre esta cumbre nevada, o que han realizado estudios en la zona de trabajo.

La información recopilada en campo, así como los respectivos análisis, permitieron la elaboración de un modelo geométrico de la cobertura de hielo y aproximación de espesores y volúmenes del mismo.

4. ASPECTOS GENERALES

El Volcán Nevado del Tolima, codificado en el catálogo de volcanes del Instituto Smithsonian como 1501-003 (SIMKIN ET AL., 1981) está localizado en el Departamento del Tolima, formando parte del Complejo volcánico conocido como Ruiz-Tolima, el cual surge en la zona axial de la Cordillera Central de los Andes, alineado de sur a norte entre las longitudes $4^{\circ} 35' N$ y $5^{\circ} 10' N$, (HERD, 1982), (Figura 1).

El cráter del volcán tiene coordenadas geográficas aproximadas de $4^{\circ} 39' 44''$ de latitud Norte y $75^{\circ} 19' 54''$ de longitud al Oeste de Greenwich, correspondientes a las coordenadas planas aproximadas de Gauss con origen Bogotá $X = 1'006.875 \text{ mN}$, $Y = 861240 \text{ mE}$, (Figura 2).

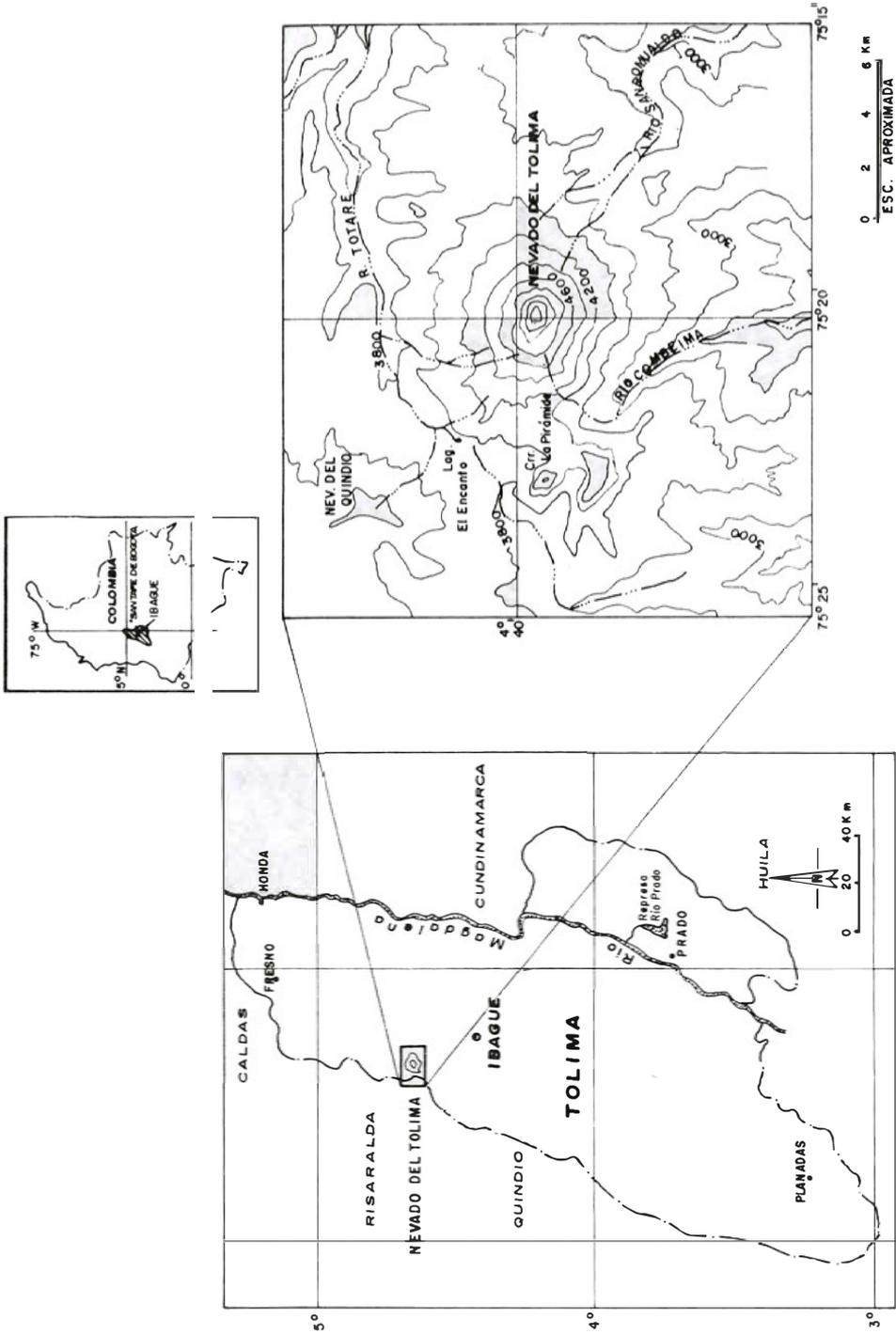


FIGURA 1. Localización del Volcán Nevado del Tolima.

El edificio volcánico del Tolima se encuentra ubicado dentro del área correspondiente al Parque Nacional Natural de los Nevados, cuyos límites fueron fijados por el INDERENA mediante Acuerdo No. 15, aprobado por la Resolución Ejecutiva 148 del 30 de abril de 1974 emanada de la Presidencia de la República, con fundamento en la Ley 2 de 1939, por medio de la cual se reservaron los nevados de Colombia y sus alrededores como Parques Nacionales Naturales.

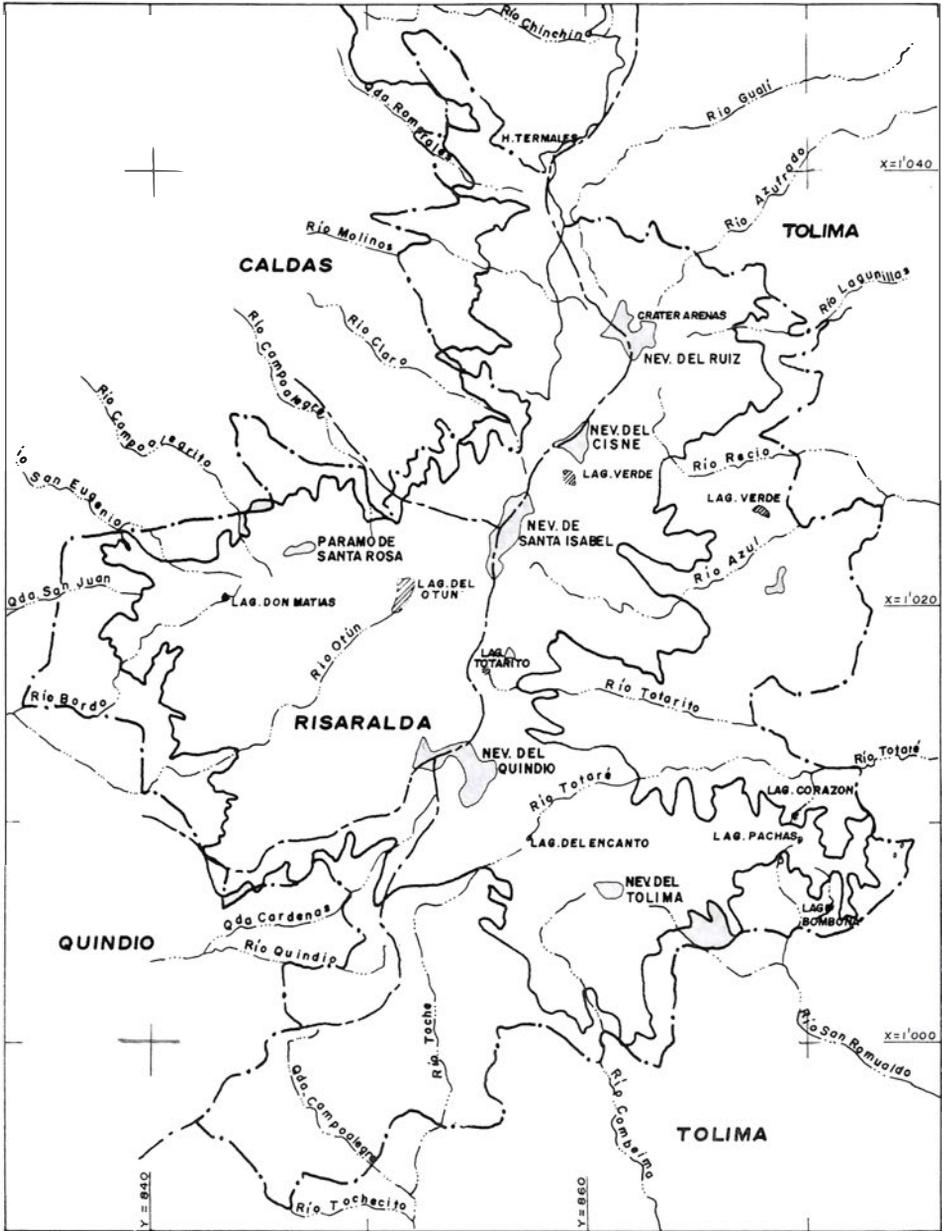
El Parque Nacional Natural de los Nevados (PNNN), ubicado en la parte media de la Cordillera Central colombiana, con una extensión de 538 km cuadrados, distribuidos en los departamentos de Caldas, Risaralda, Quindío y Tolima, fue creado con el fin de salvaguardar ecosistemas únicos, espacios de flora y fauna y fenómenos naturales de valor científico. Comprende las cumbres del Ruiz, El Cisne, Santa Isabel, Quindío, Tolima, Cerro España y Páramo de Santa Rosa así como las lagunas del Otún, La Leona, Laguna Verde, Don Matías, Totarito y del Encanto entre otras. Es una de las regiones naturales más atractivas y señalada como una de las grandes reservas de agua del país. En sus cumbres nacen ríos y quebradas que bañan los costados oriental y occidental de la Cordillera Central, formando parte de dos de las más representativas hoyas hidrográficas colombianas: la del río Magdalena y la del río Cauca, (Figura 3).

El área del PNNN corresponde al trópico húmedo, con régimen de lluvias bimodal, dos períodos de lluvias altas y dos de lluvias bajas, los primeros en los meses de abril-mayo y octubre-noviembre, y los segundos en los meses de enero-febrero y julio-agosto, con valores anuales entre 1500 y 2000 mm, en la vertiente occidental y entre 1000 y 1250 mm, en la oriental. Sólo existe una estación climatológica localizada por encima de los cuatro mil metros dentro del área del parque, la Estación "Brisas" (4050 m), al oeste del Volcán Nevado del Ruiz, con temperaturas media máxima, media y media mínima de 8°C , 4°C y $0,8^{\circ}\text{C}$ respectivamente y precipitación anual promedio de 1477 mm. Un ensayo de interpretación pluviométrica para el Proyecto Ecodinámico (IGAG, 1986) permite calcular pluviometría mayor o igual a 1500 mm anuales sobre los 4200 m en el flanco occidental del área del PNNN.

Las temperaturas medias anuales en el parque, entre los 3800 m y 4200 m son bajas, con valores promedio que oscilan entre los 3° y 6°C . Por encima de los 4200 m las temperaturas se ubican alrededor de los 3°C , disminuyendo la precipitación en los dos flancos.

El Parque muestra abundantes y claras evidencias del efecto erosivo de los glaciares en formas de valles en U, rocas pulidas, circos y lagunas glaciares, depósitos de igual origen y morfología dentada, entre otras.

El volcán del Tolima, además de los volcanes del Ruiz, Santa Isabel y Huila constituyen las solitarias cimas nevadas de la Cordillera Central Colombiana y junto con el conocido como Paramillo de Santa Rosa son los únicos ubicados fuera del eje de la cordillera.



CONVENCIONES

-  Limite Actual
-  Limite Departamental
-  Limite Propuesto

FIGURA 3. Parque Nacional Natural de los Nevados.

Análisis efectuado sobre cartografía elaborada por el IGAC a escala 1:10.000, en julio de 1992, con base en fotografías aéreas del año 1987 permitió concluir que la altura máxima estaría entre los 5210 m y 5220 m, valor que de cierta manera es confirmado por la cartografía en escala 1:12.500, que elaboró y reprodujo la Universidad Técnica de Munich, con base también en fotografías aéreas de 1987. Dicha documentación nos permite apreciar una altura máxima de 5221 m. (Ver anexo 1).

En los anexos 2 y 3, (cara sur-oeste y carasur), se pueden ver las rutas de ascenso a la cima del nevado, utilizadas por montañistas aprendices y experimentados (ATME, 1985).

Son diversas las altitudes que se le han atribuido a la cima, estimadas de diferentes maneras y épocas, resumidas en la Tabla 1.

TABLA 1. COMPARACION DE VALORES DE ALTURAS

Autor	Año	Altitud msnm (*)
• Caldas	1806	5623
• Humboldt	1856	5525
• Hettner	1893	5600
• Von Schenck	1883	5590
• Kruger	1918	5610
• Amable y Adalbon, Mapa Topográfico	1920/30	5600
• Bürger	1922	5525
• Friedlander	1926/7	5600
• Sapper	1927	5525
• Von Wolff	1929	5525
• Golay	1929	5620
• Huber	1930	5600
• Oppenheim	1942	5616
• Krauss	1946	5160 (1)
• Hopp	1953	4940
• Wilhelmy	1957	5215
• Herd	1974	5200
• Flórez	1990	5280
• IGAC, Mapa Topográfico escala 1:100.000	1990	5220 (2)
• Finsterwalder, Orthofoto, escala 1:12.500	1992	5221
• Presente trabajo	1992	±5215

(*) Metros sobre el nivel del mar

(1) E. Krauss, en entrevista personal en 1992 afirmó haber estimado este valor mediante el uso del hipsómetro, instrumento inventado por el sabio colombiano Francisco José de Caldas para medir la presión atmosférica con base en la temperatura de ebullición de un líquido. La presión del aire puede ser deducida directamente de la temperatura a la cual la ebullición ocurre, y la altitud puede ser obtenida de una ecuación altimétrica.

(A DICTIONARY OF EARTH SCIENCES, 1978).

(2) Tomada de Linder, 1990.

Respecto al marco bioclimático y morfoclimático de este volcán nevado, a partir de los 3000 m de altura, se pueden distinguir fundamentalmente dos divisiones, correspondientes al nivel de macro-unidades, (THOURET y PEREZ, 1981), así:

- Media Montaña Andina Ecuatorial Húmeda. Abarca los pisos andino y subandino, especialmente el primero de ellos, con tres posibilidades básicas: franja superior de transición, unas veces como bosque alto-andino, otras como alto-andino paramizado o llamado subpáramos en ciertos casos (por encima de los 3400 m), el subpiso frío del bosque altoandino (entre 3400 m y 3800 m) y el subpiso andino, cubierto por el famoso bosque de niebla (se sitúa entre 2300 m y 3400 m).
- Alta Montaña Andina Ecuatorial Fría. Comprende el área situada en el límite altitudinal inferior alrededor de los 4600 m sobre el nivel del mar, como los nevados actuales, cubiertos por hielo y nieve permanente, y el piso de los páramos fríos altiecuatoriales, dividido a su vez por criterios fitogeográficos y morfológicos en: superpáramos o subpiso periglaciario o subnival altiecuatorial, por encima de los 4200 m de altitud, coincidentes con las áreas cubiertas por los glaciares desde los siglos XVII-XVIII hasta mediados del siglo pasado, poco cubiertos de vegetación, caracterizados por dominio de fenómenos periglaciares diurnos; y páramos clásicos de frailejones y de bosques enanos, en proceso de degradación debido al pastoreo y tala de bosques para el monocultivo de la papa. Enmarcados altitudinalmente entre los 3800 y 4200 m.

El volcán Nevado del Tolima es un estrato volcán, de morfología de cono simétrico y elevado sustancialmente sobre la altillanura volcánica que lo rodea. Posee cobertura de piroclastos sobre gran parte sus laderas, que indica la violencia de su actividad eruptiva Holocena e histórica (THOURET et al, 1985).

Según dichos autores, su morfología se caracteriza por ser doble y ha sido descrita como:

- Sistema compuesto del cráter de la cumbre de edad histórica y actual, en forma de cono con domos explosivos localizados sobre las vertientes norte, oeste, este, además de un apilamiento grueso de coladas de lavas sucesivas muy inclinadas y de corta longitud, menores de 5 km, distribuidas hacia el sur por el río Combeima.
- Estructuras inferiores muy complejas que comprenden en gran parte una depresión volcano-tectónica, parecida a una caldera al suroeste, domos colada al norte, con patrón anular al oeste, fisura eruptiva de azimut N15° con numerosas chimeneas y diques.

El conjunto, en su totalidad reposa sobre una altillanura volcánica basáltica de altitud aproximada a 3800 m al noreste, recubierta generalmente por depósitos de nubes y coladas piroclásticas; al este subyace una altillanura que recorta el Batolito Granodiorítico del Bosque que aflora entre 3600 y 3800 m.

Se considera que presenta tres fases de construcción: un volcanismo pre-caldera, el volcán compuesto del Tolima antiguo y el volcán del Tolima moderno, fase en que el edificio de

la cumbre, de edad holocena e histórica, creció dentro de la caldera, constituido por domos y extrusiones con brechas de chimenea (que denominaremos espolones, debido a su característica topografía) que se elevan sobre las laderas norte, este y sur. Los productos asociados a la construcción del Tolima moderno desbordaron sobre las estructuras anulares citadas cubriéndolas parcialmente, oscureciendo las estructuras del substrato. En dirección sur, los domos coladas emitieron lavas cortas andesíticas, hacia el río Combeima, que se superponen a las lavas más antiguas del substrato andesítico básico que se extienden por 15 km, encajonadas en el valle de este río.

El cráter actual es activo, con presencia de fumarolas. La gruesa cobertura de material eruptivo (lluvia y flujos de cenizas y pómez así como nubes ardientes) sobre las vertientes, atestiguan la violencia del dinamismo explosivo durante el Holoceno y el período histórico. Aunque se ha considerado como el último evento eruptivo el año de 1943, (HANTKE y PARODI, 1966), existen dudas acerca de la veracidad de esta información, máxime que los posibles productos de la misma no han sido localizados. Comparación de fotografías aéreas de 1939 y 1946 no permitieron visualizar cambios entre estos dos años, circunstancia esta que permite de cierta manera dudar acerca del año 1943 como el correspondiente a una erupción en este volcán, (CEPEDA y MURCIA, 1988). Estos últimos autores mencionan que interpretación de las fotos aéreas de los citados años de 1939 y 1946 permiten apreciar con claridad el cráter principal, sin poderse identificar fácilmente en las fotos de 1959, por estar recubierto de hielo, hecho que "lleva a pensar en algún suceso ocurrido entre 1939, época del primer registro aerofotográfico conocido, y 1926, cuando Klein visitó la cima del nevado y no detectó el cráter", (KLEIN, 1927).

Con referencia a los aspectos geomorfológicos, es claro que la dinámica de los procesos referentes a las condiciones de frío y formas de fase sólida del agua, sumadas a las condiciones particulares de altitud y bioclima, dan lugar a la modelación de las altas montañas, tal como ha sucedido en los Andes colombianos. Bajo esta concepción, las partes superiores de las montañas pueden ser clasificadas morfológicamente en tres pisos, caracterizados por formas, formaciones y procesos morfogénicos específicos así: glaciar, con alturas que en la generalidad de los casos superan los 4700 a 4800 m, con presencia de casquetes de hielo y dinámica sujeta a los aspectos de ablación y acumulación, como elementos constitutivos de los balances de masas; periglaciar, entre 3800 m y el límite inferior del anterior, correspondiente generalmente al área alrededor de las zonas glaciares, aunque a veces no se circunscriben únicamente a estas áreas sino que existe la posibilidad que aparezcan en otras con condiciones climáticas que favorezcan su existencia; y modelado glaciar heredado, por debajo del límite inferior del piso periglaciar hasta alrededor de los 3000 m, que es en realidad un modelado glaciar heredado de la glaciación pleistocénica debido al movimiento del hielo (FLOREZ, 1989).

La figura 4, mapa tomado del IGAC (1990), presenta generalidades de los elementos estructurales bajo aspectos litológicos y tectónicos, así como las formas estructurales volcánicas. Igualmente, las diferentes características correspondientes a los modelados glaciar y periglaciar.

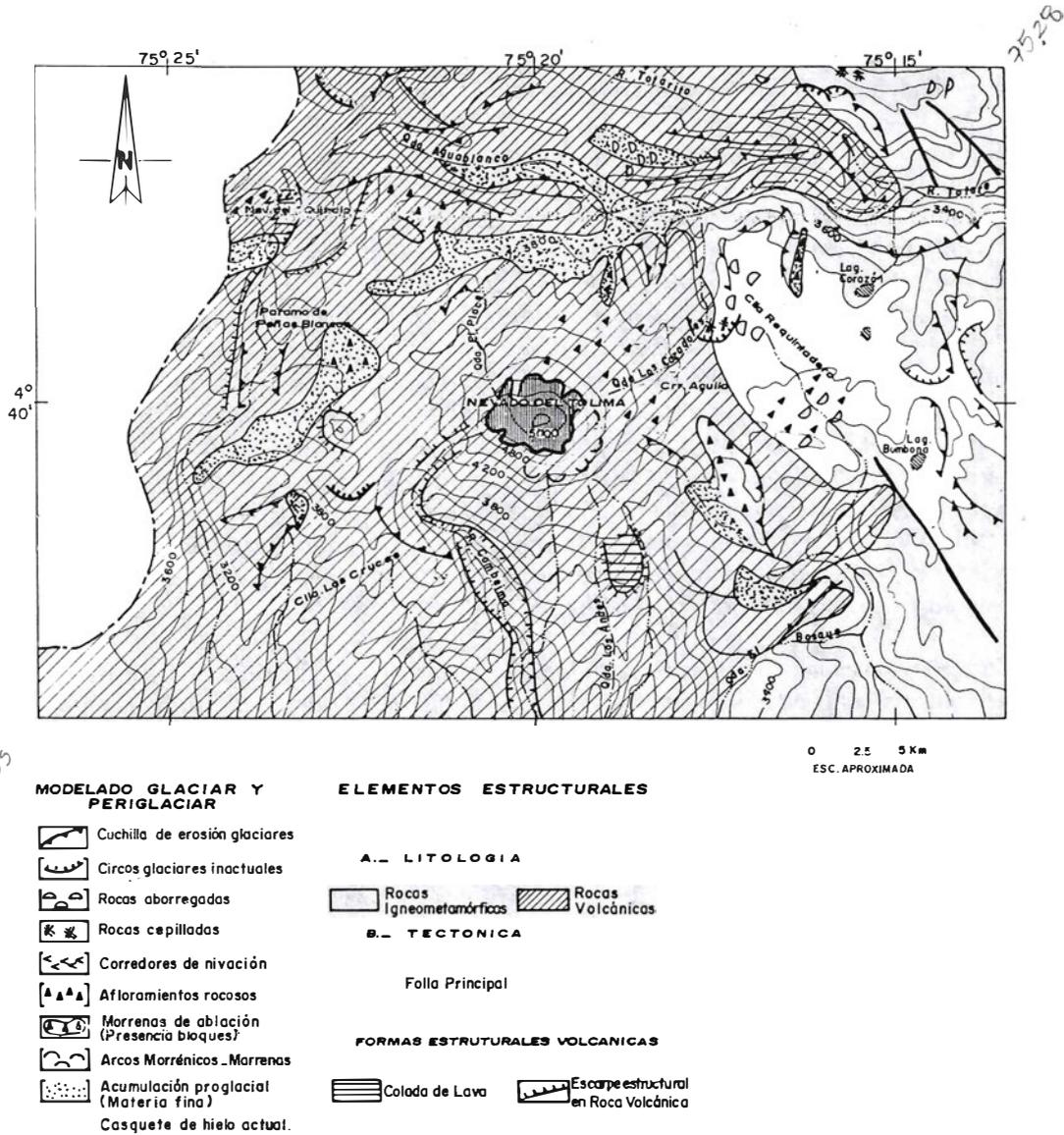


FIGURA 4. Mapa geomorfológico del Nevado del Tolima.

En cuanto a los aspectos hidrográficos, se aprecian gran número de ríos y quebradas que tienen su origen en las partes altas del volcán, conformando cuatro microcuencas principales, pertenecientes a la Cuenca Hidrográfica del Río Magdalena: la del Río Totaré, con las quebradas tributarias de El Placer, El Avión, El Istmo, Cebolla y Cazadores; la del Río San Romualdo con las quebradas San Carlos y Chorro Seco; la del Río Combeima alimentada por las quebradas El Termal, Los Andes, El Deshielo, San Pedro, La Siberia, La Lechosa y la del Río Toche, con la quebrada Esmeralda. En la parte baja confluye el Río San Romualdo al Río Totaré y el Río Combeima en el Río Coello, habiendo recibido ya este último, las aguas del Río Toche. (Figura 5).

Los estudios de sismología volcánica se remontan a septiembre de 1988, cuando se comenzó a recibir señal de una estación sismológica instalada en el sitio denominado como Mesetas al sureste del cono volcánico, por personal del INGEOMINAS (GUARNIZO, 1992, comunicación verbal). Posteriormente, en julio de 1993 la estación sismológica fue reubicada en el costado oeste, con el ánimo de optimizar el uso de los equipos y que las señales de las estaciones Volcán Machín y Tolima, sean repetidas, recepcionadas y analizadas en los sistemas del Observatorio Vulcanológico de Colombia en la ciudad de Manizales, fortaleciendo de esta forma a la Red Sismológica del PNNN. La figura 6, corresponde al actual sitio de ubicación de la estación, así como a uno de los sismogramas obtenidos con señales provenientes del volcán.

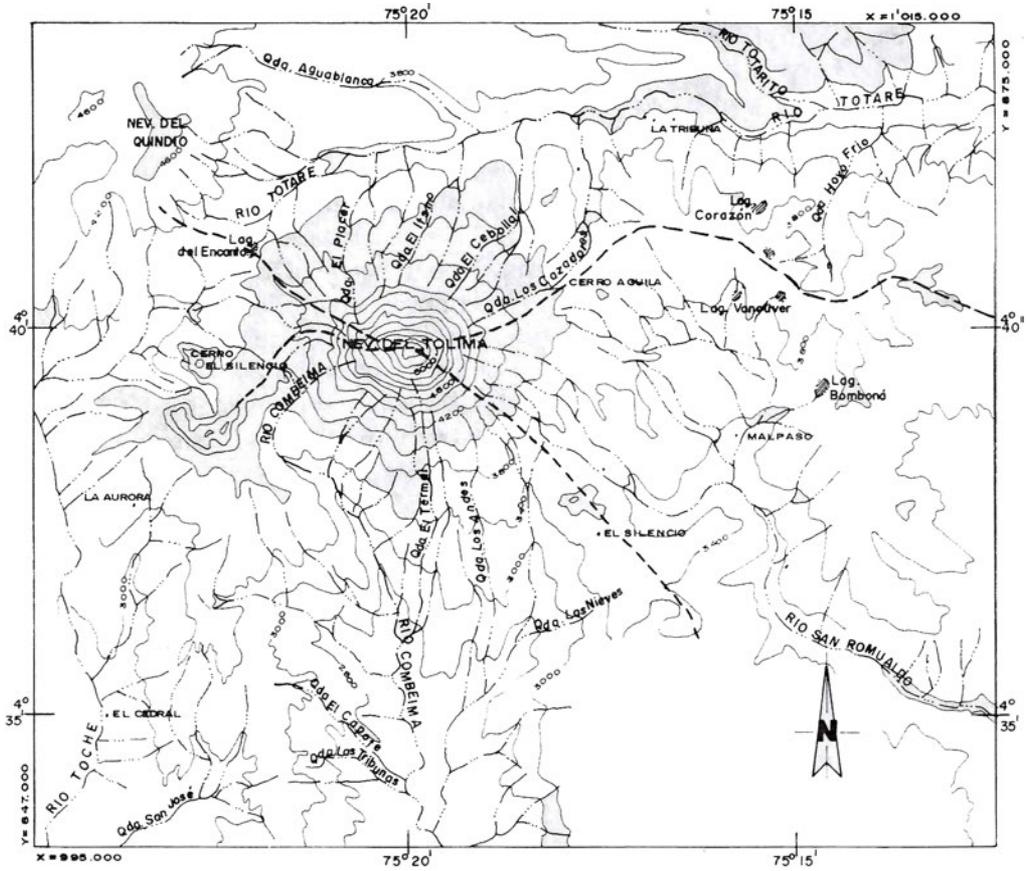
En general la actividad sísmica asociada al volcán Nevado del Tolima desde el inicio de su monitoreo, ha sido de niveles bajos, caracterizada por la ocurrencia de algunos eventos de largo período, los cuales aun cuando han presentado duraciones mayores que las registradas por el mismo tipo de eventos del Nevado del Ruiz, la energía liberada por ellos ha sido baja, (BOHORQUEZ, 1994).

Hasta el momento no se ha obtenido una correlación directa con la actividad volcánica superficial, pero se ha tenido reporte de "ruidos como de algo cayendo", hecho por los habitantes del sector llamado El Placer, lo que al parecer asemeja los eventos a una actividad de tipo glaciario.

5. ASPECTOS GLACIOLOGICOS

5.1. CONCEPTOS GENERALES.

Los glaciares tienen su origen en la región de nieves perpetuas. En aquellas zonas donde es mayor la nieve que se precipita que la que se funde y evapora, existe una capa de nieve permanente llamada neviza o hielo granular que al expulsar completamente el aire que contiene se convierte en hielo compacto. Son diversas las definiciones que existen al respecto, tales como la de que "el hielo de los glaciares es una roca resultado del metamorfismo de la nieve bajo la acción de la presión y el movimiento" (BIROT, 1972)



CONVENCION

 Delimitación de Cuenca

0 2 3 4 Km
ESC. APROXIMADA

100915 P

FIGURA 5. Mapa hidrográfico y delimitación de Cuencas del Volcán Nevado del Tolima.

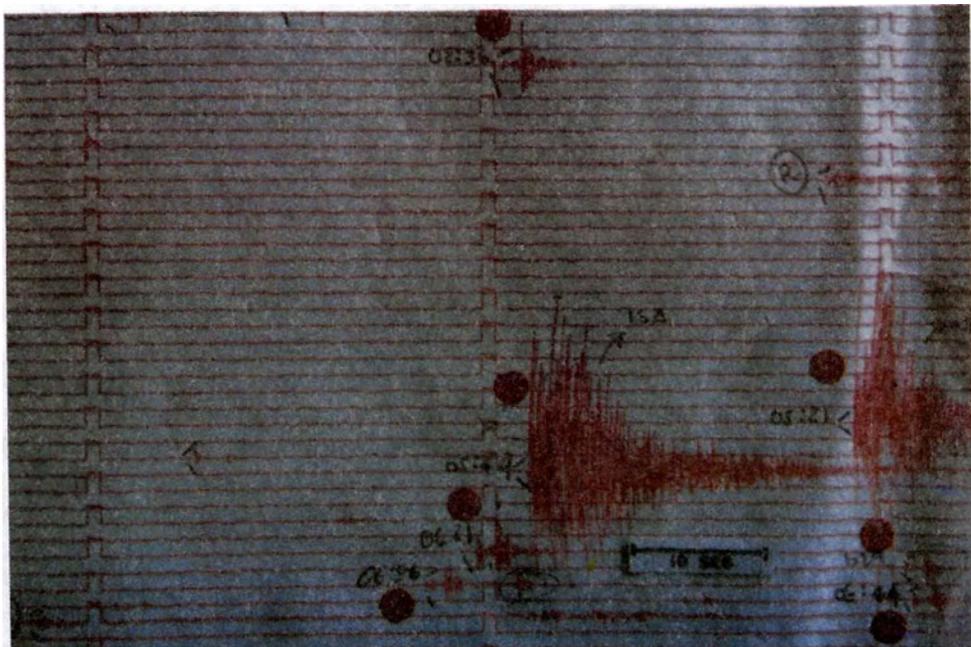


FIGURA 6. Localización de la Estación Sismológica Telemétrica y señales sísmicas registradas.

La acumulación de nieve en la zona de alimentación, en este caso la cumbre del Volcán Nevado del Tolima, por el peso y la acción expansiva del agua al congelarse, conforma depósitos cuyas capas inferiores se convierten en hielo debido a la presión que ejercen las capas superiores. Cuando el hielo formado es excesivo, comienza a formarse una lengua helada que desciende lentamente debido principalmente a su peso, a lo largo de una cuenca. El glaciar posee por tanto una enorme capacidad de transporte, y todos los materiales que arrastra su masa helada forman las denominadas morrenas. La tasa de movimiento descendente del hielo está dada en parte por el tipo de pendiente, pero la velocidad de un glaciar no puede ser determinada únicamente por este factor. Existen otros, que de alguna u otra manera inciden en ella, tales como los efectos de empuje, tracción, gravedad, etc. La dinámica glaciar está determinada por el "juego" de los procesos de acumulación y alimentación, y a la pérdida, mengua o ablación en el glaciar, presentándose este último fenómeno generalmente en las zonas bajas del cuerpo glaciar.

5.2. EXPLORACIONES Y ESTUDIOS ANTERIORES ACERCA DEL VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA.

Las primeras observaciones al imponente cono del Volcán Nevado del Tolima las realizaron los aborígenes que habitaban las llanuras y montañas de los actuales departamentos de Cundinamarca y Tolima. Para estos indígenas, de las familias Panche y Pijao principalmente, esta maravilla natural, con la cumbre cubierta de hielo, representaba dentro de sus creencias religiosas la veneración a la naturaleza, como "morada de sus dioses". La denominación de Tolima, proveniente de la lengua Karib, significa "Yma" (ima): lo supremo, y "Tol": la nieve, lo resplandeciente (REICHEL, 1946).

El erguirse sobre la Cordillera Central, permite ser admirado especialmente en las épocas de verano desde la Sabana de Bogotá. Esto motivó una actitud de contemplación por parte de científicos criollos y europeos que visitaron nuestro país en las épocas de la colonia y siguientes, interesados en conocer los diferentes fenómenos y accidentes naturales del Nuevo Mundo.

Muchas veces el sabio colombiano Francisco José de Caldas presenció desde su observatorio el espectáculo que ofrecía la cordillera. Según él "la contempló mil veces con su telescopio y nunca vió la menor señal de humo, ni de que estuviera encendida". En Agosto de 1806 emprendió la medida de la célebre Tolima, como él llamaba a este cono volcánico, mediante la utilización de un teodolito de Adams y con una base medida obtuvo lecturas de ángulos cenitales, realizando los correspondientes cálculos matemáticos, que aportaron los primeros datos geográficos, que aparecen en la Tabla 2.

Al efectuarse la conversión de los datos obtenidos en los cálculos por Caldas, presentados por el Sabio en varas de Burgos y Toesas, hemos obtenido los siguientes valores expresados en metros correspondientes a las observaciones en ese entonces, bajo la equivalencia de 1 Vara de Burgos igual a 0,836 m, empleada usualmente en Castilla, León, Asturias, Andalucía y Extremadura (JORDAN, 1978).

TABLA 2. CALCULOS DEL VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA
- Por Francisco José de Caldas en 1806 -

	Varas	Metros(*)
Base de medición	2910,53	2433,20
Tolima sobre el nivel del mar	6726,3	5623,19
- Término de la nieve permanente a la latitud de Tolima	5752,6	4786,60
Altura de la parte nevada	973,2	813,60
- Distancia horizontal al centro del Observatorio	181611,0	151826,80

(*) Resultados de conversión.

Al asumir como altura actual sobre el nivel del mar de la cima del Tolima la de 5215 m, con base en los cálculos estimados por Caldas de la parte nevada se puede concluir que para el año de 1806, el límite inferior de la nieve en la parte oriental estaría alrededor de los 4242 m.

Caldas calculó para el Tolima una latitud de 4° 46' 43", y como longitud 1° 22' 00" al oeste del observatorio, lo cual equivale a 75° 26' 51" si se tiene en cuenta que el Observatorio Astronómico Nacional está aún ubicado en el mismo sitio de ese entonces, (Cra. 8, Calle 8) en Santafé de Bogotá, con coordenadas 74° 04' 51.30" al oeste de Greenwich y a una altura de 2618 msnm.

Varios exploradores intentaron desde esa época realizar estudios y aventuras en el Nevado del Tolima. Cinco días gastaron Goudot y Boussingault en el año 1850 para contemplarlo de cerca; el mismo tiempo necesitaron para ir de Ibagué a los arenales. El Barón Alejandro von Humboldt en 1858 realizó un reconocimiento al nevado, y estimó para su cúspide una altura de 5525 m, y 4566 m al límite inferior de la nieve. En la segunda mitad del siglo XIX, entre los años 1868 y 1877, los alemanes Wilhelm, Reiss y Stübel, efectuaron trabajos geológicos, consignados en una pequeña obra titulada "Alturas tomadas en la República de Colombia", publicada en la ciudad de Quito en 1872 y en el Verein Fuer Erdunke Zu Dresden tres años más tarde. Entre los años 1892 y 1899, Reiss y Stübel realizaron actividades similares. En 1906 es publicado en Dresden el libro "Die Vulkanberge von Colombia", resultado de los estudios de Stübel y Wolf efectuados entre los años 1868 y 1873, en el que se registran mediante dibujos y fotografías las características morfológicas del Volcán Nevado del Tolima. En 1916, el profesor Roberto Scheibe realiza varias tomas fotográficas (STUBEL, A. y WOLF, T., 1906) y en el año de 1918, Krueger realiza un intento de ascensión, del cual no se conoce ningún relato.

Durante las décadas de los años 20 y 30, los Hermanos Maristas franceses Amable y Adalbon realizan varias excursiones, estimando para el Tolima una altura de 5600 m, realizando además cartografía aproximada de la zona de los nevados que denominaban como Macizo Colombiano. El primer ascenso a la cima por la ruta oeste aparentemente fue realizado en el año 1923 por un ciudadano francés y cinco colombianos.

Para 1946, de las diversas y rumoradas ascensiones efectuadas a la cima del volcán sólo se tenían como ciertas la de diciembre de 1926 por un grupo conformado por Baptiste A., Riveros L., Vergara J. (colombianos) y Klein, H., Huber, H. y Schimmer K. (alemanes), la de diciembre de 1927 por el Ing. Hermann Hoeck y algunos amigos, quienes estimaron para su máxima altura un valor de 5505 m, efectuando la medida con altímetro, y la del 21 de diciembre de 1941, efectuada por religiosos jesuitas, con el Sacerdote Jesús Emilio Ramírez a la cabeza, Director en ese entonces del Instituto Geofísico de los Andes. En su obra "Historia de los terremotos en Colombia", (RAMIREZ, 1975), el Padre Ramírez hace referencia a este volcán así:

"El Tolima (Lat. 4° 39' N. Long. 75° 22' W.) es un cono truncado que mide unos 5525 m de altura, con nieve perpetua desde los 4700 m, y con algunas fumarolas en los flancos meridionales.

El cono del volcán está compuesto de capas de lava y de rocas andesíticas y dacíticas. El 21 de diciembre de 1941 el autor de estas líneas, con otros 4 compañeros, coronó la cima del Tolima a las 12:30 del día, y su cráter estaba cubierto de un manto de nieve que forma un plano inclinado, levantado en el extremo norte".

Existen algunas dudas sobre este cálculo de altura bajo la supuesta afirmación que los instrumentos de medición a los 5050 m de altitud dejaron de registrar. Se menciona además en dicho texto que posteriormente, "otra expedición, en la que tomó parte el Sr. Stephen D. Ingham coronó la cima y tomó fotografías de un cráter que despedía fuertes emanaciones de azufre...".

Es importante citar además la visita de Oppenheim a la zona en 1942, de la cual existen algunas anotaciones de los trabajos desarrollados y el ascenso en enero de 1943 de los alpinistas Krauss, Hublitz y Dress alcanzando la cima y estableciendo por primera vez la ruta ascendente por el norte y descendente por el oeste. Sin embargo, Manuel del Llano (LLANO, 1990) hace mención de un primer ascenso de Krauss en 1937.

Para los años 60 y 70, luego del receso obligado por la época de la violencia en el país, se reinician con inusitada fuerza los intentos por la conquista de la cima, por rutas que discurren entre los diferentes glaciares y llevadas a cabo por montañistas nacionales y extranjeros. De la década del 70 se pueden citar la visita de Darrell Herd a la zona, en trabajo de campo para su tesis de grado acerca del Complejo Ruiz-Tolima, presentada en 1974 y publicada por el Ingeominas en 1982, y el fatídico ascenso, en agosto de 1976, realizado por Alfonso Lozano y Germán González, este último conocido como "Samurai" dentro del ámbito del montañismo, quienes fallecieron al explorar el fondo del cráter.

Para los años 80, el francés Jean-Claude Thouret realiza diversos trabajos junto con profesionales foráneos y colombianos. En 1987, Cepeda y Murcia, funcionarios del Ingeominas, efectúan las tareas conducentes a la elaboración del "Mapa preliminar de Amenaza Volcánica Potencial del Nevado del Tolima". Desde 1987, miembros del Observatorio Vulcanológico de Colombia, dependencia del Ingeominas, con el apoyo de la Fuerza Aérea Colombiana, han obtenido registros fílmicos y fotográficos de esta mole de hielo, que permiten observar los cambios presentados en los campos fumarólicos y en el casquete glaciar.

El auge que ha tomado el montañismo en nuestro país, especialmente en las últimas dos décadas, convierte al Volcán Nevado del Tolima en escenario habitual para este tipo de actividades y lugar de reto para muchos de sus practicantes, con numerosas excursiones por diversas rutas a la cima. De hecho, es uno de los atractivos turísticos por excelencia del Parque Nacional Natural de los Nevados.

5.3. CALCULOS ANTERIORES RELACIONADOS CON EL CASQUETE GLACIAR EFECTUADOS POR OTROS AUTORES.

Diversos autores han plasmado varias consideraciones glaciológicas en torno al Volcán Nevado del Tolima, así como realizado aproximaciones en cuanto a sus volúmenes del hielo, las cuales pueden ser resumidas así:

- **Oppenheim, (1942).** Hace mención a que la Cordillera Central está representada por el grupo de cinco nevados, el más alto de los cuales es el Nevado del Tolima con 5616 m. Plantea que el nivel más bajo de la nieve está cerca de los 4800 m, pero algunas lenguas glaciares son proyectadas considerablemente bajo ese nivel.

Igualmente enuncia que evidencias de pasadas glaciaciones pueden ser primero observadas en los amplios valles en forma de "U" cerca de los 3230 m y que dichos valles glaciales se encuentran dentro de valles aluviales en forma de "V".

- **Herd, (1982).** Considera que el Nevado del Tolima se acerca a la forma simétrica de un cono andesítico. Aunque erupciones del Nevado del Tolima son reportadas como ocurridas en noviembre de 1822, marzo de 1825, mayo de 1926, junio 17 de 1826 y marzo de 1943, tefras recientes en este volcán no fueron detectadas al momento de realizar el estudio.

Se conocen algunas afirmaciones acerca de la existencia de fotografías en periódicos de la erupción de marzo de 1943.

- **Cepeda y Murcia, (1988).** Plantean los siguientes resultados:

Volumen mínimo del casquete glaciar	95 millones de m ³
Area proyectada	1,9 km ²
Línea de nieve	4800 msnm

- **Thouret y otros, (1989).** Dan algunos resultados determinados a partir de fotografías aéreas tomadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, los cuales, suministrados por Thouret en comunicación personal, son:

CAPA DE HIELO DEL NEVADO DEL TOLIMA			
Nombre Glaciar	Area (km ²)	Espesor estimado	Angulo promedio de pendiente
Cumbre	1,5	>50	<5
Combeima	2,35	3 - 50	25
Totaré	2,15	<30	40
San Romualdo	1,50	<50	25
Toche	0,30	<50	25
Superficie de la capa de hielo		:	7,5 - 7,8 km ²
Volumen estimado aproximado		:	0,2 - 0,4 km ³

En dicha comunicación, Thouret aclara que el valor mínimo del área es de 7 km², y que los valores del volumen estimado corresponden al mínimo y máximo respectivamente.

- **Jordan y otros (1989).** Presentan los siguientes resultados correspondientes al Parque Natural de los Nevados, de acuerdo a evaluación de fotografías aéreas, que extractados de la Tabla 1 de dicha publicación son:

Area Glaciares	Años fotos Aéreas	Número de Glaciares	Posición	Area
Ruiz		15(16)		21,40 km ²
El Cisne		4		0,11 km ²
Sta. Isabel		16		9,78 km ²
Tolima		11		2,22 km ²
Parque Nacional 1959 de los Nevados		46(47)	4°50'N 76°05'W	33,95 km ²

Flórez y Ochoa, (1990). Dan a conocer algunos resultados, resumidos en el cuadro siguiente:

RECESION DEL NEVADO DEL TOLIMA DESDE EL AÑO 1850						
Año	Area (km ²)	Volumen millones (m ³)	Pérdidas medias anuales		% Pérdida anual	
			Area (km ²)	Vol (m ³)	Area (km ²)	Vol (m ³)
1850(*)	8,6	112,1	5,7	0,9	0,7	0,8
1946	3,1	26,6	3,3	0,4	1,1	1,5
1958	2,7	21,8				
1987	2,1	15,4	2,1	0,2	0,8	1,0

(*) Corresponde a la pequeña edad glaciár. (Flórez, 1990)

5.4. EL CASQUETE DE HIELO ACTUAL DEL VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA.

5.4.1. Observaciones generales y de campo

El volcán Nevado del Tolima, tal como se mencionó con anterioridad, ha sido considerado morfológicamente como un cono simétrico. Sin embargo, a pesar de este tipo de apariencia, visto por encima presenta una especie de "techo" de dos aguas, con dirección de la línea divisoria en sentido general norte-sur. La parte más alta del considerado techo corresponde a la altura máxima del volcán, localizada al noroeste del cráter. La cara norte se caracteriza por presentar mayores pendientes y topografía diferente a la observada en la cara sur del volcán.

En el mapa esquemático de la figura 7, elaborado a partir de fotografías aéreas y sin escala, se puede observar la localización de los diferentes glaciares, así como de los accidentes geográficos y fenómenos glaciológicos tales como:

- Glaciares colgantes
- morrenas laterales y de retroceso
- presencia de hielo muerto y cubetas por colapsamiento al presentarse fusión del hielo muerto.
- frecuentes avalanchas de hielo.
- séracs.

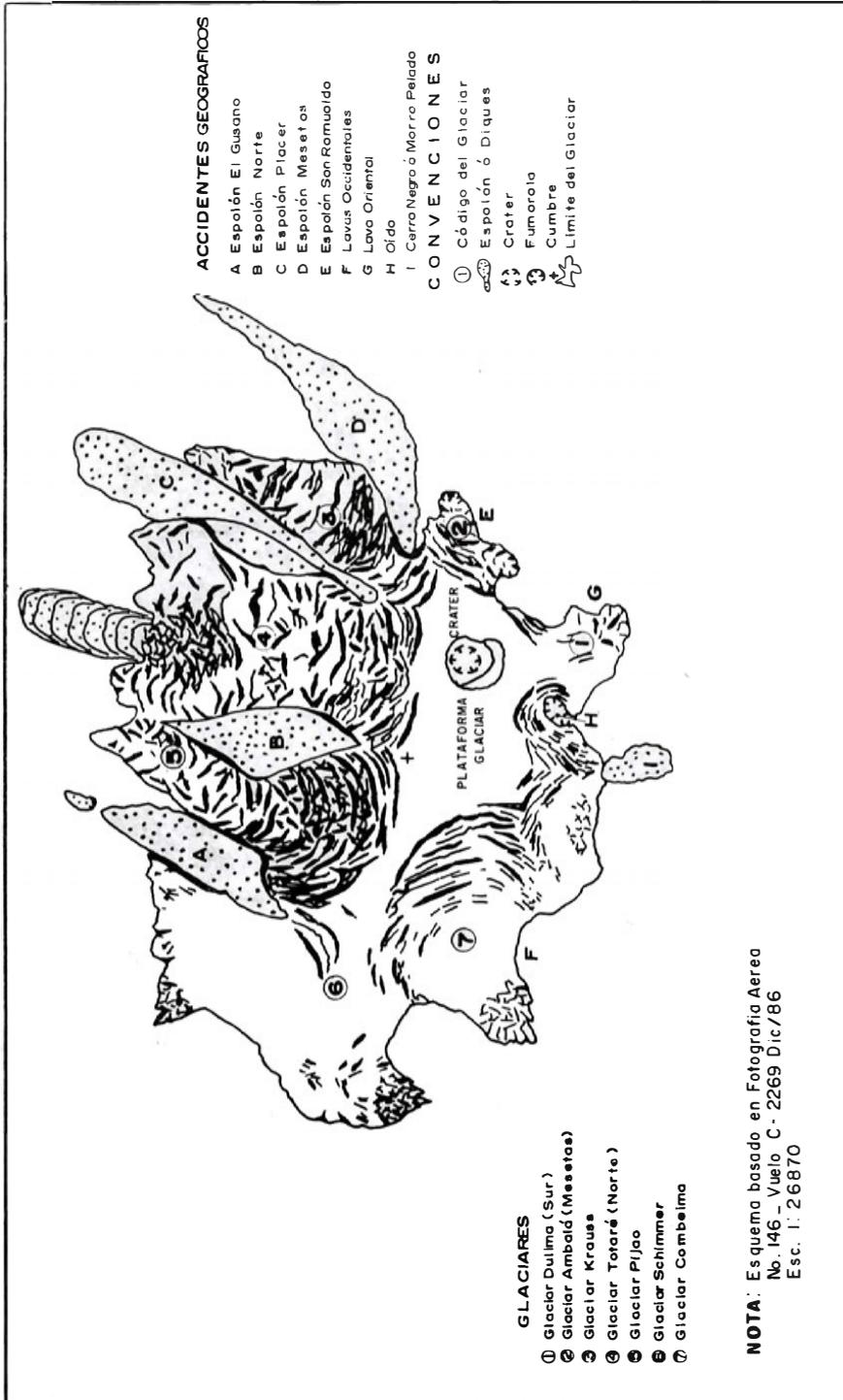


FIGURA 7. Mapa esquemático del Volcán Nevado del Tolima.

100932

5.4.2. Mediciones de campo

El proceso de las diferentes mediciones se vió altamente afectado por las adversas condiciones climáticas imperantes durante el desarrollo de las tareas de campo a mediados de diciembre de 1991. Esta circunstancia impidió que se efectuaran mediciones en cada uno de los glaciares, especialmente los suroccidentales, tal como había sido concebido en el plan de trabajo respectivo, viéndose la necesidad de realizar un nuevo trabajo de campo en el mes de octubre de 1992.

Con relación a las mediciones de campo, que tuvieron como objetivo determinar valores reales de los espesores de hielo en los diferentes glaciares, estas se fundamentaron con base en dos clases de métodos:

5.4.2.1. Mediciones Topográficas.

Corresponden a lecturas angulares horizontales y verticales así como medición electrónica de distancias. Se establecieron puntos de medición aislados, orientados con respecto al norte magnético. Dadas las difíciles condiciones climáticas y de acceso, se establecieron líneas base cortas, que permitieran mediante procedimientos trigonométricos el cálculo de distancias superiores al alcance del instrumento empleado, así como estimación altamente confiable de algunos espesores.

Verificación de las distancias calculadas mediante este sistema fue efectuada por confrontación de resultados a partir de coordenadas gráficas determinadas sobre cartografía 1:25.000 en el sector de El Placer. La figura 8 corresponde a una de las bases de medición, en el sector inferior del Glaciar Krauss, al noreste del edificio volcánico, en la que se observa al fondo, de izquierda a derecha los volcanes Nevados de Santa Isabel y Ruiz, así como el sitio utilizado como campamento base para las mediciones en este costado.

5.4.2.2. Mediciones directas en grietas y bordes de glaciares.

Se realizaron con cintas métricas de 30 m y 100 m, dependiendo del sitio de la medición, con el apoyo de fotografías aéreas y altímetro. El número de mediciones directas fue superior al número de mediciones topográficas, debido a la escasa visibilidad. Los resultados de la combinación de los sistemas de medición, están contenidos en las descripciones de cada uno de los glaciares (Ver aspectos de conformación física).

5.4.3. Observaciones fotográficas.

Las descripciones que a continuación se realizan, corresponden a las variaciones observadas en registros fotográficos correspondientes a las tomas efectuadas en campo en Diciembre de 1991 y en sobrevuelos realizados antes y después de esta fecha. Para facilitar la ubicación y comprensión de las características de los glaciares, se efectúa la descripción de los mismos en virtud de los accidentes geográficos representativos que los acompañan, y las caras del volcán:



FIGURA 8. Base de medición topográfica y campamento en el sector norte del Glaciar Krauss.

- Cráter.

La figura 9 permite apreciar la forma del cráter, en julio de 1988 (foto superior) con zonas pequeñas en su fondo no recubiertas de hielo, mientras que en noviembre del mismo año, (foto inferior) se pueden observar áreas desprovistas de hielo, con manifestación fumarólica. La figura 10, de mayo de 1991, (foto superior) deja entrever ligero aumento en el tamaño de las áreas del fondo no cubiertas de hielo. La foto inferior de esta misma figura corresponde a julio de 1988 y se puede observar en conjunto el cráter y el "oído", ubicado el segundo, ligeramente al suroeste del primero. Observación estereoscópica de las fotos 173 y 174 del vuelo C-2394 del IGAC permitió apreciar perfectamente las áreas al fondo que se mencionan.

La figura 11 corresponde a las foto tomada desde uno de los bordes del cráter en diciembre de 1991; se aprecian en su verdadera dimensión las proporciones del cráter, así como los estratos existentes, máxime si se toma como referencia la altura de quien está sobre la cima.

- El "oído".

La figura 12, foto superior, de agosto de 1990 sugiere ciertas modificaciones de la forma del oído, comparadas con la expuesta en la parte inferior de la figura 10, así como ligera pérdida de hielo en su zona circundante.

Tal como se evidenció notoriamente durante el desarrollo de las tareas de campo, el "oído" ha crecido y esta convertido actualmente en un real campo fumarólico con emisión de gases y ebullición de vapor de agua. La foto inferior, de diciembre de 1991 muestra el sitio de toma de temperaturas del vapor expelido y de muestras de aguas, así como los bloques de hielo caídos en este sitio, presumiblemente como acción de las altas temperaturas en este lugar.

- Cara Norte.

En este costado se encuentran varios de los glaciares representativos del Nevado del Tolima; son de izquierda a derecha en la figura 13, (del este hacia el oeste), los glaciares Totaré, Pijao y Schimmer vistos desde el sitio El Placer. Como ayuda visual, para el observador se adoptó el sistema de trazar una línea idéntica de referencia, que le permita, por simple inspección, cuantificar la separación de la masa de hielo con respecto a la línea de referencia en dos épocas diferentes, así las fotos no sean tomadas exactamente desde el mismo sitio.

La foto superior, tomada en marzo de 1943, por el señor Erwin Krauss y gentilmente cedida por él para la realización de este trabajo, permite inferir el mayor volumen de hielo, como lo demuestran las cornisas superiores de los glaciares Totaré y Pijao, así como el abultamiento en la parte superior del Glaciar Schimmer, que no existe en diciembre de 1991, como se observa en la foto inferior.



FIGURA 9. Panorámicas del cráter en julio y noviembre de 1988.

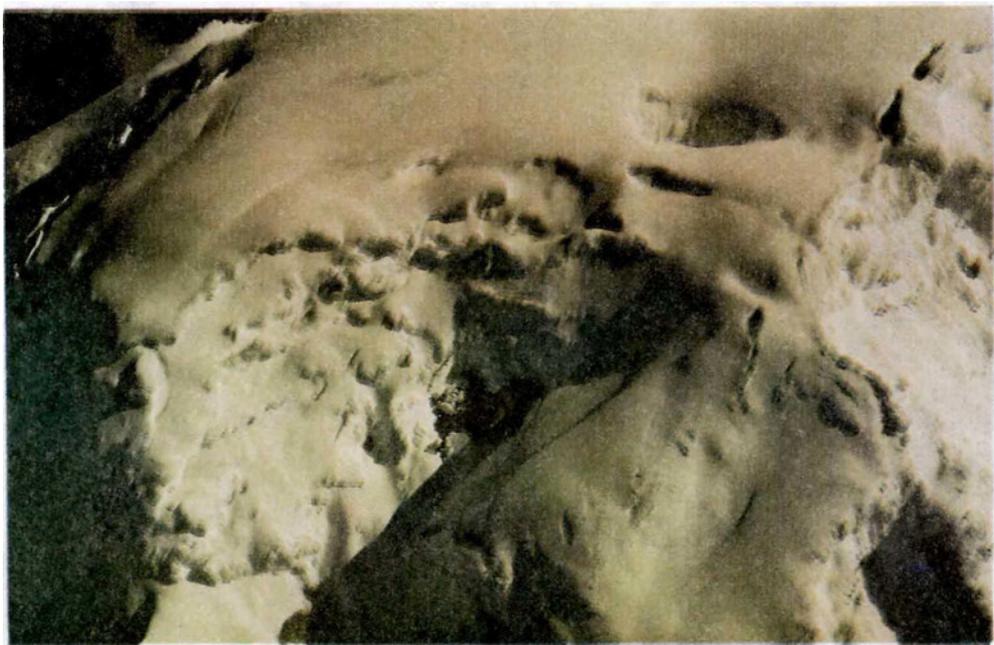


FIGURA 10. Vista del fondo del cráter en mayo 1991 y panorámica general en julio 1988.



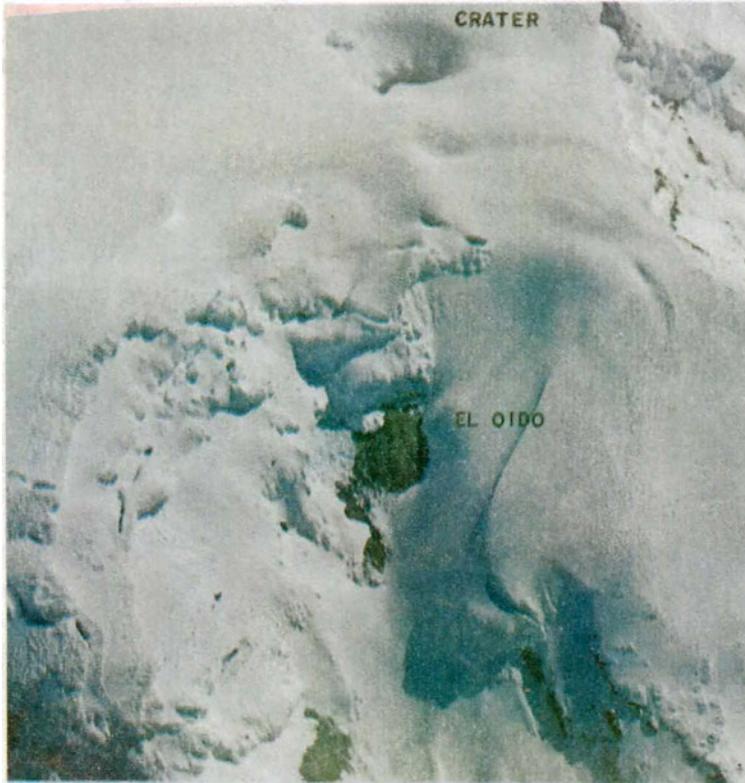


FIGURA 12. Panorámica del área circundante al oído en agosto de 1990 y detalle del campo fumarólico en diciembre de 1991.



FIGURA 13. Cara Norte con el límite de los glaciares en marzo de 1943 (E. Krauss), y diciembre de 1991.

Los frentes glaciares, en ese entonces descendían bastante cerca a la línea de referencia, como se aprecia en el Glaciar Schimmer en el sitio conocido como "El Helipuerto". Así mismo, el hielo cubría parcialmente la mitad de la pared de este sitio.

El Espolón Norte estaba prácticamente cubierto en su totalidad de hielo, lo que no sucede en 1991. En igual forma, en la parte superior izquierda de la foto de 1943 el Espolón de El Placer presentaba cobertura glaciar prácticamente desde la línea de referencia. En la misma foto, la presencia de un campo amplio de "séracs" permite suponer que un volumen de hielo apreciable contribuye al movimiento descendente del glaciar debido a un incremento de la velocidad como efecto de la relación entre el peso del volumen de hielo y la pendiente. En la foto inferior, la superficie es más lisa y evidencia la pérdida de la cobertura glaciar.

La figura 14 corresponde a las delimitaciones de los glaciares mencionados, para estos años, con inclusión del conocido como Krauss en la cara noreste, y del trazo de la línea de las nieves en 1868 (STÜBEL, y WOLF 1906).

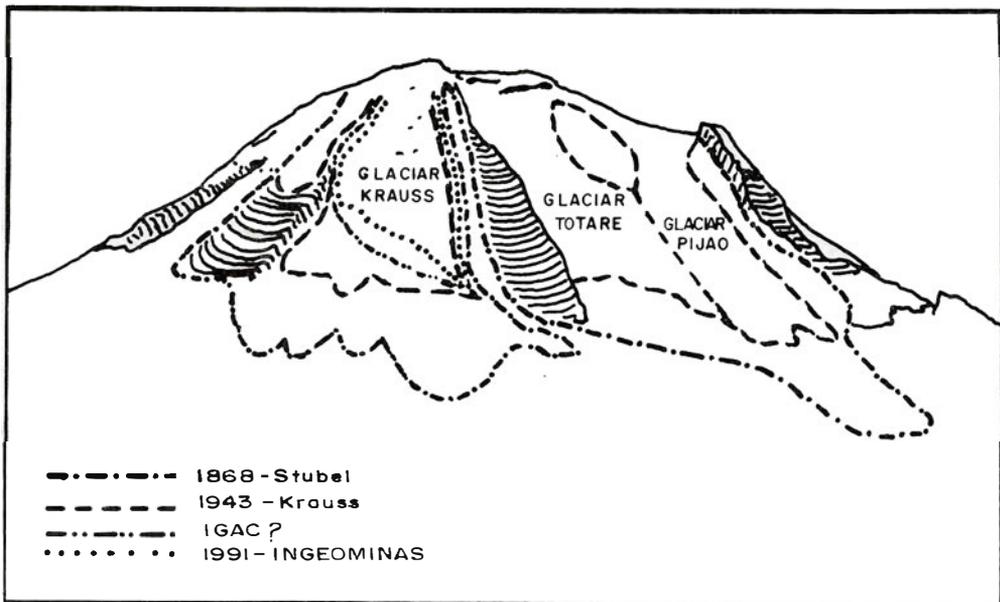


FIGURA 14. Esquema del retroceso glaciar en diferentes épocas (Tomado de fotografía de diciembre 1991).

- Cara oriental superior.

En la figura 15, de julio de 1988 se observa el costado oriental y la cumbre del nevado, apreciándose además el cráter. Se pueden observar, de izquierda a derecha en la foto, (del sur hacia el norte), el Espolón Cerro Negro, los glaciares Dulima y Ambalá, el Espolón Mesetas y en la parte inferior derecha, insinuante, el Glaciar Krauss.

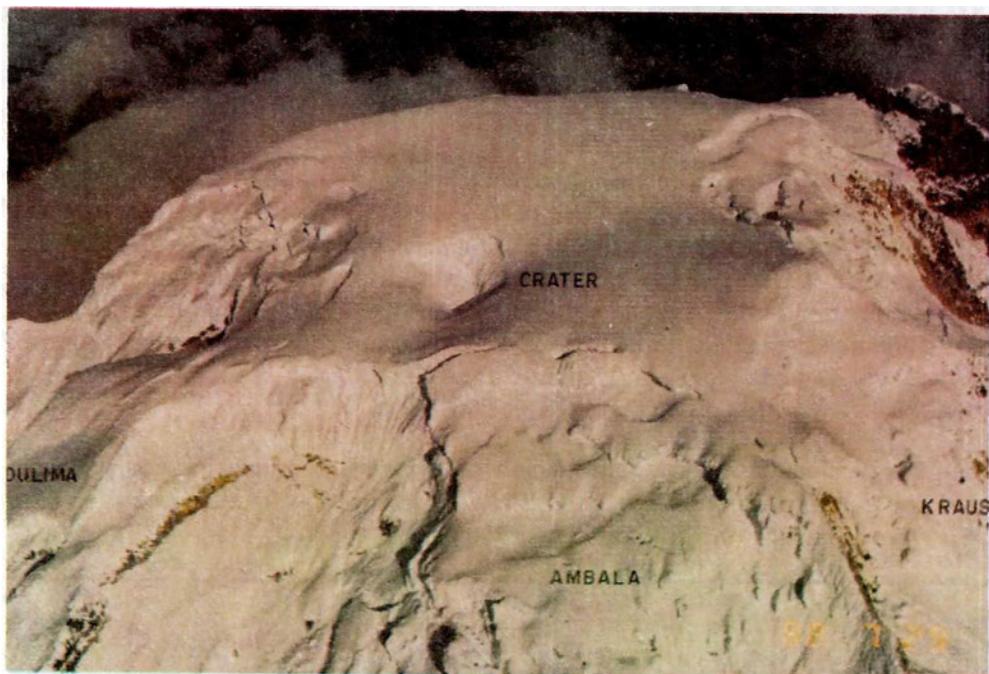


FIGURA 15. Cara oriental superior en julio de 1988.

- Cara nororiental.

Prácticamente corresponde al conocido como Glaciar Krauss. La figura 16 muestra el estado de este glaciar en 1868.



FIGURA 16. Glaciar Krauss cara noreste (Stübel y Wolf 1906).

Adicionalmente, con ayuda de la figura 17, la foto superior de marzo de 1943 y la composición fotográfica inferior de diciembre de 1991, y empleándose el mismo método de línea de referencia visual, se aprecia tanto el retroceso glaciar como la pérdida de volumen, perfectamente visible en la pared ubicada a la derecha de la foto, correspondiente al costado este del Espolón El Placer.



FIGURA 17. *Glaciar Krauss en marzo de 1943 (por E. Krauss) y diciembre de 1991. Obsérvese el retroceso glaciar mediante los puntos de referencia.*

- Cara Sur.

Corresponde parcialmente a los glaciares Combeima y Dulima, citados con anterioridad. Las figuras 18 y 19 muestran los límites de la nieve en diferentes épocas.

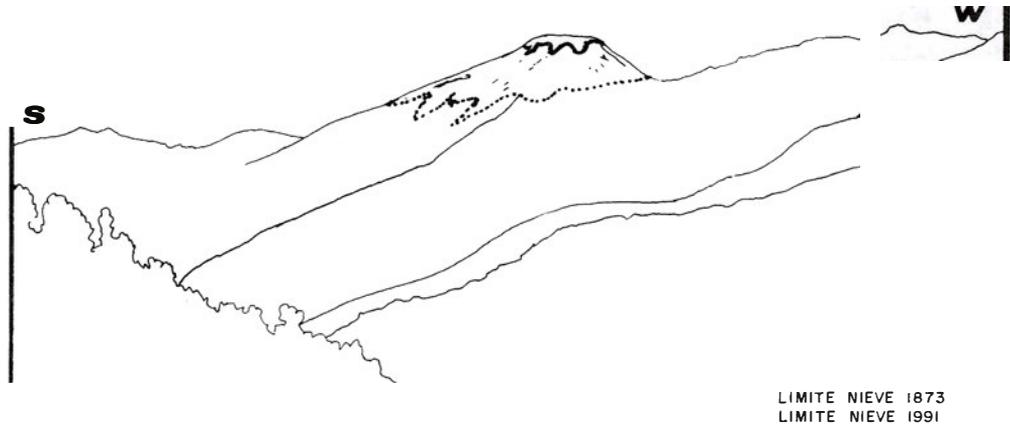


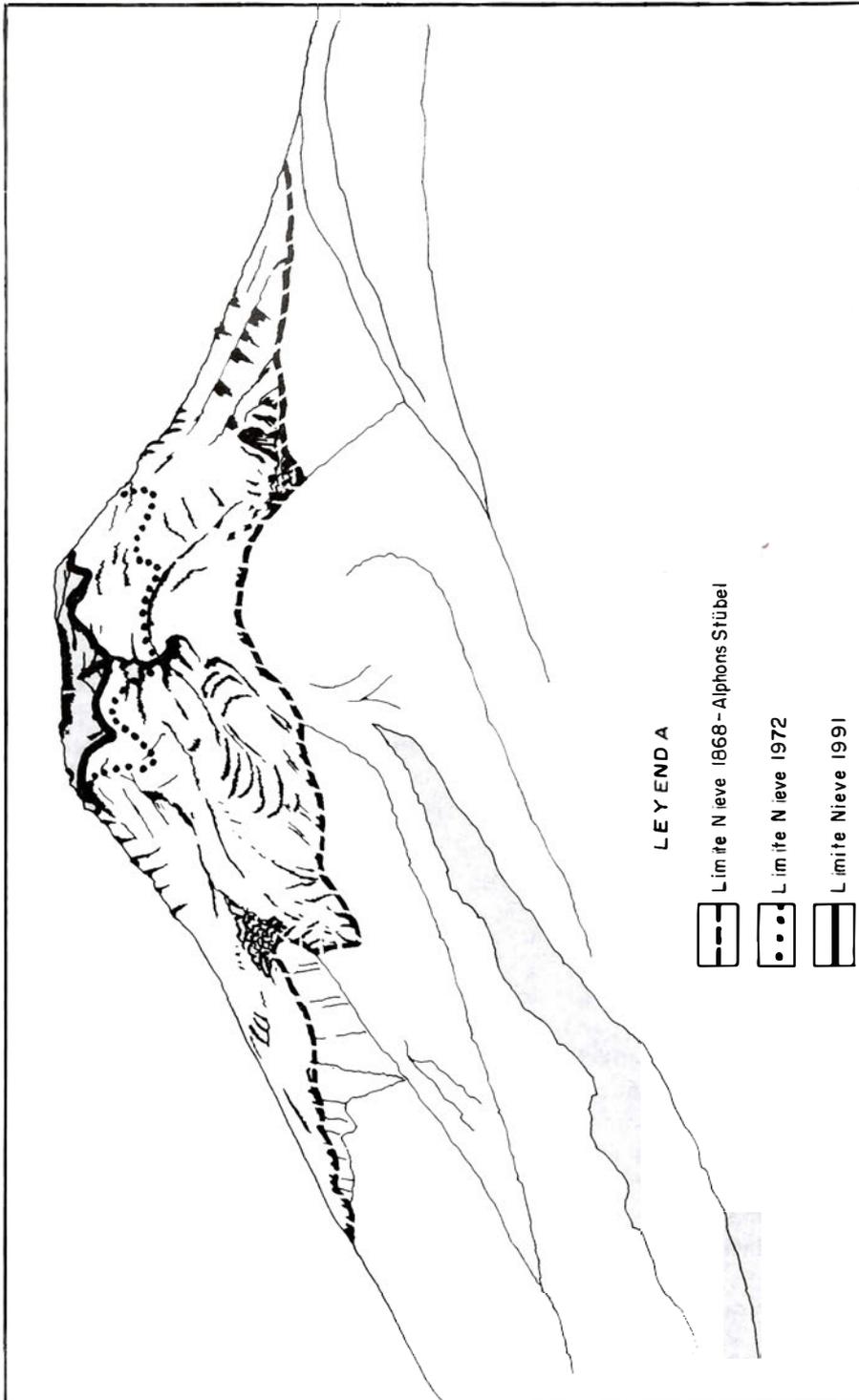
Figura 18. Cara suroeste tomada en 1873 desde el sitio conocido como Pie de la Cuesta, hoy Boquerón (STÜBEL y WOLF, 1906).

- Cara occidental.

En la foto de julio de 1988, (figura 20) se observa de izquierda a derecha, la parte alta de los glaciares Totaré, Pijao, Schimmer, Combeima y Dulima. Es interesante apreciar los glaciares Totaré y Combeima con fuertes pendientes, zonas de "séracs" y grietas que generalmente se producen por el aumento de velocidad obedeciendo al ángulo de inclinación y al peso de su volumen. Comportamiento diferente es apreciado en los glaciares Pijao y Schimmer, con una superficie en términos generales libre de rugosidades.

5.4.4. Estado actual de los glaciares del Volcán Nevado del Tolima.

Las actividades de campo y el análisis de fotografías aéreas permite la división del conjunto del casquete de hielo en siete glaciares. La figura 21 corresponde a la base cartográfica restituída a escala 1:10.000 por el IGAC, a partir de la cual se ha elaborado la figura 22 correspondiente a la delimitación de los glaciares a enero de 1987.



GURA 19. R. roc so Glaciar Ca Sur.



FIGURA 20. Panorámica de la cara occidental en julio de 1988.

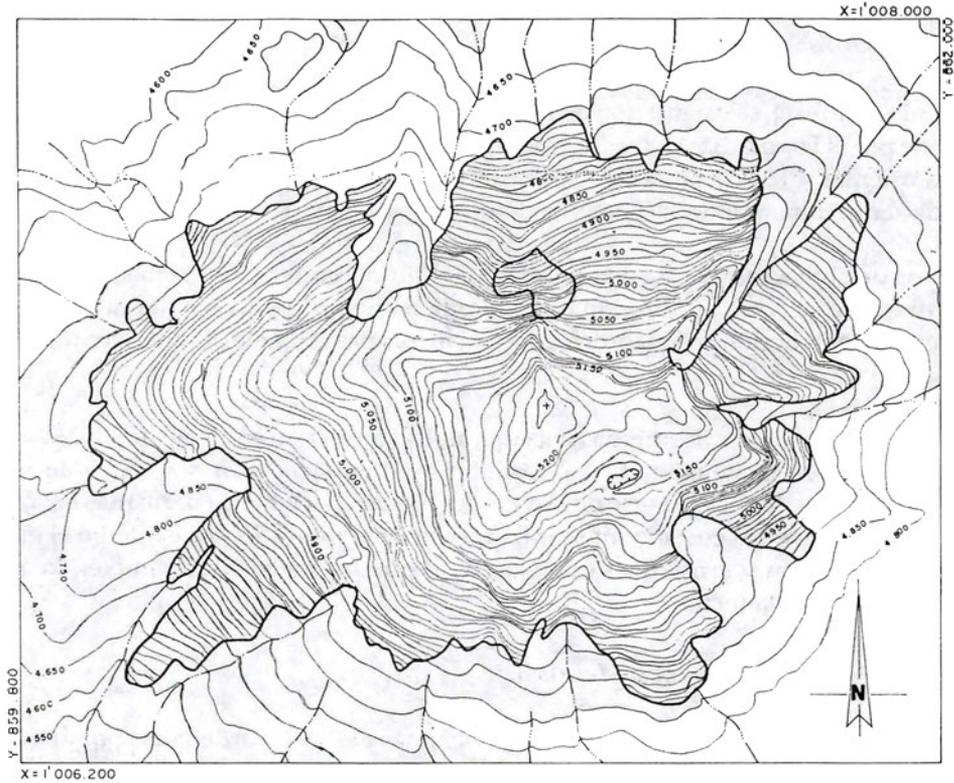
Para efectos metodológicos, se adoptó un código numérico para cada uno de los glaciares, que facilita la localización sobre esquemas y mapas. Adicionalmente, se adoptaron nombres para algunos glaciares y otros fenómenos que aparentemente no lo poseían, procurando que estos sean de la toponimia indígena Pijao del área del Departamento del Tolima. Dichos nuevos nombres son los asignados como glaciares Dulima y Pijao así como espolón San Romualdo, con el propósito de obviar incongruencias futuras en el análisis de los diferentes glaciares.

5.4.4.1. Aspectos de conformación física.

Los glaciares del Volcán Nevado del Tolima, a excepción del denominado Schimmer, presentan áreas que sobrepasan la curva de nivel de los 5100 m. Es perfectamente observable en campo la transición del paso de pendientes con inclinaciones superiores a 26° a una superficie ligeramente inclinada. Por tanto, independientemente de la división de los glaciares en sí, esta característica física, a semejanza de un cono truncado, permite diferenciar en dos el casquete glaciar: el área correspondiente a la cima, o plataforma glaciar y el área correspondiente a las zonas que se desprenden de la plataforma cuales son las áreas glaciares laterales. Esta diferenciación facilita, por un lado, la descripción física del conjunto glaciar, y por otro, el cálculo de las áreas del casquete.

Por tanto, por razones metodológicas se tendrá:

- **Plataforma glaciar:** área correspondiente a la cumbre del volcán, que abarca áreas de todos los glaciares a excepción del Schimmer.



LEYENDA

 Delimitación del Glaciar

 Curva de Nivel

NOTA: Cartografía a partir de fotografías aéreas de Enero/87

 Cumbre

 Cráter

0 100 200 300 Mts
1:10.000

FIGURA 21. Límite glaciario del Volcán Nevado del Tolima.

- **Glaciares laterales:** aquellos que prácticamente se desprenden de la plataforma glaciar.

Ilustración gráfica del procedimiento adoptado se puede observar en la figura 22, en la cual con línea punteada se han delimitado cada uno de los glaciares y con línea continua la curva de nivel de los 5100 m, disposición gráfica que permite apreciar cuál es la porción de cada glaciar localizada en la plataforma glaciar.

- **Glaciar Dulima (Glaciar Sur)**

Ubicado al sureste, su orientación general es también sureste. Se encuentra delimitado al oeste por el Espolón de Cerro Negro y el Glaciar Combeima, y al este por el flujo de lavas oriental y el Glaciar Ambalá. El campo fumarólico conocido como el "oído" puede ser involucrado espacialmente dentro de este glaciar.

La zona de alimentación está demarcada por el sur del cráter y las grietas de rimaya, mientras que su zona de ablación esta ubicada en una pequeña lengua que ha sido disectada por la acción de los aludes, aparentemente proveniente del área circundante al "oído".

El frente de este glaciar descendía hasta una altitud de 4600 m en el año de 1972 y 4870 m en 1987, y en la actualidad está sobre los 4920 m, siendo en realidad sólo una pequeña lengua, separada parte de ella del cuerpo del glaciar en la parte más baja, tal como se aprecia en el costado inferior izquierdo de la figura 23. Es evidente el gran efecto de ablación y erosión en este glaciar, al que ha contribuído también la alta pendiente de sus laderas.

- **Glaciar Ambalá (Glaciar de Mesetas).**

Con orientación general sureste, posee dos lenguas glaciares, ordenadas por área de mayor a menor, del suroeste hacia el noreste, con orientación general de la mayor y más representativa en dirección suroeste, mientras la segunda está bifurcada en dos pequeños frentes. Limita al sur con la "canaleta" que se origina en la base de la plataforma de hielo sobre el flujo de lavas oriental, al norte con el Espolón de Mesetas y el Glaciar Krauss y al oeste con el Glaciar Dulima.

La zona de alimentación presenta una zona de grietas bastante amplias que separan la cumbre del Tolima de las lenguas en sí.

La zona de ablación descansa sobre un espolón muy erodado, que se ha denominado San Romualdo, que a su vez da lugar a la bifurcación del frente glaciar. Los bordes de esta lengua son escarpadas paredes de hielo, lo mismo que sus frentes como se aprecia en la figura 23. En el año de 1987 la primera lengua descendía hasta 4900 m mientras, que la segunda lo hacía hasta los 4950 m. Actualmente están aproximadamente, sobre 4950 m y 5000 m respectivamente.

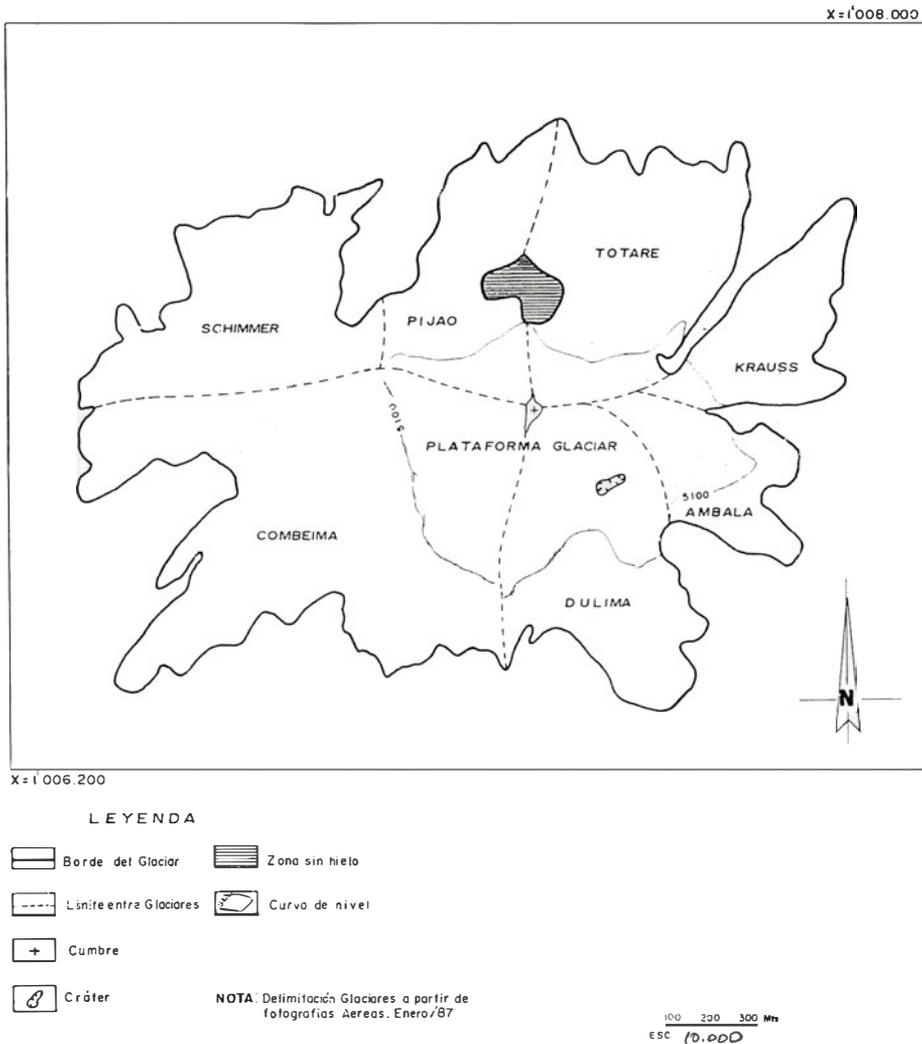


FIGURA 22. Delimitación del Casquete Glaciar para efecto de descripción y cálculo de áreas.

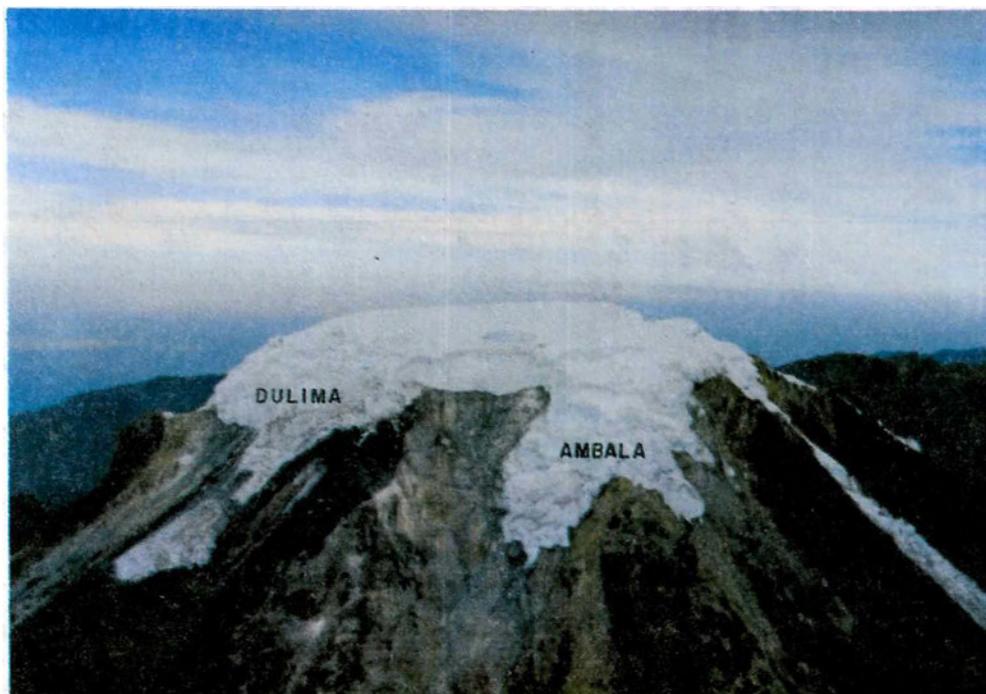


Figura 23. Glaciares Dulima y Ambalá en 1991.

Aunque parece tener mayores espesores de hielo que su vecino el Glaciar Dulima, sus altas pendientes y el hecho de estar desprotegido frente a factores tales como la radiación solar, así como tener reducida zona de acumulación y amplia zona de ablación, hace que el retroceso sea rápido e incontenible, especialmente en la parte correspondiente a la lengua mayor, máxime que la zona que conforma un bloque de sostenimiento, al oeste, ha desaparecido por completo, dejando la canaleta mencionada completamente limpia.

En la parte alta del glaciar, cercano a los 5050 m, se obtuvo una medida de 58 m de espesor y en el límite de éste y el Glaciar Dulima se halló un valor de 64 m a 5140 m de altura.

- Glaciar Krauss.

Su orientación general es hacia el noreste; sus límites son al oeste, el Glaciar Totaré en la parte superior, y como barreras naturales el Espolón del Placer en el mismo costado oeste y al sur el Espolón de Mesetas.

Es la característica lengua alpina que diverge de una plataforma glaciar. Su zona de alimentación es reducida, mientras que la de ablación es amplia. El frente glaciar descendía en el año de 1987 hasta 4735 m, mientras que en diciembre de 1991 se obtuvo una lectura sobre el mismo de 4780 m.

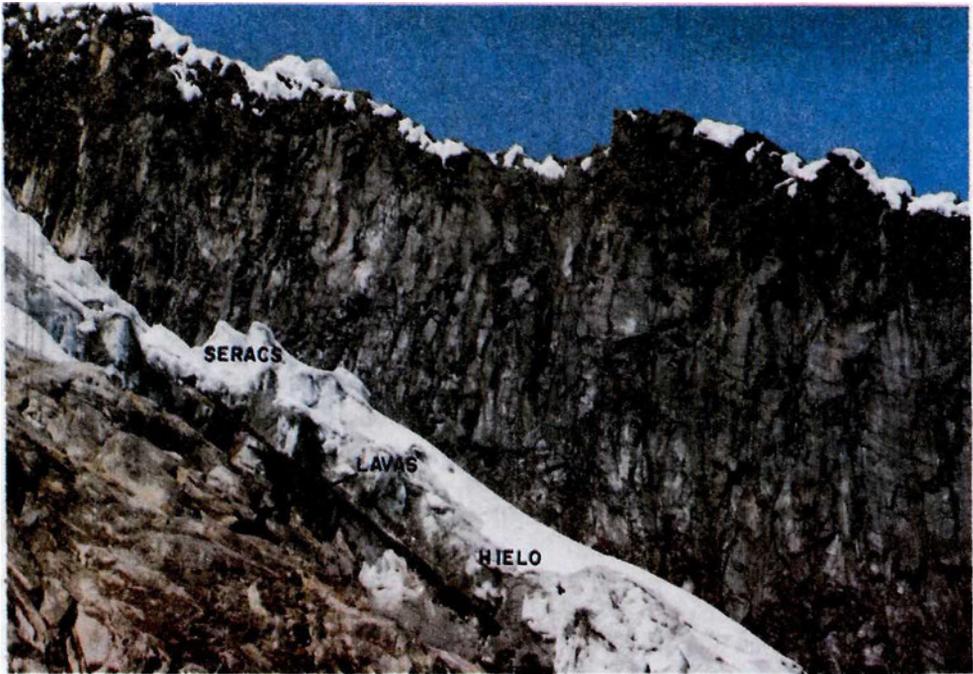


Figura 24. Glaciar Krauss en diciembre de 1991.

Presenta dos grados de pendiente, la primera muy fuerte en la zona más alta evidenciada por cornisas y paredes verticales, algunas de ellas extraplomadas, y zona de "séracs" a nivel de la parte superior de los espolones y la segunda, de pendiente un poco menor que la anterior, localizada en la zona inferior, con otra zona de "séracs", terminando con una lengua en forma de punta, como se observa en la figura 24. El sistema de grietas predominante es radial, posiblemente debido a la alta velocidad localizada en la zona centro inferior de la lengua que al estar posada sobre un flujo de lavas, contribuye a disminuir el efecto de fricción, como se aprecia en la foto inferior de la misma figura.

El Glaciar Krauss, en su cornisa este, localizada en la parte superior a 5100 m, presenta un espesor de 40 m. Mediciones en sentido ascendente a lo largo del borde oeste del glaciar permitieron la obtención de espesores de 5,90 m a los 4780 m, 17,30 m a los 4880 m, 25 m a los 4910 m y 30,50 a los 4970 m, mientras que en el borde este se midieron espesores de 12,50 m a los 4800 m y 23,70 m a los 4910 m.

- Glaciar Totaré (Glaciar Norte).

Está delimitado al oeste por el Glaciar Pijao y el Espolón Norte, al este por el Espolón de El Placer y al sur por los glaciares Krauss, Ambalá y Dulima.

Cuenta con una amplia zona de alimentación, correspondiente al sector norte de la plataforma; posteriormente, se precipita en una fuerte pendiente como lo demuestran algunas paredes de hielo de aproximadamente 60 m de altura. Continúa descendentemente con presencia de varias zonas de "séracs", de diversos espesores, observable en la figura 25. El glaciar finaliza en dos frentes, con dos lenguas mayores separadas por un flujo de lavas; es de mayor extensión el frente ubicado al oriente y caracterizado por lenguas menores terminales, donde se presenta la ablación o deshielo. Por tener una superficie convexa en el cuerpo o sector medio, en el glaciar se observa predominio de un sistema de grietas.

La fuerte pendiente en la parte superior del cuerpo glaciar favorece la formación de continuos aludes de hielo con bloques provenientes de las cornisas y "séracs". Ocurre lo mismo en la lengua terminal principal, localizada sobre un flujo de lava al cual hemos denominado "Pista de bolos", con desprendimiento de bloques a la altura del nivel inferior del Espolón Norte, como se observa en la foto superior de la figura 26. La composición inferior de esta figura corresponde a un estereograma terrestre, que observado mediante estereoscopio de bolsillo permite apreciar las formaciones glaciares del frente oriental del Glaciar Totaré.

El glaciar presenta buena cobertura de hielo con espesores importantes. Se hicieron directamente mediciones en la cornisa superior a 5080 m que dieron 62 m. Otros datos obtenidos en este glaciar fueron 5,50 m a los 4850 m, 12 m a los 4900 m, 35,7 m a los 5000 m y 14,3 m a 4840 m de altura.



FIGURA 25. Glaciar Totaré en septiembre de 1994

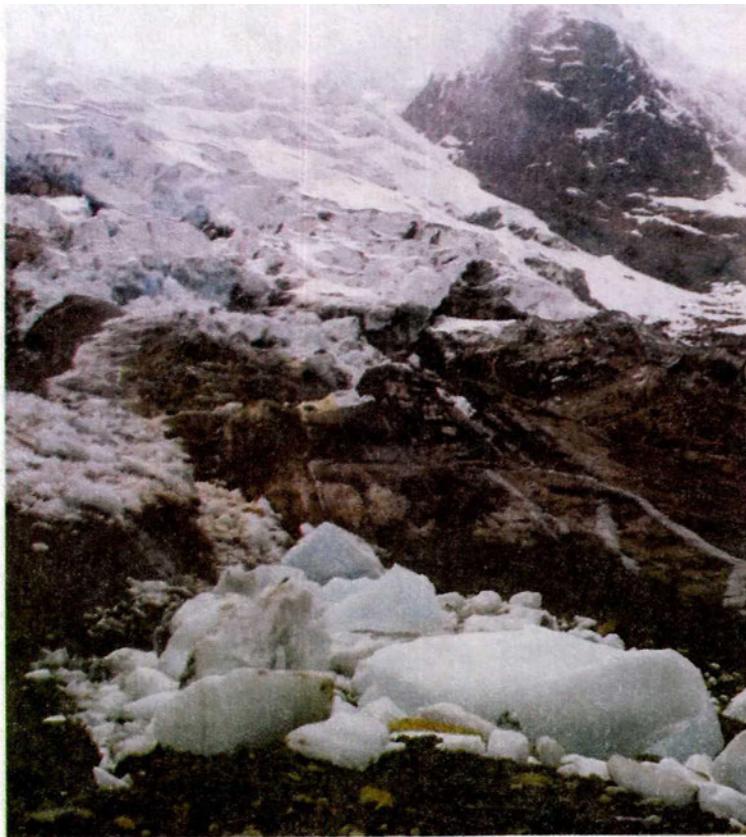


FIGURA 26. Detalle de los bloques de hielo caídos en "La Pista de Bolos" y estereograma del frente del Glaciar Totaré, en diciembre de 1991.

Al ser del tipo de glaciar en forma de "circo" y presentar grandes morrenas frontales dejadas en su retroceso desde la denominada Pequeña Edad de Hielo, se presupone que fue uno de los glaciares más grandes con que contaba el Nevado del Tolima, favorecido por especiales condiciones morfoclimáticas que posiblemente han contribuido a mantenerlo en relativo buen estado.

La foto superior de la figura 27 corresponde a una panorámica de la zona ocupada por hielo fósil; en la foto inferior se puede apreciar un detalle con escala de uno de estos afloramientos.

- Glaciar Pijao.

Tiene orientación general sur-norte. Limita al oeste con el Espolón del Gusano y el Glaciar Schimmer y al este con el Espolón Norte. La lengua tiene la forma clásica de un pequeño glaciar alpino, a semejanza de una "cascada de hielo" por la alta pendiente de sus paredes. Su zona de alimentación es bastante amplia, mientras que la zona de ablación es reducida.

Las morrenas dejadas en su retroceso evidencian el gran volumen y área que tenía este glaciar en épocas pasadas. Llama la atención la gran cantidad de hielo fósil o muerto, cubierto por rocas de diverso tamaño, lo que hace considerar la zona inferior del cuerpo de este glaciar como una morrena con núcleo de hielo. El área cubierta por detritos puede ser estimada entre el 25 y 35% del cuerpo total. Este glaciar, así como los de Totaré y Krauss cuenta con una gran capa de neviza, estado intermedio que precede a la formación del hielo. Característica especial es la sombra que le ofrece el Espolón del Gusano en la parte oeste del glaciar. Figura 28.

El espesor del Glaciar Pijao en la parte superior oeste es de 54 m a una altitud de 5050 m, mientras que en el costado este a los 4990 m tiene un espesor de 37 m.

- Glaciar Schimmer.

Se hace la advertencia a los lectores que conocen el área de estudio que en el proceso de revisión bibliográfica se encontró que Schimmer y sus compañeros ascendieron a la cumbre por la ruta del oeste y no por el norte como de manera equivocada se les ha atribuido. Por tanto, se ha asignado al glaciar occidental el nombre de "Glaciar Schimmer", y al anteriormente conocido como Schimmer el de "Glaciar Pijao".

La dirección general es este-oeste. La característica principal es la de un glaciar de tipo descubierto, muy expuesto a la acción solar y con un amplio frente glaciar. Se encuentra delimitado al este, por el Espolón del Gusano y el Glaciar Pijao y al sur por el Glaciar Combeima. Este glaciar se parece en su forma a un "abanico" abierto por su parte inferior, con el mango localizado hacia la cumbre, como se observa en la foto superior de la figura 29.

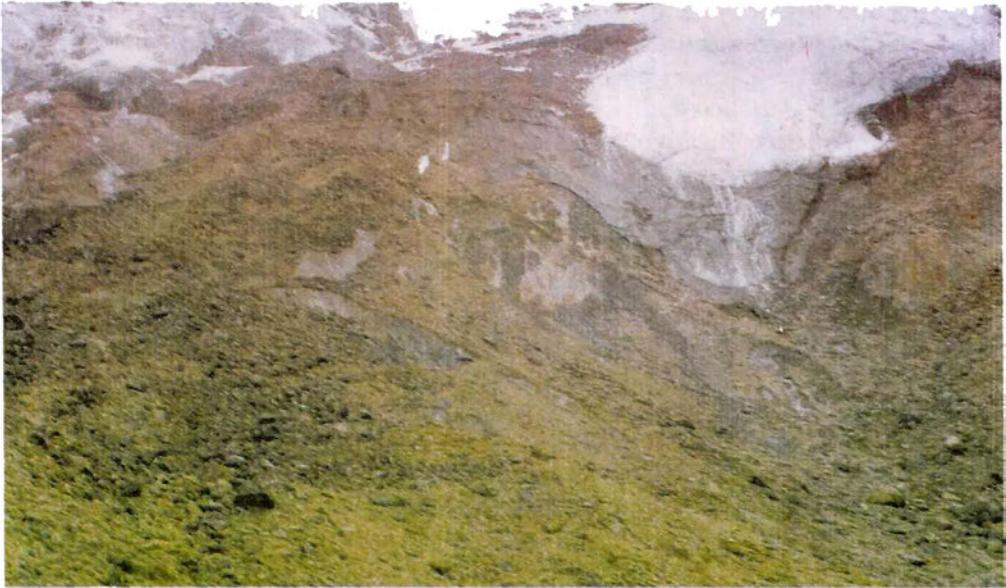


FIGURA 27. Panorámica del campo de hielo fósil y detalle con escala de dicho afloramiento.



FIGURA 28. Panorámica del Glaciar Pijao en septiembre de 1994.

El frente norte del Glaciar Schimmer, ubicado al oeste del Gusano, en el punto correspondiente a la base del espolón está a una altitud de 4900 m, y presenta una grieta ascendente en cercanías de este sitio hasta los 4960 m.

La zona de alimentación es compartida en la parte alta con los glaciares Pijao y Combeima, y presenta un área de ablación extensa con las pendientes más suaves de todo el conjunto glaciar de este volcán nevado. Es una de las cuencas glaciares menos accidentadas, con leve agrietamiento en la zona que se ha denominado "mango del abanico" (zona alta).



Figura 29. Panorámica del Glaciar Schimmer.

En octubre de 1992, se realizaron nuevos trabajos en la lengua terminal donde tiene su nacimiento la Quebrada El Avión. Mediante la utilización de un nivel Abney, se determinó una pendiente media de 27°. Los espesores de hielo se midieron en el borde este de la lengua del glaciar y los valores más representativos fueron 1 m a 4790 m, 3 m a 4795 m, 5 m a 4800 m y 7 m a 4790 m. Un ejemplo de los espesores encontrados en el frente del glaciar se puede observar en la figura 30.

Gracias a un registro fotográfico es posible determinar que no existen cambios aparentes en su morfología, a excepción del notorio retroceso del borde glaciar. La ablación acelerada es debida evidentemente a la prolongada época de verano que afectó a todos los cuerpos glaciares, especialmente los que como este no poseen sombras que los protejan de la alta radiación solar.

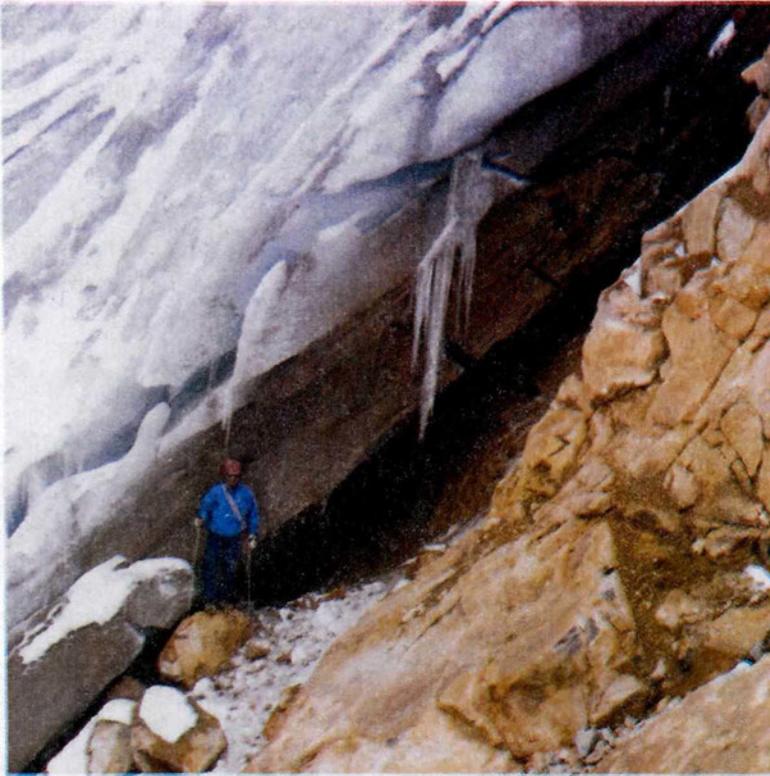


FIGURA 30. *Espesor tipo en el frente noroeste del Glaciar Schimmer en octubre de 1992.*
- Glaciar Combeima

Su orientación general es hacia el suroeste y colinda al norte con los glaciares Schimmer y Pijao, al este con el Espolón de Cerro Negro (Morro Pelado) y el Glaciar Dulima. La cuenca de este glaciar termina en una lengua del tipo alpino, semejante a la del Glaciar Pijao.

El Glaciar Combeima tiene importancia por ser este el de mayor área en términos de potencial amenaza, en el evento de una reactivación volcánica para la zona de influencia de la cuenca del Río Combeima, especialmente en un sector de la ciudad de Ibagué. Esto obligó a la realización de un estudio más profundo, en el que se dividió el área del glaciar en tres zonas bien definidas localizadas de la parte inferior a la superior así:

Zona Inferior:

Corresponde a la lengua terminal; va del frente mismo del glaciar, hasta la grieta transversal.

Glaciológicamente denominada como zona de ablación, es el área menos extensa, con pendientes de medianas a fuertes y alta exposición a la radiación solar especialmente a partir de la situación del sol en el cenit.

La zona inferior o zona de ablación del glaciar carece de una capa importante de neviza. El hielo gris que predomina en esta zona está bastante fracturado como lo evidencia la gran cantidad de grietas que lo cruzan en todas direcciones, aspecto que en primera instancia haría pensar en espesores reducidos y el factor de deshielo debe ser muy grande en comparación con otros glaciares como el Totaré y el Schimmer. (Foto inferior de la figura 31).

En esta zona , se observaron y midieron espesores en los bordes NW, que oscilaron entre 3 m en los 4660 m y 13 m en los 4790 m. Así mismo se determinaron pendientes de 24° a 27°.

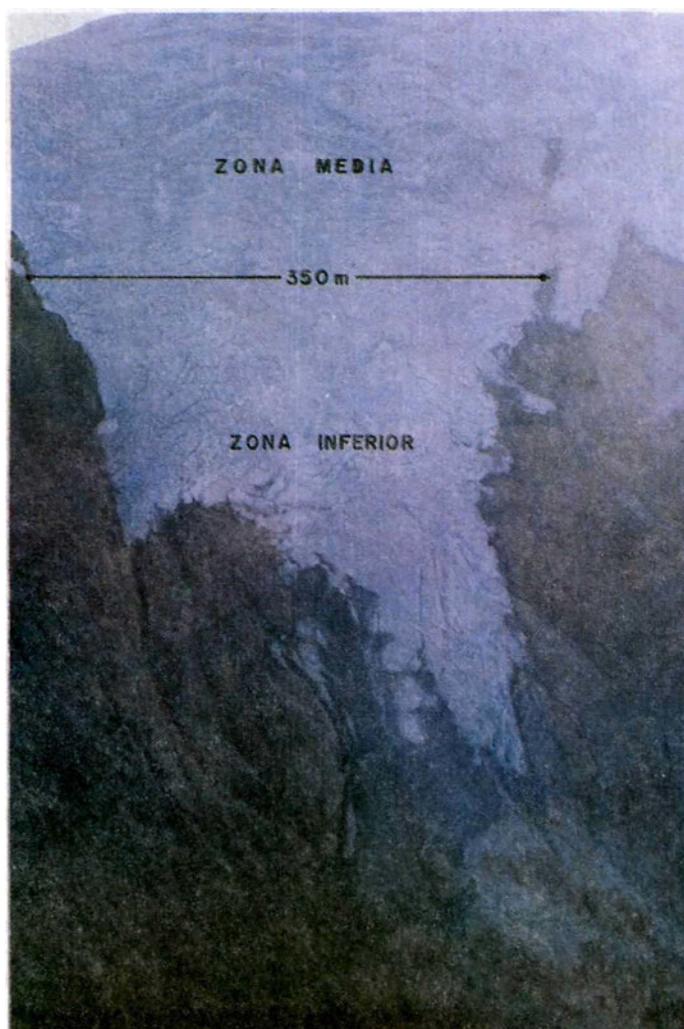


Figura 31. Zona inferior (zona de ablación) del Glaciar Combeima.

Zona Media :

Delimitada inferiormente por la grieta transversal y superiormente por los «hombros» de los espolones que flanquean la cuenca del glaciar. No se presentan cambios con respecto a lo observado en los sobrevuelos. (Figura 31).

En esta zona fue posible medir el ancho de la lengua, encontrándose una distancia entre sus dos extremos, de 350 m, que corresponde a la medida de la cartografía elaborada.

Las pendientes son menos fuertes que las de la zona inferior, y oscilan entre 24° y 26°. Los bordes del glaciar en esta zona no presentan espesores importantes; oscilan de 7 m en los 4790 m hasta 15 m en los 5000 m.

Zona Superior

Está limitada en la parte inferior, por los hombros de los espolones que flanquean el glaciar y en su parte alta por la cima del volcán.

Corresponde glaciológicamente a la llamada zona de alimentación del glaciar. Es la zona con mayor área y también la que presenta los mayores espesores de las tres zonas delimitadas, aunque no son tan significativos como los encontrados en las cornisas de los glaciares Ambalá, Krauss, Pijao y Totaré. Sin embargo, las laderas de suave pendiente y la zona de séracs en el lado superior del glaciar indican que este cuenta allí con una amplia área de acumulación. El espesor de la capa de nieve que cubre la superficie del hielo, oscila entre 0,50 m y 0,70 m.

En la parte alta, la cuenca tiene la forma de "Circo Glaciar", y se encuentran algunas formaciones de "séracs" principalmente en la zona central. En el borde occidental y suroccidental se encuentran las pendientes más fuertes, en forma de cornisas, como se observa en la figura 32.

El área del glaciar que está localizada sobre el Espolón Occidental y compartida con el Glaciar Schimmer, no presenta espesores importantes con respecto a su sustrato, sin superar los 20 m en los 5020 m. Sin embargo, es posible que la zona superior contenga espesores importantes similares a los de las cornisas de los glaciares ya mencionados, que harían parte de la plataforma de hielo.

- Plataforma Glaciar.

En razón a sus características físicas, se puede clasificar al casquete Nevado del Tolima, como un glaciar periférico, en donde de una plataforma central divergen lenguas radiales.



FIGURA 32. Panorámica de la zona superior (zona de alimentación) del Glaciar Combeima.

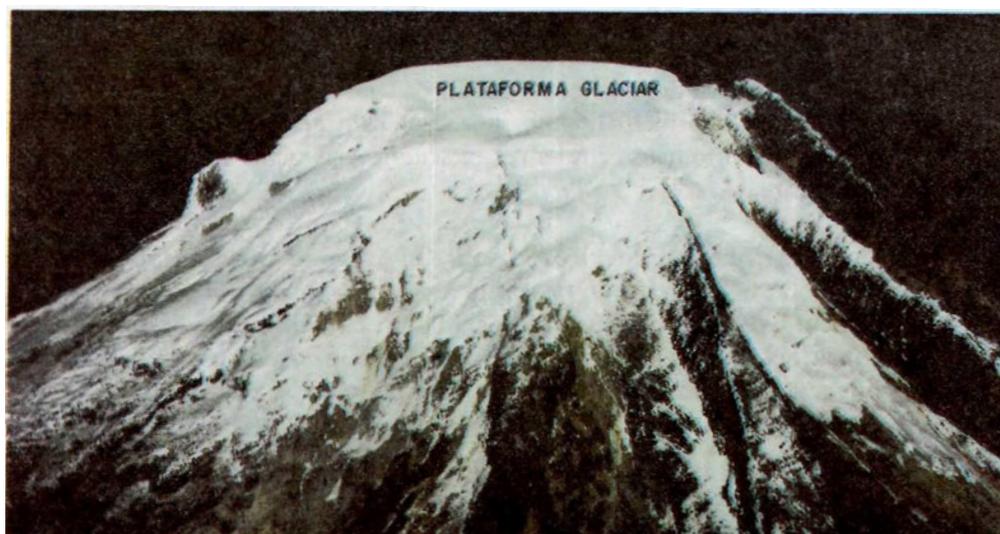


FIGURA 33. Plataforma glaciar en septiembre de 1994.

Las suaves pendientes de la cima, de forma achatada, permiten acumulación importante en las épocas invernales, que para estas cotas son de tipo nival, las cuales persisten durante un tiempo ya entrado el «verano». Esta persistencia se debe al microclima imperante en la zona del volcán y a que tiene la Línea de Equilibrio sobre una altura superior a los 4900 m, mientras que en el Nevado de Santa Isabel, esta línea aparentemente se encuentra ubicada 100 o 200 m más abajo. Al sureste de la cumbre encontramos el cráter, que es una chimenea de hielo abierta en medio de la plataforma, posiblemente debido al calor expelido por la fumarola que se localiza en el fondo, combinado con vapor de agua y otros gases, aparentemente de alta toxicidad, que según parece fué la causa de la muerte por intoxicación, en el año 1976, de dos montañistas que se atrevieron a explorar su fondo, y cuyos cadáveres aún se encuentran sepultados en una de las cuevas subglaciares. En el área del cráter se efectuaron dos medidas perpendiculares entre sí, con el propósito de obtener las dimensiones del mismo, siguiendo las direcciones generales de los ejes mayor y menor de la elipse que corresponde a su forma. La medición en dirección noreste - suroeste arrojó un valor de 105 m, mientras que la efectuada en el sentido noroeste - sureste resultó ser de 93 m. Es posible que esta medida no se ajuste al verdadero valor correspondiente a la forma del cráter, pero las condiciones de seguridad para tomar la medida al borde no eran las más adecuadas, efectuándose por tanto las medidas en los sitios en que se puede observar el paulatino descenso del nivel correspondiente. La medida de profundidad correspondiente al cráter fue de 120 m, apreciándose muy bien un orificio vertical.

Al costado este del cráter se midió una grieta, con una profundidad de 31 m hasta donde la pesa utilizada descendió.

Al sur, en el talud que delimita la cumbre, se localiza el fenómeno volcánico denominado "El Oído", que no es más que un campo fumarólico en el que se muestrearon temperaturas de 84° centígrados para el agua de la fumarola y 75° centígrados para el vapor que emana de ella. Es debido a estas altas temperaturas que el glaciar que rodea esta zona ha perdido una superficie importante en este último decenio. En los alrededores del «oído» se observó un sistema totalmente resquebrajado, con presencia de bloques de hielo sueltos y superpuestos caídos a la semejanza de un naipe. Llama la atención la existencia de una cavidad hacia el noreste, a semejanza de un túnel, que da la apariencia y permite suponer que existe comunicación con el cráter a través de este conducto. El agua de este túnel corre en dirección noreste y se observa que el piso es firme, con presencia de fumarolas. En los contornos y cornisas de la cumbre se encuentran los espesores de hielo más importantes de todo el casquete glaciar que oscilan, indistintamente, entre 120 m en el cráter, 55 y 65 m en las cornisas norte (Glaciares Pijao y Totaré), 60 m en lo alto del glaciar Ambalá, y 65 m en el talud norte del "Oído" (Glaciar Dulima).

5.4.4.2. Aspectos físico-químicos.

- Muestreo de aguas de fusión.

TABLA 3. ANALISIS DE AGUAS DE FUSION,NEVADO DEL TOLIMA 1991

METALES (ppm en Sol.)	MUESTRA Glaciar Norte (ppm e.s)	MUESTRA Agua de fusión Oído (ppm e.s.)	MUESTRA Agua oído emanada (ppm e.s.)
Silicio	*	*	8
Aluminio	*	*	4
Hierro	*	*	1,8
Calcio	0,08	0,04	0,26
Magnesio	0,02	*	0,08
Sodio	0,14	0,06	0,24
Potasio	0,22	0,18	0,30
Cobre	*	*	*
Níquel	*	*	*
Manganeso	*	*	*
Plomo	*	*	*
Zinc	*	*	*
Litio	*	*	*
Rubidio	*	*	*
pH a 19°C	5,16	3,80	3,17

* No detectable

Se tomaron muestras de fusión de agua en diferentes puntos del casquete de hielo: una en el Glaciar Totaré y las otras en el "oído", a las que se realizaron análisis de metales mediante espectrofotometría de absorción atómica de llama.

Para efecto de realizar comparaciones, se dan a conocer en la Tabla 4 los valores obtenidos mediante idéntico método de análisis a dos (2) muestras de agua tomadas en el Glaciar Nereidas, ubicado al sur-oeste del cráter del Nevado del Ruiz, por personal de Ingeominas adscrito al Observatorio Vulcanológico de Colombia (INGEOMINAS, 1991).

La muestra No. 1 fue recolectada en mayo 9 de 1991, en el frente del glaciar a una altura aproximada de 4600 m, mientras que la muestra No. 2, del día 7 de junio del mismo año, a una altitud aproximada de 4820 m, y en cercanías de un vértice constituido por el borde sur de la lengua glaciar y el borde oeste del cuerpo del casquete glaciar del mismo nombre, distante del sitio de toma de la muestra No. 1 alrededor de 350 m hacia el este. Las muestras fueron debidamente filtradas y su recolección se efectuó por fusión natural del hielo.

TABLA 4. ANALISIS DE AGUAS DE FUSION NEVADO DEL RUIZ 1991

METALES (ppm)	MUESTRA 1 (ppm)	MUESTRA 2 (ppm)
Silicio	12,0	*
Aluminio	7,8	*
Hierro	3,2	1,6
Calcio	8,0	0,6
Magnesio	10,0	0,2
Sodio	2,0	0,2
Potasio	1,2	0,2
Zinc	0,04	0,02
Litio	0,02	0,02
Rubidio	<0,01	<0,01
pH	4,12	5,6

* No detectable

La presencia de Silicio y Aluminio, en las muestras tomadas en el Glaciar Nereidas, no observadas en las muestras del Nevado del Tolima, quizás podría ser interpretada como el "grado de contaminación" que experimenta la capa de hielo del Volcán Nevado del Ruiz, por la ceniza volcánica acumulada durante varios años, particularmente a partir de Noviembre de 1985, en especial en las áreas terminales de los bloques de hielo, donde se puede observar el proceso de "lavado" de la superficie del glaciar, sumado a ello la contribución de los vientos para contaminar las mencionadas capas. Esto podría señalar además el porqué de la diferencia en los contenidos de estos minerales dentro del cuerpo del glaciar Nereidas, en razón a que la muestra 1, corresponde al frente terminal y por consiguiente a menor altitud sobre el nivel del mar.

- Toma de temperaturas.

En el accidente geográfico conocido comúnmente como el «oído», se midieron las siguientes temperaturas:

Vapores expelidos por la fumarola: 75° C

Temperatura del agua en ebullición: 84° C

En el sitio turístico conocido como El Rancho, distante unos pocos kilómetros de Ibagué, se obtuvieron los siguientes valores de temperatura en las aguas termales:

Chorro: 51° C (corresponde al de mayor temperatura)

Piscina: 40° C

6. AREAS Y VOLUMENES DE HIELO DEL VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA

6.1. CONSIDERACIONES GENERALES Y PROCEDIMIENTOS.

Los cálculos de las áreas de los glaciares se efectuaron inicialmente, sobre fotografías aéreas de 1987 del vuelo C -2394, mediante métodos fotogramétricos sencillos pero dispendiosos, realizándose diversas lecturas mediante la utilización de estereoscopio de espejos y barra de paralaje. La información básica para efectuar estas mediciones consistió en la distancia focal de la cámara fotogramétrica utilizada por el IGAC, RMK Zeiss A15/23, ($c = 153.028$), y estimación de escala promedio de las fotos, a partir de puntos detalle identificados tanto en las fotos como en mapas, y chequeo de la información de la altura de vuelo sobre el terreno.

Mediante este método se estimaron diversas alturas a las que se encontraba la línea de hielo en ese entonces, calculadas a partir de las alturas de los puntos de referencia adoptados; se efectuaron, para el cálculo de las áreas, las respectivas correcciones por desplazamiento debido al relieve, estableciéndose una línea perimetral sobre un plano de referencia de 4.800 m.

Complementariamente se efectuaron perfiles fotogramétricos de los cuatro puntos cardinales.

Esta manera de abordar el problema del desconocimiento real del valor de las áreas y pendientes, tuvo varios inconvenientes: primero porque en algunos puntos de medición, e incluso de demarcación de la línea de hielo, la tonalidad de la foto no permitía excelentes contrastes y, segundo al escaso o nulo recubrimiento longitudinal de las fotos utilizadas.

Gracias al suministro de fotos aéreas por parte del Profesor Ekkehard Jordan de la Universidad de Osnabrück (Alemania), tomadas en vuelo especial con película a color en enero de 1987, se pudo complementar la delimitación de los glaciares. Así mismo, fueron utilizadas por el IGAC para la elaboración de la cartografía respectiva.

Las fotografías aéreas empleadas para el desarrollo general de este estudio, fueron:

VUELO	FOTOS	FECHA
M-552	7580 a 7584	Feb. 1959
C-1974	0079 a 0082	Sep. 1980
C-2232	0056 a 0058	Dic. 1985
C-2269	0145 a 0148	Dic. 1986
	0207 a 0210	Ene. 1987
C-2394	0172 a 0175	Ene. 1987
Especial	0028 a 0030	Ene. 1987

Esta primera aproximación se realizó en esta forma porque inicialmente no se disponía de cartografía a escala grande de la zona de estudio, con la delimitación de la línea de hielo.

En el mes de julio de 1992 el IGAC terminó la cartografía a escala 1:10.000 basada en las fotos de los años 1959 y 1987, elaborada inicialmente a partir de las fotos del vuelo C -2269 especialmente para este trabajo por el Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", y complementada con las del vuelo especial mencionado. El mapa final a escala 1:10.000, con el fin de resaltarlo gráficamente, se realizó teniendo en cuenta el procedimiento de Oestrem et al (1976) y utilizado por Linder (1990), consistente en trazar las curvas de nivel por fuera del bloque glaciario cada 50 m, y dentro del mismo cada 10 m, sistema que permite aparentemente sobresalir el casquete de hielo en forma "plástica" y llamativo visualmente.

Indudablemente, en procura de obtener mayor precisión y confiabilidad de los resultados a ser obtenidos, se calcularon las áreas a partir de la cartografía en uno de los glaciares, revisándose la respectiva delimitación de la línea de hielo.

Complementariamente, se efectuaron estimaciones de los volúmenes para el año de 1987 de acuerdo con los resultados obtenidos de las mediciones de campo, con base en áreas planas e inclinadas de los diferentes glaciares. Se ha efectuado además cálculo de los volúmenes a partir de la formulación logarítmica de Lagarec y Cailleux (1972) con datos de 1987, de acuerdo con los datos de áreas obtenidos, y del procedimiento utilizado por Thouret (1990).

Finalmente, con base en los recorridos de campo en diciembre de 1991, octubre de 1992 y los sobrevuelos efectuados en 1992 y 1993, se trazó el perímetro actual del casquete de hielo del Volcán Nevado del Tolima, efectuándose el respectivo cálculo de áreas y volúmenes.

6.2. AREAS GLACIARES.

Se delimitaron los diferentes cuerpos glaciares del Volcán Nevado del Tolima, calculándose las respectivas áreas planas y las inclinadas teniendo en cuenta el valor de la pendiente promedio de cada uno, expresada en porcentaje y en ángulos de pendiente (elevación o depresión), correspondiente a los cálculos que sobre perfiles se han realizado. La plataforma glaciaria, ha sido dividida en dos áreas de acuerdo con la divisoria topográfica que existe en su cima, orientada en dirección norte-sur.

Los resúmenes de dichos cálculos se aprecian en la Tabla 5:

TABLA 5. AREAS GLACIARES VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA 1987

Código	Nombre Glaciar	Area Plana (has)	Area Incl. (has)	Pendiente Promedio (%)	Angulo Pendien. (°)
01	Dulima	11,96	13,31	48,9	26,1
02	Ambalá	5,81	6,58	53,2	28,0
03	Krauss	11,31	13,59	66,7	33,7
04	Totaré	20,16	23,28	57,7	30,0
05	Pijao	11,01	12,75	58,5	30,3
06	Schimmer	24,40	28,26	58,3	30,3
07	Combeima	42,88	49,03	55,4	29,0
08	Plataforma	36,10 (1)	37,11 (2)	(3)	(3)
Total	área plana casquete glaciar	=	163,63 Ha	=	1,636 km ²
Total	área inclinada casquete	=	183,91 Ha	=	1,839 km ²

(1) La plataforma glaciar ha sido dividido en dos partes, una al oeste (A) y otra al oeste (B), siguiendo la denominación de "techo de dos aguas" sugerida en el texto.

Area plana de A = 13,76 Ha.

Area plana de B = 22,24 Ha.

(2) Area inclinada de A = 14,39 Ha.

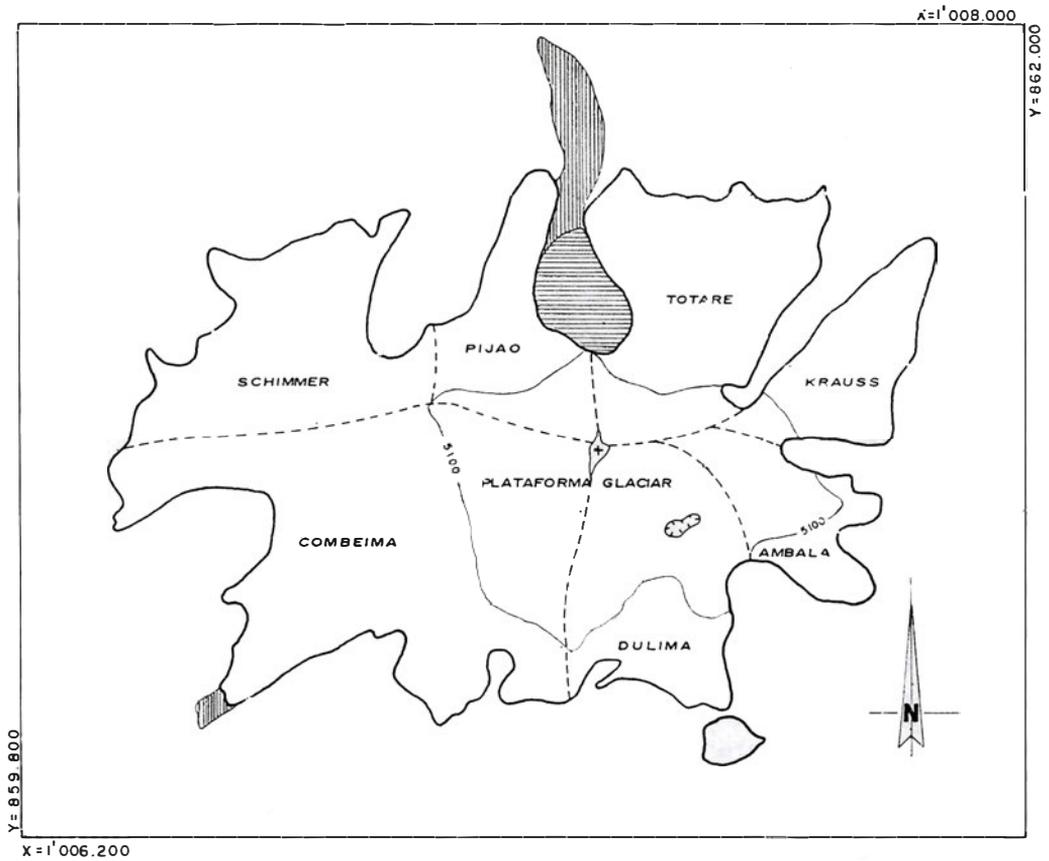
Area inclinada de B = 22,72 Ha.

(3) Pendiente promedio de A = 30,6% = 17°

Pendiente promedio de B = 20,9% = 11,8°

En razón a que es imposible la obtención de medidas y observaciones valorativas en la cumbre, a excepción de las modificaciones apreciadas en la zona del cráter y en el "oído", se decidió asumir que el área de la plataforma glaciar, no ha sufrido modificaciones entre los años 1987 y 1991, situación diferente a lo experimentado en los glaciares laterales.

Con estas características se presentan, en la tabla 6, las áreas que corresponden a diciembre de 1991, y cuya conformación puede ser visualizada en la figura 34, donde se han delimitado las diferentes cuencas glaciares (líneas punteadas) aportantes a las respectivas cuencas hidrográficas con áreas planas así: 62 Has a la cuenca del río Combeima, 20,5 Has al río San Romualdo, 32,1 Has a la cuenca del río Totaré y 19 Has a la cuenca del río Toche.



LEYENDA

100 200 300 Mts
ESC. 1:10.000

- | | |
|--|---|
|  Zona sin hielo |  Delimitación aproximada del Glaciar |
|  Hielo muerto |  Limite entre Glaciares |
|  Cumbre |  Curva de nivel |
|  Cráter | |

FIGURA 34. Glaciares Volcán Nevado del Tolima en diciembre de 1991.

Es apreciable la separación entre el Glaciar Pijao y el Totaré, lo que ha contribuido a dejar al descubierto remanentes de hielo muerto, en gran parte desconectados del cuerpo glaciar en sí, y en los que reposan rocas de diferentes tamaños, algunas de ellas entre 3 y 4 m de diámetro. En algunos sectores se observa la formación de pequeños cráteres, seguramente debido al proceso de fusión del hielo muerto en su parte inferior, permitiendo la precipitación de material rocoso de poco tamaño, y algunos de varios centímetros, sin sobrepasar generalmente los setenta, con aristas agudas y puntas fuertes.

TABLA 6. AREAS GLACIARES VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA
Delimitación aproximada en diciembre de 1991

Código	Nombre Glaciar	Area Plana (Ha.)	Area Inclinada (Ha.)
01	Dulima	6,24	6,95
		0,96 (*)	1,07
02	Ambalá	3,52	3,99
03	Krauss	8,80	10,58
04	Totaré	17,60	20,32
05	Pijao	6,16	7,13
06	Schimmer	20,75	24,03
07	Combeima	34,25	39,16
08	Plataforma	35,36 (1)	36,46 (2)
Total área plana glaciares		= 133,64 Ha	= 1,3364 km ²
Total área inclinada glaciares		= 149,69 Ha	= 1,4969 km ²

(1) y (2) corresponden a las idénticas apreciaciones observadas en la Tabla 5.

Area plana de A	=	13,76 Ha.
Area plana de B	=	22,24 Ha.
Area inclinada de A	=	14,39 Ha.
Area inclinada de B	=	22,72 Ha.

(*) Corresponde al bloque glaciar completamente aislado del conjunto de este glaciar.

La comparación de las áreas calculadas tanto para 1987 como para 1991, permite establecer una pérdida de hielo de 29,54 Has (0,295 km²), es decir, 5,9 Has por año (0,059 Km²).

6.3. CALCULO DE VOLUMENES DE HIELO ACTUALES.

Para el cálculo de volúmenes de hielo se tomaron como base las áreas estimadas para 1991 de acuerdo con la delimitación realizada, cuya aproximación hemos presupuestado en $\pm 2\%$ del total del área, dado que fue realizada de manera visual de acuerdo con las observaciones de campo y con los sobrevuelos.

Las tareas de campo permitieron la medición directa y topográfica de puntos, especialmente en los glaciares Krauss, Totaré, Pijao, Schimmer y Combeima. Complementariamente, aunque de manera aislada, se efectuaron algunas mediciones de espesores en los glaciares Dulima y Ambalá, cuyos datos son mencionados en la parte correspondiente.

De manera individual, para los Glaciares Krauss, Totaré y Pijao se efectuaron análisis de regresión lineal, logarítmica y exponencial, con el propósito de establecer la respectiva curva de ajuste más adecuada. Igualmente, se realizó análisis similar para todos los espesores medidos en diferentes sitios (34 puntos).

Los resultados obtenidos son:

Glaciar Krauss:

Regresión lineal	Y	=	$-472,186 + 0,100 * X$
Regresión logarítmica	Y	=	$-4195,54 + 496,207 * \ln X$
Regresión exponencial	$\ln Y$	=	$\ln 2,63E-12 + 6,02E-3 * X$

Glaciares Totaré y Pijao:

Regresión lineal	Y	=	$-1201,22 + 0,248 * X$
Regresión logarítmica	Y	=	$-10620,24 + 1251,54 * \ln X$
Regresión exponencial	$\ln Y$	=	$\ln 1,39E-21 + 0,010 * X$

Total:

Regresión lineal	Y	=	$-820,484 + 0,17116 * X$
Regresión logarítmica	Y	=	$-6833,29 + 806,585 * \ln X$
Regresión exponencial	$\ln Y$	=	$\ln 7,75E-15 + 7,189E-3 * X$

en donde:

X =	variable independiente	altitud sobre el nivel del mar.
Y =	variable dependiente	valor medición de campo.

Para efectos del presente trabajo se asumió la correspondiente a una formulación logarítmica de coeficiente $r = 0,944$, considerado como excelente aproximación, como propuesta de estimación de espesores para los glaciares laterales como:

$$Y = -3073,79 + 364,22 \ln X$$

en donde

$$X = \text{altitud sobre el nivel del mar.}$$

$$Y = \text{espesor del hielo.}$$

Es preciso mencionar que se aplicó este tipo de formulación para los glaciares denominados laterales, lo que permitió calcular el espesor a cualquier altitud en este tipo de glaciares. Bajo esta apreciación, a una altura de 5100 m, el espesor calculado es de 52,5 m y a 4778,5 m el espesor sería 0 (cero), valores bastante cercanos a la realidad, aunque se encontraron espesores de 4,9 m a 4770 msnm. Sin embargo, la regresión lo que nos está representando es la curva de ajuste más cercana a los datos obtenidos. Esta aclaración es pertinente debido a que un cálculo al emplear la fórmula escogida para esta altitud arrojaría un espesor negativo.

Por otra parte, los datos obtenidos en campo se midieron siguiendo la dirección vertical de la plomada, y no la perpendicular al plano de la superficie del glaciar, la cual se deduce afectando el valor obtenido por el coseno del ángulo de elevación o de depresión según el caso, correspondiente a la pendiente de la superficie glaciar, cuyos valores han sido estimados para el caso de cada glaciar tomando como referencia los datos extraídos de la cartografía del año 1987.

Los cálculos se realizaron efectuando cierto grado de abstracción, al tomar el límite inferior de los glaciares para 1991, correspondientes con los existentes en las curvas de nivel de la cartografía de 1987 (figura 21). Naturalmente, la ablación del hielo y retroceso de los frentes glaciares, habrán incrementado las pendientes de las superficies glaciares, razón por la cual los valores reales de los espesores serían quizás menores que los utilizados para el cálculo.

Mediante este procedimiento se efectuó el cálculo del espesor a la altitud deseada en los glaciares laterales, asumiéndose como constante para todo el conjunto glaciar el espesor a 5100 msnm, que tal como se mencionó anteriormente, calculado mediante la formulación lineal propuesta, es de 60,21 m.

El procedimiento empleado consiste en estimar un "espesor tipo" en la parte inferior de cada glaciar, cuando este se encuentre por encima de los 4705 m, cuyo valor así obtenido es promediado con el correspondiente a los 5100 msnm, límite de la plataforma glaciar que se ha determinado arbitrariamente para este trabajo, obteniéndose de esta manera un espesor promedio en

función de los valores extremos. Cuando el límite glaciario está por debajo de los 4705 m, se adoptó el valor para estos casos como 0 (cero). Pero, cuando el frente glaciario es sumamente amplio, se determinan varias altitudes, no solamente las más bajas del cuerpo en sí, sino también aquellas en que el cuerpo glaciario respectivo presenta las mayores altitudes, como se aprecia en el Glaciar Combeima por citar un ejemplo, asumiéndose un promedio de las mismas.

Para efectos de cálculo de los volúmenes correspondientes a los glaciares laterales, se realizaron teniendo en cuenta el área inclinada, previa determinación de los verdaderos espesores perpendiculares a la superficie del glaciar, en función de la pendiente promedio del mismo.

Para el caso del Glaciar Dulima aislado, se estimaron las medidas superior e inferior con la formulación propuesta, y se calcularon los espesores reales afectando las medidas por el valor angular de la pendiente, obteniéndose el valor total con base en el área inclinada.

El cálculo del volumen de la plataforma glaciaria, tiene fundamentalmente una solución de carácter geométrico analítico, en razón a que solamente se tiene una medida por encima de los 5100 m y porque se consideró que su tratamiento debe ser diferente al anterior, debido a la deficiencia de valores medidos en campo.

Dicha consideración geométrica, puede ser observada en las figuras 35 y 36.

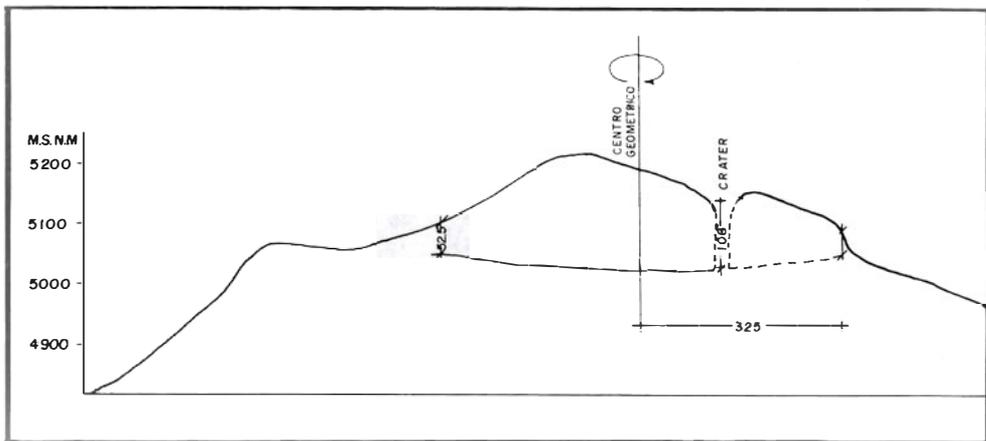
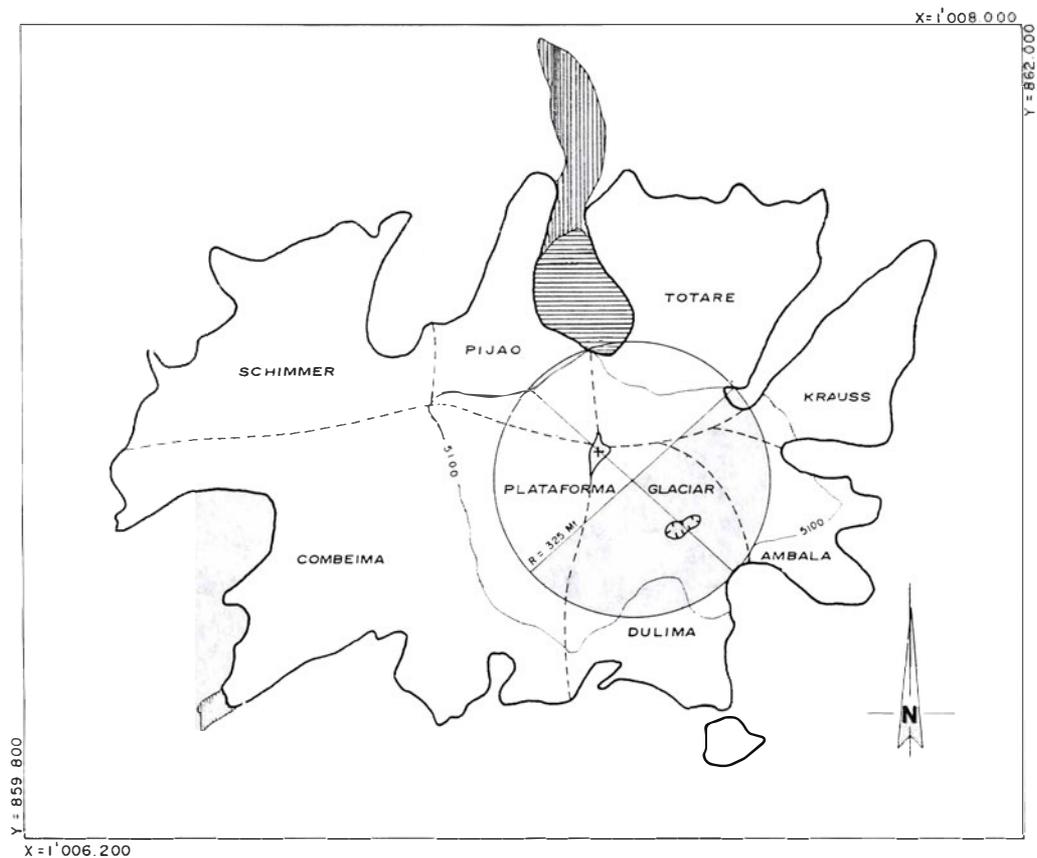


FIGURA 35. Modelo geométrico perfil NW - SE



LEYENDA

-  Zona sin hielo
-  Hielo muerto
-  Cumbre
-  Cráter
-  Limite entre Glaciares
-  0 100 200 300 Mts

FIGURA 36. Modelación geométrica para cálculos de volúmenes.

00948P

Se resume en graficar la profundidad del cráter medido (120 m) afectado en un 10% (estimado) por no ser una medida vertical, y tomar los valores obtenidos de diferentes lugares del casquete glaciar, debido a que se observaron escalonamientos en zonas de contacto entre los glaciares laterales y la plataforma glaciar. Se estableció además un centro geométrico, con el propósito de estimar un volumen a partir de la revolución de dos figuras con dos áreas diferenciales, las cuales se calcularon por métodos planimétricos, con un radio de 325 m correspondiente igualmente al centro geométrico. Existen algunas áreas que quedan por fuera del círculo establecido, limitado por el corte del perfil NW-SE con la curva de nivel 5100, pero se puede apreciar además que áreas de otros glaciares, de altitud inferior, han sido "barridos", lo cual induce a la compensación de áreas y por ende, de volúmenes.

Sin lugar a dudas, es sólo un cálculo de tipo geométrico, concordante con lo apreciado en el terreno y supeditado al escaso número de mediciones efectuadas en este sector, debido a las difíciles condiciones climáticas al momento de efectuarse las tareas de campo, al riesgo en la toma de medidas y a que no se aprecian zonas de escarpe o corte superiores a los 5100 msnm que permitan la realización de este tipo de mediciones.

Los cálculos efectuados a partir de la formulación logarítmica y los estimados en función de la figura de revolución, son resumidos en las Tablas 7 y 8.

El valor de la medida promedio, afectado por el coseno correspondiente al ángulo de depresión o elevación corresponde al espesor real, el cual ha sido tomado para calcular los volúmenes de la Tabla 8

TABLA 7. MEDIDAS CALCULADAS EN FUNCION DE LA ALTITUD
Valores superiores e inferiores glaciares laterales
- Formulación logarítmica propuesta

Nombre Glaciar	Altitud inferior (msnm)	Medida inferior (m)	Medida promedio (m)
Dulima	4975	32,5	42,5
Dulima aislado (*)	4890	18,6	24,8
Ambalá	4940	26,8	39,7
Krauss	4770	0,0	26,3
Totaré	4810	5,3	28,9
Pijao	4770	0,0	26,3
Schimmer	4805	4,5	28,5
Combeima	4848	11,6	32,1

(*) Altitud superior : 4965 msnm
Medida superior 30,9 m

TABLA 8. VOLUMENES GLACIARES VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA 1991
- Método propuesto en este trabajo -

Nombre Glaciar	Espesor (m)	Area inclinada (Has)	Volumen (m ³)
Dulima	38,2	6,95	2'654.900
Dulima aislado	22,3	1,07	238.610
Ambalá	35,1	3,99	1'400.490
Krauss	21,9	10,58	2'317.020
Totaré	25,0	20,32	5'080.000
Pijao	22,7	7,13	1'618.510
Schimmer	24,6	24,03	5'911.380
Combeima	28,1	39,16	11'003.960

CCo

Volumen total glaciares laterales 30'224.870 m³

Volumen plataforma glaciar 38'804.580 m³

Volumen total casquete glaciar 69'029.450 m³

7. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los cálculos realizados han obedecido al trabajo de campo efectuado en los glaciares del Volcán Nevado del Tolima en diciembre de 1991 y octubre de 1992.

Se efectuaron algunas comparaciones con base en los métodos expuestos por otros autores y empleados para cálculos similares en los volcanes Nevado del Tolima, Huila y del Ruiz. Además, con el propósito de confrontar diversas maneras de calcular espesores de hielo, se han utilizado los diferentes sistemas de cálculo empleados.

7.1. FORMULACION MATEMATICA DE LAGAREC Y CAILLEUX.

Lagarec y Cailleux (1972) establecieron una formulación matemática logarítmica para diferentes tipos de glaciares según clasificación de los mismos establecida por Ahlmann, de acuerdo con los resultados obtenidos en 21 glaciares bien estudiados, veinte de ellos en latitudes superiores a los 42°N y el restante en los 62°-90° correspondiente a la Antártica.

Para dichos glaciares encontraron una correlación variable dependiendo del tipo de glaciar, entre el logaritmo decimal del espesor máximo expresado en metros (Y) y el logaritmo decimal de la superficie en kilómetros cuadrados (X).

Igualmente, hallaron una relación entre el espesor promedio y el espesor máximo, más o menos constante y cercana a 0,40.

Concluyen por tanto que cuando la superficie es conocida, es posible la estimación del volumen glaciar.

El cálculo del espesor máximo «E» obedece a:

$$\text{Tipo A} \quad y = 0,41x + 1,13(\pm 0,04)$$

$$\text{Tipo CII} \quad y = 0,31x + 2,20(\pm 0,04)$$

$$\text{Tipo CI} \quad y = 0,46X + 1,84(\pm 0,04)$$

$$\text{Tipo CIII} \quad y = 0,71x + 0,74(\pm 0,08)$$

El espesor medio «e» es expresado como:

$$e = E * 0,40$$

y por consiguiente, el volumen obedecería a:

$$V = S * e$$

donde:

$$S = \text{área del glaciar en metros cuadrados.}$$

$$e = \text{espesor medio en metros.}$$

Flórez (1991), en comunicación personal, enuncia que los glaciares colombianos son ecuatoriales, clasificados como glaciares de montaña o Tipo A de acuerdo con Lagarec y Cailleux (1972). Igualmente, plantea que estos autores "correlacionaron el espesor medio y máximo en función del área de la proyección".

En el artículo de Lagarec y Cailleux, la gráfica de espesor máximo y superficie en kilómetros, permite apreciar que la curva de los glaciares tipo C1 sería aplicable a glaciares de espesores reducidos (límite inferior de 70 m en la curva) correspondiente a 2 Km² de superficie aproximadamente, como es el caso del Nevado del Tolima.

Empleando la fórmula correspondiente a los glaciares Tipo A, para el caso del Nevado del Tolima se obtuvieron los valores para cada glaciar consignados en la Tabla 9.

TABLA 9. VOLUMENES GLACIARES NEVADO DEL TOLIMA 1987
- Método de Lagarec y Cailleux (1972) -

Código	Nombre Glaciar	Area Plana (km ²)	E (m)	e (m)	Volumen (m ³)
01	Dulima	0,116	5,58	2,23	258.680
02	Ambalá	0,051	3,98	1,59	81.090
03	Krauss	0,114	5,54	2,22	253.080
04	Totaré	0,205	7,04	2,82	578.100
05	Pijao	0,130	5,84	2,33	301.735
06	Schimmer	0,224	7,30	2,92	654.080
07	Combeima	0,436	9,59	3,84	1'672.320
08	Plataforma	0,363	8,90	3,56	1'292.280
-	Espesor máximo promedio	:	6,72 m		
-	Espesor medio promedio	:	2,69 m		
-	Volumen casquete glaciar	:	5'091.365 m ³		

Sin embargo, si el cálculo es efectuado tomando en su totalidad el área del casquete de hielo del Volcán Nevado del Tolima, se encuentran valores que difieren sustancialmente del cálculo que glaciar por glaciar se efectuó con anterioridad.

Los resultados de esta otra forma de realizarse el cálculo son:

- Area total del casquete de hielo : 1,638 km²
- Espesor máximo : 16,51 m
- Espesor medio : 6,61 m
- Volumen casquete glaciar : 10'827.180 m³

Obsérvese que el segundo volumen calculado es 2,1 veces más que el correspondiente al primer cálculo efectuado, empleándose la misma formulación.

Una tercera manera de emplear este procedimiento, consistió en calcular los espesores correspondientes a los glaciares laterales, en forma aislada de la plataforma glaciar, con la obtención de los siguientes datos:

- Espesor máximo glaciares laterales : 14,90 m
- Espesor medio glaciares laterales : 5,96 m
- Volumen glaciares laterales : 7'608.682 m³
- Volumen plataforma glaciar : 1'281.550 m³
- Volumen total casquete de hielo : 9'900.962 m³.

7.2. FORMULACION DE NYE.

Thouret (1990) emplea para el cálculo de algunos espesores de hielo en el Volcán Nevado del Ruiz, la formulación de Nye (1952), quien plantea que para un bloque glaciar de flujo laminar el esfuerzo cortante en el sustrato es:

$$T = \sigma gh \sin \alpha$$

donde:

σ = densidad del hielo,

g = aceleración debida a la gravedad

h = espesor de hielo

α = superficie inclinada

Patterson (1981) considera con respecto a la fórmula anterior, que los cálculos de espesores glaciares y de la pendiente han sido comprobados en muchas ocasiones; por tal razón las variaciones en el cálculo de T permiten la asimilación del glaciar como un perfecto material plástico, con una resistencia al corte del hielo de 100 kPa = 1bar, y si se asume esta perfecta plasticidad, con el valor anterior de T se obtiene un valor de:

$$h = T / (g \sin \alpha),$$

con la equivalencia de:

$$T / g = 11 \text{ m}$$

fórmula a partir de la cual se puede obtener una estimación del espesor a partir del ángulo de inclinación.

THOURET (1990) estimó para el caso de pequeños glaciares como los del Nevado del Ruiz, que serían similares a los del Tolima, un cálculo de espesor:

$$h = 11,5 / \sin \alpha$$

Al igual que Patterson, Thouret utilizando la fórmula de Nye, ha calculado los espesores para el Nevado del Tolima, glaciar por glaciar, cuyos valores se observan en la Tabla 10.

TABLA 10. VOLUMENES GLACIARES NEVADO DEL TOLIMA
- Método de Nye (1952), con variaciones de Thouret (1990) -

Código	Nombre Glaciar	Angulo (°)	Espesor (m)	Volumen (m ³)
01	Dulima	26,1	26,1	3'027.600
02	Ambalá	28,0	24,5	1'249.500
03	Krauss	33,7	20,7	2'359.800
04	Totaré	30,0	23,0	4'715.000
05	Pijao	30,3	22,8	2'952.600
06	Schimmer	30,3	22,8	5'107.200
07	Combeima	29,0	23,7	10'321.350
08	Plataforma A	17,0	40,7	4'843.300
	Plataforma B	11,8	56,3	13'737.200

- Angulo promedio glaciares laterales :	25,3°
- Espesor promedio glaciares laterales :	20,1m
- Espesor promedio cima :	48,5m
- Volumen total casquete de hielo :	48'313.550 m ³

7.3. ESTIMACIONES DE ESTE TRABAJO.

Se considera por las apreciaciones de campo, que los mayores espesores se encontrarán en la cumbre del volcán debido a factores tales como: menor pendiente, leve actividad volcánica manifestada en fumarolas y por las condiciones de altitud (superiores a 5100 m para la plataforma glaciar), con frecuentes precipitaciones de nieve y constante baja temperatura .

A manera de explicación se presenta la figura 37, esquema que a nuestro juicio correspondería a un volcán sub-glaciar como sería el caso del Nevado del Tolima, como conclusión de las observaciones de campo, fotográficas y de los sobrevuelos. En esta figura se puede notar el escalonamiento que existe en la zona de transición de los glaciares laterales, a la plataforma.

El cálculo del espesor promedio para cada glaciar se fundamentó en la determinación de espesores tipo o promedio en función de la altitud, asumiendo ciertas condiciones ideales de homogeneidad en las mismas.

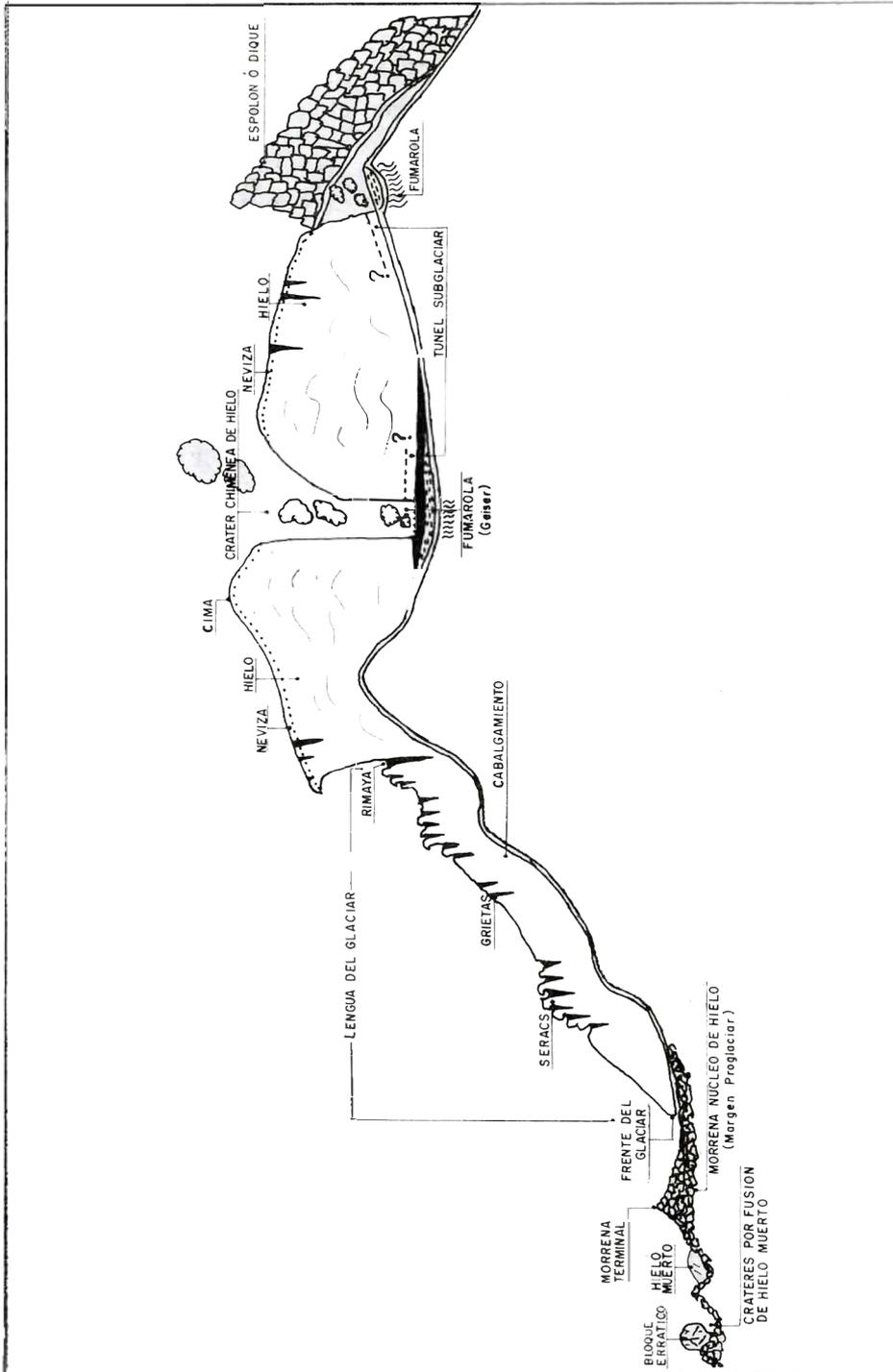


FIGURA 37. Esquema del Volcán Subglaciar Nevado del Tolima.

7.4. CONSIDERACIONES GENERALES.

Es preciso decir que el retroceso glaciar repercute de manera negativa en la dinámica del hielo, de la misma manera como el relieve del sustrato ejerce influencia sobre los cambios superficiales y altitudinales, con amplia injerencia de la pendiente en el grado de conservación de la masa glaciar, sumado a ello factores y condiciones variables del ambiente, tales como precipitación, nubosidad, brillo solar y régimen de vientos, entre otros.

Una visión retrospectiva sobre la capa glaciar del Nevado del Tolima, con apoyo de documentos históricos, permite asegurar que el proceso de retroceso de los hielos se ha ido acelerando en las últimas décadas, con los mayores cambios, bastante significativos en el último decenio. Se puede decir en otras palabras, que los glaciares del Nevado del Tolima están en proceso de extinción, por tal motivo conviene tomar toda la información posible para usarla en forma práctica en el desarrollo de los recursos hídricos.

En realidad, la cobertura glaciar actual es mínima comparada con las masas glaciares que cubrían al Nevado del Tolima a fines del siglo pasado. Cambios climáticos globales, de una u otra manera, han contribuido al desequilibrio del microsistema climático prevaleciente en esta área, con mayor irradiación solar, disminución de las precipitaciones, decrecimiento areal de las zonas de bosque circundantes, que hubieran permitido, si se hubieran conservado inmodificables, el sostenimiento balanceado del régimen hidroclimático, factor determinante en el proceso de acumulación nival y por ende, de un mínimo de ablación.

Por simple inspección se observa un balance de masa glaciar negativo, evidenciado además por la formación de "glaciares muertos", pérdida parcial de la capa de neviza que usualmente recubre los glaciares, acelerando el proceso de ablación glaciar y fragmentación del hielo en zonas de alta pendiente, transversal y longitudinalmente.

Si bien la cuenca glaciar del Combeima es la más extensa, presenta a nuestro juicio, características que pueden ser consideradas como ventajas o desventajas de acuerdo con la óptica con que se le mire. Dichas características obedecen en esencia a la limitada acumulación nival por las fuertes pendientes y alto sometimiento a la radiación solar, especialmente después del mediodía, factor que asegura alto grado de ablación. De hecho, a pesar que las áreas delimitadas para 1991 son de carácter aproximado, simple observación comparativa permite corroborar estas apreciaciones.

El área glaciada del Nevado del Tolima es mínima en comparación con las de otros nevados, como el Ruiz y el Huila, circunstancia que contribuye a un descongelamiento influenciado por el efecto de "autoreforzo", el cual consiste en que entre menor sea el área glaciada, menor es la probabilidad de ampliación o ensanchamiento de la misma, debido a que no puede actuar como agente exógeno en el proceso microclimático.

En síntesis, en superficies glaciares consideradas como pequeñas, tal como el Nevado del Tolima, la zona de acumulación se encuentra a mayor altura sobre el nivel del mar, con un efecto de autorefuerzo menor, en que la leve influencia sobre el microclima por ligero enfriamiento de las masas cercanas de aire y alta reflexión de la radiación solar, hace que la línea de equilibrio sea bastante alta, es decir, que sufra desplazamiento altitudinal progresivo, evidenciado en un acelerado deshielo como el que llevó a dejar sin glaciares a los "nevados" del Quindío y Cisne. La cima del Nevado del Tolima (5215 m), es más alta que la línea de equilibrio, cercana a los 5050 m. El progresivo ascenso de esta línea por influencias climáticas principalmente, ha repercutido fuertemente en el rápido proceso de retroceso horizontal/pérdida de volumen y esto a su vez, en la disminución del efecto de autorefuerzo.

El "cráter-chimenea" es relativamente reciente, (\pm 60 años), el cual posiblemente se vislumbró en la década de los años 40. Antes de esta época no se conoce información al respecto, aunque Klein (1927) no hace mención a cráter alguno, y tampoco en 1941 en el ascenso de los jesuitas. En fotos tomadas en 1972, y hasta la época, se han evidenciado cambios en la morfología de este accidente, tomando como referencia las tomadas en algunos sobrevuelos en los últimos años. Es posible que el cráter algún tiempo haya estado oculto, pero este ha ido ampliando paulatinamente su forma hasta adquirir la que actualmente ostenta, además de irse despejando, hasta el punto de poder apreciarse el fondo del mismo.

Otro proceso evidente de manifestación volcánica es el aumento en área del campo fumarólico correspondiente al "oído". Lastimosamente no existen registros confiables que de alguna manera permitan cuantificar este tipo de variaciones. Llama la atención el hecho que el agua fusionada en este sector corra hacia el interior del edificio volcánico, por medio de una disposición especial de cavernas subglaciares, denotando la existencia de un conducto. De igual manera, las altas temperaturas de las fumarolas a esta altitud intuyen un grado de notoria actividad volcánica.

En relación con los valores calculados para el presente trabajo, se hace énfasis en que son el producto de mediciones en ciertos glaciares, que no abarcaron la totalidad del conjunto por factores expuestos anteriormente, lo que obligó a extrapolación de la información. Es por tanto, el plantamiento de una formulación basada en consideraciones de tipo empírico-analítico, que dieron lugar a consideraciones hipotéticas, con ciertas comprobaciones de campo, pero que, como modelo que es, es susceptible de ser mejorado.

Se considera que el método anteriormente expuesto puede ser empleado en otras montañas nevadas del país siempre y cuando se conozcan las áreas glaciadas y las pendientes reales de las mismas.

Respecto a las áreas estimadas por otros autores, se cree que no se cuantificaron realmente las áreas de los glaciares, circunstancia que no permitió la estimación real de los volúmenes. Es claro sin embargo, que a pesar de haberse calculado áreas

planas e inclinadas para el año de 1987, así como los respectivos volúmenes, las áreas propuestas en esta oportunidad, corresponden a estimativos del año de 1991, cuyas delimitaciones han sido realizadas de manera aproximada, con un grado de incertidumbre, no mayor del 5%.

El lector puede comparar los datos de áreas y volúmenes obtenidos por otros autores (páginas 81, 82 y 83), y podrá apreciar la alta discrepancia existente entre los diferentes resultados obtenidos. Sucede igual con la aplicación específica de los diferentes métodos, circunstancia que permite el espacio para el planteamiento de propias consideraciones, concordantes con la realidad observada.

En cuanto a la posible generación de lahares o flujos de lodo, es importante tener en cuenta factores, tales como la consideración de atribuir una mayor importancia a los volúmenes de neviza y nieve existentes que a los del mismo hielo, y los tiempos de contacto y área de cubrimiento en la eventual depositación de material caliente sobre la superficie glaciar.

8. RECOMENDACIONES

Como quiera que la meta final de este trabajo es la estimación real de los espesores y volúmenes de hielo, es preciso hacer mención que los métodos que podrían dar información confiable de dichos valores lo constituyen los geofísicos. Cualquier utilización de otro tipo de procedimientos, son simples aproximaciones, unas más que otras, pero en sí, aproximaciones.

Es de vital importancia la realización de tareas interdisciplinarias en el campo de la Glaciología, a fin de profundizar en el conocimiento de los glaciares de nuestro país bajo el análisis de las características particulares de nuestras regiones.

Complementariamente, establecer una red de estaciones meteorológicas e hidrológicas, alrededor de los casquetes de hielo que permitan la obtención de datos de buena calidad para estimativos de balance de masas y análisis de retrocesos glaciares.

Por tanto, bajo la perspectiva del cometido mencionado, así como de un mayor conocimiento del fenómeno glaciar es importante que se efectúen actividades específicas, entre otras:

- ☛ Sondeos geofísicos, que permitan conocer los espesores de hielo reales y la topografía del subsuelo.
- ☛ Información hidrológica y climatológica, que sirva como apoyo al conocimiento básico de los sistemas bio-climáticos de Alta Montaña, lo mismo que para la determinación del balance de masa glaciar.
- ☛ Balance de masa glaciar, que determine la diferencia entre la tasa de acumulación

y de deshielo del glaciar, método que puede ser comprobado por la medición del caudal efluente de este.

- Medición topográfica de la ubicación del frente glaciar, con lo cual se puede conocer la magnitud del retroceso glaciar anual.
- Medición del movimiento glaciar, colocando una serie de estacas en el mismo glaciar y verificando su ubicación en forma anual a través de mediciones topográficas.
- Cartografía a diferentes escalas, como herramienta básica para todo tipo de aplicaciones geográficas y glaciológicas.
- Vigilancia aérea rutinaria, que permita obtener registros fotográficos de cambios observados en la morfología glaciar, ubicables en tiempo y espacio.

9. GLOSARIO

En razón a que el desarrollo del presente estudio ha implicado la utilización de diferentes términos, en su mayoría correspondientes a la disciplina de la Glaciología, se presenta la definición de algunos de ellos a manera de ilustración, bajo la pretensión que sea de fácil entender para conocedores y no conocedores del texto expuesto.

Dicha terminología es:

Ablación (Deshielo). Procesos por los cuales un glaciar pierde parte de su hielo o nieve, ya sea por fusión, evaporación, erosión eólica, avalanchas, etc. Es el proceso más visible que se evidencia en el retroceso de las lenguas de hielo. La fusión superficial deja formas residuales compuestas por hielo muerto y detritos que sobresalen de la superficie del glaciar.

Acumulación o Alimentación. Incluye todos los procesos por los cuales el hielo sólido y la nieve son adicionados a un glaciar o capa de hielo.

Agrietamiento. Fenómeno que se presenta como resultado del movimiento y que junto con la ablación (fusión) provocan la formación de grietas que favorecen la canalización de aguas, aumentando la inestabilidad del hielo.

Balance Glaciar. Es la suma algebraica de las cantidades positivas que representan la acumulación y de las negativas que representan la ablación.

Circo Glaciar. Depresión de forma globular, más o menos circular, en parte rodeada por pendientes abruptas, de fondo plano, a veces cerrada por un umbral en la parte baja.

Efecto de Auto-Refuerzo. Influencia sobre el macroclima por enfriamiento de las masas cercanas de aire y alta reflexión de la radiación solar.

Espolones. Corresponden a geofomas que en el caso del Nevado del Tolima están conformadas por coladas de lava que fluyeron del cráter y que fueron consolidadas muy cerca a su salida, por la viscosidad característica de las lavas ácidas.

Estrato-volcanes. Son volcanes con estructuras cónicas en las que se acumulan lavas o piroclastos en capas o estratos y en los que es muy común el desarrollo de una red de drenaje radial.

Fluvioglaciario. Relativo a la acción combinada de ríos y glaciares.

Fumarola. Orificio en el suelo, sobre superficie volcánica del cual salen vapor y otros gases volátiles como dióxido de carbono, agua, etc.

Geiser o geyser. Manantial en una superficie volcánica, del cual sale constantemente agua caliente y vapor.

Glacial. Relativo al período del tiempo durante el cual las temperaturas descienden como consecuencia de la disminución en la radiación solar que recibe la tierra.

Glaciar. Masa continua de hielo y rocas detríticas en movimiento cuya dinámica radica en el juego entre las condiciones de alimentación-acumulación y ablación-fusión.

Hielo Muerto. Hielo residual, inmóvil, que persiste en una depresión o en el borde de un glaciar.

Línea de Equilibrio. Es la línea media imaginaria que separa a las zonas de acumulación y de deshielo dentro de un glaciar.

Límite de nieves del glaciar. Se refiere al límite inferior del hielo permanente del glaciar.

Margen Proglaciar. Borde de un glaciar donde ocurren procesos específicos como acumulación de hielo muerto, acumulación de los materiales rocosos que abandona el glaciar en su retroceso, fusión del hielo, fuentes de aguas subglaciares, etc.

Morrena. Materiales heterométricos transportados y depositados por un glaciar.

Morrena Frontal. Morrena depositada en el extremo de una lengua glaciar. A veces forma arcos morrénicos, sobre todo cuando se trata de una morrena de empuje.

Nevado. Es, en nuestro medio, sinónimo de montaña con cobertura glaciar. Región cubierta de neviza, donde tiene su origen el glaciar.

Neviza. Nieve compuesta de granos cristalinos que se ha compactado por congelaciones sucesivas. La neviza es ocho veces más compacta que la nieve. De los granos de neviza se forma, por fusión, el geloide, el que a su vez por cristalización forma el hielo de un glaciar.

Rimaya. Es la grieta que en la parte superior o cima de un glaciar separa una pared rocosa del glaciar o a una masa glaciar de otra.

Serac o sérac. Nombre Saboyano de la leche cortada, asimilado al cuarteamiento entre las grietas de un glaciar.

10. AGRADECIMIENTOS

Reconocimiento de gratitud a los señores David Bejarano y Blas Gustavo Albarán, conocidos afectuosamente en el medio del montañismo como "Truman" y "Blas" respectivamente, miembros de la Asociación Tolimense de Montañistas Escaladores y de la Cruz Roja del Tolima. Así mismo al señor Nelson Cardona, montañista y guardabosque del INDERENA, quienes con su esfuerzo lograron que parte de los objetivos propuestos en las comisiones de campo se pudieran cumplir.

De manera especial al señor Erwin Krauss, uno de los pioneros de los ascensos al Volcán Nevado del Tolima y del montañismo en Colombia, quien nos permitió conocer sus valiosos registros fotográficos, y facilitó las fotografías de la travesía de 1943. Igualmente, a los profesores Ekkehard Jordan de la Universidad de Heinrich-Heine - Dusseldorf (Alemania) y Jean-Claude Thouret de la Universidad Blaise Pascal - Clermont Ferrand (Francia) por el aporte de material y conceptos sobre el objeto de este trabajo.

A la Subdirección Cartográfica del Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", en cabeza de los Ingenieros Carlos Mendoza P. y Myriam Ardila T., y en especial al Ingeniero Antonio Serrano P. por su decidida ayuda para la elaboración de la cartografía. A la Fuerza Aérea Colombiana, Base Aérea de Melgar, tripulantes de helicópteros Hughes-530, utilizados en los diferentes sobrevuelos.

Al señor Hernán Luis Marín, funcionario de la Regional Alto Magdalena del Ingeominas, de gran voluntad, fogosidad y sacrificio en el desarrollo de sus labores, así como al Químico Fabio García G., funcionario de la Subdirección de Química quien efectuó los análisis de las muestras de agua de fusión natural de hielo.

En general, a los compañeros de la Unidad Operativa -Centro de Observación Sismológica y Vulcanológica, sede de Ingeominas en Manizales, por los diferentes comentarios enriquecedores y permitir niveles de discusión acerca del texto y nuestras dudas.

11. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AMABLE, H., 1922. *Mapa de la Región del Macizo Colombiano. Escala 1:280.000.* En: FRIEDLANDER, Zt. F. *Vulkanologie*, Bd.x, 1926/27.
- ASOCIACION TOLIMENSE DE MONTAÑISTAS Y ESCALADORES (ATME), 1985. *Rutas de ascenso a la cumbre del Nevado del Tolima.* Montinotas No 8. 11 p. Ibagué.
- BIROT, P., 1972. *Tratado de Geografía Física General.* Edit. Vicens-Vives, Barcelona, Edic. 2a.
- BOHORQUEZ, O., 1994. *Informe de la actividad de los volcanes Nevado del Ruiz y Nevado del Tolima (enero-marzo de 1994).* Ingeominas. Informe interno. Manizales.
- BÜRGUER, O., 1922. *Kolumbien.* 280 p. Leizig.
- CALDAS, F., 1806. *La Altura del Tolima.* Anales de Ingeniería. Fotocopias sin información.
- CEPEDA, H. y MURCIA, A., 1988. *Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del Nevado del Tolima,* Boletín Geológico Ingeominas Vol.29. No.3. p.34-75. Bogotá.
- FINSTERWALDER, R., 1992. *Mapa Nevado del Tolima. Escala 1:12.500.* Cartografía y Reproducción de la Universidad Técnica de Munich.
- FLOREZ, A., 1989. *Evidencias de inestabilidad en los sistemas morfoodinámicos de Alta Montaña: Colombia, sus Gentes y Regiones.* IGAC, No 13. Bogotá.
- 1990. *La recesión de los glaciares colombianos desde la pequeña edad glaciaria.* Colombia Geográfica, IGAC. Vol. XVI. No. 1. Bogotá.
- y OCHOA, F., 1990. *Nevado del Tolima.* Colombia, sus Gentes y Regiones. No. 20. IGAC. Bogotá.
- 1993. *Los Nevados de Colombia. Glaciares y Glaciaciones.* Análisis Geográficos No. 22. IGAC. Bogotá.
- FRIEDLANDER, L., 1926/27. *Uper einige Vulkane Kolumbiens.* Zt. F. *Vulkanologie*, Bd. X, p.159-172 y 223-231.
- GIL, F. y otros., 1989. *Informe sobre la actividad sísmica del Volcán Nevado del Tolima en el período comprendido entre agosto 28 y diciembre 31 de 1988.* Ingeominas. Informe interno. Manizales.

GOLAY, K., 1929. "Der Tolima, 5620 m, in Kolumbien". DA, V.5, Sp. p.337-345.

HANTKE, G. y PARODI, I., 1966. *Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Part XIX Colombia, Ecuador and Perú.* Internat. Volcanol. Assoc., p.73. Naples.

HERD, D. 1982., *Glacial and Volcanic Geology of the Ruiz-Tolima volcanic complex, Cordillera Central, Colombia.* Publicación Especial Ingeominas No. 8. p.1-48. Bogotá.

HERZOG, M., 1967. *La Montaña.* Editorial Labor. Barcelona.

HETTNER, A., 1893. *Die Anden des westlichen Kolumbien.* PGM, p.129-136.

HOECK, H., 1940. "The highest snow peak of Colombia". La Ruta, Año 2, No 4, 17-5,36. Mar. p.188-196. Bogotá.

HOPP, W., 1953. *Unter den Gipfeln der Anden.* p.264. Berlin.

HUBER, H., 1930. *Die Ersteigung des Tolima Kolumbien 5600 m»* Andina, v. 8. Sep-Oct. p.122-129.

HUMBOLT, A. v., 1856. *Viaje a las Regiones Equinocciales del Nuevo Continente.* Imprenta López. 2da. Edición. Tomo II. 364 p. Buenos Aires.

INSTITUTOGEOGRAFICOAGUSTINCODAZZI(IGAC), 1974. *Mapa Topográfico escala 1:100.000, elaborado con base en fotos aéreas de 1959.*

——— 1985. *Fundamentos para la definición de pisos bioclimáticos.* Análisis Geográficos No. 11. Bogotá.

——— 1986. *Proyecto Ecodinámico. Cartografía Integrada de los medios naturales de Cordillera Central Colombiana.* Análisis Geográficos No. 5. Plancha No. 225 - El Ruiz. 92 p. Bogotá.

——— 1992. *Mapa Nevado del Tolima 1959. Proyecto Especial. Escala del Mapa 1:10.000.* Bogotá.

——— 1992. *Mapa Nevado del Tolima 1987. Proyecto Especial. Escala del Mapa 1:10.000.* Bogotá.

INSTITUTO DE RECURSOS NATURALES RENOVABLES (INDERENA), 1986. *Nevados, centro de los Andes Colombianos.* Espacio Común: Revista de los Parques Nacionales de Colombia. Vol.1. No. 11. Bogotá.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOCIENCIAS, MINERIA Y QUIMICA (INGEOMINAS)., 1989. *Observatorio Vulcanológico de Colombia*. Boletín Informativo No.26. Manizales.

——— 1991. *Observatorio Vulcanológico de Colombia*. Boletín Informativo No. 55. Manizales.

——— 1991. *Observatorio Vulcanológico de Colombia*. Boletín Informativo No. 59. Manizales.

JORDAN, E. y otros., 1989. *The Recent Glaciation of the Colombian Andes*. En : Zbl. Geol. Paläont. Teil I. Stuttgart.

JORDAN, W., 1978. *Tratado General de Topografía*. Edit. Gustavo Gili S.A. Barcelona.

KLEIN, H., 1927. *El Nevado del Tolima: Expedition am 10 Dez. 1926*. (Meiner lieben Emmi gervidmet am Tage de Vermahlung). Bogotá. KL. Abend. Unpublished. Photos. Map.

——— 1940. "*The First ascent to the highest peak of the Central Cordillera*". La Ruta. Año 2. No. 4. 17-5. 36. Mar. p.162-188. Photos. Map. Bogotá.

KRAUSS, E., 1944. "*Relatos de un excursionista por las cimas nevadas de nuestras Cordilleras*". Boletín Sociedad Geográfica Colombiana. Vol.7. No 3. May. p.331-333. Photos. Bogotá.

KRUGER, E., 1927. "*Kolumbien. Eine Besteigung des Tolima*", Zeitschrift Fur Vulkanologie. Band 10. Heft 3. March. p.155-158. Photos (Tafels 8-17). Map p.173.

LAGAREC, D. et CAILLEUX A., 1972. *Correlation entre épaisseur moyenne, épaisseur maximale et surface des glaciers*. Z. Geomorph.N.F. Berlin-Stuttgart.p.18-25.

LINDER, W., 1993. *Pérdidas en la masa de hielo en el Nevado del Ruiz causadas por procesos climáticos y erupciones durante los últimos 50 años*. Análisis Geográficos. No.23. IGAC. 113p.. Bogotá.

LLANO, M., 1990. *Los Páramos de los Andes*. Edit Montoya Y . p.314. Bogotá.

LLIBOUTRY, L., 1977. *Dans Grande Encyclopedie de la Montagne*. Ediciones Atlas. Paris.

MENDEZ, R., 1989. *Catálogo de los volcanes activos de Colombia*. Boletín Geológico Ingeominas. Vol.30. No.3. p.75. Bogotá.

MOFFIT, F., 1967. *Photogrammetry*. Scranton.

- NYE, J.F., 1952. *The Flow of Glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity*. Proceedings of the Royal Society of London. A.V. 207. p.554-572. London.
- OESTREM, G. and others., 1976. *Glaciological Investigations at Nigardsbreen*. Norsk Geogr. Tidsskr. Vol.30. p. 187- 209. Norway.
- OPPENHEIM, V., 1942. *Pleistocene glaciations in Colombia, S.A.* Primer Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología. Santiago de Chile.
- PARIS, G. 1946. *Geografía Económica de Colombia*. Tomo VII-Tolima. Publicaciones de la Contraloría General de la República. Edit. Santafé. 1946. Bogotá.
- PARKER, Sybil P., 1984. *Dictionary of Earth Sciences*. Mc Graw-Hill Book Company. Third Edition. New York.
- PATERSON, W., 1981. *The Physics of Glaciers*. Pergamon Press. 2a.Ed. 380 p. New York.
- RAMIREZ, J., 1975. *Historia de los Terremotos en Colombia*. IGAC. 250 p. Bogotá.
- REICHEL, D.G., 1946. *Toponimia del Tolima y Huila*. Rev. Inst. Etnológico Nal. Vol.II (2). p.105-131. Bogotá.
- SAPPER, K., 1927. *Vulkankunde Stuttgart*. p.424.
- SCHENK, F.V., 1883. *Reisen in Antioquia im Jahre 1880.-* PGM. p.81-93.
- SIMKIN and others., 1981. *Volcanoes of the world*. Smithsonian Institute. 232p. Washington.
- STÜBEL, A. y WOLF, T., 1906. *Die Vulkanberge von Colombia*. Verlag von Wilhelm Baensch. p.130. Dresden.
- THOURET, J. y PEREZ, A., 1981. *Geodinámica actual y reciente de las vertientes de la Cordillera Central, Departamentos del Tolima, Caldas, Risaralda y Quindío*. Memoria del Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia. Separata Revista CIAF. Vol.6. No.1-3. Bogotá.
- y otros., 1985. *Aspectos volcano estructurales y dinamismo eruptivo reciente de los volcanes Cerro Bravo y Nevado del Tolima, Cordillera Central de Colombia*. Memorias Sexto Congreso Latinoamericano de Geología. Tomo I. p. 269-288. Bogotá.
- 1989. *Geomorfología y Crono-estratigrafía del Macizo volcánico Ruiz-Tolima. Cordillera Central Colombiana, Transecto Parque Los Nevados (2a.parte)*. Vol. 3. Berlin-Stuttgart.

———1990. *Effects of the November 13 1985 eruption, on the snow pack and ice of Nevado del Ruiz Volcano*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 41. Elsevier Science Publishers. Amsterdam.

TORRES, C. y THOURET, J., 1986. *Proyecto Ecodinámico. Cartografía Integrada de los medios Naturales de la Cordillera Central Colombiana*. Análisis Geográficos No. 5. p.92. Bogotá.

WILHELMY, H. 1957. *Eiszeit und Eiszeitklima in den feuchttropischen Anden*. - PGM, Erg. - H. 262. p. 281 - 310.

WOLFF, F.v. 1929. *Der Vulkanismus*. - Ban 1 und 2. Stuttgart.



ANEXOS

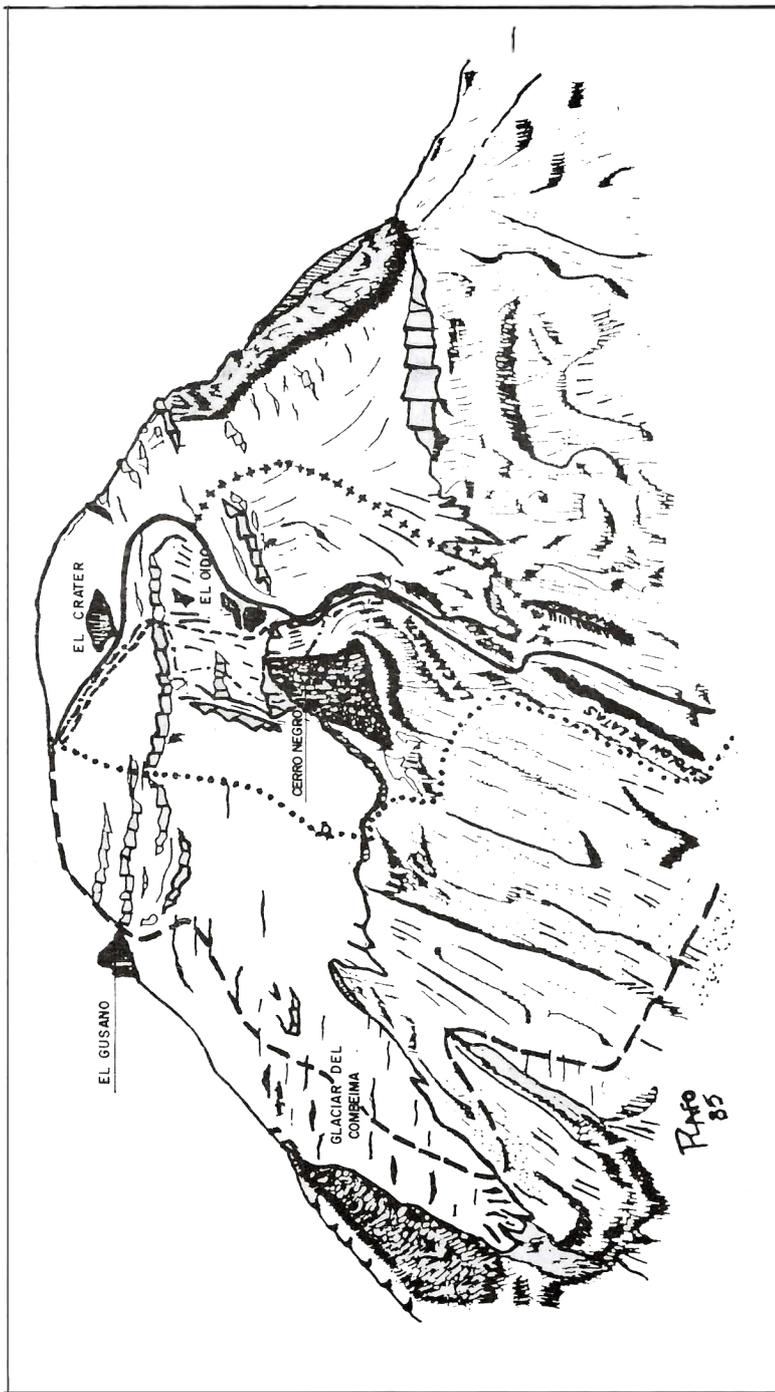
1. MAPA VOLCAN NEVADO DEL TOLIMA
2. RUTAS DE ASCENSO POR LA CARA SUR - OESTE (Esquema)
3. RUTAS DE ASCENSO POR LA CARA SUR (Esquema)



INGEOMINAS	
Rutas de ascenso al Nevado del Tolima - Cara sur-oeste	
Autor: Tomado de ATME, R. Guarnizo A., 1985.	Dibujo: Rafa el Guarnizo A., (+) Noviembre, 1994
Sin Escala	ANEXO 2

-  Ruta de Schimmer. Normal accidental
-  Variante directa de la normal
-  Escalada al Gusano, retomando la normal
-  Travesía y ascenso por la lengua del Combeima

100961 F



INGEOMINAS	
Rutas de ascenso al Nevado del Tolima - Cara sur .	
Autor: Tomado de ATME, R. Guarnizo A., 1985.	Dibujo: Rafael Guarnizo A. (+)
Sin Escala	Noviembre 1994 ANEXO 3

-  Ruta Normal Sur
-  Variante de la ruta normal
-  Variante directa por el Oido
-  Travesía y ascenso por la lengua del Combeima
-  Ruta directa por el oriente del Glaciar Combeima

100962F



