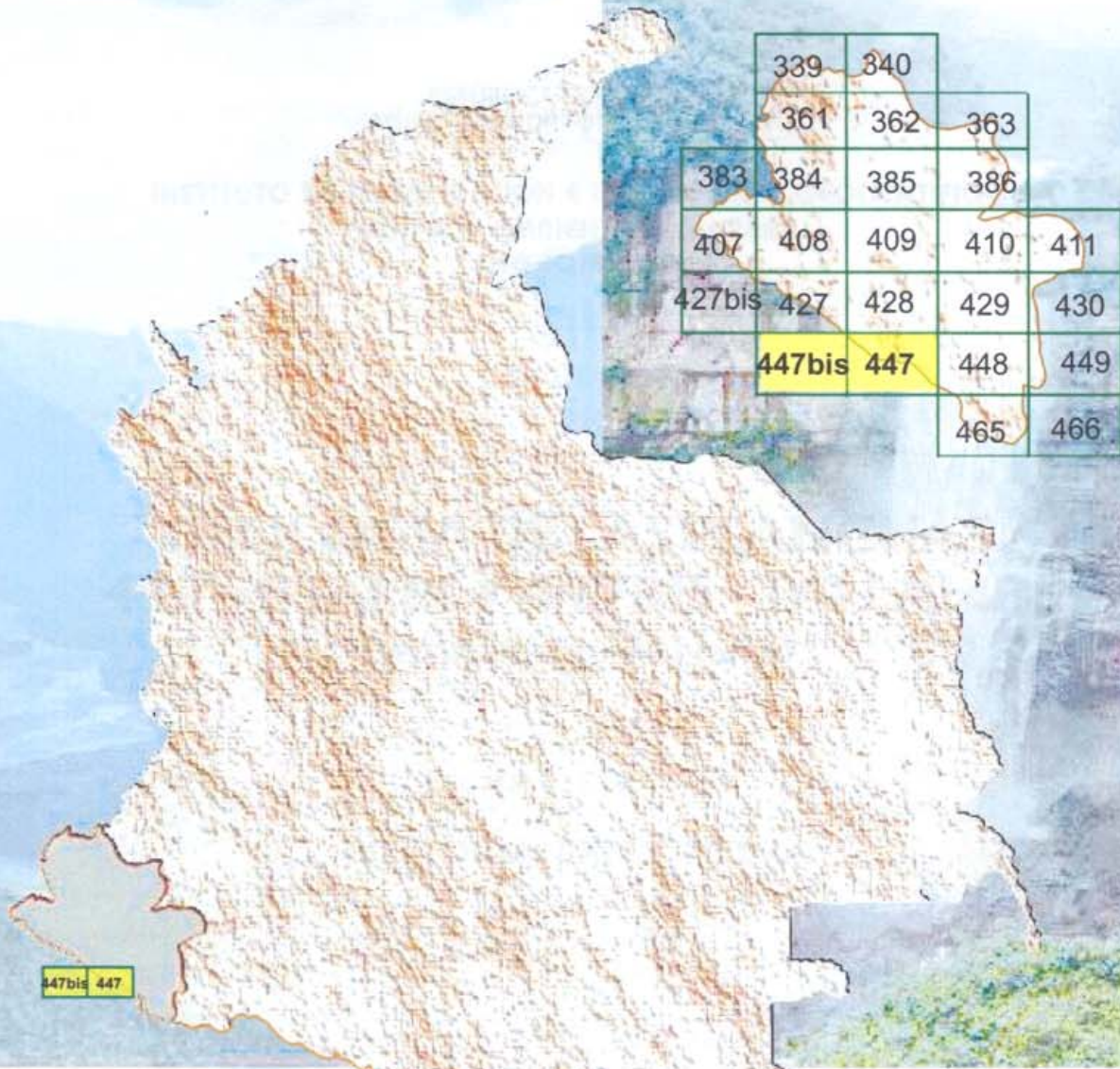


www.ingeoformas.gov.co



# COLOMBIA

## GEOLOGÍA DE LAS PLANCHAS 447 - IPIALES y 447 BIS - TALLAMBÍ



Escala 1:100.000  
Memoria Explicativa  
2004



¡Siente tu bandera,  
cree en tu país!

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

**GEOLOGIA DE LA PLANCHAs  
447 - IPIALES Y 447BIS- TALLAMBÍ  
Departamento de Nariño**

**Escala 1:100.000  
MEMORIA EXPLICATIVA**

**Por  
MARTA EDITH VELÁSQUEZ DAVID  
EDUARDO PARRA PALACIO**

**2002**

**INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN E INFORMACIÓN  
GEOCIENTÍFICA, MINERO – AMBIENTAL Y NUCLEAR**

Diagonal 53 No 34 – 53, A.A. No 48 – 65  
Bogotá, D.C., Colombia  
www. Ingeominas.gov.co

**Dirección General**

Adolfo Alarcón Guzmán

**Subdirección de Reconocimiento Neocientíficos**

Georgina Guzmán Ospina

**Proyecto Levantamiento, Compilación y Generación  
de la Información Geológica y Geomorfológica**

Alberto Ochoa Ospina

**Subdirector de la Información Geocientífica**

Julián Escallón Silvia

**Almacenamiento, Suministro y Divulgación  
De la Información Geocientífica (e)**

José Nelson Patiño Pérez

**Coordinación Producción Editorial**

Gladys María Pulido Reyes

**Diseño y Diagramación**

Luis Eduardo Galvis C.

**Impresión**

INGEOMINAS

Esta publicación es de INGEOMINAS  
Cofinanciada por el fondo Nacional de Regalías

Prohibida la Reproducción total o parcial de esta obra, por  
cualquier medio, sin autorización escrita de INGEOMINAS

# CONTENIDO

<b>RESUMEN</b> .....	<b>9</b>
<b>1. INTRODUCCION</b> .....	<b>10</b>
<b>2. GENERALIDADES</b> .....	<b>11</b>
2.1 LOCALIZACIÓN.....	11
2.2 VÍAS DE COMUNICACIÓN .....	11
2.3 POBLACIÓN Y ACTIVIDAD SOCIOECONÓMICA.....	13
2.4 CLIMA Y VEGETACIÓN.....	14
2.4.1 Nival (N).....	16
2.4.2 Páramo SubAlpino (p-SA).....	16
2.4.3 Bosque muy húmedo Montano (bmh-M) .....	16
2.4.4 Bosque húmedo Montano (bh-M) .....	16
2.4.5 Bosque pluvial Montano Bajo (bp-MB) .....	17
2.4.6 Bosque muy húmedo Montano Bajo (bmh-MB) .....	17
2.4.7 Bosque húmedo Montano Bajo (bh-MB) .....	17
2.4.8 Bosque seco Montano Bajo (bs-MB).....	17
2.4.9 Bosque pluvial PreMontano (bp-PM).....	18
2.4.10 Bosque muy húmedo PreMontano (bmh-PM).....	18
2.4.11 Bosque húmedo PreMontano (bh-PM).....	18
2.5 FISIOGRAFÍA .....	18
2.6 HIDROGRAFÍA.....	18
2.7 ESTUDIOS ANTERIORES .....	19
2.8 METODOLOGÍA.....	22
<b>3. GEOMORFOLOGIA</b> .....	<b>255</b>
3.1 ALTIPLANO NARIÑENSE .....	25
3.1.1 Planicie de Túquerres – Ipiales .....	25
3.1.2 Colinas bajas de Guachucal .....	27
3.1.3 Valle aluvial del río Las Juntas.....	27
3.2 CAÑON DEL RIO GUÁITARA.....	27
3.3 CORDILLERA OCCIDENTAL.....	27
3.3.1 Edificios volcánicos.....	27
3.3.2 Formas glaciares y periglaciares.....	28
3.3.3 Vertientes montañosas .....	28
<b>4. ESTRATIGRAFIA</b> .....	<b>29</b>
4.1 GRUPO DIABÁSICO (K <sub>2db</sub> ).....	29
4.1.1 Litología.....	30
4.1.2 Contactos .....	30

4.1.3 Origen .....	31
4.1.4 Edad .....	31
<b>4.2 GRUPO DAGUA (K<sub>2</sub>da).....</b>	<b>32</b>
4.2.1 Litología.....	33
4.2.1.1 Arcillolitas y Areniscas del río Tambo (K <sub>2</sub> daa).....	33
4.2.1.2 Limolitas silíceas de Tiuquer (K <sub>2</sub> das).....	37
4.2.2 Contactos .....	39
4.2.3 Origen .....	42
4.2.4 Edad .....	42
<b>4.3 ROCAS INTRUSIVAS.....</b>	<b>42</b>
4.3.1 Cuarzodiorita de Tallambí - (E <sub>3</sub> N <sub>1</sub> cdtl).....	42
4.3.1.1 Litología .....	43
4.3.1.2 Origen.....	43
4.3.1.3 Edad.....	44
4.3.2 Pórfidos Andesíticos del río Perlas (E <sub>3</sub> N <sub>1</sub> pap).....	45
4.3.2.1 Litología .....	45
4.3.2.2 Contactos.....	45
4.3.2.3 Origen.....	45
4.3.2.4 Edad.....	46
<b>4.4 ROCAS EXTRUSIVAS .....</b>	<b>47</b>
4.4.1 Edificios Volcánicos Pliocénicos.....	47
4.4.1.1 Andesitas del río Guáitara (N <sub>2</sub> agt).....	47
4.4.1.1.1 Litología .....	49
4.4.1.1.2 Origen.....	49
4.4.1.1.3 Edad .....	49
4.4.1.2 Andesitas de Macas (N <sub>2</sub> amc) .....	50
4.4.1.2.1 Litología .....	50
4.4.1.2.2 Edad.....	51
4.4.1.3 Andesitas Porfídicas del Cerro Negro del Encino (N <sub>2</sub> acne).....	51
4.4.1.3.1 Litología .....	51
4.4.1.3.2 Edad.....	52
4.4.1.4 Andesitas del Cumbal Antiguo (N <sub>2</sub> aca) .....	53
4.4.1.4.1 Litología .....	54
4.4.1.4.2 Edad .....	54
4.4.1.5 Andesitas de Pajablanca (N <sub>2</sub> apb) .....	54
4.4.1.5.1 Litología .....	55
4.4.1.5.2 Edad.....	56
4.4.2 Edificios volcánicos del Pleistoceno Inferior. ....	56
4.4.2.1 Andesitas del Cerro Canguil (Q <sub>1</sub> ac).....	57
4.4.2.1.1 Litología .....	58
4.4.2.1.2 Contacto .....	58

4.4.2.2 Cerro Crespo - Nasate (Q <sub>1</sub> acnn).....	59
4.4.2.2.1 Litología .....	60
4.4.2.2.2 Contactos .....	61
4.4.2.3 Andesitas del Cerro Granizo (Q <sub>1</sub> ag).....	61
4.4.2.3.1 Litología. ....	62
4.4.2.3.2 Contactos. ....	63
4.4.2.4 Andesitas de Cerro Colorado (Q <sub>1</sub> acc).....	63
4.4.2.4.1 Litología. ....	63
4.4.2.4.2 Contactos.....	64
4.4.3 Edificios volcánicos del Pleistoceno Superior .....	64
4.4.3.1 Andesitas del Cerro Negro de Mayasquer (Q <sub>1</sub> acnm, Q <sub>1</sub> pcnm).....	65
4.4.3.1.1 Etapa Basal - (Q <sub>1</sub> pcnm <sub>1</sub> ).....	65
4.4.3.1.2 Etapa de construcción del edificio (Q <sub>1</sub> acnm <sub>1</sub> ) .....	66
4.4.3.1.3 Etapa de destrucción del cono .....	67
4.4.3.1.4 Edad.....	72
4.4.3.2 Andesitas del Chiles (Q <sub>1</sub> ach) .....	72
4.4.3.2.1 Litología .....	73
4.4.3.2.2 Edad .....	74
4.4.3.3 Andesitas del Cumbal Moderno (Q <sub>1</sub> acm) .....	74
4.4.3.3.1 Litología .....	76
4.4.3.3.2 Edad.....	77
4.4.3.4 Depósitos de Cenizas de Rumichaca (Q <sub>1</sub> dcr).....	77
4.4.3.4.1 Litología .....	78
4.4.3.4.2 Edad.....	80
4.4.3.5 Depósitos de Origen Glaciar (Q <sub>1</sub> dg) .....	80
4.4.3.5.1 Litología .....	81
4.4.3.5.2 Edad.....	82
4.4.3.6 Depósitos Aluviales .....	82
4.4.3.6.1 Depósitos Torrenciales (Q <sub>1</sub> t).....	82
4.4.3.6.2 Depósitos aluviales (Q <sub>2</sub> al) .....	83
<b>5. GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....</b>	<b>84</b>
5.1 <i>FALLAS</i> .....	844
5.1.1 Falla La Ceja.....	84
5.1.2 Falla El Tambo .....	84
5.1.3 Falla San Felipe .....	85
6.2 <i>DIACLASAS</i> .....	85
6.3 <i>PLIEGUES</i> .....	85

<b>6. GEOLOGÍA ECONÓMICA .....</b>	<b>87</b>
<b>7. EVOLUCIÓN HISTÓRICA.....</b>	<b>889</b>
<b>8. AMENAZAS NATURALES.....</b>	<b>90</b>
8.1 AMENAZA SISMICA .....	90
8.2 AMENAZA POR MOVIMIENTOS EN MASA .....	95
8.3 AMENAZA POR AVENIDAS TORRENCIALES.....	96
8.4 AMENAZA VOLCÁNICA .....	967
<b>9. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS .....</b>	<b>98</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio	12
Figura 2. Mapa de Zonas de Vida (Espinal, 1977) en la zona de estudio	15
Figura 3. Fuentes de información de plancha 447 y 447 Bis	21
Figura 4. Líneas de vuelo en el área de estudio	24
Figura 5. Mapa Geomorfológico del área de la plancha 447 y 447 Bis, esquemático	26
Figura 6. Foliación y plegamiento en arcillolitas y areniscas del río Tambo	35
Figura 7. Olistolitos en conglomerados del río Tambo	35
Figura 8. Secuencia de Bouma (tomado de Bouma, 1962)	36
Figura 9. Limolitas silíceas de color verde, Tiuquer (Cumbal).	38
Figura 10. Modelo de depositación de los sedimentos del “Grupo del Dagua”. Etayo-Serna et al, 1982	41
Figura 11. Intrusión de silo de pórfido andesítico en Arcillolitas y Areniscas del Río Tambo	46
Figura 12. Lavas masivas y autobrechadas de Macas	50
Figura 13. Deposito de bloques y cenizas, por colapso parcial del Cerro Negro del Encino	52
Figura 14. brecha del borde caldérico del Cumbal Antiguo	53
Figura 15. Lavas del volcán Pajablanca	55
Figura 16. Vista panorámica del Cerro Canguil	57
Figura 17: Caldera de Nasate vista desde Guachucal	59
Figura 18. Estructura circular al interior de la caldera Nasate – Crespo	60
Figura 19. Domos ( ) centrales del cráter del Cerro Granizo	62
Figura 20. Lavas occidentales del Cerro Colorado	64

Figura 21. Volcán Cerro Negro de Mayasquer, vista hacia el sur	66
Figura 22. Ignimbritas de Tiuquer-San Felipe (1), Mayasquer-Puente Palo (2) y la Moledora (3)	68
Figura 23. Flujos piroclásticos tardíos (La Ceja, Q <sub>1</sub> pcnm <sub>5</sub> ) del volcán Cerro Negro de Mayasquer	69
Figura 24. Volcán Chiles, vista del carácter colapsado. En primer plano, pequeña morrena	71
Figura 25. Lavas megacordadas del volcán Chiles. Foto IGAC, vuelo C-2468	72
Figura 26. Cañón del río Blanco, con depósito de Avalancha de Escombros en la margen derecha	73
Figura 27. Volcán Cumbal Actual, cráter Punta Vieja a la derecha	75
Figura 28. Distribución de tamaños máximos de pómez, erupción del volcán Soche, 9670 años b.p.	76
Figura 29. Depósito de Cenizas de Rumichaca. Carretera Ipiales - Pupiales	78
Figura 30: Piroclastos de caída del Volcán Soche con láminas coluviales oscuras producidas por lluvias fuertes simultáneas	79
Figura 31. Valle glaciario del río Blanco con morrena lateral y campo de Drumlins	81
Figura 32. Complejo de terrazas torrenciales del río San Juan	83
Figura 33: Zonificación de amenaza sísmica en el área de estudio (según AIS, UNIANDES, INGEOMINAS, 1996)	91
Figura 34. Sismicidad en el área de estudio, registrada por la RSNC, entre 1993 y 2001	92
Figura 35: Perfil sísmico para los sismos registrados por RSNC en el área de trabajo	93



## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Población en los municipios ubicados en el área de las Planchas 447 y 447 Bis	14
Tabla 2. Características mineralógicas de los flujos lávicos y piroclásticos de los edificios volcánicos ubicados en la Plancha 447	48

## ANEXOS

<b>Anexo 1. Listado de estaciones.....</b>	<b>102</b>
<b>Anexo 2. Resultados de análisis para sedimentos finos por Espectrografía de Emisión .....</b>	<b>108</b>
<b>Anexo 3. Sismicidad registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (R.S.N.C) entre 1993 y 2001.....</b>	<b>110</b>

## RESUMEN

Las planchas 447 Ipiales y 447 Bis - Tallambí, localizadas al extremo sur de Colombia en límites con Ecuador, están constituidas por rocas ígneas y sedimentarias con edades que van desde el Cretáceo Superior hasta el presente.

Las rocas más antiguas pertenecen a los Grupos Dagua y Diabásico, compuestos por sedimentitas detríticas y volcanosilíceas el primero y diabasas y basaltos el segundo. Particularmente importante en la evolución geológica, es el magmatismo Eoceno que permitió el emplazamiento de la Cuarzodiorita de Tallambí y los intrusivos hipoabisales asociados a ella.

El vulcanismo posterior al Mioceno formó numerosos edificios de tipo lávico y compuesto, que se sucedieron casi individualmente en el tiempo y se extinguieron en la mayor parte de las veces por colapso del edificio principal. De esta manera se pudieron definir 5 focos volcánicos pliocénicos de tipo andesítico: Guáitara, Macas, Cerro Negro del Encino, Cumbal Antiguo, y Pajablanca. En el Pleistoceno Inferior, se continúa la actividad volcánica con los edificios

andesíticos de: Canguil, Crespo-Nasate, Granizo y Colorado. A finales del Pleistoceno se desarrollaron los edificios de Cerro Negro de Mayasquer, Chiles y Cumbal Moderno, considerados como volcanes activos.

Solamente las rocas cretácicas revelan un tectonismo importante, mientras que las rocas volcánicas Pliocenas - Pleistocénicas revelan diaclasamientos mínimos. Un elemento final en la conformación del paisaje lo constituyen depósitos de cenizas volcánicas y loess, en gran parte originadas por el vulcanismo Cuaternario del Ecuador.

A pesar de que en superficie no se encontraron evidencias de fallamiento Cuaternario, la sismicidad histórica indica un riesgo sísmico alto. La amenaza volcánica, aunque con estudios preliminares, requiere investigación futura y apoyo de dataciones. Las avenidas torrenciales son un factor importante de amenaza en el sector occidental en la cuenca del río San Juan.

Los análisis geoquímicos no muestran datos anómalos para los 32 elementos analizados, que permitan definir áreas para exploración mineral en más detalle.

# 1. INTRODUCCION

El Instituto de Investigación e información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear, INGEOMINAS, desarrolla actualmente el proyecto “Compilación y Levantamiento de la Cartografía Geológica y Geomorfológica del Territorio Nacional”, como parte del Plan Nacional de Desarrollo, Plan Nacional de Prevención y Atención de Desastres y la Agenda Pacifico siglo XXI, con ello pretende mejorar el conocimiento del suelo y subsuelo que facilite a las entidades y personas plantear acciones que permitan a las comunidades e instituciones gubernamentales y privadas, mejorar las condiciones socioeconómicas y ambientales de las regiones.

Este estudio se realizó con el objetivo de ampliar el conocimiento que se tenía de la Plancha 447 - IPIALES a escala 1:100.000, complementada con la Plancha 447 Bis – TALLAMBÍ que por su localización en la

frontera con el Ecuador, solamente tiene un área del orden de los 20 Km<sup>2</sup>. Para tal efecto se elaboró la cartografía geológica y geomorfológica, lo que permite conocer la composición y evolución de la corteza terrestre en el área de las planchas 447 y 447 bis, además de algunas características físicas, físico-mecánicas y de fenómenos naturales asociados al paisaje. Con esta información, se tendrá una herramienta muy valiosa para la toma de decisiones acertadas en relación con la planificación y uso apropiado del suelo, el conocimiento de los recursos minerales no renovables, el ordenamiento territorial y de la infraestructura, expansión urbana, conocimiento, prevención y mitigación de amenazas naturales y aprovechamiento del espacio natural. A su vez esta información geológica y geomorfológica servirá para actualizar el Atlas Geológico Digital de Colombia y/o generar mapas de aquellas zonas sin información cartográfica.

## 2. GENERALIDADES

El Departamento de Nariño se divide fisiográficamente en varias zonas con contrastes amplios entre sí, la llanura Pacífica, la Cordillera Occidental y la Cordillera Centro-Oriental que recibe en el área, el nombre de Macizo Colombiano. Estas diferencias tienen incidencia en la ocupación habitacional por regiones, tal como se observa en el área de Tumaco, el cual tienen en promedio 350 hab/km<sup>2</sup> mientras que en las zonas montañosas es menor a 8 hab/km<sup>2</sup>. La densidad relativa de la población depende de factores climáticos y ambientales propios de las anteriores zonas.

### 2.1 LOCALIZACIÓN

El Departamento de Nariño se encuentra ubicado en el extremo suroccidental de Colombia, está dividido, según el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC), en 19 planchas a escala 1:100.000, entre ellas se hallan las planchas 447 y 447 Bis, que reciben los nombres de Ipiales y Tallambí respectivamente. Localizadas en la parte sur occidental del Departamento, en la frontera con la República del Ecuador, cubren un área aproximada de 1.200 km<sup>2</sup>.

Las planchas 447 - Ipiales y 447 Bis - Tallambí, están delimitadas entre las coordenadas geodésicas:

00° 37' 12``N	77° 37' 11``W
00° 58' 53``N	78° 12' 14``W

con coordenadas cartográficas planas según proyección conforme de Gauss con origen en el observatorio astronómico de Bogotá:

X= 560.000	Y= 875.000
X= 600.000	Y= 940.000

Geográficamente, las planchas incluyen la zona montañosa donde se ubican los edificios volcánicos de Cumbal, Chiles y Cerro Negro de Mayasquer con alturas hasta de 4.700 m.s.n.m. El piedemonte oriental de la Cordillera Occidental que forma parte del Altiplano Ipiales - Túquerres (IGAC, 1982), donde se asientan poblaciones como Cumbal, Chiles e Ipiales con una altura promedio de 3.000 m.s.n.m. Comprende además la vertiente occidental de la Cordillera Occidental, a partir de los edificios volcánicos, donde los asentamientos poblacionales corresponden exclusivamente al Municipio de Cumbal, en sus corre-gimientos de Tallambí, San Juan de Mayasquer, Mayasquer, Tiuquer, San Felipe, Numbí y La Unión (Figura 1).

El área de estudio está limitada geográficamente por la Laguna de Cumbal y los Cerros de Golondrinas al norte, la frontera Colombo – Ecuatoriana al sur, la cabecera municipal de Ipiales al este y el caserío de Tallambí al occidente.

### 2.2 VÍAS DE COMUNICACIÓN

La vía principal que comunica los municipios de Ipiales y Pasto con otras ciudades del país, es la vía Panamericana, la cual atraviesa el Departamento de Nariño en sentido Norte – Sur y de la cual se desprenden carreteras secundarias con buenas especificaciones técnicas y en buen estado, algunas de ellas sin carpeta asfáltica, que unen las principales cabeceras municipales del Departamento.

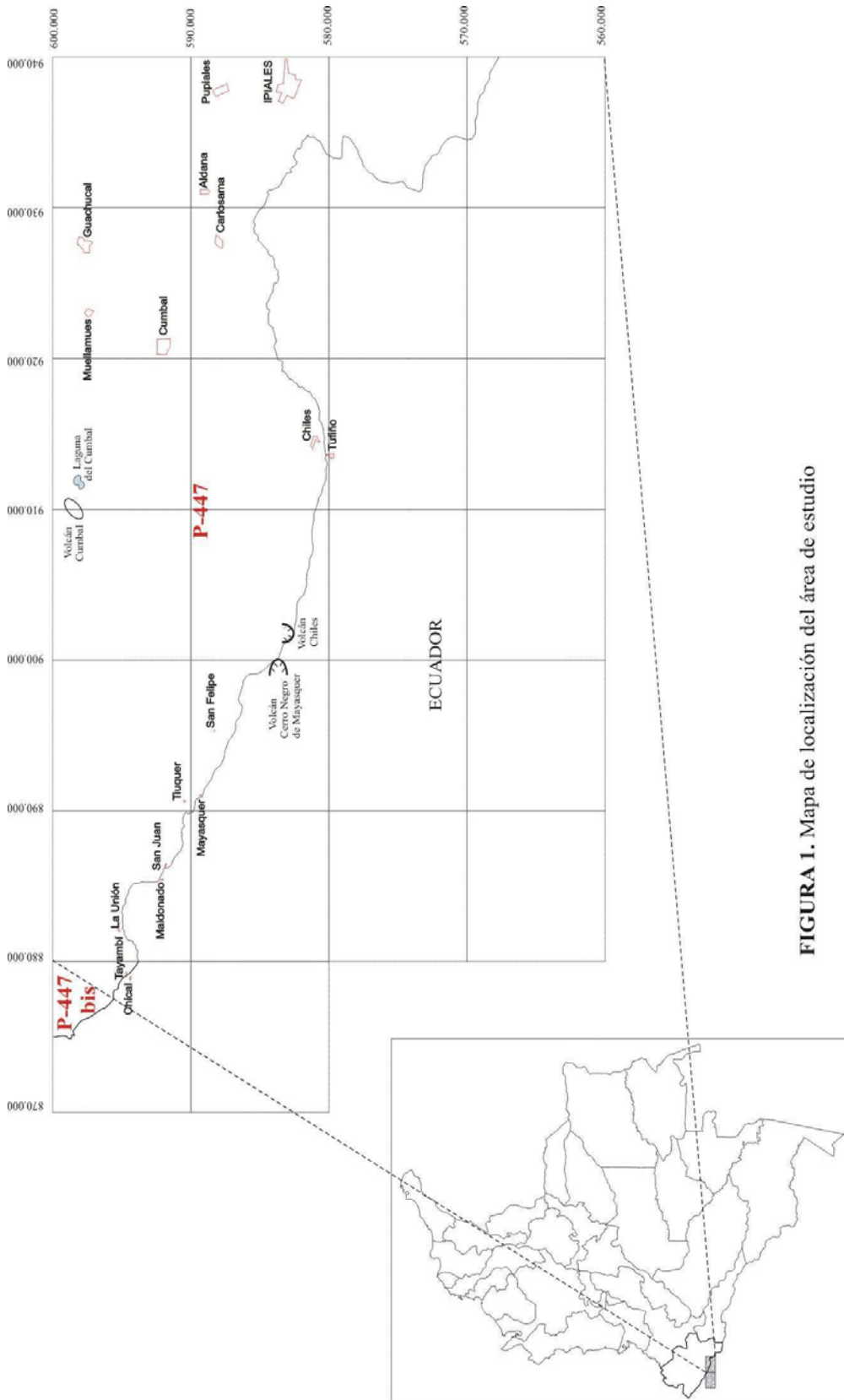


FIGURA 1. Mapa de localización del área de estudio

El desarrollo de la infraestructura vial así como la alta densidad poblacional de la parte oriental de la plancha (30% del área total de trabajo), contrasta drásticamente con el sector centro-occidental (el 70% restante); la primera de ellas, presenta carreteras asfaltadas, en buen estado. La segunda zona se caracteriza por la existencia de una sola carretera con carpeta de rodadura en gravilla; lo anterior obedece a las condiciones morfológicas y topográficas del sector oriental que favorecen el desarrollo urbano y agrícola.

Al poblado de Tiuquer (Cumbal), caserío indígena, ubicado en la zona centro occidental de la plancha, se accede por un carreteable con malas especificaciones técnicas que parte desde la Inspección de Policía de Chiles, sube hasta las estribaciones del Volcán Chiles, pasando por la divisoria de aguas conocida con el nombre de La Puerta a una altura de 3.960 m.s.n.m. y desciende hasta dicho caserío en un recorrido que tiene una duración de 2,5 horas y una extensión aproximada de 60 km. Tiuquer, se comunica con los demás caseríos indígenas al occidente (San Juan, La Unión y Tallambí), mediante un camino de herradura que sigue paralelo al cauce del río San Juan, recorridos que duran varias horas a pie.

Cabe resaltar, que debido a la falta de vías de comunicación en esta parte del territorio colombiano, los habitantes de estas poblaciones utilizan las vías y el servicio de transporte público de la República de Ecuador, en el recorrido Tulcán – Tufiño–Maldonado – Chical, pueblos ubicados en la margen opuesta a Ipiales, Chiles, San Juan de Mayasquer y Tallambí, respectivamente y teniendo como ejes a los ríos Guáitara y San Juan.

## 2.3 POBLACIÓN Y ACTIVIDAD SOCIOECONÓMICA

El Departamento de Nariño, según proyecciones del Departamento Administrativo Nacional de Estadística – DANE, con base en el Censo de 1993, tenía para el año 2001, una población estimada de 1'662.000 habitantes, siendo el Departamento de mayor población indígena y crecimiento demográfico en el país.

En el área de las planchas 447 y 447 Bis, se localizan cinco jurisdicciones municipales: Aldana, Carlosama, Cumbal, Guachucal, Ipiales y Pupiales. Los habitantes están distribuidos en su mayoría en las zonas rurales; sin embargo, en el municipio de Ipiales, la población se concentra en la cabecera municipal, lugar donde se desarrollan la mayoría de las actividades económicas, sociales y culturales de esta parte sur del Departamento. En la Tabla 1, se puede observar el incremento de la población (12%) entre 1993 y 2001.

La ocupación espacial por habitante en el Departamento de Nariño varía desde 1,5 hab/km<sup>2</sup> en las zonas altas de la Cordillera Occidental hasta 50 hab/km<sup>2</sup> en la zona de la Costa Pacífica, de igual modo la distribución étnica es evidente, de modo que la raza indígena está distribuida en el 90% del área de las planchas, un 6% equivalen a “colonos” y un 4% son los habitantes de raza negra, en la zona costera, por fuera de la plancha.

La economía del sur del Departamento de Nariño, está basada en la agricultura y ganadería, utilizando técnicas tradicionales para el cultivo de papa, trigo, cebada, maíz, yuca y frijol; la pesca y el turismo son renglones de menor importancia.

Tabla 1. Población en los municipios ubicados en el área de las Planchas 447 y 447 Bis

Municipio	Población Ajustada 1993			Población Proyectada 2001		
	Total	Cabecera	Resto	Total	Cabecera	Resto
<b>ALDANA</b>	8.085	1.167	6.918	9.425	1.393	8.032
<b>CARLOSAMA</b>	7.731	1.571	6.160	7.992	1.654	6.338
<b>CUMBAL</b>	26.292	5.244	21.048	29.224	6.401	22.823
<b>GUACHUCAL</b>	20.808	2.792	18.016	21.612	2.978	18.634
<b>IPIALES</b>	83.127	64.767	18.360	92.483	72.234	20.249
<b>PUPIALES</b>	17.689	4.278	13.411	21.535	5.301	16.234
<b>TOTAL</b>	163.732	79.819	83.913	182.271	89.961	92.310

Fuente: Censo DANE, 1993.

En el área de la plancha 447 se encuentra ubicada Ipiiales, tercera ciudad en población del Departamento y centro del manejo económico e industrial de la zona de frontera Colombo - Ecuatoriana, actividad que contrasta con la agricultura y ganadería, que son el soporte de la economía de los otros municipios.

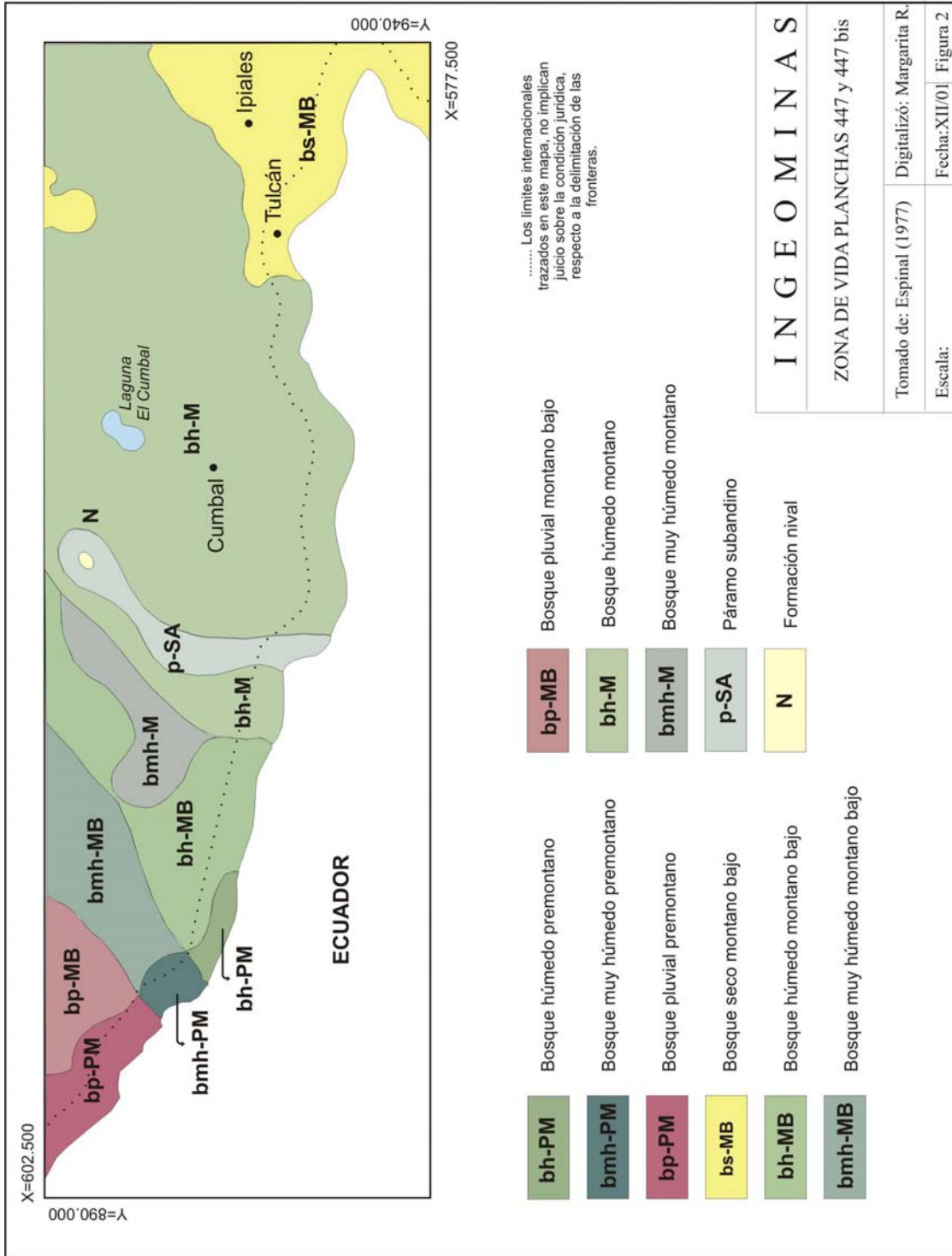
El turismo religioso y ecológico, para esta zona del Departamento, es una fuente secundaria de ingresos debido a la existencia de lugares como la Catedral de Las Lajas en San Juan de Potosí, los volcanes Cerro Negro de Mayasquer, Cumbal y Chiles, el cañón del Guáitara, el puente de Rumichaca y la zona fronteriza de libre comercio.

## 2.4 CLIMA Y VEGETACIÓN

La gran variedad de climas del Departamento de Nariño, se ve reflejada en el área de las planchas 447 - 447 Bis, donde prevalecen alturas entre 1.200 m.s.n.m. en el sector de Tallambí y 4.700 m.s.n.m. en la cumbre del volcán Cumbal. El rango de temperaturas oscila desde 18

°C hasta -4 °C (IGAC, 1982), con dos períodos de lluvias al año, entre marzo - junio y octubre - enero. Estos periodos están afectados por la zona de confluencia intertropical que caracteriza el occidente colombiano y el fenómeno de El Niño (sobrecalentamiento en las aguas del Océano Pacífico que producen inestabilidad en los períodos lluviosos favoreciendo la formación de tormentas, lluvias tropicales y alterando los períodos secos).

La zona de confluencia intertropical se caracteriza por presentar una alta evaporación en el Océano Pacífico que produce una notable nubosidad, que arrastrada por los vientos, choca contra las estribaciones de la Cordillera Occidental vertiendo allí la mayoría de su contenido de agua, lo que da como resultado, una zona de muy alta precipitación, característica de todo el Occidente Colombiano y donde se generan las siguientes zonas climáticas para el área objeto de este trabajo; de acuerdo con la clasificación de Zonas de Vida de Espinal, (1977), (Figura 2).





Esta formación climática se refiere exclusivamente a aquellos sitios con nieves perpetuas; en el caso de la Plancha 447 - Ipiales, abarca una pequeña área en la cima del volcán Cumbal. Además, el volcán Chiles también presenta esporádicamente en periodos lluviosos una capa delgada de nieve que se conserva por pocos días. Topográficamente esta unidad está ubicada por encima de los 4.300 m.s.n.m.

#### **2.4.1 Páramo SubAlpino (p-SA)**

Corresponde a una franja estrecha que va desde el volcán Chiles hasta el Cumbal, rodeando en la parte inferior a la zona Nival. El relieve es generalmente escarpado con algunos afloramientos de roca y contiene la mayoría del paisaje glacial heredado.

El Páramo Subalpino tiene como límites climáticos una biotemperatura media (temperatura media de la cual se excluyen las horas con menos de 0 °C y más de 40 °C, cuando las plantas cesan sus funciones vitales), de 3 °C a 6 °C y con un promedio anual de lluvias entre 500 y 1.000 mm; debido al rango de altura, entre 2.500 y 4.300 m.s.n.m., la temperatura puede variar hasta valores menores de 0 °C durante la noche. La vegetación es escasa, sólo se pueden observar algunos parches de bosque enano circundados por áreas extensas en gramíneas y frailejones, la actividad agrícola está restringida a pastoreo extensivo.

#### **2.4.2 Bosque muy húmedo Montano (bmh-M)**

Esta formación climática, característica de las zonas de páramo, ocupa un área de forma semitriangular al occidente del cinturón volcánico Chiles - Cerro Negro

de Mayasquer - Cumbal, que incluye la zona del Cerro Golondrinas en el área occidental de la plancha 447.

La cantidad de lluvias oscila entre 1.000 y 2.000 mm, mientras que altitudinalmente se localiza entre las cotas 2.000 a 2.500 m.s.n.m. La topografía exhibe un relieve muy accidentado que muestra áreas paramunas, con una vegetación arbórea de poca altura, líquenes, helechos y algunas orquídeas. La mayoría del bosque natural ha sido quemado y sustituido por especies gramíneas que alimentan escasas cabezas de ganado. Los pocos bosques remanentes son explotados para leña de uso doméstico.

#### **2.4.3 Bosque húmedo Montano (bh-M)**

Es la zona de vida de mayor extensión en el área de estudio comprende los alrededores de las áreas urbanas de Aldana, Cumbal, Guachucal y una pequeña franja por debajo de la zona de páramo SubAlpino, al occidente de los volcanes Chiles y Cerro Negro de Mayasquer.

La formación tiene como límites climáticos una biotemperatura entre 6°C y 12°C, una precipitación anual promedio de 500 a 1.000 mm. El rango altitudinal oscila entre 2.500 y 3.500 m.s.n.m. en general y debido a las bajas temperaturas, la zona es muy poco habitada; en el área de la plancha 447, sólo se pudo observar un cultivo de trucha y sembrados puntuales de papa. La vegetación nativa de ésta región era bosque enano, del cual quedan pocos remanentes y prevalecen extensas áreas con frailejones y gramíneas. La costumbre indígena de la región de hacer quemadas periódicas como preparación del suelo para cultivos futuros, es un factor importante en el deterioro del medio natural, puesto que no realizan cultivos sustitutos.

#### **2.4.4 Bosque pluvial Montano Bajo (bp-MB)**

Se localiza hacia el extremo noroccidental de la plancha e incluye el caserío indígena de El Dorado y las cabeceras del río Perlas; cubre el área correspondiente a las vertientes montañosas escarpadas del flanco occidental de la Cordillera Occidental. Los límites climáticos corresponden a una biotemperatura media de 12°C a 18°C, con un promedio anual de lluvias superior a 4.000 mm; altitudinalmente corresponde a áreas desde los 1.800 hasta los 2.600 m.s.n.m. El principal uso del suelo es de bosque nativo, salvo algunos lugares donde se tienen potreros y algunos sembrados de café y plátano. Localizado en la zona aledaña al Cerro Golondrinas, en la parte centro occidental de la Plancha 447 Ipiales.

#### **2.4.5 Bosque muy húmedo Montano Bajo (bmh-MB)**

Corresponde a las vertientes montañosas escarpadas del flanco occidental de la Cordillera Occidental, que presentan filos agudos y flancos planos de alta pendiente. Se les localiza en gran parte a lo largo de toda la cuenca del río Puente Palo, al noreste del caserío Tiuquer.

Esta zona se caracteriza por tener por límites climáticos una biotemperatura entre 12°C y 18°C, con un promedio anual de lluvias de 2.000 a 4.000 mm. Altimétricamente se localiza a alturas entre 1.900 a 2.900 m.s.n.m. El principal uso actual del suelo es bosque nativo y ocasionales sembrados de caña o café.

#### **2.4.6 Bosque húmedo Montano Bajo (bh-MB)**

Esta formación tiene las siguientes condiciones climáticas, biotemperatura de 12 °C a 18°C, promedio anual de lluvias

de 1.000 a 2.000 mm, cubre la zona de cotas entre los 2.000 a 3.000 m.s.n.m.

Los rasgos de la topografía de esta unidad, corresponden a piedemontes con ondulaciones medias a fuertes, como los observados en la zona de la quebrada Arrayanal. El área se encuentra cubierta por bosque nativo con algunas áreas que han sido deforestadas para la siembra de gramíneas y ocasionalmente maíz o amapola.

#### **2.4.7 Bosque seco Montano Bajo (bs-MB)**

Corresponde a la planicie donde se encuentra ubicado el municipio de Ipiales y alrededores y a una pequeña franja en sentido nordeste en la cuenca de los ríos Las Juntas y Sapuyes. Presenta una altura de 3000 a 3.200 m.s.n.m. Sus condiciones climáticas de biotemperatura son de 12°C a 18°C y una precipitación promedio anual de 500 a 1.000 mm. La estación pluviométrica más cercana es la de Ipiales, con datos climáticos que dan una temperatura promedio de 11.6°C y un total de lluvias de 1.020 mm, (IGAC, 1.986).

Esta Planicie, corresponde topográficamente al Altiplano Túquerres - Ipiales y a terrenos suavemente ondulados en vecindad de estas poblaciones. No se conserva prácticamente ningún remanente del bosque natural, los terrenos han sido modificados para convertirlos en suelos aptos para cultivos de papa, trigo, cebada, maíz o en pastizales para ganado vacuno.

#### **2.4.8 Bosque pluvial PreMontano (bp-PM)**

En general esta formación tiene como límites climáticos, una biotemperatura media entre 18 y 24 °C, con un promedio anual de lluvias superior a 4.000 mm, como consecuencia de la disposición de las cordilleras que sirven como barreras para

las masas de aire húmedo procedentes de la cuenca Pacífica, provocando un aumento en la humedad relativa de estas laderas. Como esta formación corresponde a una topografía muy quebrada, sus límites altitudinales no han sido demarcados.

En la zona se observa bosque relativamente alto, orquídeas, helechos y musgos, aunque se han implementado pequeños cultivos de plátano, maíz y frijol para la supervivencia de la población establecida en estas áreas.

#### **2.4.9 Bosque muy húmedo PreMontano (bmh-PM)**

Es una pequeña zona ubicada en la desembocadura de la quebrada Puente Palo en el río San Juan, tiene como límites climáticos una biotemperatura media aproximada entre 18 y 24 °C, un promedio de lluvias de 2.000 a 4.000 mm y una variación altitudinal entre los 900 y 2.000 m.s.n.m.

#### **2.4.10 Bosque húmedo PreMontano (bh-PM)**

La formación tiene como límites climáticos una biotemperatura media entre 18 y 24 °C, un promedio anual de lluvias de 1.000 a 2.000 mm y varía altitudinalmente entre los 900 y 2.000 m.s.n.m, ubicada en la desembocadura del río Cainacan en el Tambo.

### **2.5 FISIOGRAFÍA**

El área está enmarcada en las Subprovincias fisiográficas definidas por Villota, 1997, como cordillera de plegamiento (Cordillera Central y Cordillera Occidental). A la Cordillera Central pertenece el altiplano Túquerres – Ipiales - Pasto y las vertientes montañosas de los edificios volcánicos Pajablanca, Cerro Negro del Encino y Macas. En la

Cordillera Occidental resalta la cadena volcánica que conforma la zona central de la plancha y se extiende desde el volcán Cerro Negro de Mayasquer hasta el Cumbal, incluyendo en su sector intermedio una serie de volcanes antiguos parcialmente denudados que conforman una divisoria de aguas.

Al occidente de la anterior cadena volcánica, se encuentra un relieve montañoso con cañones profundos que cortan depósitos volcánicos depositados sobre un basamento de piso oceánico que conforma el núcleo de la Cordillera Occidental.

### **2.6 HIDROGRAFÍA**

La red hidrográfica de las Planchas 447 - Ipiales y 447 Bis - Tallambí, nace en la divisoria de aguas formada por los volcanes de Chiles y Cumbal, hacia la vertiente oriental drenan corrientes de agua como las quebradas Llano Grande, río Blanco, Cogote, Germagán y Capote que confluyen hacia la cuenca principal del Río Carchi o Guáitara. En la vertiente occidental, la cuenca principal es el río San Juan, al cual drenan los ríos Tambo, Cainacán, Arrayanal, Puente Palo y Perlas, que son drenajes secundarios de alto caudal, típicos ríos de montaña con alta capacidad erosiva y de transporte de material en suspensión y de arrastre.

La red de drenaje sigue tres patrones principales directamente relacionados con el tipo de roca que atraviesan. En los depósitos volcánicos recientes, el patrón de drenaje tiene una red subparalela con tributarios largos, cauces estrechos y profundos, con afluentes largos, rectos, de cauces estrechos y algunas veces poco profundos.

En la vertiente occidental, sobre la secuencia sedimentaria areno-arcillosa, la red de drenaje sigue un patrón combinado de tipo dendrítico angular denso con tributarios de gran caudal, con cauces de fondo estrecho, valles en forma de “V” abierta y vertientes de alta pendiente. En el extremo occidental, el fondo del valle del río San Juan tiene forma de “U” abierta debido a la gran cantidad de depósitos cuaternarios fluvio-volcánicos que se encuentran en ambas márgenes.

Los focos volcánicos Cumbal, Chiles y Cerro Negro de Mayasquer tienen un drenaje radial, parcialmente alterado por episodios volcánicos o de glaciación.

## 2.7 ESTUDIOS ANTERIORES

Los estudios geológicos realizados en el sur del país que cubren parte del área de la Plancha 447 – Ipiales o 447 Bis - Tallambí, corresponden a trabajos en áreas específicas (Figura 3), dentro de los cuales están incluidos algunos estudios de amenaza volcánica de los volcanes Cumbal, Chiles y Cerro Negro de Mayasquer (INGEOMINAS, 1988, 1996, 1997).

Grosse (1934, en CEGOC 1935), publicó el informe ACERCA DE LA GEOLOGIA DEL SUR DE COLOMBIA - Viaje por la Cuenca del Patía y el Departamento de Nariño, donde realiza un recorrido por carretera desde Pasto hasta Tumaco y otro por el Río Mira; en él describe las unidades roca aflorantes, las cuales tienen continuidad hacia el sur en el área de este trabajo.

ICEL- OLADE (1981), hace referencia al volcanismo reciente en Colombia y muestra los resultados de los estudios geológicos, vulcanológicos y estructurales que intervinieron en la definición de un campo geotérmico, desarrollando además para la zona de los

volcanes del sur estudios de hidroquímica e hidrogeología.

GEOMINAS (1982), hizo un estudio que tuvo como objetivo, obtener información relacionada con el conocimiento geológico regional de la zona, que sirviera como base para el estudio de prefactibilidad en los proyectos de aprovechamiento hidroeléctrico en la hoya del Río Mira. El informe es el resultado de la fotointerpretación con control de campo, realizado en la hoya del Río Mira, en un área con extensión aproximada de 3.000 km<sup>2</sup>. Los datos obtenidos son de tipo litológico, estructurales y estratigráficos.

INGEOMINAS (1980) publicó *el Mapa Geológico del Departamento de Nariño*, escala 1:400.000. La reseña explicativa (Arango y Ponce, 1982), describe la geología general y algunos aspectos geográficos del Departamento, se definen elementos estructurales y se hace una descripción amplia sobre los recursos minerales del Departamento de Nariño.

INGEOMINAS en la década del 80, realizó el estudio “Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del complejo volcánico del Cumbal” (Méndez y Monsalve, 1988). En él se hace una volcanografía preliminar, identificando en especial, los depósitos más recientes del complejo volcánico del Cumbal. Posteriormente se han realizado los estudios: “Geología de los volcanes Chiles y Cerro Negro” (Cortés y Calvache, 1996), donde se hacen las primeras observaciones de los depósitos más recientes de estos volcanes, buscando su relación con el peligro volcánico. En 1989, publicó el artículo de Cepeda, H. “Investigaciones petrológicas en el ámbito de las planchas 429 - Pasto y 410 -La Unión, con especial énfasis en el complejo volcánico del Galeras”. En el cual por medio de análisis del comportamiento

geoquímico, la mineralogía y el ambiente geotectónico de las vulcanitas Mesozoicas, es decir de las rocas

pertenecientes al Grupo Diabásico, concluye que estas fueron originadas en arcos de islas toleíticas inmaduros.

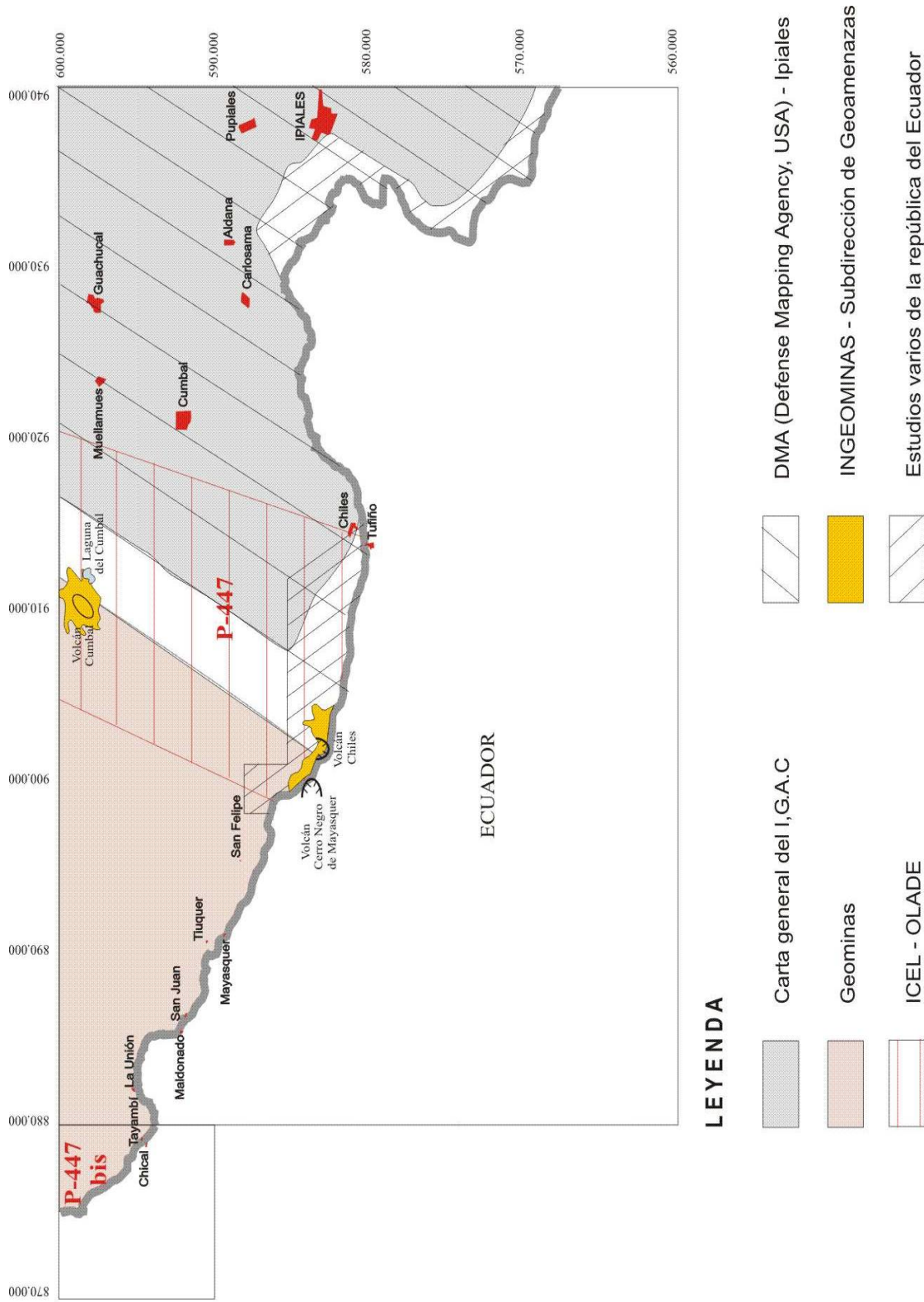


FIGURA 3: Fuentes de información de la plancha 447 y 447bis

En el informe sobre la “Evaluación de la Amenaza volcánica del Chiles y Cerro Negro”, (Cortés y Calvache, 1997), diferencian los depósitos mas recientes que corresponden a estas dos estructuras.

GORMAN, C. (1997), hace algunos aportes importantes acerca de los últimos episodios volcánicos del volcán Cumbal, en especial con dataciones radiométricas y análisis químicos especializados.

La Alcaldía de Ipiales, elaboró en 1998 “el Plan Básico de Ordenamiento Territorial – Diagnostico Rural – Dimensión Ambiental”, el cual contiene algunos mapas geológicos y geomorfológicos realizados sin control de campo.

En otros estudios realizados en la República de Ecuador, se analizan temas relacionados con la evolución geológica de los Andes, incluyendo los volcanes del sur de Colombia, y se encuentran documentos como:

Por tratarse de una zona limítrofe, el Mapa Geológico del Ecuador a escala 1:1.000.000, (Baldock, 1982), es una referencia básica para la correlación de nomenclatura de unidades litológicas entre ambos países.

## 2.8 METODOLOGÍA

En la elaboración de la plancha 447 Ipiales y 447 Bis Tallambí, se llevaron a cabo las siguientes actividades.

Base topográfica: el mapa topográfico base del IGAC a una escala 1:25.000, tenía un cubrimiento del 65% del área, por lo tanto fue necesario restituir una base planimétrica, trabajo que se realizó a partir de la imagen LANDSAT TM, escala 1:100.000, que cubren el área en un 100%, fotografías aéreas (). La base topográfica

del sector occidental del volcán Cumbal, se obtuvo del trabajo de Gorman (1997), en tanto que para el sector adyacente a los volcanes Chiles y Cerro Negro, fue necesario acudir a la información disponible del Instituto Geográfico Militar del Ecuador. Para el área sin altimetría se tomaron los drenajes de la imagen LANDSAT TM y se complementaron con las aerofotografías; de las anteriores fuentes se consolidó una sola base a escala 1:50.000 y posteriormente se redujo a un mapa escala 1:100.000.

- Fotointerpretación. Se elaboraron mapas preliminares geológico y geomorfológicos, con base en la interpretación fotogeológica de vuelos de varias décadas y de la Imagen LANDSAT TM, delimitando unidades geológicas, geomorfológicas y las principales estructuras que las afectan.
- Trabajo de Campo. Con la compilación obtenida en las actividades anteriores se planearon y efectuaron los recorridos definidos en la etapa de fotointerpretación, con el objetivo de corroborar los contornos de las unidades geológicas. Se verificaron los tipos de contactos y estructuras y se llevó a cabo la recolección de muestras de roca, sedimentos finos y algunos concentrados de batea, además de lo anterior, se levantaron algunos perfiles de meteorización representativos para caracterización de propiedades mecánicas, descritas en la memoria del mapa geomorfológico.

Las 56 muestras de sedimentos finos colectadas fueron analizadas en el laboratorio químico de INGEOMINAS Bogotá, en un espectrógrafo Jarrell Ash que permite el análisis cuantitativo simultaneo para 33 elementos. El análisis de esta ultima información será objeto de

un trabajo de tipo regional que considere los resultados obtenidos en planchas adyacentes. Solamente se tomaron 2 muestras de concentrados de batea con el fin de conocer los minerales pesados existentes en la zona del intrusivo de Tallambí.

- Elaboración del mapa e informe final: Los datos obtenidos en las 227 estaciones de observación en el campo se transfirieron a las bases topográficas, de las 134 muestras de roca tomadas, se escogieron las más representativas y se analizaron 119 para caracterización petrográfica, resumen que se muestra en el Anexo 1. Las rocas ígneas se clasificaron de acuerdo a Streckeissen; las rocas volcánicas, de acuerdo con Le Maitre, las rocas sedimentarias de acuerdo a Folk, 1974. En los edificios volcánicos se trato de determinar la facies respectivas de los diferentes episodios, con los criterios de Cas and Wright, (1983).

Las unidades fotointerpretadas y verificadas en campo se transfirieron a una

base escala 1:50.000, mediante un Variógrafo de Mapas R&A-ROST, modelo Map – Maker, con precisión teórica de 99.95%.

Para facilitar la ubicación del lector en el mapa, la plancha se divide en cuadrículas de 5x5 km, numeradas horizontalmente del 1 al 12 y verticalmente de la A hasta la H, así, la cabecera municipal de Ipiales se localiza en D – 12. Dada la pequeña extensión territorio colombiano en la plancha 447 Bis, se incluyo como un recuadro en el vacío que corresponde a territorio de Ecuador.

- Personal participante: En las diferentes fases de este informe sé contó con la participación de los geólogos Eduardo Parra Palacio y Marta Edith Velásquez David; con los auxiliares de campo, Faustino Mosquera y Ricardo Villota a quienes se agradece su estrecha colaboración en las diferentes actividades.





### 3. GEOMORFOLOGIA

En las planchas 447 y 447 Bis, se presentan dos grandes unidades fisiográficas que son la Cordillera Central, representada por el Altiplano Nariñense y la Cordillera Occidental, sobre la cual se encuentran los edificios volcánicos cuaternarios y su vertiente occidental (Villota, 1997), figura 5.

#### 3.1 ALTIPLANO NARIÑENSE

Esta subprovincia fisiográfica ocupa la mitad oriental del área de estudio y se extiende desde la base de la cadena volcánica entre el Chiles y el Cumbal, hasta Ipiales en el sur y la base del volcán Pajablanca en el norte. Incluye además la estructura del antiguo volcán Pajablanca donde se presenta un cono remanente formado posiblemente a principios del Cuaternario.

Durante la fase del trabajo de campo se planteó la necesidad de contar con un mapa geomorfológico, para lo cual se adaptaron las observaciones y descripciones en las diferentes estaciones de control de campo, obteniendo como resultado una plancha geomorfológica específica para este tema, también a escala 1: 100.000 con su respectiva memoria, de la cual se extrae el siguiente resumen.

La denominación de Altiplano se debe básicamente a su topografía suave, pero en ella se destacan varias unidades de origen fluvio-glacial, fluvial y volcánico, que han sido objeto de varios episodios denudativos y durante los últimos cientos de miles de años han sido cubiertos por cenizas provenientes de volcanes localizados por fuera del área y algunos depósitos de loeas, producto del retrabajamiento de las cenizas de caída en un ambiente que parece haber tenido una vegetación de páramo, para

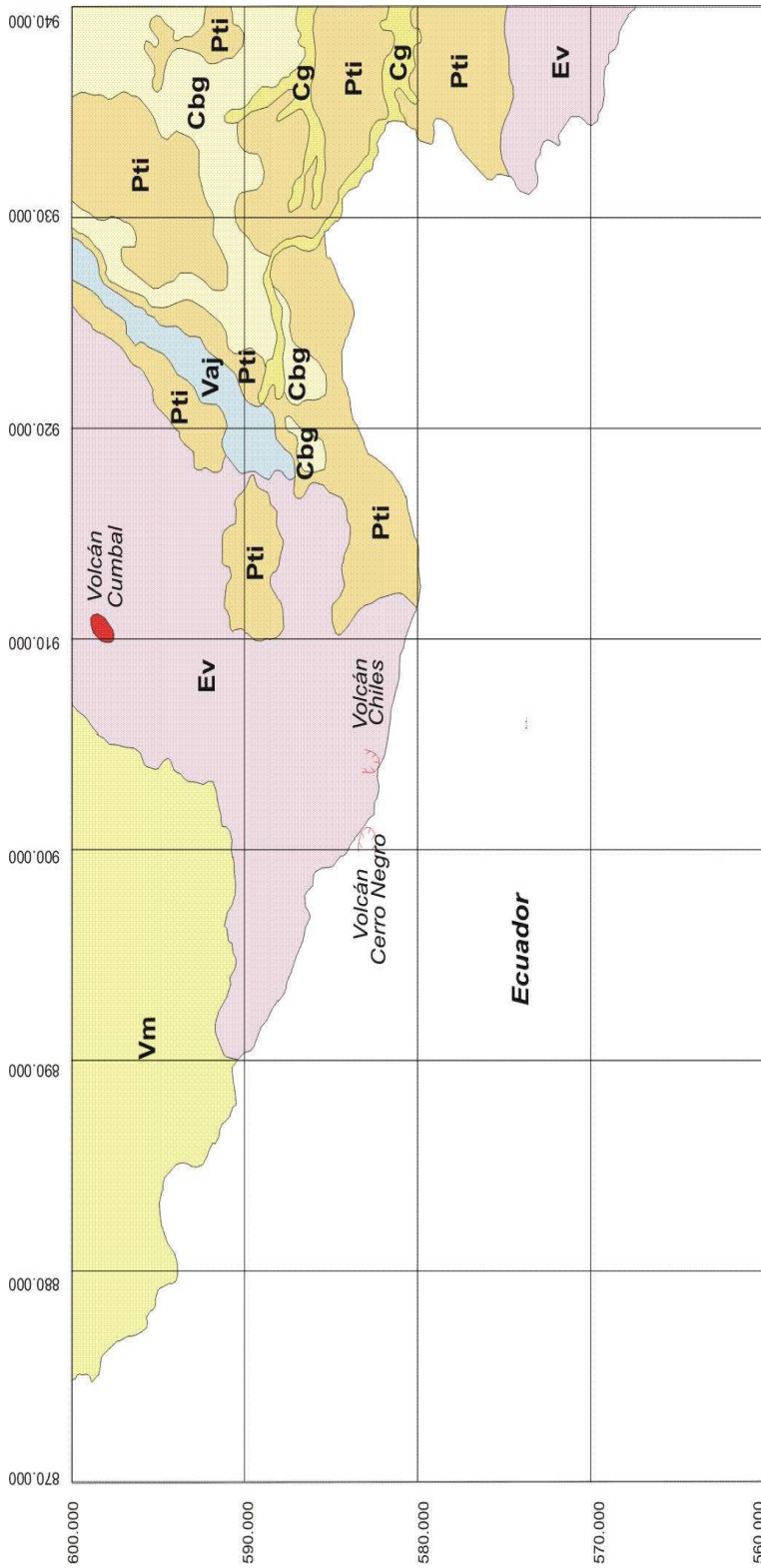
poder propiciar este tipo de cubierta arenolimosas.

#### 3.1.1 Planicie de Túquerres – Ipiales

Esta unidad geomorfológica, de pendientes muy bajas, representa una antigua planicie u zona de colinas relativamente bajas, que incluye además algunos depósitos fluvio-glaciares localizados en cercanías al municipio de Cumbal y el caserío de Chiles. Las antiguas zonas de colinas están actualmente suavizadas por los depósitos de cenizas que más adelante se definen como “Depósitos de Cenizas de Rumichaca”. La cubierta anterior no se presenta en la unidad geológica correspondiente al valle aluvial del río Las Juntas.

Los desniveles entre valles y crestas no superan los 50 m de altura; con divisorias de aguas redondeadas ligeramente cóncavas; rara vez las pendientes mayores alcanzan los 15°. La apariencia superficial de las colinas es de formas muy antiguas, es decir, sin mayor disección por parte de los drenajes de primer a tercer orden, formando así vertientes amplias y planas. Los cauces son sinuosos y relativamente planos, con escaso caudal debido a la alta permeabilidad de las cenizas que la conforman y la baja precipitación que caracteriza el área.

La elaboración de perfiles topográficos permitió establecer que la planicie original se encuentra en la actualidad, inclinada unos 12° al Este, sobre un eje que une aproximadamente las poblaciones de Ipiales y Cumbal. La inclinación se puede explicar por los esfuerzos tectónicos ejercidos por la placa de Cocos sobre la placa Suramericana durante el Cuaternario.



**FIGURA 5: Mapa Geomorfológico del área de las planchas 447 y 447 Bis, esquemático**

- Cg: Cañón del río Guáitara
- Cbg: Colinas bajas de Guachuca
- Ev: Edificios volcánicos
- Pti: Planicie Túquerres - Ipiiales
- Vaj: Valle aluvial del río Las Juntas
- Vm: Vertientes montañosas

### **3.1.2 Colinas bajas de Guachucal**

Esta zona de colinas se extiende en el sector oriental de la plancha desde el municipio de Guachucal hasta Carlosama, formando una prolongación en dirección noreste que se prolonga por fuera del área de estudio. Se trata de una zona de colinas hasta de 200 m de altura, con pendientes suaves a moderadas menores a 20°. Los topes de las colinas son redondeados y los filos mayores escalonados, quizás como respuesta a pulsos de levantamiento de la cordillera. Los fondos de los valles son amplios, en especial los de primer y segundo orden, mientras que los de tercero, se encuentran en estado incipiente de incisión por el río Guáitara y sus afluentes.

### **3.1.3 Valle aluvial del río Las Juntas**

Este valle de conformación muy reciente, forma una superficie plana, sin ninguna incisión por parte del cauce principal del río Las Juntas, tiene un aporte significativo de cenizas volcánicas y suelos orgánicos provenientes de las unidades adyacentes. El cauce del río refleja también el levantamiento regional del occidente, puesto que se encuentra confinado hacia el sector oriental, al límite con la zona de planicie de Túquerres – Ipiales.

## **3.2 CAÑÓN DEL RIO GUÁITARA**

El río Guáitara y sus afluentes, Carchi, Blanco y las quebradas Ruidosa y Lambuera, forman sobre sus flancos un cañón casi vertical, que disminuye su profundidad hacia el oeste, desde unos 300 m cerca al Municipio de Ipiales hasta unos pocos metros en la parte alta de estos

cauces. La incisión, al igual que las colinas de Guachucal refleja los pulsos de

levantamiento de la cordillera, mediante la formación de terrazas de erosión, que se encuentran de manera escalonada, cubiertas por diferentes episodios de caída de ceniza.

## **3.3 CORDILLERA OCCIDENTAL**

Esta unidad fisiográfica contiene abundantes geoformas de paisajes con tres diferentes orígenes: volcánico, glaciario y denudacional.

### **3.3.1 Edificios volcánicos**

El volcanismo presente en la zona desde finales del Mioceno o principios del Pleistoceno, ha formado numerosos edificios a lo largo del tiempo que una vez apagados han sido objeto de erosión intensa no solo por parte de los agentes glaciares, sino también por la precipitación y el clima presente en la zona.

Se destacan algunas formas antiguas de calderas o depósitos de lavas antiguas que muestran un perfil de meteorización medianamente desarrollado con espesores de 5 – 10 m. y sus características volcánicas principales tanto el foco como su dirección de dispersión son difícilmente observables.

Una generación posterior de edificios volcánicos presenta algunas formas en regular estado de preservación, tales como frentes de flujos de lava y en ellos se puede, gracias a la inclinación, determinar su centro de emisión.

Por último, se destacan los volcanes Cerro Negro de Mayasquer, Chiles y Cumbal con conos en perfecto estado de conservación, aunque los dos primeros sufrieron colapsos parciales en los últimos episodios de actividad.

### **3.3.2 Formas glaciares y periglaciares**

Como consecuencia de la altura actual y pasada de los edificios volcánicos de distintas edades presentes en la divisoria de aguas de la Cordillera Occidental, se presentan abundantes formas glaciares y periglaciares no solamente de depositación, como morrenas y depósitos fluviolacustres, sino también de erosión como valles colgados y vertientes estriadas.

### **3.3.3 Vertientes montañosas**

El flanco occidental de la Cordillera Occidental ha tenido una fuerte influencia climática en el desarrollo del paisaje, ya que representa, al menos desde el Plioceno, una barrera topográfica que detiene todas las masas nubosas provenientes del Pacífico, convirtiendo el área en un escenario de muy altas precipitaciones en general por encima de los 4.000 mm anuales. Las altas precipitaciones tienen como consecuencia caudales alto en los ríos de montaña, lo que les da una gran capacidad para incisar las vertientes y formar de esta manera una topografía muy joven, que ha desarrollado vertientes

montañosas de dos tipos, escarpadas y de pendiente moderada.

Vertientes montañosas escarpadas de alta pendiente se presentan en la zona cercana a la divisoria de aguas donde los edificios volcánicos han sido cortados por las corrientes de agua formando abundantes cascadas y cauces estrechos y escarpados, gracias a un incipiente fracturamiento de sus macizos rocosos o a la resistencia diferencial entre flujos de lava y depósitos piroclásticos. Un efecto similar se produce en las rocas correspondientes al grupo Dagua cuando ellas se encuentran con disposición vertical, como se aprecia en el río Puente Palo (A-4, A-5, B-4) y la zona del Cerro Golondrinas (A-6).

En el extremo occidental del área de trabajo, las vertientes montañosas tienen un sustrato rocoso conformado por rocas intrusivas, básicas o sedimentitas del Grupo Dagua, en el cual se ha desarrollado un perfil de meteorización profundo, mayor de 15 m que tiene como consecuencia la formación de vertientes relativamente suaves con pendientes de 15 a 20°.

## 4. ESTRATIGRAFIA

La cartografía geológica sistemática realizada hacia el norte del área objeto de este trabajo, indica una continuidad hacia el sur de las unidades fundamentales que constituyen el flanco occidental de la Cordillera Occidental a lo largo del territorio colombiano. Entre ellas están las rocas sedimentarias y volcánicas de edad cretácica conocidas en la literatura geológica, como las pertenecientes al Grupo Dagua y el Grupo Diabásico y los cuerpos intrusivos y pórfidos de composición andesítica del Paleógeno – Neógeno. En el área correspondiente a esta plancha, se encuentran los volcanes de Cerro Negro de Mayasquer, Chiles, Cumbal y otros centros volcánicos cuyos productos modificaron la corteza durante el Plioceno y el Cuaternario.

En el Pleistoceno y Holoceno se acumularon espesas y extensas capas de piroclastos, no solamente provenientes de los volcanes ya descritos, sino también del Azufral, localizado al norte de esta plancha y de algunos centros volcánicos ubicados en la República del Ecuador. Depósitos fluviales y fluviotorrenciales hacen parte de las riberas de los ríos actuales como consecuencia de eventos naturales tanto climáticos como volcánicos.

En las unidades correlacionables con otras ya descritas en el territorio colombiano se trató de conservar la nomenclatura más usada de acuerdo con la Guía Estratigráfica Internacional. Se asignaron nombres particulares provisionales a unidades que solamente aparecen en el área y que pueden tener una correlación litológica con otras unidades, mas no una prolongación espacial de tipo regional.

### 4.1 GRUPO DIABÁSICO (K<sub>2</sub>db)

En Colombia, las rocas volcánicas básicas que constituyen buena parte de la Cordillera Occidental, en su sector meridional, consisten de una estrecha asociación de diabasas, basaltos y tobas básicas con algunas intercalaciones de chert, que han sido agrupadas bajo diferentes nombres como formaciones ó grupos: Formación Diabásica (Hubach & Alvarado, 1945), Grupo Diabásico (Nelson, 1962; Barrero, 1979), Formación Volcánica (Aspden, 1984; Nivia, 2001).

En el sector septentrional de la Cordillera Occidental, estas secuencias compuestas por rocas volcánicas con intercalaciones de chert negro, se han descrito y cartografiado como Formación Barroso (Álvarez y González, 1978) y Basaltos de la Trinidad (Parra, 1983), representados por espilitas, diabasas, basaltos porfiríticos, basaltos, aglomerados, brechas y tobas volcánicas, que se correlacionan litoestratigráficamente con el Grupo Diabásico.

En este trabajo se toma la definición descrita por Nelson (1962), quien utiliza el término Grupo Diabásico, para referirse a los derrames diabásicos que afloran desde el occidente de Cali hasta la llanura costera del Pacífico; y que localmente presentan intercalaciones delgadas de pizarras silíceas o cherts a veces fosilíferos.

En el área de estudio, esta unidad aflora en el extremo noroccidental de la plancha, al oriente del caserío La Unión (A-3, A-4, B-3), como una faja en sentido NNE y con un ancho aproximado de 8 Km. También aflora en el sector de El Tambo (C-6), en el

río del mismo nombre, donde se presenta como una ventana de erosión subyaciendo los depósitos piroclásticos del volcán Cerro Negro de Mayasquer y al norte de éste sitio en las cuadrículas A-6 y B-6.

En general los afloramientos no muestran estructuras diferentes a varias familias de diaclasas (N70°W/75°W, N30°E/70°W), con densidades entre 5 – 10 diaclasas/m, hecho que hace difícil encontrar bloques métricos de roca como rodados en los diferentes drenajes que cortan esta unidad.

#### **4.1.1 Litología**

En el área afloran, basaltos y diabasas de color verde a verde grisáceo oscuro, masivas, solamente en las últimas se alcanzan a distinguir algunos cristales milimétricos de piroxeno. Microscópicamente, presentan textura diabásica a microdiabásica hasta pilotaxítica en un avanzado estado de espilitización; tienen como minerales esenciales plagioclasa, piroxeno y vidrio devitrificado. El mineral accesorio típico es ilmenita, en tanto que como minerales secundarios o de alteración se encuentran clorita, calcita, sericita y epidota. La plagioclasa es el mineral más abundante y constituye hasta el 65% del total de la roca, se presenta en cristales alargados, tabulares, con maclas según Carlsbad, pero se dificulta su identificación, debido a su alteración a filosilicatos (clorita y sericita) y calcita.

Las variedades basálticas presentan hasta un 10% de intersticios de vidrio en avanzado estado de devitrificación a agregados fibrosos de clorita y arcillas. Las variedades diabásicas tienen textura ofítica o subofítica con mayor desarrollo de los cristales de clinopiroxeno que de plagioclasa. Los cristales de piroxeno (augita), alcanzan desde 0.01 hasta 3 mm

de longitud, los primeros bordeando fenocristales mayores en las muestras basálticas. Estos últimos se encuentran en las diabasas, maclados, intercrecidos entre sí, formando agregados máficos, con bordes corroídos, parcialmente alterados a epidota, clorita y calcita.

Los minerales opacos están constituidos por ilmenita y pirita. La ilmenita se presenta en cristales euhedrales diseminados por toda la masa y otros en forma de esqueletos asociados especialmente a los piroxenos. Pirita, se encuentra ocasionalmente como mineral secundario en cristales cúbicos diseminados.

#### **4.1.2 Contactos**

El contacto del Grupo Diabásico con el Grupo Dagua no se pudo observar en campo, por encontrarse cubierto por depósitos de vertiente, y en consecuencia se considera que en el área objeto de ésta plancha no se encontraron argumentos nuevos o que aporten al conocimiento de las relaciones estratigráficas entre los grupos Dagua y Diabásico. El análisis fotogeológico permite identificar un alineamiento, que puede interpretarse como contacto fallado, sin embargo, dada la estrecha relación establecida por otros trabajos entre ambas unidades, el Diabásico sería un piso oceánico (Nivia, 2001), sobre el cual se depositaron los sedimentos del Grupo Dagua, por lo tanto, podría tratarse de un contacto inconforme o una discordancia.

En la zona de contacto con los cuerpos graníticos e hipoabisales, las rocas basálticas muestran un metasomatismo débil a manera de parches blancos, irregulares, decimétricos, a veces acompañados de epidotización, lo que indica una silicificación de los basaltos por

alteración hidrotermal. En el río Numbí, (Plancha 447 Bis, A-1), cota 1.185 se pudo apreciar un tramo de aproximadamente 150 m con este tipo de textura, cerca al contacto con la Cuarzodiorita de Tallambí.

#### 4.1.3 Origen

De acuerdo con Barrero (1979), Aspden y McCourt (1984), el magma basáltico que originó estas rocas tiene naturaleza toleítica con bajo contenido de sílice y potasio, magmas que se producen a muy poca profundidad en la parte más superior del manto superior, principalmente por la fusión incongruente de la enstatita. Los ambientes de generación de un magma toleítico pueden encontrarse en dorsales medio oceánicas o cerca de arcos de islas. De este modo y con base en análisis geoquímicos, Barrero (1979), llega a la conclusión que las diabasas y basaltos del Grupo Diabásico, representan un estado muy temprano de evolución de un arco de isla y que este arco de islas, fue probablemente formado a partir de una corteza oceánica preexistente.

Millward (1984), basado en análisis químicos sobre rocas colectadas en el flanco occidental de la Cordillera Occidental al norte de Cali, concluye que las rocas que corresponden al Grupo Diabásico, probablemente representan parte de una secuencia de basaltos de piso oceánico. En este caso, el Grupo Dagua consistiría en los sedimentos marinos que se depositaron sobre el fondo oceánico compuesto por basaltos y diabasas.

Nivia (2001), considera que el Grupo Diabásico es un piso oceánico, sobre el cual se depositaron los sedimentos silíceos y detríticos, en los cuales puede haber derrames lávicos intercalados

#### 4.1.4 Edad

Las edades reportadas para el grupo Diabásico están basadas tanto en dataciones paleontológicas (estudios de fauna), como radiométricas. Nelson (1962), indica que H. Bürgl, le asignó, al Diabásico una edad Coniaciano inferior, como resultado de las determinaciones realizadas a algunos de los foraminíferos encontrados en limolitas silíceas. Etayo-Serna, en Barrero (1979), estudió dos amonites de la quebrada San Marcos (Vijes), los cuales son indicativos del Turoniano. Bürgl (1956), había reportado una edad de Coniaciano inferior, para algunos fósiles, encontrados en esta misma quebrada. Una compilación exhaustiva sobre las dataciones paleontológicas obtenidas en los diferentes trabajos geológicos del occidente de Colombia, realizado por Nivia (2001), muestra un predominio de fósiles con edades correspondientes a los pisos Campaniano – Maastrichtiano.

Goosens, (1977), reporta en un estudio sobre las rocas del arco de isla volcánico de la zona noroccidental de Sudamérica, que la edad de ellas varía entre un rango de  $110 \pm 10$  Ma. y  $54 \pm 5$  Ma. Barrero, (1979) reporta una edad K/Ar de  $136 \pm 20$  Ma para una muestra de basalto toleítico levemente metamorfoseado, sin embargo este dato lo considera anómalo en razón de la baja cantidad de potasio inicial de la roca, o por migración del potasio durante un episodio de metamorfismo de bajo grado.

Durante el proyecto de exploración de la zona de Piedrancha (Nariño) realizado por MMAJ–JICA e INGEOMINAS en 1981, se realizaron algunas dataciones, para una muestra de basalto colectada en la cuenca del río Vargas (Plancha 428, inmediatamente al Norte de la zona de este



trabajo), se reporta una edad de  $29,9 \pm 1,7$  Ma, pero esta edad parece corresponder a la edad de un evento térmico que afectó las rocas volcánicas de la zona.

Según De Souza (en Aspdén 1984), los basaltos que afloran en el sur del Departamento del Cauca, arrojaron una edad de  $81 \pm 11$  Ma., por el método de datación de K/Ar; a su vez en su investigación se reportan edades de  $58 \pm 3$  Ma. y  $46 \pm 2$  Ma., para dos muestras de núcleos de roca, las últimas edades las explican como edades mínimas de metamorfismo de bajo grado.

Nivia (2001), considera que las edades radiométricas obtenidas para muestras de la isla Gorgona por el método  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ , de acuerdo a Sinton *et al* 1993, con promedio de 87,4 Ma sería la mejor aproximación a la edad de la formación de las rocas básicas de la Cordillera Occidental.

En el norte del Ecuador afloran rocas descritas como lavas andesíticas y andesitas basálticas con intercalaciones de sedimentitas marinas que se agrupan con el nombre de Formación Macuchi. Debido a su continuidad litológica con las diabasas y basaltos del Grupo Diabásico encontrados en esta plancha, los autores consideran a estas dos formaciones como correlacionables. Sin embargo, estudios como los de Goosens *et al*, (1973); Lonsdale, (1978); Henderson, 1979; McCourt *et al*, 1984; Lebrat *et al* (en Baudino, 1995) y Nivia (2001), opinan que la Formación Macuchi, es de menor edad y geoquímicamente diferente con relación al Grupo Diabásico y que por ésta razón no se pueden correlacionar.

#### 4.2 GRUPO DAGUA (K<sub>2</sub>da)

Nelson (1962), asignó este nombre a una serie de pizarras filíticas, limolitas,

areniscas, chert negro y pizarras silíceas que afloran en la vía Cali – Buenaventura, las cuales agrupó preliminarmente en cuatro unidades de más antigua a más moderna: Miembro grafitoso, compuesto por esquistos arcócosicos de grano muy fino, a veces grafitosos; Miembro calcáreo, calizas grises de grano fino con alta proporción de sílice; Miembro arcillo-tobáceo, compuesto por esquistos de color verde y violeta y por último, el Miembro silicificado, compuesto por chert intercalado con pizarras negras. De acuerdo con éste autor, el conjunto tiene una estructura metamórfica variable entre pizarras y filitas, es decir, al menos un metamorfismo de bajo grado.

Las rocas sedimentarias que conforman la Cordillera Occidental, han sido identificadas desde Grosse (1935), quien describió los Estratos de Chita en el río Güiza, unos pocos kilómetros al norte de esta plancha y dividió la secuencia en cuatro conjuntos, que de piso a techo son: conjunto lidítico, conjunto volcánico, conjunto de pizarras, cuarcitas y algunas rocas volcánicas y conjunto de pizarras débilmente metamorfoseadas.

Barrero, (1979), reagrupó las unidades descritas por Nelson en las Formaciones Cisneros y Espinal, con litologías similares, pero de acuerdo con su criterio, diferenciables porque Cisneros tiene metamorfismo (foliación), en tanto que Espinal no.

Etayo-Serna *et al*, (1982), reportan los resultados del análisis facial del Grupo Dagua, con base en las rocas aflorantes en el municipio de Toro, Valle del Cauca, en este documento los autores subdividen el grupo Dagua en tres segmentos, A: conglomerados, areniscas, limolitas y lodolitas detríticas B: Arcillolitas y lodolitas silíceas de color verde con menor

proporción de chert fino y C: tobas con intercalaciones de chert.

Parra (1983), realiza una separación estrictamente litológica del grupo Dagua y define las Formaciones Lázaro (areno-arcillosa) y Consólida (silíceo-tobácea), ambas con metamorfismo de bajo a muy bajo grado. La separación se basa en afinidad facial y columnas estratigráficas tipo.

En este trabajo se utilizará como base la nomenclatura de Nelson (1962), sin embargo se toma en parte la división del Grupo Dagua en los términos planteados por Parra (1983). Todos los estudios anteriores suponen una edad Cretácea para este conjunto de rocas.

#### 4.2.1 Litología

En la plancha 447, afloran rocas sedimentarias en la vertiente occidental de la Cordillera Occidental, como una faja ancha que se extiende en dirección N20°E, siguiendo aproximadamente el rumbo de la estratificación de la secuencia, aunque ésta se presenta intensamente plegada. Se diferenciaron dos unidades: la primera consiste de arcillolitas y areniscas de colores negros a grises, con ocasionales estratos gruesos de conglomerados; la segunda unidad se compone de limolitas silíceas de colores grises y verdes asociadas a tobas volcánicas básicas y chert.

Los afloramientos son pequeños y poco continuos, además presentan un avanzado estado de meteorización o están cubiertos por depósitos de vertiente, lo que impidió el levantamiento de secciones o columnas estratigráficas.

La mejor expresión de la unidad se encuentra en la carretera Tiuquer – San

Felipe, donde afloran las unidades silíceo-tobácea y arcillo-arenosa, sin poder observar el tipo de contacto entre sí, podría tratarse de un contacto fallado que se presenta paralelo a la foliación y/o a la estratificación ó de un contacto concordante.

Ambas unidades presentan localmente desarrollo de foliación, exclusivamente en las fracciones más finogranulares. En cercanías al poblado de Tiuquer se pudo observar una foliación ( $S_1$ ), que corta la estratificación original ( $S_0$ ), en ángulos variables entre 0° y 30°, se observa además en el  $S_1$ , un doblamiento a manera de “kink bands” y crenulación en las venas de cuarzo, denotando así un episodio tectónico posterior de deformación dúctil. En las limolitas silíceas y chert se pueden observar “boudines” producidos por un plegamiento tipo “chevron” que afecta toda la unidad.

##### 4.2.1.1 Arcillolitas y Areniscas del río Tambo ( $K_{2daa}$ )

El afloramiento más oriental de la unidad areno-arcillosa, se encuentra sobre el río Tambo, cubierto parcialmente por depósitos volcánicos recientes, pero observable al nivel de la vía San Felipe – Tiuquer (B-4, B-5). Hacia el occidente se extiende hasta la parte intermedia del río Perlas (A-3), donde los intrusivos la separan localmente de los basaltos localizados hacia el extremo occidental. Esta unidad esta constituida por arcillolitas, areniscas y en menor proporción conglomerados de colores grises a negros, el conjunto se distribuye como dos franjas alargadas que encierran geográficamente la unidad silíceo-tobácea.

Los estratos de arenisca tienen una gradación normal, alternancia monótona con rocas de grano mas fino y marcas de

corriente, que revelan su origen a partir de corrientes de turbiedad. Las fracciones finas de arcillolitas y limolitas muestran un brillo sedoso que corresponde a la foliación  $S_1$ , descrita anteriormente (Figura 6).

Los conglomerados se encuentran en estratos gruesos hasta de 0,50 m y contienen clastos angulares a subredondeados de arcillolitas hasta de 0,10 m de diámetro, de color oscuro,

flotantes en una matriz de arena y limo que alcanza a constituir el 80% de la masa total. La estructura anterior indica un ambiente de depositación de alta energía donde se arrancaban fragmentos de lodo y arcilla recién depositados y sin consolidación alguna (olistolitos), que fueron transportados por un medio viscoso, en este caso la matriz (Figura 7).



Figura 6. Foliación y plegamiento en arcillolitas y areniscas del río Tambo



Figura 7. Olistolitos en conglomerados del río Tambo

El anterior depósito corresponde a la serie **T-a** de la secuencia de Bouma, (1962, Figura 8). La franja occidental además de las arcillolitas y areniscas ya descritas que constituyen la mayoría de la secuencia, presenta intercalaciones de conglomerados finos y areniscas gruesas que la diferencian de la franja oriental.

Las fracciones gruesogranulares de las areniscas, están dispuestas en estratos gruesos hasta de un metro, con estratificación planoparalela y estructuras granodecrecientes, donde los clastos, que apenas superan los 2 cm de diámetro flotan en la matriz y composicionalmente corresponden a basaltos, areniscas y chert, con alto grado de redondeamiento.

Las estructuras sedimentarias de esta franja corresponden al intervalo **T-b** de la secuencia de Bouma, (1962), indicando un ambiente de depositación localizado a mayor distancia de la fuente que la asociación de rocas de la franja oriental.

Las areniscas tienen una composición promedio de 65% fragmentos de roca, 20% cuarzo y 15% matriz, que permiten clasificarlas como sublitarenitas (Folk, 1974). Los fragmentos de roca corresponden a constituidos por cornubianitas, cuarcitas y esquistos micáceos, pórfidos andesíticos y fragmentos de roca sedimentarias retrabajadas como arcillolitas, limolitas y calizas micríticas.

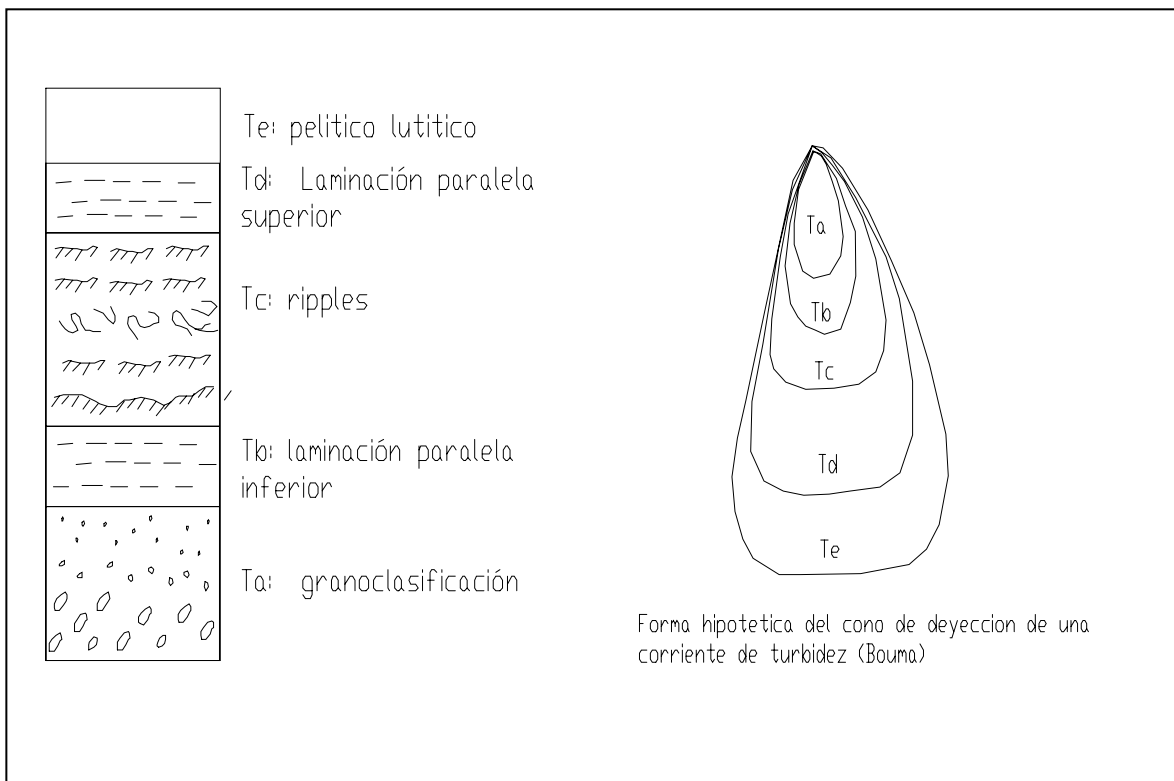


Figura 8. Secuencia de Bouma (tomado de Bruma, 1962).

La matriz está constituida por un polvo oscuro, casi isotópico, de naturaleza arcillosa, donde se alcanzan a distinguir láminas pequeñas de filosilicatos orientadas de manera paralela a la foliación  $S_1$ .

Las limolitas se componen hasta de 50% de matriz con fragmentos de roca y cuarzo que se encuentran en proporciones semejantes dentro de la masa. El cuarzo es subangular a subredondeado con extinción fuertemente ondulatoria, de posible origen a partir de rocas metamórficas. Los fragmentos de roca corresponden, en su mayoría, a esquistos cuarzo-micáceos, subredondeados y elongados con tamaños inferiores a 0,1 mm. La matriz consiste de una masa oscura arcillosa con sericita fina orientada como neomineral y otros filosilicatos de neoformación; se encuentran además unos pocos agregados que parecen ser ceolitas secundarias por su aspecto transparente, hábito fibroso radial y relieve bajo. El mineral accesorio es piritita en agregados framboidales.

Venillas delgadas de cuarzo aparecen cortando netamente la estratificación pero a su vez se encuentran deformadas por un evento tectónico posterior de carácter dúctil.

Los fragmentos de roca que componen las areniscas y arcillolitas indican una fuente posible de un segmento emergido en la Cordillera Central, solamente los fragmentos de rocas hipohabisales (pórfidos andesíticos), representan un interrogante, que es posible explicar como una facies de borde de alguno de los intrusivos presentes en el área emergida.

#### 4.2.1.2 Limolitas silíceas de Tiuquer (K<sub>2</sub>das)

Afloran en el río Tambo entre los caseríos de San Felipe y Tiuquer (B-4), como una faja continua, la cual se puede seguir hasta el Cerro Golondrinas (A-4, A-5), y se prolonga hacia el norte en la plancha 428. Este cuerpo presenta una dirección  $N20^\circ$  a  $30^\circ E$  y se continúa hacia el sur, en la República del Ecuador.

Limolitas silíceas se observan como parte de una secuencia que se compone de limolitas silíceas color verde manzana, tobas volcánicas básicas de color verde grisáceo oscuro y en menor proporción, chert de color gris, ocasionalmente negro (Figura 9). Se encuentran principalmente a lo largo del río Puente Palo (A-3), y sus afluentes de ambas márgenes, donde las limolitas silíceas verdes forman cascadas con alturas superiores a los 10 m.

El conjunto de rocas silíceas se presenta en estratos delgados, de 0,05 a 0,15 m de espesor, con contactos planoparalelos; en los chert grises se observan estructuras internas como laminación fina, mientras que en las limolitas verdes no se presenta ningún tipo de estructura diferente a los *zoophicus* ocasionales que se observan en cercanías al poblado de Tiuquer. Las tobas básicas presentan laminación interna fina, de tamaño milimétrico.

Microscópicamente las limolitas verdes presentan textura detrítica de grano muy fino, donde sólo se identifican restos de radiolarios mal conservados aplastados en sentido de la estratificación que alcanzan a constituir el 12% de la roca. Sericita se presenta en laminas finas alargadas, orientadas paralelamente en el sentido de la estratificación. En algunas muestras se observan microcristales de plagioclasa (albita?), dispuestos de manera flotante en la matriz.



Figura 9. Limolitas silíceas de color verde, Tiquer ( Cumbal )

Los chert son microcristalinos y en ellos se distinguen agregados silíceos, acompañados de un material oscuro, posiblemente materia orgánica; es característica la abundancia de venas secundarias compuestas por cuarzo recristalizado.

#### **4.2.2 Contactos**

El contacto de las arcillolitas y areniscas con los depósitos piroclásticos, en cercanías al caserío San Felipe, es depositacional discordante; las rocas volcánicas cubren toda la antigua topografía, como en el caso de la quebrada Arrayanal (B-5, B-6), donde su curso principal corre sobre afloramientos de esta unidad, en tanto que sus afluentes desde la mitad de su recorrido hacia arriba, cortan depósitos volcánicos.

Los intrusivos hipoabisales descritos mas adelante, producen en la secuencia sedimentaria un metamorfismo de contacto leve, con recristalización de minerales. Este contacto cubre un área de pocos metros alrededor del cuerpo intrusivo y sólo afecta las arcillolitas y areniscas, imprimiéndoles una compactación notable, posiblemente producto de silicificación local como fue posible observar en cercanías del caserío la Unión y en el río Perlas (A- 3).

La aureola de contacto que se presenta en el límite entre la Cuarzodiorita de Tallambí o los intrusivos hipoabisales (pórfidos), y las rocas sedimentarias del Grupo Dagua, forma una cornubianita de grano fino que se extiende por decenas de metros alrededor del cuerpo intrusivo. En los afloramientos se distinguen las cornubianitas por su timbre característico en tanto que en la sección delgada se encontró la asociación Albita – Epidota. Son comunes en las vecindades del

contacto, venas de cuarzo lechoso, milimétricas a centimétricas que cortan netamente la estratificación de la secuencias sedimentaria.

En cercanías de San Juan de Mayasquer (B-3), los contactos de los intrusivos con las rocas adyacentes son difíciles de interpolar en imágenes de radar o aerofotografías debido a que el intrusivo, aunque solo aflora en las quebradas, está muy cercano a superficie en las colinas y en consecuencia el contraste topográfico es mínimo.

Las cornubianitas son siempre masivas, de grano fino a muy fino, menor a 2 mm, se componen esencialmente de cuarzo plagioclasa y epidota en cantidades más o menos similares. El cuarzo se presenta en cristales limpios, con bordes corroídos, anhedrales, algunos de ellos con extinción ondulatoria; Se encuentra también en venillas formando contactos suturados con los otros componentes.

El contacto de las rocas sedimentarias con las rocas volcánicas del Diabásico no se pudo observar en el campo, debido a que se encuentran cubiertos a lo largo del río Perlas y la quebrada El Dorado. En el sector oriental, sobre el río Tambo y las cabeceras de la quebrada Golondrinas (B-5), los depósitos de vertiente cubren todos los contactos que se pudieron visitar.

#### **4.2.3 Origen**

Nelson (1962), postula un origen en un geosinclinal donde se depositaba el miembro grafítico, luego sufrió un levantamiento durante la depositación del miembro calcáreo y un posterior hundimiento que permitió la depositación de los miembros arcillo-tobáceo y silicificado. Barrero (1979), propone para la Formación Cisneros, un origen por



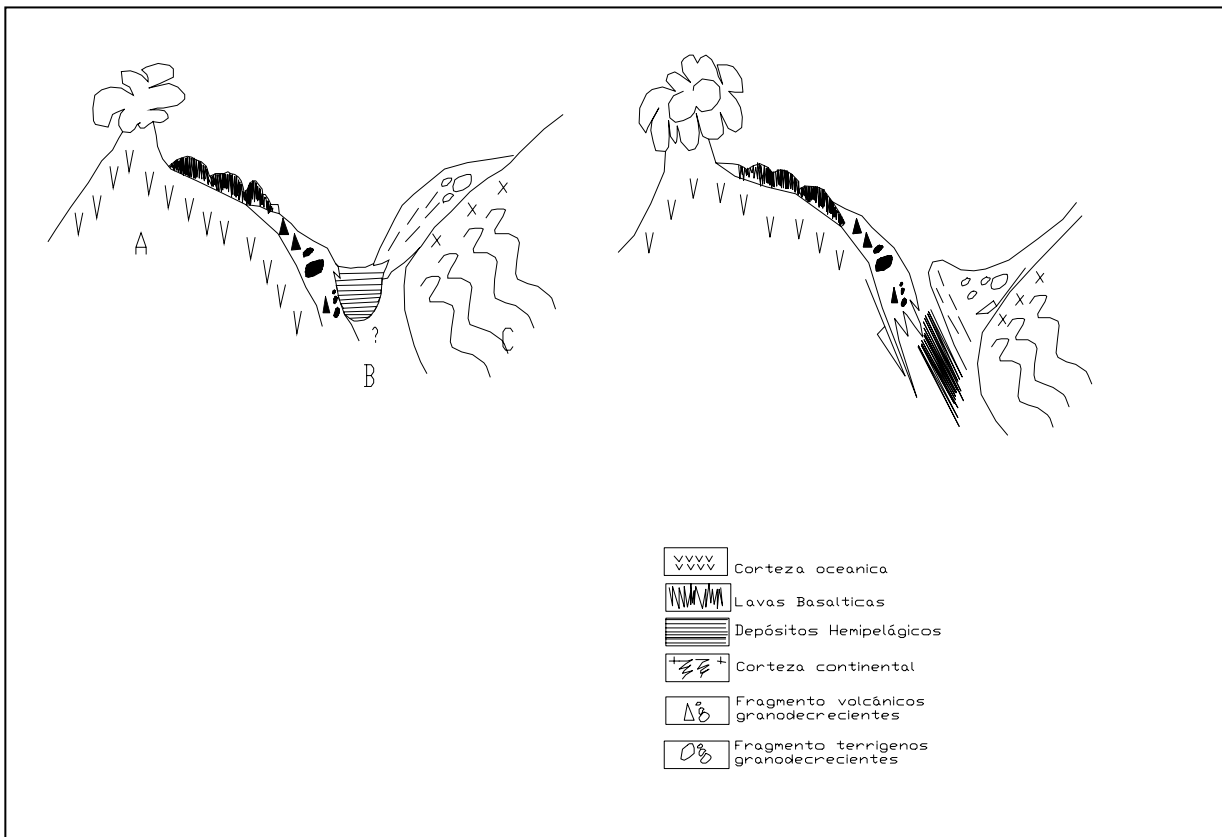
depositación en mar profundo para los sedimentos biogénicos y volcánicos (filitas verdes y chert) y por corrientes de

turbidez las rocas detríticas. Un origen similar propone el mismo autor para la formación Espinal.

El análisis facial de Etayo–Serna *et al* (1982, Figura 10), sugiere que los 3 segmentos se originaron simultáneamente en ambientes de borde continental (A), fosa oceánica (B) y dorsal oceánica o arco de islas (C).

En el área correspondiente a este trabajo se identificó el segmento A, con el

nombre de Arcillolitas y Areniscas del río Tambo, que de acuerdo a sus características texturales y petrográficas, también se formó en un borde continental. El segmento B no fue posible separarlo cartográficamente del C, debido a que los chert negros con tobas intercaladas tienen espesores delgados, menores a 50 m dentro de las limolitas silíceas de Tiuquer.



Aluja *et al*, (en Barrero, 1979), recolectaron microfósiles a los que Duque Caro le asigna una edad probable de Aptiano, esta edad corresponde a las rocas sedimentarias del tope de la secuencia pelágica turbidítica de la Formación Cisneros, sin embargo aclara que, la edad podría ser mayor, si se toma en cuenta que la tasa de sedimentación de los sedimentos pelágicos es muy lenta. Los fósiles encontrados en areniscas turbidíticas de la Formación Espinal, según Duque-Caro (1975), tienen una edad de post-Coniaciano.

#### 4.2.4 Edad

Según Etayo-Serna (com. escrita, 1981) en Parra (1983), los moldes huecos de bivalvos encontrados en una toba perteneciente al segmento C, parecen indicar que la secuencia de limolitas silíceas es post-Turoniano (Maastrichtiano). La secuencia arenarcillosa o segmento A, fue datado en el mismo trabajo, con dos grupos de fósiles que muestran intervalos bioestratigráficos diferentes, Albiano a Maastrichtiano el primero y Campaniano a Maastrichtiano el segundo.

Como se puede deducir, la edad de las rocas sedimentarias del núcleo de la Cordillera Occidental, no está muy bien definida, no solo por la escasez de fósiles, sino también por la falta de columnas estratigráficas representativas que contengan a su vez material paleontológico con intervalos bioestratigráficos bien definidos. En el área de éste trabajo no se encontraron secciones representativas ni fósiles diferentes a *zoophicus*, por lo que no se hacen nuevos aportes estratigráficos.

Las unidades aflorantes en esta plancha (Areniscas y arcillolitas del río Tambo y limolitas silíceas de Tiuquer), presentan

características idénticas a las definidas en otras latitudes de la Cordillera Occidental, como son la secuencia de flysch y la asociación de chert y limolitas verdes con *zoophicus*, descritas ampliamente dentro del Grupo Dagua, en el sentido de Nelson, (1962).

La prolongación de estas rocas en la República de Ecuador, donde se conocen con el nombre de Miembro Chontal de la Formación Macuchi (sedimentos argiláceos, duros, silicificados y generalmente verdosos, chert y lutitas, Baldock 1982), implica una correlación directa.

### 4.3 ROCAS INTRUSIVAS

En este grupo se incluyen las rocas intrusivas de composición variable que afloran en el área de las planchas 447 y 447 Bis, que constituyen un plutón de composición cuarzodiorítica y varios cuerpos hipoabisales andesíticos de textura porfídica y dimensiones pequeñas, menores a 10 Km<sup>2</sup>. En el Departamento de Nariño se han cartografiado aproximadamente 14 cuerpos de composición cuarzodiorítica, los cuales en su mayoría, están intruyendo rocas de los Grupos Dagua y Diabásico que se ubican en el flanco occidental de la Cordillera Occidental (Arango y Ponce, 1980).

#### 4.3.1 Cuarzodiorita de Tallambí - (E<sub>3</sub>N<sub>1</sub>cdtll)

En los alrededores del corregimiento de Tallambí, municipio de Cumbal (A-1, A-2, B-2), afloran rocas intrusivas, holocristalinas, con cristales de tamaño superior a 3 mm, de afinidad granitoide, intruyendo rocas de los Grupos Dagua y Diabásico. Aparentemente, la mayor extensión de este intrusivo se encuentra en jurisdicción de la República del Ecuador, donde se le conoce como Batolito de Apuela (Baldock, 1982).

Los mejores afloramientos se encuentran en el río Numbí, en el camino Tallambí – Numbí y en el río San Juan, aguas abajo de Tallambí. Al parecer, en el área aflora la parte superior del cuerpo intrusivo, puesto que en el camino Tallambí – La Unión se encuentran afloramientos meteorizados de extensión menor a 3 m, con saprolitos de afinidad cuarzodiorítica a tonalítica. En el mismo sector se pueden identificar rocas con características de cornubianas, caracterizadas por su timbre y grano más fino. Las diabasas encajantes presentan silicificación, propilitización y cloritización, lo que dificulta trazar el contorno de los contactos. Hacia estos últimos, la roca toma texturas porfídicas, muy similares a la de los intrusivos hipoabisales presentes en el área.

#### 4.3.1.1 Litología

Macroscópicamente, las rocas de éste cuerpo, son de color gris verdoso, textura hipidiomórfica granular, holocristalina, con cristales de plagioclasa que conforman un poco más del 50% de la masa total, hornblenda entre el 10 y el 20%, cuarzo entre 5 y 15%, en tanto que biotita se presenta sólo en algunas muestras, en cantidades inferiores al 10%. Los minerales opacos presentes son piritita y magnetita.

Al microscopio se observa una textura hipidiomórfica granular, con plagioclasa como componente principal, seguido por hornblenda, cuarzo y biotita. Los análisis permiten clasificar la roca dentro del rango de Cuarzodiorita y Tonalita, con predominio de la primera.

La plagioclasa se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, maclada según ley de Albita y Albita – Carlsbad, con extinción fuertemente ondulatoria, y composición desde An<sub>32</sub> hasta An<sub>54</sub>, que

corresponde a la totalidad del campo de andesina y parte de labradorita. En las muestras analizadas, las plagioclasas se encuentran parcialmente sericitizadas. El cuarzo, en general bastante limpio, forma agregados policristalinos llenando intersticios, los cristales individuales son anhedrales y tienen inclusiones fluidas diseminadas, aparentemente primarias.

El anfíbol original (hornblenda), ha sido reemplazado por tremolita debido a procesos de alteración hidrotermal propilitica. Los cristales, alargados y fibrosos, se encuentran también cloritizados. La biotita, subhedral a anhedral, se encuentra como cristales dispersos, cloritizados hacia los bordes, con pleocroismo fuerte, X= café, Y= pardo claro.

Los minerales opacos se encuentran diseminados en la roca, con piritita euhedral y magnetita en cristales menores a 0,1 mm, algunos de ellos esqueléticos, asociados siempre a los ferromagnesianos cloritizados.

En los alrededores de la población de Tallambí, en la frontera ecuatoriana es muy notable la presencia de alteración propilitica con mineralización de piritita y calcopiritita en venillas que se presentan de manera penetrativa sobre toda la roca. En el territorio colombiano no se observan afloramientos con bornita y calcosina, pero de acuerdo con lo observado en el campo, tales minerales sí aparecen hacia el lado del Ecuador, en inmediaciones de la población de Chical, indicando la probable existencia de un sistema de pórfido cuprífero.

#### 4.3.1.2 Origen

Por las características de los contactos que indican una cercanía a profundidad, de un cuerpo intrusivo de mayor área y la

formación de cornubianas en facies de albíta epidota con las rocas pelíticas encajantes, se deduce que el cuerpo se emplazó a poca profundidad relativa, donde se presentó un enfriamiento rápido hacia los contactos con las rocas encajantes, que no permitió el crecimiento de todos los cristales de las rocas en sus contactos.

Galvis, J. (1980 en Nivia, 2001), propone que estos intrusivos cuarzodioríticos de margen continental son el resultado del magmatismo ocasionado por el rompimiento de la placa oceánica y la formación de una nueva zona de subducción, que se dio a finales del Cretáceo o principios del Terciario y que está localizada al oeste de la actual Costa Pacífica.

#### 4.3.1.3 Edad

La Cuarzodiorita de Tallambí, puede correlacionarse en edad con otros cuerpos de afinidad granítica ubicados al norte y al sur de la plancha, específicamente con los Batolitos de Piedrancha (Colombia) y Apuela (Ecuador).

La Agencia de Minería Metálica del Japón - MMAJ y la Agencia de Cooperación Internacional de Japón – JICA (1981, 1982), en el reporte de la investigación geológica del área de Piedrancha, reportan que el Batolito de Piedrancha, es un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica, con 10 Km de ancho y 35 km de longitud, que intruye principalmente las rocas sedimentarias del núcleo de la Cordillera Occidental (Grupo Dagua). Las dataciones radiométricas por el método K/Ar en una muestra del cuerpo de Canellera, al norte de Piedrancha, arroja una edad absoluta de  $26,2 \pm 1,5$  Ma. en roca total, (post-Eoceno); para una muestra de roca de los diques,  $28,6 \pm 1,7$  Ma. y para una muestra

de roca de la cornubiana de la zona de contacto,  $29,9 \pm 1,7$  Ma.

Alvarez, J. y Linares, A., (1979), realizaron dos determinaciones K/Ar en hornblenda y biotita para el Batolito de Piedrancha, los resultados fueron  $62 \pm 6$  Ma. y  $23 \pm 3$  Ma.; según Alvarez “la edad en hornblenda ( $62 \pm 6$  Ma.), se puede interpretar como la edad de cristalización y emplazamiento del plutón y la otra edad podría corresponder a un evento tectónico o termal posterior”. Gobel y Stibane (1979), determinaron para este cuerpo, una edad de  $30 \pm 1,9$  Ma. por K/Ar en hornblenda.

En la República del Ecuador, la Cordillera Occidental se caracteriza por la presencia de numerosos plutones, de los cuales el Batolito de Apuela, considerado de edad post-Eoceno, es el cuerpo localizado más al norte; incluye varias facies desde granito a tonalita y diorita y está clasificado petrográficamente, como granodiorita hornblenda- biotítica; intruye la secuencia volcánica de Macuchi (que se prolonga en Colombia con el nombre de Grupos Dagua y Diabásico), y la Formación Unacota (con calizas del Eoceno), transformándola en mármoles, Baldock, (1982). Este batolito tiene en Ecuador una longitud de 110 km, está compuesto por varios cuerpos mayores y stocks relacionados; el cuerpo principal es alargado en sentido N20°E, tiene 50 Km de longitud y 20 km de ancho aproximadamente. En el extremo norte del Ecuador, se encuentran dos pequeños intrusivos que siguen esta misma disposición, de los cuales, un stock, aflora entre las poblaciones de Maldonado y Chical, en límites con Colombia (B-2), que sería la continuidad hacia el sur de la Cuarzodiorita de Tallambí, después de atravesar la frontera entre los dos países (Río San Juan).

Por su correlación con los intrusivos datados en Colombia y la edad supuesta en

la República de Ecuador, la Cuarzodiorita de Tallambí, tendría una edad post-Eoceno.

#### **4.3.2 Pórfidos Andesíticos del río Perlas (E<sub>3</sub>N<sub>1</sub>pap)**

En las planchas 447 y 447 Bis se encuentran dos cuerpos intrusivos hipoabisales menores de 10 Km<sup>2</sup> que se forman cerros de vertientes escarpadas como El Dorado (A-3) y Guachopis (A-2), localizados al N y NE del caserío La Unión. Algunos cuerpos son tan pequeños que no alcanzan a salir en el mapa respectivo, tales como silos y diques de 20 m de espesor que afloran en el cauce del río San Juan y en cercanías de Tallambí (Pl. 447 Bis, A-1).

En el camino San Juan de Mayasquer – La Unión (A-2, B-3), se encuentra un tramo de por lo menos 250 m de longitud, en el cual, los saprolitos contienen cuarzos bipiramidales de 1 a 2 cm de diámetro rodeados por una matriz arcillosa que indican la existencia de un intrusivo hipoabisal que ha sufrido meteorización avanzada, hasta un grado que es imposible conseguir muestra fresca, por esta razón no se incluyó en el mapa. Los mejores afloramientos de los pórfidos andesíticos se encuentran ubicados en la margen derecha del río Perlas, por encima de la cota 1800 y en el río Numbí, al norte del caserío La Unión.

##### **4.3.2.1 Litología**

En muestra de mano la roca es masiva, porfídica, con fenocristales de plagioclasa hasta 35%, de 2 a 3 mm de longitud, anfíbol, 20%, con cuarzo sólo en algunas muestras con porcentajes inferiores al 5%. La matriz es afanítica con colores grises en diversos tonos. La mayoría de las muestras parecen tener alteración hidrotermal evidenciada por el color verde de la hornblenda y la presencia de algunas venas

de epidota o en granos finos dispersos en toda la masa.

Microscópicamente las secciones delgadas analizadas se componen de plagioclasa, en cristales euhedrales a subhedrales hasta 5 mm de longitud, alterada parcialmente a sericita; sólo fue posible medirla en una muestra que corresponde a andesina (An<sub>31</sub>). El anfíbol se encuentra alterado a actinolita, calcita y clorita. En algunas muestras se encontraron clinopiroxenos formando el núcleo de algunos cristales de hornblenda. La matriz está compuesta por vidrio de color pardo, parcialmente devitrificado a clorita y sericita, se distinguen microlitos de plagioclasa con orientación de flujo alrededor de los cristales mayores. Algunas de las muestras tienen cuarzo hidrotermal reemplazando vidrio de la matriz. Casi todas las muestras tienen pirita disseminada (0,5 – 1%) y magnetita (1 – 1,5%). La clasificación de acuerdo con la proporción de cristales de plagioclasa y cuarzo, los ubica dentro del campo de las andesitas (pórfidos andesíticos, Le Maitre - UGSS, 1989).

##### **4.3.2.2 Contactos**

En general los contactos se encuentran cubiertos o completamente meteorizados, sin embargo en el río San Juan, entre los caseríos de La Unión y San Juan de Mayasquer, se pudo apreciar el contacto de un silo de pórfido andesítico con rocas sedimentarias de la unidad areno-arcillosa del Grupo Dagua (Figura 11). El contacto es neto y las arcillolitas se encuentran fuertemente endurecidas por lo menos en un tramo de 5 m con formación de cornubianas de albita – epidota.

##### **4.3.2.3 Origen**

En la Cordillera Occidental de Colombia se han cartografiado numerosos intrusivos hipoabisales, algunos de ellos relacionados

con mineralizaciones importantes como el stock de Suárez, Cauca (Alvarez et al. 1980, 1981), los cuales se asocian a una etapa de magmatismo localizada entre el Mioceno y el Plioceno. Otros cuerpos que se encuentran asociados lateralmente con plutones de afinidad granítica, se han interpretado como facies tardías y por lo tanto tienen una edad menor que dichos plutones (Sillitoe et al, 1982). Por su cercanía a la Cuarzodiorita de Tallambí, se asume en este trabajo que son una facies tardía del magmatismo que origino el intrusivo, es decir, post - Oligoceno.

#### 4.3.2.4 Edad

Son muy pocos los cuerpos hipoabisales de la Cordillera Occidental que han sido datados. En el Departamento del Chocó, la

andesita de la Equis tiene una edad de  $10,4 \pm 2,9$  Ma; el basalto de El Botón en cercanías de Dabeiba, Antioquia, dio una edad de  $9,3 \pm 0,8$  Ma. (Restrepo et al, 1979). Otras dataciones en la Cordillera Occidental corresponden a intrusivos graníticos con edades que oscilan entre 6,2 Ma. (Stock de Suárez, Cauca, Alvarez *et al*, 1978) y más de 40 Ma. (Batolito de Mandé, Antioquia, Restrepo et al, 1979).

De acuerdo con lo anterior, no es posible asignar una edad tentativa a los pórfidos, diferente a que puedan ser una facies tardía de la Cuarzodiorita de Tallambí o que sean posteriores. Provisionalmente, se le asigna una edad post - Cuarzodiorita de Tallambí, es decir, similar a la del batolito de Piedrancha ( $30 \pm 1.9$  Ma), es decir post - Oligoceno.



Figura 11. Intrusión de silo de pórfido andesítico en Arcillolitas y Areniscas del Río Tambo

#### 4.4 ROCAS EXTRUSIVAS

De acuerdo con estudios realizados en la zona y áreas vecinas (ICEL-OLADE, 1983), el vulcanismo Cenozoico de la Cordillera Occidental comenzó hace unos 4 ó 5 Ma. y se ha prolongado por el tiempo hasta la actualidad; el volcán Cumbal, a pesar de tener actividad fumarólica actual, no ha tenido actividad holocénica de acuerdo con los estudios y las escasas dataciones radiométricas realizadas hasta el presente.

Para la separación de los edificios volcánicos fue necesario acudir al criterio geomorfológico de preservación de la estructura volcánica. De esta manera se pudieron separar en tres grupos: Edificios Volcánicos Pliocénicos, Edificios Volcánicos del Pleistoceno inferior, Edificios Volcánicos del Pleistoceno superior – Holoceno. Un compendio de las características petrográficas de las rocas que componen los edificios volcánicos, se observan en la tabla 2.

##### 4.4.1 Edificios Volcánicos Pliocénicos

A este grupo pertenecen formas volcánicas y parte de sus productos que se han preservado posiblemente desde el Plioceno que son las edades más antiguas obtenidas para el vulcanismo en esta zona (ICEL – OLADE, 1983. Aquater, 1987).

En general, morfológicamente, se puede identificar parte de la estructura perteneciente al cono central o sus remanentes, en tanto que los diferentes tipos de flujos (lávicos o piroclásticos), se han denudado al punto que su forma plana original ha desaparecido totalmente para formar vertientes elongadas de cimas estrechas. Posiblemente las lavas andesíticas del río Guáitara, descritas más adelante, representan el vulcanismo más

antiguo, pero a la fecha carecen de dataciones radiométricas.

Dentro de este conjunto se agruparon los edificios Andesitas del río Guáitara, Macas, Cerro Negro del Encino, Cumbal Antiguo y Pajablanca, que de acuerdo con la cartografía geológica realizada en áreas vecinas (Murcia y Cepeda, 1991), deben tener un basamento compuesto por en rocas mesozoicas pertenecientes a los Grupos Dagua y Diabásico.

##### 4.4.1.1 Andesitas del río Guáitara (N<sub>2</sub>agt)

Al nivel del puente de la vía Ipiales – Yaramal (E-13), se puede observar un afloramiento continuo de más de 10 m de altura y 200 m de longitud, de lavas andesíticas que han sido incisadas por el río Guáitara, en un cañón que tiene más de 250 m de altura, con sus flancos cubiertos de depósitos de cenizas de diversas edades que enmascaran la observación de los depósitos volcánicos originales.

Probablemente estas lavas fueron las causantes de la primera inversión en la topografía de la Cordillera Central en esta zona del país, rellenando los cauces principales y produciendo un relativo aplanamiento del relieve circundante. Las formas volcánicas originales no se perciben debido al espeso relleno piroclástico que se encuentra en la zona, sólo se distingue en aerofotografías un remanente en forma de abanico que se localiza cerca de la cabecera municipal de Pupiales, que puede corresponder a un flujo de lavas.

Los afloramientos presentan una roca masiva de color gris oscuro, con estructuras de diaclasamiento en forma columnar, mientras que en otros lugares las fracturas tienen forma semicircular o radial, indicando diferentes condiciones de enfriamiento al momento de su extrusión.



Tabla2 . Características mineralógicas de flujos lávicos y piroclásticos de los edificios volcánicos ubicados en la Plancha 447 Ipiales

Centro Volcánico	Matriz	Plagioclasa	Cuarzo	Biotita	Anfiboles (Hornblenda)	Piroxenos		Olivino	Magnetita	Lílicos
						Cpx	Opx			
Guátara	50-60	35	-	-	-	7	3	-	2	-
Cerro Negro del Encino	15-30	75	-	-	-	1	4	-	1	-
Cumbal Antiguo	50-60	30	-	-	-	2	8	-	1	1
Macas	40-50	35	-	-	-	5	20	-	-	1
Pajablanca	50-60	25	3	2	3	2	5	-	5	-
Canguil	50-60	30	-	-	2	6	4	-	2	2
Nasate – crespo	30-80	25	-	-	2	5	3	-	1	-
Granizo	50-70	30	-	3	5	5	10	-	1	-
Colorado	30-50	25	-	-	-	5	10	-	1	-
Cerro Negro de Mayasquer	30-80	15	1	-	3	3	-	-	2	3
(flujos Piroclásticos y	25-60	30	5	2	8	2	2	-	0.5	-
	30-50	25	3	1	12	2	1	-	0.5	5
	25-40	20	5	2	10	4	2	-	1	5
	20-40	25	4	2	7	2	2	-	0.5	5
	20-30	30	5	3	10	3	1	-	1	10
Chiles	50-60	20	-	-	-	5	15	2	1	2
Cumbal	40-50	25	-	-	-	3	8	-	1	1

Nota: Porcentajes estimados sobre áreas parciales de las secciones delgadas

#### 4.4.1.1.1 Litología

Macroscópicamente se trata de una roca masiva de color gris oscuro con textura porfídica, donde se distinguen algunos cristales milimétricos de plagioclasa y una proporción menor de cristales menores a 1 mm de color verde oscuro (piroxenos). La matriz, también de color gris oscuro, constituye alrededor del 60% de la roca. Al microscopio presenta una textura porfídica seriada con fenocristales de plagioclasa alargados y en menor proporción de piroxenos; la matriz presenta microfenocristales de los mismos componentes y solamente un 10% de vidrio.

La plagioclasa, en cristales alargados de 1 – 2 mm, presenta maclas de Albita y extinción ondulatoria fuerte. También hace parte de la mayoría de la matriz, como microcristales de 0,1 mm de longitud, con textura fluidal. El piroxeno se encuentra en cristales anhedrales dispersos, parcialmente alterados a clorita y esfena, existen tanto ortopiroxenos como clinopiroxenos, predominando la hiperstena sobre la augita, en una relación aproximada de 3:1. El vidrio rellena los intersticios de la masa cristalina y se encuentra parcialmente alterado a agregados fibrosos de color pardo y clorita. El mineral opaco presente es magnetita euhedral en cristales dispersos, de acuerdo con Le Maitre (1989), las rocas volcánicas pertenecientes a esta unidad, se clasifican como andesitas.

En el área de estudio no afloran las rocas sobre las cuales se depositaron las Andesitas del río Guáitara, pero de acuerdo con la cartografía geológica de la plancha 429 – Pasto (Murcia y Cepeda, 1991), el

basamento lo constituyen rocas de los grupos Dagua y Diabásico.

Las lavas andesíticas del Guáitara están cubiertas por espesos depósitos piroclásticos y eólicos de edad cuaternaria, además existen numerosas terrazas aluviales a diferentes alturas que cubren los afloramientos, por lo que no fue posible encontrar los centros de efusión. Parte de las razones anteriores explican su mínima extensión sobre el mapa, a pesar de que su expresión superficial está cartográficamente exagerada.

#### 4.4.1.1.2 Origen

La alta proporción de cristales en la roca con relación al vidrio, parece indicar que las rocas que componen los flujos lávicos de este vulcanismo habían cristalizado casi totalmente en la cámara magmática. La ausencia de vesículas indica un tipo de flujos lávicos poco viscosos y con un mínimo contenido de gases, lo que implica episodios de flujos individuales de bajo ángulo de reposo; delgados, con espesores menores de 10 m y longitudes de 5 km o más.

#### 4.4.1.1.3 Edad

Por tratarse de las rocas que posiblemente iniciaron el vulcanismo de ésta zona del sur de Colombia, es probable que sean más antiguas que la única datación cercana que es la del Panecillo de Tufiño, un promontorio lávico existente en la población de Tufiño, Ecuador, pero que se extiende hacia Colombia al occidente del corregimiento de Chiles (D-8), datado en el estudio de Aquater, (1987), con una edad mínima K/Ar, de 4,6 Ma. Lo anterior se asume por el hecho de que sus formas volcánicas han sido erodadas totalmente, mientras que el Panecillo de Tufiño conserva aún su estructura (forma) dómica.

#### 4.4.1.2 Andesitas de Macas (N<sub>2</sub>amc)

En el municipio de Aldana, localidad de Macas, existe una cantera de roca que permite observar directamente el substrato de la zona de colinas que constituye el sector centro oriental de la plancha. Por debajo de más de 6 m de depósitos de loess y de cenizas volcánicas, afloran flujos de lava superpuestos con espesores que oscilan entre 5 y 10 m para cada unidad.

Para cada flujo de lava reconocido se observaron por lo menos dos zonas

diferentes: una basal, masiva, de colores grises y verdes, con fracturas de enfriamiento semicirculares (Figura 12), cubierta por unos 2 m de material escoriáceo – brechoide, que cubre bloques masivos y forma un conjunto de colores rojos, verdes y violetas, que indica la fragmentación de las lavas durante el flujo al momento de su extrusión (lavas escoriáceas).

##### 4.4.1.2.1 Litología

Macroscópicamente las lavas son masivas, afaníticas, de color verde grisáceo con tonos oscuros, de estructura

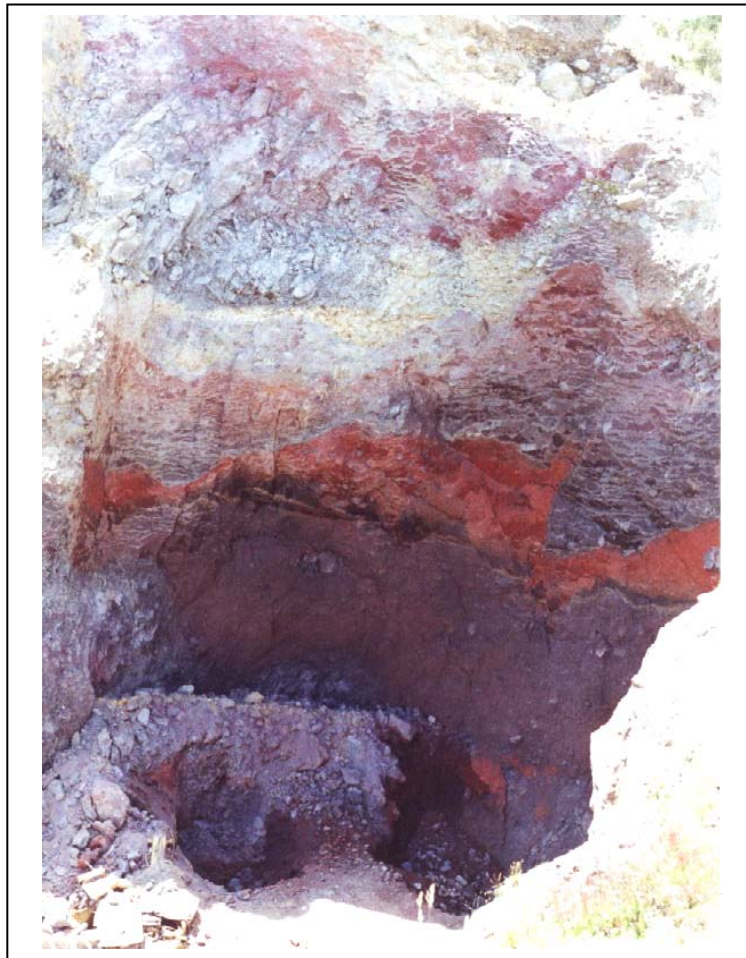


Figura 12. Lavas masivas y autobrechadas de Macas

porfídica fina, donde se aprecian cristales de plagioclasa y en menor proporción ferromagnesianos rodeados por una matriz microcristalina felsítica. Al microscopio se observa una roca de textura porfídica, masiva con un 60% de cristales, rodeados por una matriz oscura debido a la presencia de un opaco diseminado en el vidrio, que es el componente dominante y algunos microlitos de plagioclasa menores a 0,1 mm.

La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales a subhedrales, tabulares, con maclas de Albita y Albita-Carlsbald, no zonadas, de aspecto turbio por inclusiones de vidrio, de composición andesina cálcica ( $An_{42}$ ). Augita se encuentra en cristales euhedrales aislados o definiendo textura glomeroporfídica, algunos de ellos con coronas de reacción con la matriz. Ortopiroxeno se presenta en cristales euhedrales, limpios formando agregados con la augita. Magnetita está como granos anhedrales dispersos. La composición permite clasificar estas rocas de acuerdo con Le Maitre como una andesita, que contiene dos piroxenos, augita e hipersténo.

#### 4.4.1.2.2 Edad

Al igual que las lavas andesíticas del Guáitara, la morfología del paisaje y su perfil de meteorización, permiten correlacionarla con el vulcanismo de finales del Plioceno, presente en el área.

#### 4.4.1.3 Andesitas Porfídicas del Cerro Negro del Encino ( $N_{2acne}$ )

En el extremo suroriental del área de estudio (F-13), se levanta una estructura volcánica, en la cual los flujos lávicos originales han sido denudados a tal punto, que no es posible distinguirlos por su forma, sino por los afloramientos rocosos

que se encuentran en las quebradas que han disectado la topografía actual y por su drenaje radial. La estructura forma actualmente dos promontorios separados 1,5 km entre sí, que se destacan sobre el paisaje circundante.

El cráter original de la estructura estaba ubicado en la cumbre del Cerro Negro del Encino, del cual recibe su nombre. Al parecer, el edificio volcánico colapsó hacia el sur, donde la topografía actual es escarpada pero ha perdido la forma típica de herradura.

En la vía al corregimiento El Carmelo (por fuera de la plancha), y en las quebradas que drenan hacia el río del mismo nombre (F-13; G-13), se pueden distinguir diferentes pulsos de flujos de lava que se alternaron con flujos piroclásticos de 2 a 10 m de espesor para conformar la estructura, por lo que se trata de un estratovolcán. Hacia la parte alta del edificio, espesos flujos piroclásticos compuestos por una mezcla caótica de bloques y ceniza, con cantos hasta de 1,5 m de diámetro rodeados de una matriz tamaño lapilli compuesta por pumitas, evidencian un colapso de domo o de una porción superior del edificio (Figura 13). El flanco norte (F-13), presenta una estructura volcánica más conservada, donde es posible observar los antiguos flujos de lava con longitudes mayores a 7 km, avanzando 1 a 2 km al norte del corregimiento de Yaramal.

#### 4.4.1.3.1 Litología

En muestra de mano las lavas del Cerro Negro del Encino son masivas, inequigranulares, con estructura porfídica de color gris oscuro, moteado gris claro, con 65% de fenocristales, en su mayoría plagioclasa tabular, hasta de 4 mm de longitud, los ferromagnesianos son de

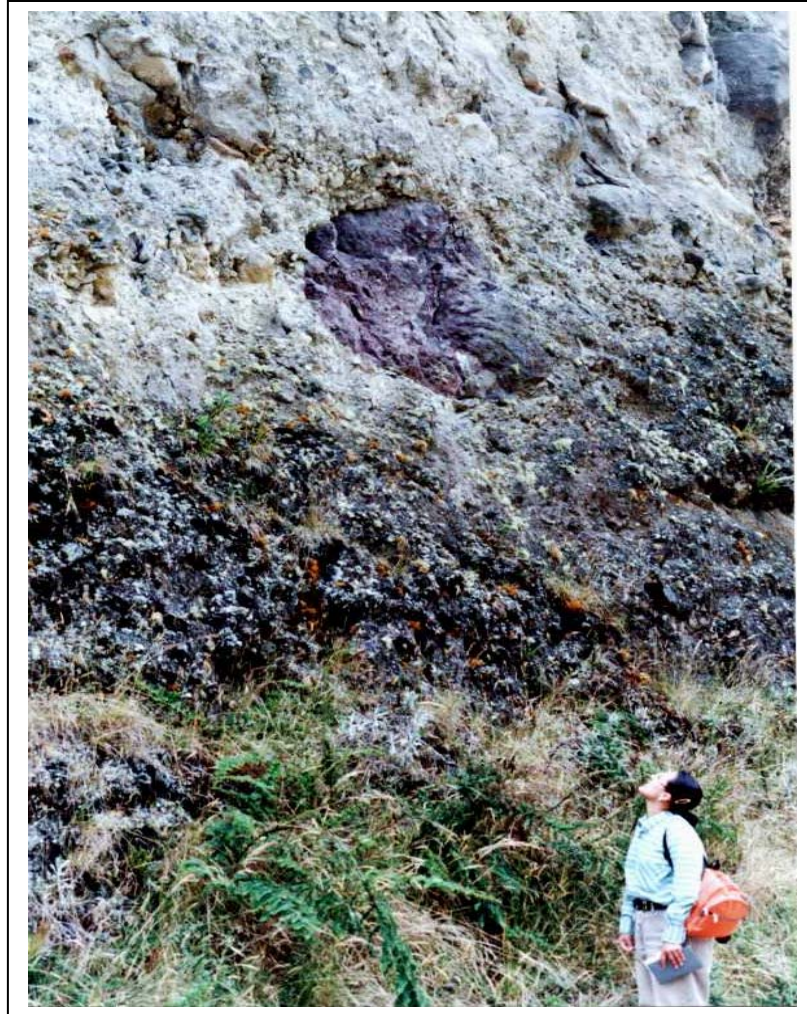


Figura 13. Depósito de bloques y cenizas, por colapso parcial del Cerro Negro del Encino

color negro a negro-verde, cortos, de unos 2 mm. La matriz es afanítica, color gris oscuro.

Al microscopio se observa como una roca porfídica, con plagioclasa en fenocristales alargados hasta de 2 mm y en la matriz como microcristales con textura fluidal alrededor de los cristales mayores. Los fenocristales de plagioclasa son fuertemente zonados, desde labradorita en el núcleo ( $An_{55}$ ), hasta oligoclasa en los bordes ( $An_{28}$ ). Coexisten augita e hiperstena en cristales hasta de 1 mm con bordes corroídos por reabsorción de la matriz, que consiste de un vidrio color pardo verdoso sucio, ligeramente

cloritizado y sericitizado. El opaco presente es magnetita euhedral.

#### 4.4.1.3.2 Edad

Las características petrográficas de las lavas del edificio volcánico del Cerro Negro del Encino son similares a las lavas andesíticas del Guáitara y por su cercanía geográfica se podrían asumir como productos del mismo vulcanismo, aunque las lavas del Cerro Negro del Encino deben ser mas jóvenes, puesto que se conserva parcialmente la forma del edificio volcánico.

#### 4.4.1.4 Andesitas del Cumbal Antiguo (N<sub>2</sub>aca)

El estudio de ICEL-OLADE (1983), define un borde caldérico que bordea a la laguna de Cumbal y se prolonga hacia el norte, alcanzando un diámetro aproximado de 9 km. En este trabajo se le asigna el nombre de Cumbal Antiguo a esta misma estructura, dada su magnitud e incluye la actual laguna del Cumbal, haciendo parte del fondo de la caldera.

La expresión morfológica de este edificio volcánico está marcada por un semicírculo abierto hacia el occidente con unos bordes caldéricos que definen un sistema montañoso con drenaje radial que divide las aguas que fluyen hacia el Guáitara (ríos Blanco y Juntas), de las que fluyen hacia el río San Juan- Mira (río Tambo). A pesar de que la estructura es bastante antigua y ha sido afectada por las glaciaciones del

cuaternario, algunos de sus flancos muestran alternancia de productos lávicos y piroclásticos, aunque superficialmente muestran un perfil de meteorización avanzado de más de 5 m de espesor. (Figura 14).

Aunque se encuentran bordeando esta estructura, los Domos del Colimba, localizados al norte de la Inspección de Policía de Muellamués, plancha 428 (González y Zapata, 2002), no parecen pertenecer al mismo vulcanismo, debido a que ellos no muestran efectos glaciales significativos, ni una incisión tan marcada como la de la caldera del Viejo Cumbal o un perfil de meteorización con similar desarrollo. Superficialmente los flujos lávicos no conservan su forma original, ni forman escarpes rocosos como los domos, que son más recientes.



Figura 14. Brecha del borde caldérico del Cumbal Antiguo

El edificio de esta caldera muestra un perfil de meteorización avanzado de más de 5 m de espesor, debajo de los cuales se pueden distinguir texturas brechosas y rocas masivas de composición andesítica que se aprecian principalmente en las canteras localizadas en la vía Cumbal – Miraflores.

Los productos volcánicos del Cumbal Antiguo que fueron removidos por la destrucción del cono original, fueron transportados por el río Mulas y otros afluentes de la margen izquierda del río Güiza, para ser depositados al noroccidente como grandes abanicos que se abren a partir de la localidad de El Diviso, cubriendo un área del orden de 3.000 km<sup>2</sup>, que pueden alcanzar un espesor cercano a los 200 m, lo que da una idea acerca del volumen de la antigua caldera.

#### 4.4.1.4.1 Litología

Las rocas con estructura brechosa contienen bloques centimétricos de lavas porfídicas de colores rojo, verde, violeta y gris, rodeados de un 30 % de matriz alterada a limo y arcillas de color pardo a ocre. Las lavas se componen aproximadamente de 35% de fenocristales de plagioclasas macladas según Albita, tabulares, con núcleos sericitizados y manchados con óxidos de hierro. Piroxenos en cantidad del 6% se presentan de 2 tipos: augita, en cristales subhedrales menores a 2 mm con bordes corroídos por la matriz; hiperstena de menor tamaño (0,2 mm) y cantidad, de formas euhedrales a subhedrales. La matriz está compuesta esencialmente por un vidrio color gris, con 2% de opacos finogranulares diseminados y microlitos de plagioclasa.

#### 4.4.1.4.2 Edad

La forma de las vertientes del Cumbal Antiguo es muy semejante a la del Panecillo de Tufiño, lo mismo que el espesor de su perfil de meteorización, por

lo tanto su edad probable sería muy similar, es decir, alrededor de 4,6 Ma.

#### 4.4.1.5 Andesitas de Pajablanca (N<sub>2</sub>apb)

En la plancha 429 – Pasto, Murcia y Cepeda (1991), definen un cráter antiguo en la cumbre del Cerro Pajablanca, localizado a unos 2 km al NE del área correspondiente a este trabajo. Los productos volcánicos de este edificio se extienden hacia el suroeste, en la Plancha 447-Ipiales, hasta el caserío de Chires Bajo (B- 13, municipio de Pupiales), donde se pueden apreciar los flujos de lava más lejanos del edificio volcánico, que corresponden a la base del antiguo cono y hacia el norte (vereda Casa Fría), se pueden encontrar algunos afloramientos de lavas que se extienden por fuera de la plancha hasta la cabecera municipal de Sapuyes en la plancha 428 – Túquerres.

De acuerdo con los afloramientos visitados, se trata de un volcán compuesto, donde se alternaron flujos de lavas con flujos piroclásticos. Las lavas predominan en el flanco occidental del edificio al norte del caserío Casa Fría (A-13, Figura 15) y hasta el municipio de Sapuyes, con una morfología de topografía más suave; mientras que los flujos piroclásticos, con morfología de alta pendiente, predominan hacia el sur en las inmediaciones de los caseríos Chires Centro, Chires Bajo y el Común (B-12).

En la confluencia de la quebrada Piacún con la quebrada El Común (B-13), se aprecia una sucesión de flujos piroclásticos, esencialmente flujos de bloques y cenizas que podrían indicar un colapso de domo o parte del edificio hacia este sector.

Sobre el terreno son escasos los afloramientos debido a la cubierta



Figura 15. Lavas del volcán Pajablanca

piroclástica de extensión regional. Además, se ha desarrollado sobre esta unidad un perfil de meteorización que supera los 4 m de espesor, que suaviza las formas del paisaje.

#### 4.4.1.5.1 Litología

Macroscópicamente las lavas de Pajablanca se presentan como rocas macizas, de color gris verdoso oscuro, de estructura porfídica con fenocristales de plagioclasa y en menor proporción piroxenos en matriz afanítica de color gris. A escala de afloramiento se aprecian zonas de 30 a 40 cm con un diaclasamiento denso de más de 30 fracturas/m, causado por enfriamiento; separadas entre sí, por 3 a 4 m de roca masiva afectada solamente por diaclasas de tipo regional, existe además un bandeamiento reliquia definido por un cambio en la coloración de la matriz,

dentro de cada uno de los flujos individuales, de escala centimétrica, que se atribuye al desplazamiento viscoso de las lavas al momento de la extrusión.

Las diaclasas de tipo regional se presentan como dos familias con direcciones N55°E/vertical (5 D/m) y NS/33°E (3 D/m). Es notable éste diaclasamiento porque no afecta a los edificios volcánicos posteriores, es decir, aparentemente estas diaclasas representan los últimos esfuerzos regionales que alcanzaron a producir deformación en el área de estudio.

Microscópicamente las lavas tienen una estructura porfídica con una matriz que oscila entre el 50 y 60%, compuesta por vidrio de color verde parcialmente alterado a arcillas fibrosas con microcristales de plagioclasa que forman textura fluidal alrededor de los cristales mayores.



La plagioclasa ( $An_{38}$ ), se encuentra zonada y alcanza hasta 4 mm de longitud en cristales euhedrales a subhedrales. En parte la zonación incluye sombras de óxidos de hierro. El piroxeno alcanza hasta un 10% de la masa total, siendo más abundante el ortopiroxeno en cristales subhedrales, frescos, muy fracturados y bordes alterados a filosilicatos por reacción con la matriz. El clinopiroxeno (augita), de mayor tamaño que el ortopiroxeno, está casi totalmente alterado a hornblenda y biotita, con bordes de reacción marcados por la acumulación de minerales metálicos de hierro.

La hornblenda se presenta como pseudomorfo de piroxeno por reacción con la matriz y a su vez se altera a biotita en los bordes o a veces totalmente. El cuarzo se presenta como cristales bipiramidales parcialmente corroídos por la matriz. El opaco es magnetita en cristales euhedrales aislados o asociados a clinopiroxeno.

Dadas las características de la mayoría de los fenocristales, se puede interpretar que en las etapas finales de su crecimiento se presentó un enriquecimiento en hierro y vapor de agua en la cámara magmática que dió como resultado la contaminación de los bordes de las plagioclasa e hidratación de las augitas para transformarlas en hornblenda y biotita.

Los flujos piroclásticos tienen más de 5 m de espesor, con bloques decimétricos, subangulares, rodeados por una matriz de ceniza y lapilli parcialmente meteorizada, de colores pardo claro a rojizo donde se conservan algunas pumitas y fragmentos líticos. Los bloques consisten de andesitas masivas y andesitas con textura a brechosa, con matriz ligeramente vesiculada. Los flujos piroclásticos del Volcán Azufra

forman una cubierta con un depósito de flujos de pómez con mas de 10 m de espesor que debido a su energía inicial, ascendió por las faldas del Pajablanca por lo menos 200 m en la vertical.

#### 4.4.1.5.2 Edad

Teniendo en cuenta la conservación parcial del edificio volcánico, el espesor del perfil de meteorización del orden de 4 m y la forma subangular de sus vertientes, se puede deducir que su edad es ligeramente menor que la del panecillo de Tufiño, es decir, mas joven que 4,6 Ma.

### 4.4.2 Edificios volcánicos del Pleistoceno Inferior

En esta categoría se incluyeron los edificios volcánicos que se encuentran parcialmente destruidos, pero sus productos conservan parcialmente algunas formas volcánicas tales como flujos de lava con sus escarpes y estructuras dómicas, además, en ellos no se ha desarrollado un perfil de meteorización importante. Este último criterio no es muy contundente debido a que todos estos edificios se encuentran sobre la divisoria de aguas, a alturas superiores a 3500 m.s.n.m. y por esta razón han sido, el escenario de las glaciaciones cuaternarias, pero constituye por sí mismo, una característica que permite diferenciarlos de otras estructuras más recientes. De todas maneras, es necesario advertir que el orden cronológico de los diferentes edificios requiere de dataciones radiométricas para localizarlos de manera precisa en el tiempo y conocer mejor la evolución del volcanismo en esta época.

Para la localización en el tiempo de estas unidades se siguió la escala de Tiempo geológico de Haq (1987).

#### 4.4.2.1 Andesitas del Cerro Canguil (Q<sub>1ac</sub>)

Esta estructura se localiza a 2 km al oeste del sitio La Puerta (divisoria de aguas entre el río Tambo y el río Germagán, C-7), ocupa un área aproximada de 15 km<sup>2</sup> formando varios cerros entre los que se incluye también el Cerro El Gritadero. El Canguil alcanza en su cima una altura aproximada de 4.100 m, desde donde se extiende el edificio, hasta aproximadamente la cota 2800 en el río Tambo, el centro de efusión estaba localizado tal vez a 2 km al W de la cumbre actual, de acuerdo con las direcciones de los flujos lávicos que se conservan.

En las partes más conservadas de la estructura, hacia el sector occidental, se aprecian flujos de lava masivos formando paredes verticales de 2,5 a 3,0 m de espesor, que se alternan con

peldaños de 3 a 4 m de espesor compuestos por lavas fragmentadas autobrechadas, resultando un paisaje escalonado, en especial en las partes altas de las vertientes. Los flujos individuales se pueden seguir en las divisorias de aguas por mas de 5 km de longitud, como en el sector de El Gritadero. El modelado glaciar ha dejado numerosos valles colgantes y la cumbre de la estructura consiste de un afloramiento rocoso aislado, conocido en la literatura como “*horn*” (Figura 16), Hacia la base del edificio, cerca de la confluencia del río Tambo con la quebrada El Rosario (C-6), no se presentan las lavas autobrechadas sino que se observan afloramientos de más de 10 m de altura con una textura brechosa con cantos centimétricos de andesitas y andesitas porfídicas, de bordes parcialmente redondeados soportados por una matriz afanítica.



Figura 16. Vista panorámica del Cerro Canguil

#### 4.4.2.1.1 Litología

En muestra de mano, las lavas basales tienen colores verde oscuro a verde rojizo con fenocristales máficos hasta de 2 mm con textura fluidal, matriz afanítica con algunos microcristales de plagioclasa de 0,5 mm. Las brechas presentan cantos centimétricos de andesitas y andesitas porfídicas de colores grises oscuros, con 5 % de cristales de plagioclasa en matriz afanítica.

Las lavas de la base del Cerro Canguil, están caracterizadas por la presencia de rocas con textura microporfídica. Los fenocristales de plagioclasas se encuentran en formas euhedrales a subhedrales, zonados, corroídos, maclados según Albita y Albita-Carslbald. Piroxenos rotos, corroídos, subhedrales, con coronas de reacción de color oscuro debido a la alta concentración de óxidos de hierro; el mineral opaco es magnetita, en cristales euhedrales a subhedrales, aislados o asociados a piroxenos o a cristales de hornblenda de forma subhedral de color café y bordes corroídos. La matriz, que es cerca del 70% de la roca, consiste de vidrio de color pardo rojizo, parcialmente devitrificado, encerrando microlitos de plagioclasa orientados y pequeños cristales subangulares de piroxeno menores a 0,01 mm.

Las lavas más recientes del edificio volcánico del Cerro Canguil, presentan una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos y opacos en matriz microporfídica, hialocristalina, con textura fluidal definida por las plagioclasas; con una relación matriz : fenocristales 3:2. En la matriz se presentan microlitos de plagioclasa con textura de

flujo en un cemento vítreo de color pardo claro, poco devitrificado.

Las plagioclasas, (An<sub>52</sub>) de tipo andesina y forma tabular, son euhedrales a subhedrales, en cristales menores a 2 mm, maclados según Albita. La zonación es normal y varía desde andesina a labradorita. En algunos cristales se observa una alteración incipiente a carbonatos. Los máficos corresponden a clinopiroxenos, en cristales prismáticos cortos, euhedrales; de pleocroismo débil, limpios, poco alterados y asociados a magnetita, que se presenta como el único opaco diseminado en la roca y asociado en nidos dentro de los piroxenos.

Los anillos de óxidos de hierro al interior de los cristales de plagioclasa y piroxeno indican un enriquecimiento del magma en Fe, antes de finalizar la cristalización y efusión, lo que se puede interpretar como consecuencia de una cámara magmática relativamente pequeña que no recibía alimentación importante de magma nuevo, mientras el existente se diferenciaba y enriquecía en hierro.

#### 4.4.2.1.2 Contactos

Las lavas del Cerro Canguil reposan discordantemente sobre las rocas basálticas del Grupo Diabásico, contacto que es posible observar en el río Tambo. Los últimos flujos del Canguil están cubiertos por los productos finales del Cerro Granizo, lo que se observa en cercanías de la Laguna Negra. Teniendo en cuenta el grado de denudación del edificio, que incluye la erosión o destrucción del ápice del cono, se estima que su edad sea del Pleistoceno Temprano, tal vez de 1,4 a 1,7 Ma, de acuerdo con la escala de Tiempo geológico

#### 4.4.2.2 Cerro Crespo - Nasate (Q<sub>1</sub>acnn)

Estos remanentes de edificios volcánicos se localizan entre el volcán Chiles y el Cumbal moderno (B-6, D-8), y son vestigios de una estructura mucho mayor, probablemente una caldera, que posterior a su destrucción formó los domos de la Laguna Negra de Nasate y de El Cerro Crespo. La probable caldera se puede apreciar desde las inmediaciones de la cabecera municipal de Guachucal (Figura 17), asociado a ella se encuentran también varias estructuras de forma cómica que afloran en las cabeceras de los ríos Blanco y Germagán (B-7, C-7), y un cuello volcánico con una particular forma de “sombrero” (Figura 18), cerca de la bocatoma del nuevo acueducto de l municipio de Cumbal (B-7).

como domo volcánico a una estructura semicircular formada por el empuje de un magma viscoso que eventualmente puede salir a superficie, y que se asocia principalmente a lavas muy ácidas Cas & Wright, 1983. En el área de este trabajo se presentan algunos cuerpos de forma circular en planta y perfil cónico o cómico, que de acuerdo con los depósitos observados en ellos, se forman por extrusión de pequeñas cantidades de lavas que alcanzan un estado casi sólido y se fragmentan al llegar a superficie, dándole al depósito respectivo una apariencia de “talus” que se encuentra parcialmente soldado por la alta temperatura a la que se desarrolla el proceso. Este fenómeno ha sido observado en el crecimiento del domo desarrollado en el volcán Santa Helena (USA), después de la erupción de 1981, Moore et al, 1981.

En la literatura vulcanológica se conoce



Figura 17: Caldera de Nasate vista desde Guachucal

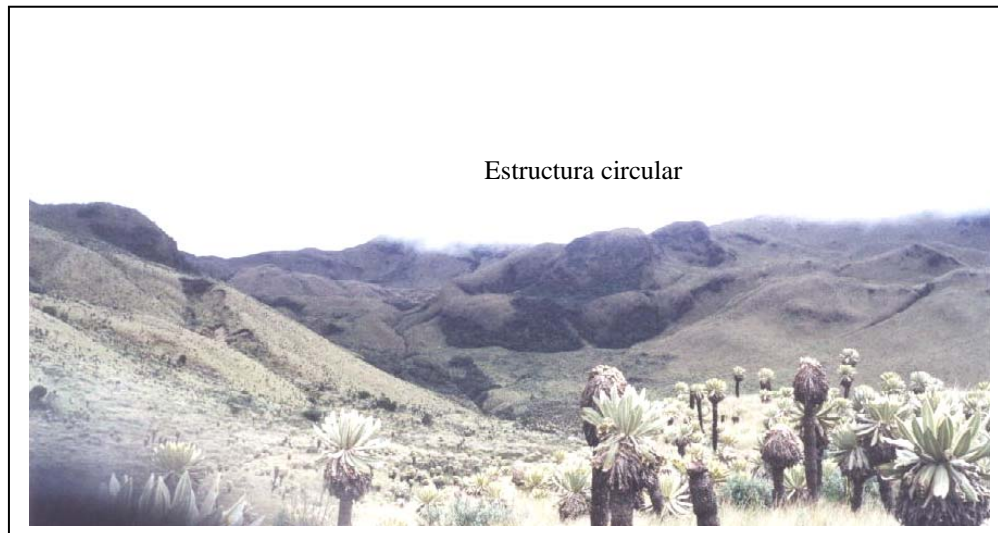


Figura 18. Estructura circular al interior de la caldera Nasate – Crespo

El estudio de ICEL-OLADE (1983), define un borde caldérico antiguo que éste edificio y el de Cumbal Antiguo, pero no le asigna un nombre específico, en éste trabajo se propone la denominación de Caldera de Nasate al conjunto de estructuras volcánicas localizadas entre estos dos cerros, que por su magnitud e importancia merecen investigaciones posteriores más detalladas cuando se disponga de aerofotografías y mapas base más completos.

Las lavas y piroclastos correspondientes a los vestigios de esta estructura se extienden por más de 7 km de longitud en especial hacia el oriente donde se han conservado mejor, en vista de que al occidente se localiza el Cerro Colorado que es un edificio posterior. Las capas piroclásticas parecen corresponder a colapsos de domos por su alto contenido

de bloques andesíticos con una proporción de matriz inferior al 30%.

Teniendo en cuenta que las capas piroclásticas han sido parcialmente erosionadas, forman pequeños peldaños a manera de vertientes cortas, inclinadas hasta 100%, que en su alternancia con los flujos de lava producen un relieve escalonado. Los flujos de lava masiva conservan escarpes verticales, donde es posible observar espesores de 15 m en los episodios individuales.

#### 4.4.2.2.1 Litología

Las lavas de Cerro Crespo presentan estructuras de autobrechamiento, tienen además una alta proporción de matriz (más del 50%), con colores rojizos, ocasionalmente grises. Los clastos tienen estructura porfídica con fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos en menor cantidad, que pocas veces alcanzan a

conformar el 35 % de la masa. El cerro conocido con el nombre de Cerro Crespo, esta conformado por estratos de piroclastos gruesos, con tamaño de bloques decimétricos a centimétricos, soldados por una matriz rojo amarillento, vesiculada, que se acumularon en caliente sobre las laderas con una inclinación de 40°, formando una promontorio piramidal (domo), que se localiza sobre el borde caldérico propuesto.

Microscópicamente las lavas que afloran cerca al Cerro Nasate tienen estructura porfídica con fenocristales frescos de plagioclasa que oscilan entre 10 y 40%, fuertemente zonados, tipo oligoclasa - labradorita ( $An_{32-62}$ ), euhedrales a subhedrales, tabulares, hasta de 5 mm de longitud. El clinopiroxeno, augita (8%), alcanza hasta 2 mm de longitud, limpio, fresco y asociado con magnetita. Dos de las muestras colectadas contienen ortopiroxeno, en cristales anhedrales, subordinados o como núcleos de clinopiroxeno. Hornblenda se encuentra con coronas de hematita y color anómalo rojizo por la presencia de hierro.

La matriz vítrea, de color pardo, contiene 5% de amígdalas rellenas de clorita y microlitos de plagioclasa que definen una textura pilotaxítica. La composición anteriormente descrita permite clasificar las rocas de éste conjunto, como andesitas.

Los flujos piroclásticos alcanzan hasta 10 m de espesor y son más abundantes en el sector sur de la plancha, en dirección al caserío de Chiles, se componen de bloques lávicos (40%), de tamaño centimétrico a decimétrico, inferiores a 30 cm de diámetro y la matriz es esencialmente tobácea, con algunas pómez de tamaño ceniza, que se encuentran casi totalmente meteorizada. Uno de los fragmentos, muestra en sección delgada una estructura porfídica seriada con fenocristales de plagioclasa (30%),

augita (3%), hornblenda con coronas de hematita (2%), ortopiroxeno (3%), en cristales anhedrales partidos. La matriz esencialmente vítrea con color pardo grisáceo y microlitos de plagioclasa y piroxeno.

En síntesis, la composición tanto de las lavas como de los piroclastos permite clasificar las rocas del antiguo edificio Crespo – Nasate, como andesitas.

#### 4.4.2.2 Contactos

Las lavas y piroclastos de Cerro Crespo parecen ser ligeramente más antiguas que las del Cerro Nasate, al menos en el sector sur de la estructura caldérica, donde los domos han sido sepultados discordantemente por las lavas del Nasate. La edad de la estructura, de acuerdo con el criterio de desarrollo del perfil de meteorización y las relaciones de campo observadas con los otros edificios adyacentes, podría estar cercana al Pleistoceno inferior. Los productos emitidos en la destrucción de ésta caldera, transitaron a lo largo de los ríos San Juan al occidente para formar parte de los abanicos del ríos Mira y Güiza, localizados por fuera de ésta plancha.

#### 4.4.2.3 Andesitas del Cerro Granizo ( $Q_{1ag}$ )

El edificio volcánico correspondiente al Cerro Granizo, se localiza a 8 km al norte del volcán Chiles (C-6). Forma una estructura caldérica semicircular de más de 2 km de diámetro, abierta hacia el SW en dirección hacia el Cerro Canguil.

El interior de la estructura semicircular, que se conserva después del colapso parcial del edificio principal, contiene un domo mayor central y por lo menos tres

domos menores, uno de ellos localizado al sur y otros dos al occidente del mayor (Figura 19). Hacia el sector oriental, en las cabeceras del Río Germagán (C-8), las lavas del Cerro Granizo reposan sobre otras más antiguas que corresponden al borde de la caldera de Crespo - Nasate y contrastan con ellas por exhibir flancos de flujos de lava hasta de 3 km de longitud, con paredes verticales, en tanto que las de Crespo - Nasate forman flujos de mayor longitud y sus flancos muestran afloramientos menores a 3 o 4 m. Todas las estructuras correspondientes al Cerro Granizo han sufrido glaciaciones que erosionaron superficialmente los flujos piroclásticos.

Las vertientes mejor conservadas corresponden a flujos lávicos andesíticos de más de 10 m de espesor, la base de

ellos muestra de 2 a 3 m de lavas autobrechadas y el techo de los mismos parece tener una estructura en bloques soldados por la matriz, con ellas se alternan flujos piroclásticos con alto contenido de bloques centimétricos a decimétricos, que corresponden tal vez a colapsos de domos o destrucción de parte del edificio volcánico.

#### 4.4.2.3.1 Litología

Las lavas tienen color gris oscuro a veces con tonos rojizos, con una matriz que normalmente constituye un 70% de la masa total, donde se destacan cristales finos, menores a 3 mm, de plagioclasa y en menor proporción ferromagnesianos de tamaños ligeramente menores, de 1 – 1.5 mm. Los clastos son redondeados, de tamaños entre 2 y 10 cm, de estructura porfídica con fenocristales de plagioclasa hasta de 3 mm de longitud,



Figura 19. Domos (★) centrales del cráter del Cerro Granizo

Al microscopio las lavas del Cerro Granizo corresponden a rocas de textura seriada glomeroporfídica en matriz vítrea a hialocristalina, microlítica. Los fenocristales presentes son plagioclasa, piroxeno, hornblenda y opacos como mineral accesorio. La plagioclasa en cristales euhedrales a subhedrales, tabulares, hasta de 4 mm de longitud, con maclas de Albita y Albita-Carlsbad y zonación normal, tiene una variación en su composición entre oligoclasa y Labradorita ( $An_{62-26}$ ).

El piroxeno, de tipo clinopiroxeno (augita), se encuentra en cristales subhedrales, corroídos por la matriz y con coronas de reacción compuestas por óxidos de hierro, de mayor tamaño que algunos cristales de ortopiroxenos que se presentan con anhedrales y de menor tamaño. La hornblenda de formas rómbicas en su mayoría presentan colores anómalos, coronas de reacción y bordes alterados a clorita.

Amígdalas rellenas de epidota, hacen parte del centro de algunos cristales de augita. La matriz es vítrea, de color pardo rojizo a café, parcialmente devitrificada, con textura microlítica fluidal o pilotaxítica, contiene microlitos de plagioclasa. Clorita se encuentra como pseudomorfo de anfíbol, los piroxenos son anhedrales, parcialmente alterados a epidota; la magnetita está presente en la matriz como pequeños cristales euhedrales diseminados. Localmente se observan textura esferulítica en el vidrio de la matriz. La proporción de sus componentes permite clasificar las rocas de este conjunto como andesitas de dos piroxenos.

#### 4.4.2.3.2 Contactos

Los productos del volcán Cerro Granizo (lavas y flujos piroclásticos), reposan

discordantemente sobre los del Canguil, formando coladas con pendiente ligeramente menor, lo que indica una menor viscosidad en las lavas del Granizo. Reposan también discordantemente sobre lavas del Nasate, al punto de que cubren parte de los domos de este último edificio volcánico. La edad de este volcanismo, de acuerdo con lo anterior, la preservación de sus formas y el perfil de meteorización, debe ser más joven que la del Canguil, es decir, del Cuaternario Tardío.

#### 4.4.2.4 Andesitas de Cerro Colorado ( $Q_{1acc}$ )

La estructura volcánica de Cerro Colorado se localiza inmediatamente al SW del Volcán Cumbal y consiste de un cerro cónico, central, fuertemente glaciado, de color rojizo, del cual se desprende una alternancia de flujos piroclásticos delgados y con flujos de lava que se pueden apreciar en el valle superior de la quebrada Granizo y el río Blanco (B-7). El edificio volcánico se encuentra mejor conservado hacia el oeste, donde es posible apreciar todavía la forma superficial de lavas megacordadas que presentaron los últimos episodios efusivos (Figura 20). Solamente hacia la base se pueden apreciar capas con espesores de 1 a 2 m de productos piroclásticos soldados de estructura caótica, estos últimos son resultantes tal vez de la destrucción de pequeños domos, que pudieron ser solidificados y compactados por flujos de lava casi simultáneos. Los flujos de lava individuales alcanzan más de 15 m de espesor y contienen tramos de 3 a 5 m de espesor de lavas brechadas que se alternan con lavas masivas.

##### 4.4.2.4.1 Litología

Macroscópicamente las lavas de Cerro Colorado son de color gris claro moteado de blanco por la presencia de cristales de





Figura 20. Lavas occidentales del Cerro Colorado Los últimos flujos de lava de la actividad volcánica del Cerro Colorado se encuentran principalmente hacia el oeste de la cumbre actual, donde alcanzan más de 5 km de longitud hasta llegar aproximadamente a lo que se conoce como Cerro Golondrinas (A-6).

plagioclasa de 2 a 3 mm de longitud que alcanzan a constituir un 35% de la roca. Las lavas brechadas presentan una apariencia equivalente, pero adquieren tonos rojizos por oxidación y pueden contener hasta un 5% de vesículas.

Microscópicamente las lavas del Cerro Colorado presentan textura porfídica con plagioclasa como fenocristal predominante (30 – 35%), de composición andesina labradorita ( $An_{32} - 62$ ), euhedral a subhedral, zonada y limpia. Los piroxenos rara vez exceden el 15 %, predominando el clinopiroxeno sobre el orto en relación aproximada 2:1. La matriz, de color pardo contiene hasta un 5% de amígdalas rellenas de nontronita, en tanto que existe una proporción variable de microlitos de plagioclasa, entre 5 y 60 % de la matriz.

#### 4.4.2.4.2 Contactos

Se considera que este edificio es más joven que los anteriores porque sus flujos cubren

discordantemente las estructuras de Cerro Crespo y Nasate. Además, en la vertiente occidental se aprecia todavía en la superficie un remanente de estructura megacordada y de lava en bloques, lo que indica que al menos, este último pulso de actividad fue más o menos contemporáneo con los últimos flujos de lava megacordada que formaron el edificio del Cerro Negro de Mayasquer antes de su colapso.

#### 4.4.3 Edificios volcánicos del Pleistoceno Superior

En este grupo están incluidos los volcanes que por la preservación de sus productos se consideran del Pleistoceno Superior y más jóvenes, probablemente con actividad holocénica. Es indudable que se necesitan una gran cantidad de dataciones radiométricas, para establecer de manera precisa, el desarrollo volcanográfico de cada uno de estos edificios.

El Chiles, Cerro Negro de Mayasquer y Cumbal, que son los volcanes pertenecientes a este grupo, tienen productos que posiblemente sean simultáneos, sin embargo parece que el Cerro Negro de Mayasquer, al menos en sus productos basales, es el más antiguo de ellos, de acuerdo con la descripción del edificio que se detalla más adelante.

#### 4.4.3.1 Andesitas del Cerro Negro de Mayasquer (Q<sub>1</sub>acnm, Q<sub>1</sub>pcnm)

Este volcán se encuentra ubicado en la frontera Colombo - Ecuatoriana, en el sector central del área de estudio (D-6), la mayor parte del edificio volcánico se encuentra políticamente en la República del Ecuador. Consiste de un cono truncado, abierto por colapso hacia el occidente, por lo menos desde la mitad superior del edificio principal. Los productos que componen los episodios finales de formación del edificio principal y la destrucción del cono, fueron estudiados por Cortes y Calvache (1996), con el objeto de determinar la amenaza volcánica potencial. La estructura volcánica del Cerro Negro de Mayasquer se desarrolló en varias etapas con edades relativamente diferentes, en vista de que las más antiguas muestran una incisión importante, como lo es la profundización de cauces de primer orden, en tanto que, las más modernas conservan las texturas superficiales originales en los flujos de lava, por lo tanto su génesis puede abarcar gran parte del Pleistoceno.

##### 4.4.3.1.1 Etapa Basal - (Q<sub>1</sub>pcnm<sub>1</sub>)

Está constituida por depósitos de flujos piroclásticos con alta proporción de material vítreo de color negro (brechas y aglomerados de obsidiana), que afloran al sur del Caserío San Felipe (C-4, C-5), como una franja delgada que se prolonga hacia el Ecuador, donde se encuentra la

mayor parte del edificio volcánico. Los flujos tienen un espesor desconocido, forman parte del borde norte y oeste del edificio colapsado y reposan discordantemente sobre basaltos del Grupo Diabásico, tal como se puede apreciar en la localidad de Chilmá (Ecuador). Morfológicamente los productos de esta etapa se encuentran denudados hasta el punto de formar vertientes montañosas con cimas planas como en el caso de la divisoria de aguas entre los ríos Cainacán y Chilmá. Cerca de este lugar se encuentra un escarpe vertical de más de 150 m de altura, compuesto por estratos gruesos, hasta de 3 m, de flujos de obsidiana.

##### 4.4.3.1.1.1 Litología

Los flujos de obsidiana se presentan como depósitos de gran volumen, estructura caótica pueden alcanzar más de 100 m de espesor. En muestra de mano forman una roca masiva de color gris oscuro a negro, con textura brechosa, donde se destacan clastos de obsidiana con mayor contenido de vidrio y otros con mayor contenido de pómez. La matriz es de color mas claro y posee mayor vesiculación, a veces hasta el 25 % del volumen total de la muestra.

Microscópicamente las brechas de obsidiana que componen la parte basal, exhiben una estructura fragmental, soldada por vidrio y pómez; los fragmentos, que alcanzan a ser el 70%, son de tamaño centimétrico, esencialmente vítreos, color negro, con textura porfídica inequigranular, donde se destacan, cristales de plagioclasa, anfíboles y piroxenos hasta 3 mm. En los clastos, las plagioclasas (10%), son euhedrales a subhedrales, la mayor parte como cristales rotos, limpios, zonados, maclados según Albita, de composición andesina (An<sub>40</sub>), en una proporción menor, piroxenos que rara vez superan un mm de diámetro, el resto es un vidrio de color

pardo con estructura de flujo y ocasionales fracturas perlíticas. La matriz del conjunto es vítrea con cristales rotos de plagioclasa (7%), augita (2%), cuarzo (1%), hornblenda (2%) y pequeños fragmentos de vidrio más fresco (18 %). De acuerdo con la composición ya descrita, la roca se puede clasificar en el rango de las andesitas.

#### 4.4.3.1.2 Etapa de construcción del edificio ( $Q_{1acnm_1}$ )

Esta segunda etapa que constituye la mayor parte del cono (Figura), se presenta como una sucesión de flujos de lavas masivas, escoriáceas y en bloques, con tendencia a formar unas estructuras de lavas cordadas de grandes dimensiones, donde los pliegues individuales pueden tener hasta 30 m de cresta a cresta y valles originales de más de 5 m de profundidad. Estas estructuras, típicas también del Chiles y del Cumbal, se describirán en adelante como lavas megacordadas.

Las estructuras megacordadas son notables en especial al finalizar la construcción del cono volcánico, puesto que no están sepultadas por flujos posteriores. Los afloramientos de esta etapa de construcción se aprecian en la vía Chiles - Tiuquer, especialmente entre el río Tambo y la vereda La Ceja (C-7), donde se aprecian lavas brechadas, masivas y otras con un bandeamiento de colores grises y rojizos (más vesiculares), que indican magmas con diferente composición.

##### 4.4.3.1.2.1 Litología

Las lavas que forman la mayor parte del edificio volcánico tienen colores grises oscuros a rojizos. Cuando los flujos son espesos, en especial los del sector sur hacia el territorio ecuatoriano, se presenta un predominio del tono gris; cuando los flujos son delgados, presentan estructuras brechosas o bandeadas con colores alternos grises claros a rojizos.



Figura 21. Volcán Cerro Negro de Mayasquer, vista hacia el sur

Las lavas masivas están compuestas por plagioclasa en fenocristales hasta de 5 mm de longitud, euhedrales a subhedrales, maclados e intercrecidos, de composición andesina ( $An_{40}$ ). El ortopiroxeno está en cantidades subordinadas, menores al 3%, en cristales anhedrales corroídos por la matriz, el clinopiroxeno es más abundante y llega a constituir el 6 – 7 % del total de la roca. La matriz alcanza a constituir el 70 % de la masa, está compuesta por microcristales de plagioclasa y piroxeno con textura de flujo, rodeados por una cantidad inferior al 15 % de un vidrio pardo oscuro con abundantes óxidos de hierro. Las lavas masivas se caracterizan en el Cerro Negro de Mayasquer por no tener hornblenda.

La composición de los flujos de lava bandeadas es variable de acuerdo con la coloración. Las bandas rojas están constituidas por una matriz de vidrio con fragmentos de cristales, en tanto que en las bandas grises, la matriz es mayoritariamente vidrio. Los fenocristales constituyen menos del 40 % de la roca, predominando la plagioclasa euhedral a subhedral, de composición andesina ( $An_{40-50}$ ), zonada, maclada y limpia. Clino y ortopiroxenos se encuentran en cristales subhedrales en porcentajes menores al 5% cada uno. La hornblenda se presenta como cristales euhedrales, altamente pleocróicos, algunos de ellos de color rojizo, aparentemente preexistentes a la extrusión del magma, corresponden a lamprobolita y tienen un borde característico de óxidos de hierro. Biotita aparece en cantidades menores al 2%, como mineral primario o como pseudomorfo de hornblenda, tiene un color anaranjado anómalo. El cuarzo constituye del 3 al 5%, y se encuentra en cristales subhedrales bipiramidales y limpios.

Las secciones delgadas analizadas correspondientes a las lavas en bloques y

escoriáceas muestran una composición similar, aunque la cantidad de vesicular es mayor.

#### 4.4.3.1.3 Etapa de destrucción del cono

La tercera etapa del vulcanismo corresponde a la destrucción parcial del cono que ocurrió en varios pulsos, que sepultaron los valles originales (inversión de la topografía), en el sector Occidente y Noroccidente de la cumbre actual, formando por lo menos tres niveles de ignimbritas que actualmente forman tres superficies aplanadas de diferente pendiente y grado de incisión. Dichas superficies reciben el nombre de Tiuquer-San Felipe ( $Q_{1pcnm_2}$ ), Mayasquer-Puente Palo ( $Q_{1pcnm_3}$ ) y La Moledora ( $Q_{1pcnm_4}$ ), (Figura 22), de acuerdo con la localidad geográfica más representativa. El final de la actividad explosiva está marcado por depósitos de flujos piroclásticos de espesores métricos, que indican un crecimiento tardío de domos en la cavidad principal del volcán, depósitos que afloran en dos canteras en cercanías de la vereda La Ceja ( $Q_{1pcnm_5}$ ).

Cabe destacar que los últimos episodios de flujos piroclásticos, están cubiertos por las cenizas provenientes del volcán Soche, datadas en 9.670 años b.p. (años antes del presente, Hall y Beate, 1991). Sin embargo, al interior del edificio colapsado, se dató un depósito de flujo piroclástico que aflora únicamente en el sector occidental, en jurisdicción de la República de Ecuador, con edad  $^{14}C$  de 6.065  $\pm$  130 años b.p. (Cortés y Calvache, 1997).

Los depósitos de ignimbritas que forman la superficie de Tiuquer-San Felipe ( $Q_{1pcnm_2}$ , C-4, C-5) con una pendiente de 4°, son los más antiguos de esta etapa y llenaron una topografía de vertientes montañosas escarpadas con valles

profundos en “V”, hasta convertirla en una planicie al nivel de estos dos caseríos. Esta superficie, fue erosionada hasta formar unos drenajes internos de primer orden que se pueden apreciar en la actualidad en inmediaciones de los dos poblados, es decir, antes del segundo flujo piroclástico (Mayasquer-Puente Palo), transcurrieron posiblemente varios centenares o quizás miles de años que permitieron su incisión profunda.

El segundo flujo, denominado Mayasquer – Puente Palo ( $Q_{1pcnm_3}$ , C-4, C-5), tiene una pendiente ligeramente mayor ( $7^\circ$ ), que la del anterior, es decir,  $3^\circ$  adicionales, lo que puede indicar, unas condiciones de viscosidad mayores en el fluido piroclástico (fluidización), en otras palabras, la cantidad de vapor durante el pulso eruptivo fue menor. Morfológicamente la superficie muestra baja incisión interna, pero está cortada profundamente por los ríos Cainacán y Tambo.

El último de los flujos mayores, llamado La Moledora (C-4, C-5), se detuvo súbitamente antes de alcanzar el sitio donde actualmente se encuentra el caserío de San Felipe, tal como lo indica el frente de avance de forma lobulada, tras el cual se desarrolla una superficie con baja incisión en sus drenajes de primer orden. La anterior consideración puede indicar, que el contenido de gases y temperatura fueron menores que en el flujo de Mayasquer – Puente Palo, lo que permite formular una hipótesis de agotamiento progresivo de la fase gaseosa en la cámara magmática. El grado de incisión similar a la del flujo de Mayasquer – Puente Palo, indica un intervalo de tiempo relativamente corto entre los dos episodios.

Todos estos depósitos ignimbríticos muestran una estratificación burda, con abundante cantidad de pómez y mínima de líticos, soldamiento parcial y perfiles de meteorización delgados, inferiores a 3 m. No se encontraron los afloramientos correspondientes a los flujos basales,

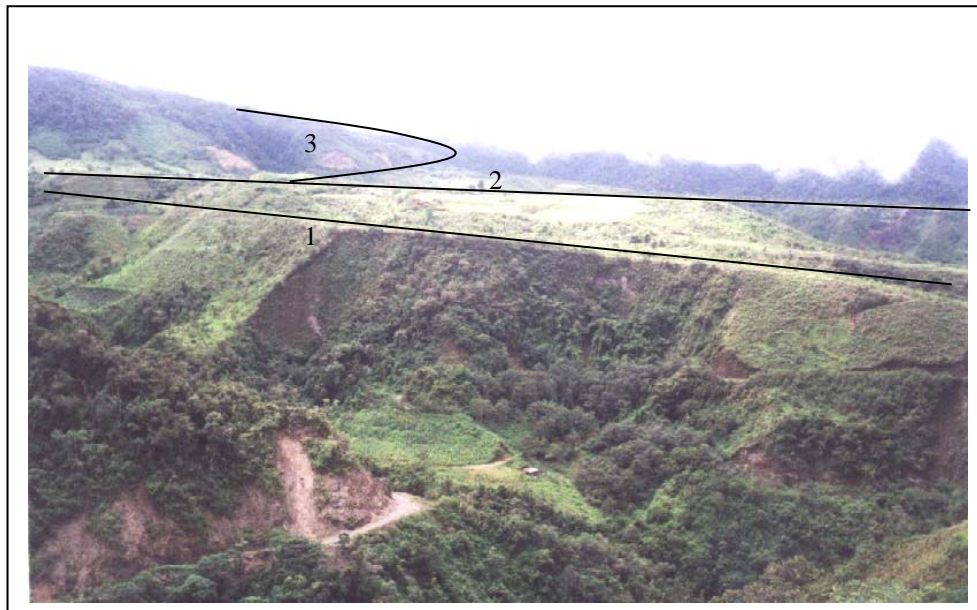


Figura 22. Ignimbritas de Tiuquer-San Felipe (1), Mayasquer-Puente Palo (2) y la Moledora (3)

como para considerarlos ignimbritas en el sentido de Sparks et al, (1973), pero se asumen como tales por el espesor, volumen cercano a  $1 \text{ km}^3$ , soldamiento parcial y características texturales granocrecientes de las unidades de flujo. En el sector conocido como La Ceja (C-5, Figura 23), se pueden apreciar varios depósitos de flujos piroclásticos relativamente delgados ( $Q_{1pcnm5}$ ), con espesores individuales menores a 2 m y composición heterogénea, los más basales con menor proporción de clastos pumíticos, que en conjunto alcanzan unos 6 m de espesor total. Los clastos se componen de líticos y pómez andesíticos, hasta un 60%

de la masa total; la matriz está compuesta de lapilli y cenizas petrográficamente similares a los clastos. Estos flujos no se extienden más allá de la parte inferior del flujo de La Ceja, su extensión menor comparada con los flujos que formaron las superficies ya descritas, la alta cantidad de líticos y la baja compactación de estos, indican un volcanismo en facies menos explosiva y más lítica que las ignimbritas ya enunciadas, tal vez, correspondiente a una destrucción de domos. El período transcurrido entre estas últimas erupciones fue relativamente corto, dada la discordancia neta entre sus depósitos, similitud de meteorización y ausencia de paleosuelos.



Figura 23. Flujos piroclásticos tardíos (La Ceja,  $Q_{1pcnm5}$ ) del volcán Cerro Negro de Mayasquer

Los anteriores depósitos están cubiertos por más de 6 m de andisoles con un alto porcentaje de aporte volcánico, tal vez obtenido de la misma fuente y que parece tener origen en cenizas producidas por pulsos freáticos y freatomagmáticos posteriores a los domos descritos.

Las rocas que conforman los flujos piroclásticos de las superficies de San Felipe, Mayasquer y Tiuquer, se componen de cenizas, lapilli y bloques pumíticos, con un porcentaje variable de vesículas, entre 10 y 30%, ocasionalmente líticos centimétricos de composición andesítica. Microscópicamente el material piroclástico consiste en tobas andesíticas vitrocrystalinas. La proporción ceniza-lapilli:bloques varía entre es 3-6:7-4; la matriz tiene textura hialocristalina, color blanco translúcido, limpia, con “*fiammes*” (vesículas aplastadas, vacíos); la cantidad de microlitos de plagioclasa es variable y presentan texturas de flujo.

Los cristales de plagioclasa son subhedrales, tabulares, gruesos, con zonación normal, alcanzan hasta 5 mm, maclados según Albita y Albita-Carlsbad. La composición promedio es andesina (An<sub>40</sub>). Piroxenos, de dos tipos, Clino y orto, posiblemente hiperstena y augita-egirina, euhedrales a subhedrales, fracturados, corroídos por la matriz y con coronas de reacción formando hornblenda. Las hornblendas se presentan además, en cristales euhedrales a subhedrales, maclados, con tamaños que varían entre 0,1 a 0,4 mm, contiene inclusiones de circón y apatito; los opacos constituyen hasta un 2% de la masa total, son magnetita y en menor proporción hematita. Cuarzo se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, con formas de bordes lisos de bahías marcadas o pseudocúbicas por los cortes transversales y redondeamiento de las bipirámides. Algunos líticos muestran

composición anómala, con relictos de olivino, indicando tal vez su procedencia del Grupo Diabásico.

#### 4.4.3.1.4 Edad

Las lavas del edificio volcánico del Cerro Negro de Mayasquer parecen ser más antiguas que las de su vecino el Chiles, porque las estructuras superficiales, bien sea megacordadas o de lavas en bloque se conservan menos, quizás por haber sido afectadas por mayor número de glaciaciones. En contraste con lo anterior, los depósitos de flujos piroclásticos posteriores a la destrucción parcial del cono, que afloran en el sector de La Ceja, parecen ser más recientes que las últimas lavas del Chiles, según el menor grado de desarrollo de los suelos que los cubren. El último episodio piroclástico, presente solamente en territorio del Ecuador, de acuerdo con Cortés y Calvache (1997), tiene una edad <sup>14</sup>C de 6.065 ± 130 años y representaría la única actividad volcánica Holocénica en la Plancha 447 Ipiiales.

#### 4.4.3.2 Andesitas del Chiles (Q<sub>1</sub>ach)

Este volcán se localiza en la frontera Colombo - Ecuatoriana, al occidente de la Inspección de Policía de Chiles en Colombia y del Municipio de Tufiño en Ecuador, geográficamente ocupa la divisoria de aguas entre el río Germagán (Guáitara) y el río Tambo (San Juan). Su cumbre alcanza una altura de 4.725 m.s.n.m (D-6, D-7).

El edificio volcánico del Chiles se compone básicamente de flujos lávicos que se generaron a partir de un cráter localizado aproximadamente en la cumbre del volcán actual. El edificio fue afectado por un colapso abierto hacia el norte (Figura 24), de 1,2 km de diámetro, que contrasta con su vecino el Cerro Negro que colapsó hacia el occidente.



Figura 24. Volcán Chiles, vista del cráter colapsado. En primer plano, pequeña morrena

Las lavas del Chiles son esencialmente masivas formadas a partir de flujos de lavas con superficies megacordadas ( $Q_1ach_2$ ), las más antiguas muestran una tendencias a formar flujos de lava en bloques o masivas ( $Q_1ach_1$ ). Los flujos basales, de mayor extensión, tienen hasta 8 km de longitud en el sector oriental, tal como se puede apreciar en la vía Chiles - La Puerta o Chiles - Maldonado, donde las lavas que componen gran parte del edificio volcánico, encontraron como barrera topográfica el edificio principal del Cerro Negro de Mayasquer. La viscosidad de las lavas del Chiles es particularmente especial, sobre todo en los últimos pulsos, en razón a que tienen una estructura superficial de lavas cordadas de grandes dimensiones, pues sus cuerdas individuales forman montículos hasta de 10 m de altura con respecto a sus valles (Figura 25).

El edificio volcánico principal, se destruyó en un sólo pulso, por un colapso acompañado de muy baja cantidad de

gases, con la formación de un depósito de “Debris Avalanche” (flujo de escombros de tipo volcánico,  $Q_1fech$ ), sin material juvenil (pómez). La avalancha volcánica bajó por las vertientes del edificio, cruzando el río Blanco y subiendo en la margen opuesta por las vertientes del Cerro Canguil (Figura 26). Posteriormente el flujo de escombros fue parcialmente erosionado por un episodio de glaciación que llegó aproximadamente hasta la cota 3.200 ( $Q_1dg$ ), correlacionable en altura con el estadio glaciar Murillo temprano, definido hasta la cota 3.400 en la Cordillera Central por Van der Hammen (1981), lo que indica que este colapso del edificio ocurrió hace más de 20.000 años. Cortés y Calvache (1996; 1997), proponen 6 episodios de emisión de lava que formaron el edificio del Chiles, en la parte proximal no se encuentran depósitos indicativos de actividad explosiva, los que tampoco fueron encontrados en partes más distales como los alrededores de Tiuquer o en las cuencas de los ríos Puente Palo o Arrayanal.



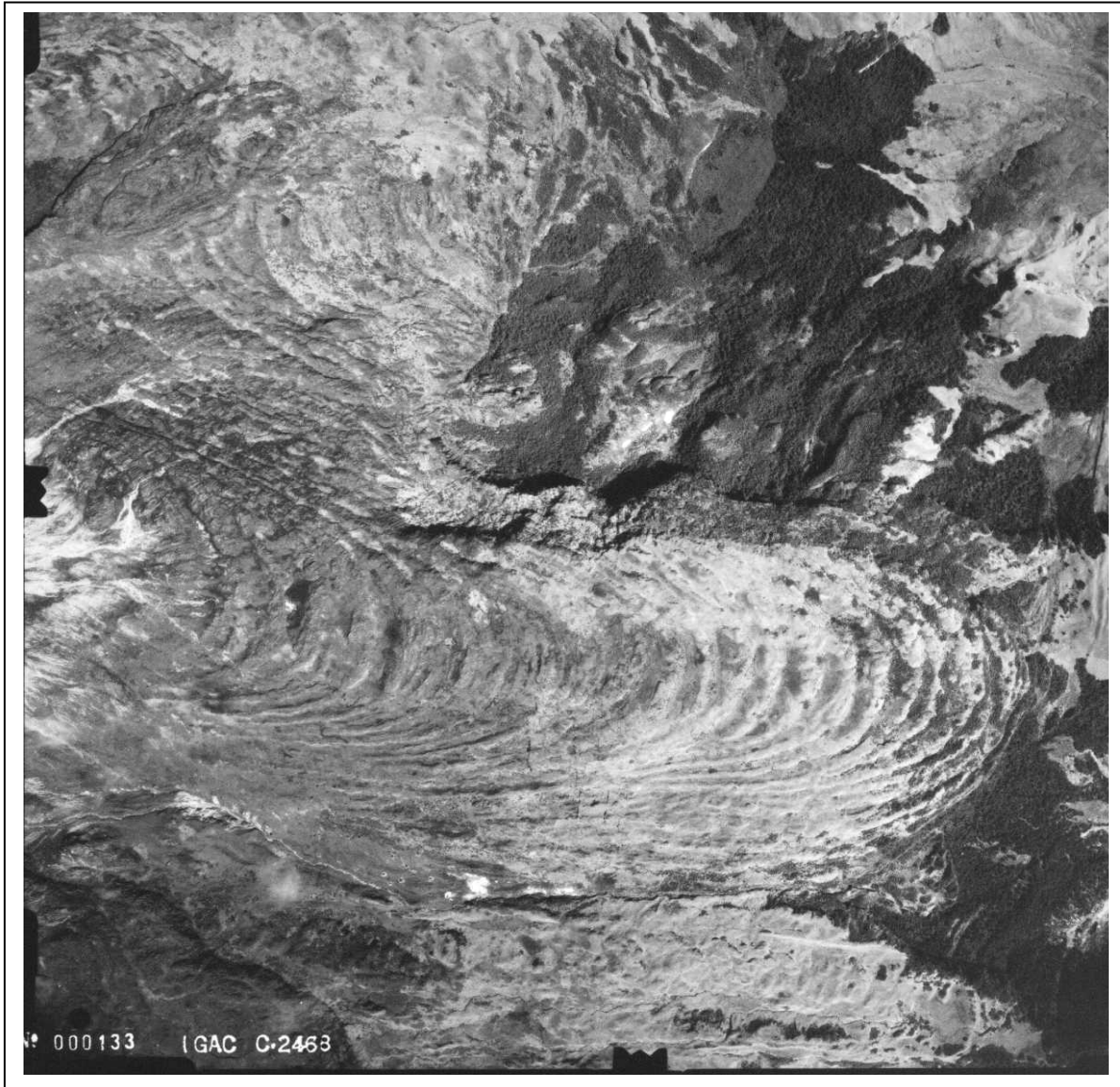


Figura 25 Lavas megacordadas del volcán Chiles. Foto IGAC, vuelo C-2468



Figura 26. Cañón del río Blanco, con depósito de Avalancha de Escombros en la margen derecha

#### 4.4.3.2.1 Litología

Macroscópicamente las lavas del Chiles presentan textura porfídica con cantidades variables de fenocristales entre 10 y 60%, de plagioclasa, que conforma más de 2/3 de la masa cristalina. Piroxenos en cristales cortos menores de 2 mm y opacos, se encuentran dispersos en una matriz afanítica de color gris oscuro o a veces gris con tonos rojizos. Al este del sitio La Puerta y por un tramo ligeramente mayor a 1 km, los diferentes episodios lávicos del Chiles han sufrido intensa alteración hidrotermal y la roca tiene una apariencia terrosa, con alto contenido de azufre.

Microscópicamente los fenocristales de plagioclasa presentan una zonación fuerte, son de composición andesina – labradorita ( $An_{30-50}$ ), algunas veces con coronas vítreas, lo que hace pensar en dos generaciones de plagioclasa por mezcla de magmas.

El clinopiroxeno se encuentra en cristales subhedrales a anhedrales, rotos, dispersos en la matriz, en general menores a 2 mm. El ortopiroxeno constituye menos del 5% de la roca, es de menor tamaño y se encuentra subordinado al clinopiroxeno, por lo general. La matriz es de color oscuro, en parte esferulítica, con textura fluidal y microlitos de plagioclasa y piroxeno. Ocasionalmente se encuentran olivinos con bordes de óxidos de hierro que pueden indicar asimilación de otros materiales de las paredes de la cámara magmática o mezcla de magmas. El opaco predominante es magnetita en cristales euhedrales asociados a piroxenos o a la matriz, rara vez excede el 2%; pirita se encuentra ocasionalmente dispersa en la matriz.

El depósito de flujos de escombros se compone de bloques decimétricos a métricos, angulares, dispersos

caóticamente en una matriz suelta de compuesto por las andesitas del edificio volcánico. En la actualidad se conserva tal vez menos del 30% del depósito original, la masa restante posiblemente fue transportada aguas abajo por agentes glaciares posteriores al colapso.

#### 4.4.3.2.2 Edad

La única datación radiométrica conocida del volcán Chiles hasta el presente, es la reportada por Ramírez (1982), para los últimos flujos andesíticos, es decir en las lavas megacordadas del sector oriental, que tienen 160.000 años b.p; esta edad parece ser demasiado antigua si se tiene en cuenta la buena conservación de las estructuras cordadas, que se hubieran visto afectadas por varios periodos glaciares. De acuerdo con la morfología y edades comparativas obtenidas para el volcán Cumbal, la base del edificio del Chiles, por tener avanzada incisión y un perfil de meteorización importante, debe ser ligeramente más antigua que las lavas viejas del Cumbal ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de 194.000 años, de acuerdo con Gorman, 1997).

De acuerdo con los criterios recomendados por UNESCO, (1972), el Chiles, por la antigüedad de su última actividad lávica, se podría considerar como un volcán extinto, considerando además que no tiene actividad fumarólica actual.

#### 4.4.3.3 Andesitas del Cumbal Moderno (Q<sub>1acm</sub>)

De las estructuras volcánicas presentes en la plancha 447, la del volcán Cumbal (A-7, A-8), da la apariencia de ser, la de actividad más reciente, por su estado fumarólico y por la conservación de algunos de los rasgos superficiales en los flujos de lava, en especial un delgado flujo que se desprende del cráter Cumbal hacia el noroeste.

arenas gruesas y gravas, en su totalidad

El Cumbal se localiza al occidente de la población del mismo nombre y junto con las otras estructuras volcánicas descritas, forman una divisoria de aguas entre la vertiente occidental de la Cordillera Occidental y lo que se conoce como el Altiplano Nariñense. El acceso a su base se puede realizar por varias carreteras que comunican a la cabecera municipal con veredas tales como Cuetial, San Jorge (B-8), y la vía que conduce al corregimiento de Miraflores (A-9), en el municipio de Cumbal.

El desarrollo del edificio volcánico moderno del Cumbal ha sido objeto de varios estudios, entre ellos, Monsalve y Méndez (1988) y Gorman (1997). De acuerdo con el último autor el edificio volcánico del Cumbal se ha desarrollado en tres etapas, la más antigua a partir del cráter norte (Punta Vieja, Figura 27), con edad  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de 194.000 años, sus principales productos se extendieron hacia el norte y el noreste, hasta una actividad tardía de 176.000 años.

Una segunda fase de construcción comenzó aproximadamente hace 100.000 años, con productos efusivos lávicos que se desprendieron del sector central de la cumbre donde se encuentran los cráteres Cumbal, Fogones y Mundo Nuevo; los productos se dispersaron básicamente hacia el sector suroeste, con una etapa tardía de edad menor a 50.000 años. La tercera y última etapa, tuvo como centro de efusión el cráter sur, llamado Mundo Nuevo; las lavas constituyentes de esta unidad forman un conjunto que conserva las características de los flujos de lava originales (formas lobuladas, superficies cordadas), lo que implica que las glaciaciones posteriores no afectaron sensiblemente las lavas de la última etapa.

Según Gorman (op. cit.), la tercera etapa puede tener una edad que oscila entre los 25.000 y 15.000 años, razón por la cual fue afectada solo por glaciaciones menores ocurridas en el Pleistoceno Tardío, que de acuerdo con Van der Hammen (1981), sus máximos glaciales se sitúan entre 10.000 y 11.000 años, 12.000 y 13.000 años y 14.000 y 16.000 años.

En los trabajos de Monsalve y Méndez (1987) y Gorman (1997), se describen también depósitos de flujos piroclásticos del tipo “surge” y “hot avalanche”, originados por colapsos de columna y fragmentación de un frente de flujo de lava respectivamente.

Ambos depósitos por su espesor decimétrico, no tienen mucha importancia

en la construcción del edificio volcánico, pero sí, en la evaluación de la amenaza volcánica por el peligro que ellos representan.

La actividad principal del Cumbal a partir de sus diferentes cráteres, ha sido esencialmente lávica con formación de flujos con longitudes hasta de 7 km y espesores de más de 7 m, algunas veces alcanzando 15 m; mención especial merece el flujo localizado al NW del volcán, que parece corresponder a la última erupción, que solamente tiene unos 50 m de ancho, pero alcanza más de 7 km de longitud. Los flujos piroclásticos son un elemento subordinado en la construcción del edificio, pero tal vez en la evaluación de la amenaza requieren un trabajo de mayor detalle para su conocimiento preciso.



Figura 27. Volcán Cumbal Actual, cráter Punta Vieja a la derecha

Un depósito de caída de ceniza muy persistente en todo el sector oriental de la plancha y que aparece aún en algunos sitios de pendientes bajas en el sector occidental, en el estudio de Monsalve y Méndez (1987), se atribuyó al Cumbal, sin embargo, en este trabajo, la medición sistemática a escala regional de los tamaños de máximo pómez (MP) y máximo lítico (ML), (figura 28), permitieron precisar mejor y complementar la hipótesis de Cortés y Calvache (1997), de que esta capa podría pertenecer a otro volcán. En este caso la estructura volcánica de donde proviene, se identificó como el volcán Soche, localizado a 40 km al SW de Ipiiales, en la Provincia de Sucumbios, República del Ecuador.

#### 4.4.3.3.1 Litología

Las lavas del Cumbal se presentan en flujos espesos con textura porfídica en la cual se destacan fenocristales de plagioclasa en proporción del 20 – 30%, los ferromagnesianos están presentes en

cantidades inferiores al 15%. La matriz le da una coloración gris oscura a gris verdosa a la roca por su carácter afanítico. En algunos afloramientos es posible notar el autobrechamiento de las lavas tanto en el techo como en la base de los flujos individuales, que pueden tener un espesor de 1 a 1,5 m y se caracteriza por un aspecto brechoso con cantos grises oscuros, centimétricos, aglutinados por una matriz rojiza que alcanza un 30 a 40% de la masa.

Microscópicamente no se apreciaron mayores diferencias entre muestras colectadas entre los diferentes flujos. Los fenocristales son de plagioclasa, fuertemente zonada, con maclas de Albita y Albita-Carlsbad, algunas veces con bordes de reacción con la matriz, durante (anillos interiores) o al finalizar la cristalización (bordes). Su composición es variable pues parece haber dos tipos, uno con cristales subhedrales y otro con cristales fragmentados, la composición

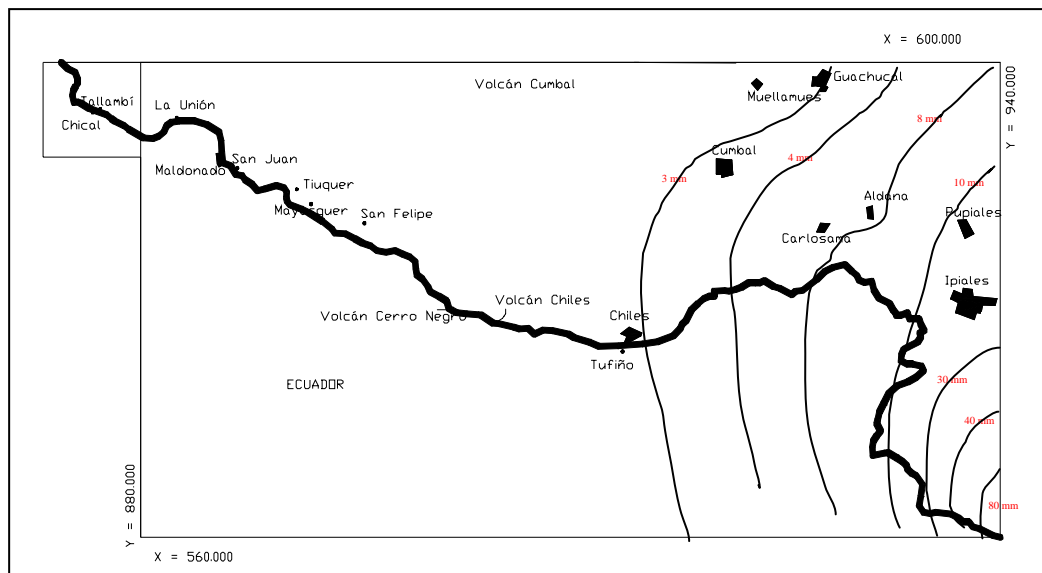


Figura 28. Distribución de tamaños máximos de pómez, erupción del volcán Soche, 9670 años b.p.

corresponde a labradorita (An<sub>70</sub>) y andesina (An<sub>44</sub>). El piroxeno es clino (6 – 8%) y orto (2 – 3%); una de las muestras analizadas contiene olivino incluido dentro de un fragmento de andesita. El mineral opaco es magnetita, asociado a los piroxenos o a la matriz.

La matriz, en su mayor parte vítrea, de color gris, contiene microlitos de plagioclasa con textura fluidal alrededor de los cristales mayores. Análisis de óxidos mayores y elementos trazas, le permitieron a Gorman (1999), clasificar las lavas del Cumbal entre andesitas y dacitas.

#### 4.4.3.3.2 Edad

De acuerdo con el estudio de Gorman (1997), el Cumbal moderno formó su edificio en tres etapas, la más antigua de ellas entre 194000 y 176000 años b.p., con centro de emisión en el cráter norte o Punta Vieja. La segunda fase comenzó hace 100.000 años y se extendió tal vez hasta hace 50.000 años, con emisión en los cráteres Fogones, Cumbal y Mundo Nuevo. La fase final, formada a partir del cráter Mundo Nuevo, ocurrió probablemente entre 25.000 y 15.000 años b.p., esta última etapa, parece haber sido simultánea con las últimas emisiones del Chiles dado su similar estado de conservación morfológica, sin embargo esto representa una contradicción, pues la datación reportada para las lavas más modernas del Chiles, es de 160.000 años b.p. lo que implica que se debe disponer de mayor cantidad de dataciones, debidamente localizadas en la historia de cada edificio volcánico.

Utilizando el mismo criterio de persistencia de las formas volcánicas se puede inferir que el colapso del Chiles ocurrió simultáneamente con la segunda fase del Cumbal, dado el estado de glaciación del depósito respectivo en el río Tambo. Esto

parece contradictorio por que el colapso del Chiles es posterior a las lavas megacordadas, de lo que se puede concluir que son necesarias dataciones radiométricas localizadas en el desarrollo vulcanológico del edificio. A esta edad parecen corresponder también las lavas de la cumbre del volcán Cerro Negro de Mayasquer, afectadas parcialmente por acción glaciaria. De la misma manera, los centros volcánicos de Cerro Colorado y Granizo, dado su estado de glaciación deben tener una edad cercana a la primera etapa del Cumbal, es decir anterior a 194.000 años b.p.

#### 4.4.3.4 Depósitos de Cenizas de Rumichaca (Q<sub>1dcr</sub>)

El sector oriental de la plancha se encuentra cubierto por varias generaciones de depósitos arenosos y limo-arenosos, con intercalaciones de pumitas de caída. El espesor de esta secuencia puede alcanzar 200 m en el cañón del río Guáitara, al sur Ipiales, en dirección a Rumichaca (D-12), donde se encuentran los mejores afloramientos y de donde se le asigna el nombre.

La unidad se caracteriza por suavizar la topografía de la plancha, en especial las zonas de menor pendiente, incluyendo el sector occidental, en cercanías de La Unión (A-2), donde por las condiciones climáticas se presentan formas de erosión más agresivas y las cenizas pueden conformar únicamente espesores de 0,4 a 0,5 m. La expresión cartográfica de las cenizas sobre el mapa se minimiza para resaltar los centros volcánicos antiguos de Macas, Pajablanca y Cerro Negro del Encino, pero la unidad tiene espesores mínimos de dos a diez metros en todo el sector oriental de la plancha, aún en las vertientes de estos edificios volcánicos.

El depósito se compone de capas de capas de espesor decimétrico, formadas por arenas finas y limos, producto del transporte eólico de cenizas volcánicas, que revelan condiciones climáticas secas durante su depositación (Figura 29), que se intercalan con depósitos de caída de ceniza y pómez de espesor variable entre unos pocos centímetros y más de dos metros. Además, existen dentro de ellas algunas intercalaciones subordinadas de depósitos aluvio-coluviales. Los episodios de caída de pómez, alcanzan hasta dos metros de espesor y registran un intenso volcanismo cuaternario en la zona

#### 4.4.3.4.1 Litología

El componente eólico, considerado en este trabajo como un loess, es el resultado de una actividad volcánica muy intensa ocurrida en el cuaternario reciente en los volcanes de la Sierra Ecuatoriana, allí se conoce a esta unidad con el nombre de **Cangagua** (Espinosa, 1991). La depositación de la unidad estuvo

acompañada de unas condiciones climáticas secas, que permitieron que después de cada erupción volcánica grande, el paisaje permaneciera con características semidesérticas para favorecer el arrastre de las fracciones finas por el viento y su posterior depositación. En todas las capas de loess se aprecia una estructura de tubos de un milímetro o menos de diámetro, lo indica que al momento de la caída de las partículas, existía una vegetación de gramíneas, que quedaba sepultada sucesivamente y ella misma producía la bioturbación que caracteriza las capas. Esta sucesión de depósitos de loess, se ha prolongado por un espacio importante de tiempo, hasta el punto que suaviza en más de una ocasión la topografía, hecho que se evidencia en numerosos cortes de carretera, donde depósitos erosionados son cubiertos por nuevas capas de loess, formando discordancias.



Figura 29. Depósito de Cenizas de Rumichaca. Carretera Ipiales - Pupiales

Las capas espesas de caída de cenizas y pómez que afloran en los alrededores de Ipiales, tienen de uno a dos metros de espesor. La capa superior, enterrada por más de 1 m de loess y de suelos volcánicos con alto contenido orgánico, se compone de pómez centimétricos, altamente vesiculados, de color blanco, con algunos cristales de hornblenda y biotita; está interrumpida por capas

lenticulares, con espesores de 1 a 3 cm, de color pardo oscuro, producto de erosión laminar sobre suelos orgánicos que revelan episodios de lluvia fuerte simultáneos con la caída piroclástica (Figura 30). El origen de este horizonte de caída, se pudo determinar mediante la medición de los diámetros máximos de pómez que corresponde al volcán Soche con edad de 9670 años b.p..



Figura 30. Piroclastos de caída del Volcán Soche con láminas coluviales oscuras producidas por lluvias fuertes simultáneas.



La segunda capa aparece aproximadamente a 10 m de profundidad de afloramientos no se pudo hacer un estudio detallado para encontrar la fuente. Alcanza hasta 2 m de espesor, con fragmentos de pómez individuales que alcanzan 0,12 m, indicando así una erupción varias veces mayor que la del Soche, pero igualmente su fuente corresponde a un volcán ecuatoriano, por el aumento de los diámetros máximos en esa dirección. Alrededor de Ipiales esta capa es explotada comercialmente en algunas canteras locales para uso industrial o en construcción para afirmados y entrepisos.

En el cañón del Guáitara, en inmediaciones de Rumichaca, es posible ver esta unidad con depósitos aluviales dispuestos de manera escalonada, formando un sistema de terrazas que revelan la incisión paulatina del Guáitara en el paisaje, y que hoy en día se conservan como superficies planas, localizadas a diferentes alturas, desde unos pocos metros hasta 100 m las más altas.

El conjunto de suelos formado, desde el punto de vista ingenieril, es altamente permeable, con tamaño arena fina - limo y consistencia dura, muy densa, sin ninguna evidencia de diaclasamiento, que soporta taludes artificiales verticales de más de 5 m de altura bajo condiciones estables.

El desarrollo de los suelos superficiales (horizontes A y B), es relativamente alto, en vista de que se alcanzan a diferenciar ambos horizontes con espesores hasta de 0,40 m y en el segundo (B), se aprecia la formación de *peds* (estructuras poliédricas de partición, típicas de suelos maduros). Aunque los horizontes A y B son más jóvenes que la mencionada erupción del Soche, de 9.670 años b.p., su desarrollo indica unas condiciones climáticas óptimas

y consiste de pómez de igual composición a la anterior, pero dada la menor cantidad para que pudiera alcanzar estos espesores y además un aporte volcánico importantes.

#### 4.4.3.4.2 Edad

La edad de los Depósitos de Cenizas de Rumichaca es muy amplia en términos de tiempo, puede abarcar desde finales del Plioceno, por reposar discordantemente sobre las Lavas Andesíticas del Guáitara, y se podría extender hasta el Reciente por la formación de suelos de edades posteriores a la erupción del Soche. La segunda capa de material piroclástico, que puede estar aproximadamente a cinco a diez metros de profundidad en los alrededores de Ipiales puede provenir de algunos de los volcanes ecuatorianos que han tenido actividad Pleistocénicas, entre los que se pueden mencionar, el Cayambe y el Reventador.

#### 4.4.3.5 Depósitos de Origen Glaciar (Q<sub>1dg</sub>)

Depósitos de origen glaciar se conservan a ambos lados de la divisoria de aguas sobre el eje de los volcanes Chiles – Cumbal y en las cabeceras del río Pun o Carmelo, hacia el sur de la plancha en inmediaciones de cerro Negro del Encino. Formas glaciales de ablación se pueden observar en otros sitios de la plancha, como en inmediaciones del Cerro Pajablanca y al oriente de Muellamués, pero por estar cubiertos por piroclastos, no se localizaron sobre el mapa.

En el sector occidental de los volcanes Chiles - Cumbal, los depósitos se extienden hasta la cota 3.600, en tanto que en el lado oriental se preservan formas glaciares muy antiguas casi hasta la altura del municipio de Cumbal en la cota 3.150, pero se encuentran cubiertas por espesores importantes de cenizas volcánicas que superan los dos metros.

En el río Pun se conserva, aún por debajo de la cota 3.000, un valle de típica forma

#### 4.4.3.5.1 Litología

Los depósitos más extensos se encuentran en la parte alta de los valles de Nasate y río Blanco (Figura 31), donde es posible diferenciar morrenas correspondientes a tres pulsos de glaciación, reflejados en sus respectivos valles colgantes, que parecen pertenecer a los últimos episodios glaciales que afectaron al territorio colombiano. Ambos valles tienen fondos planos con una morrena terminal a 3.200 m.s.n.m. Valles similares se encuentran en las cuencas del lado oriental desde el volcán Chiles hasta el Cumbal.

Hacia el occidente sólo parece que se preservan pequeñas morrenas laterales aproximadamente en la cota 3.500 del río Tambo. Hacia el Norte de esta vertiente en cercanías de los Cerros Colorado y Granizo se conserva solamente el valle colgante respectivo, lo que puede indicar unas condiciones climatológicas más severas, que han erodado casi por completo el depósito. Esta última situación es similar a la actual, donde se

glaciar en “U”, con una espesa cubierta de pómez y lapilli del Soche.

tiene un sector oriental relativamente seco, en comparación con la vertiente occidental que muestra un exceso de humedad.

El episodio glacial intermedio formó pequeños valles colgantes que afloran en el sector oriental en los valles de la Q. Huevo de Hoya (volcán Chiles), Q. Agua Blanca (afluente del río Germagán), Q. Tarfus (Cerro Granizo) y la parte baja del Cerro Colorado, todos en la cota 3.600 m.s.n.m. en el sector occidental este episodio intermedio parece corresponder a la glaciación que “barrió” el depósito de colapso del Volcán Chiles, que tiene morrenas laterales aproximadamente en la cota 3.600 m.

El último episodio glacial se puede identificar aproximadamente en la cota 3.900 m.s.n.m en cercanías al sector de La Puerta, donde se puede apreciar un valle colgante en la quebrada Agua Blanca, al igual que en las Q. Huevo de Hoya y todos los valles que se desprenden de los cerros Colorado, Crespo y Granizo.



Figura 31. Valle glacial del río Blanco con morrena lateral y campo de Drumlins

Mención especial merece la pequeña morrena lateral que se encuentra dentro del remanente del ultimo deposito de colapso del volcán Chiles, también a esta misma altura. Entre la ultima glaciación a 3.900 m.s.n.m y la intermedia a 3.600 m.s.n.m, es posible que se presenten otras menores, pero requieren un estudio especifico y en detalle para definir de manera precisa tanto su extensión como su edad.

#### 4.4.3.5.2 Edad

Si los valles observados se correlacionan con glaciaciones estudiadas en detalle en la parte central de Colombia por Van Der Hammen (1981) y al sur por Clapperton (1990, en Gorman, 1997), se puede establecer que algunas edades podrían corresponder a los episodios fríos ocurridos entre 48.000 y 33.000 años; posteriormente entre 28.000 y 21.000 años y por ultimo entre 13.000 y 12.000 años b.p.

#### 4.4.3.6 Depósitos Aluviales

Son depósitos conformados por sedimentos no consolidados como limos, arenas, gravas y bloques, que forman en las planchas 447 y 447Bis, terrazas, llanuras de inundación y valles aluviales, los cuales están, en su mayoría, relacionados con los ríos Blanco, Las Juntas y San Juan.

##### 4.4.3.6.1 Depósitos Torrenciales (Q<sub>1t</sub>)

En el río San Juan, a partir del caserío Tiuquer en dirección aguas abajo, se encuentran terrazas sobre ambas márgenes del río, formadas por depósitos aluviales y aluvio-torrenciales en épocas relativamente recientes, posteriores a la incisión de las ignimbritas producidas por el Cerro Negro de Mayasquer.

A la altura del caserío San Juan de Mayasquer, se encuentran uno de los sitios de mejor expresión de las terrazas, donde se pueden apreciar por lo menos 7 niveles,

el más alto de los cuales sirve de asiento al caserío (Figura 32). En cada uno de ellos, se depositaron barras torrenciales, que indican que aparte del evento principal que formó el depósito, se produjeron posteriores avenidas torrenciales.

Las terrazas más altas poseen suelos maduros con horizontes A y B bien desarrollados, hasta de 40 cm de espesor cada uno, contando además con un perfil de meteorización delgado, de cerca de 1,5 m, lo que indica una edad relativamente antigua, posiblemente similar a la de los flujos piroclásticos de Mayasquer. Las terrazas mas bajas tienen también horizontes A y B bien desarrollados, de 20 a 25 cm de espesor cada uno, cubren además un horizonte de cenizas con pómez biotítico correlacionable con él producido por la erupción del volcán Soche, y en consecuencia su edad es más antigua que 9.670 años.

Los depósitos de terrazas forman un conjunto de superficies estables, medianamente cohesivas, que han soportado el corte de taludes verticales hasta de 7 m de altura sin mostrar síntomas de inestabilidad, razón por la cual se convierten en el espacio ideal para el trazado de la proyectada vía Tiuquer-Tallambí.

En el sector oriental de la plancha, en las márgenes del río Blanco, en inmediaciones del caserío El Cascajo (B-9), se encuentra un nivel de terrazas aluviales a unos dos metros por encima de las aguas medias del río, parte de la cual se ha utilizado para el asentamiento de dicho caserío. El material que compone la terraza consiste de bloques subredondeados a redondeados de andesitas, dispuestas en dos estratos, el inferior matriz-soportado y el superior grano-soportado, indicando un origen torrencial para el primero y aluvial para el segundo.



Figura 32. Complejo de terrazas torrenciales del río San Juan Los depósitos se componen de clastos métricos a centimétricos matriz-soportados, embebidos en material areno-arcilloso. Los bloques y guijarros son de composición esencialmente andesítica, con unos pocos de basaltos o areniscas.

#### 4.4.3.6.2 Depósitos aluviales ( $Q_{2al}$ )

Las áreas cubiertas por valles aluviales corresponden esencialmente al valle del río Las Juntas, localizado entre las cabeceras municipales de Cumbal y Guachucal. Existen valles aluviales pequeños en las márgenes del río San Juan, entre Tallambí y La Unión, pero su tamaño reducido no permite localizarlos sobre el mapa, puesto que alcanzan amplitudes menores de 100 m y rara vez alcanzan mas de 200 m de longitud.

El valle aluvial del río Las Juntas comprende exclusivamente la zona plana que bordea el cauce actual. Está compuesto por arenas y limos de color pardo a pardo oscuro debido a la presencia de abundante materia orgánica; aparentemente no hay mayores diferencias en la dinámica de depositación del material, puesto que son pocos los estratos de arena o limo que se conservan como tales y el depósito tiene una apariencia general homogénea, al menos en los 2,5 m superiores que se pueden observar.

Desde el punto de vista ingenieril, los suelos son medianamente cohesivos, firmes, con nivel freático a 0,5 – 1,5 m por debajo de la superficie, pero por su alto contenido de materia orgánica los hace poco aptos para fundar edificaciones.

Depósitos aluviales que conforman llanuras de inundación, consisten de pequeñas barras aluviales, compuestas por guijarros, clastos y bloques organizados e imbricados, lo que indica condiciones aluviales sin crecientes excepcionales. Algunas de ellas están colonizadas por vegetación y se localizan a menos de un metro por encima del nivel de agua de los ríos San Juan y Blanco, en el primero en cercanías al caserío La Unión y en el segundo en el sector de El Cascajo; ninguna de estos depósitos es cartografiable a la escala del mapa, pero deben ser tenidas en cuenta como cauce mayor del río y en consecuencia se trata de terrenos no urbanizables.

## 5. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La tectónica del área de las planchas 447 y 447Bis, no parece ser un elemento muy importante por lo menos en el Cuaternario, donde los productos volcánicos cubrieron toda la zona y hasta el presente no hay manifestaciones de fallas con desplazamientos importantes que se hayan podido cartografiar en el campo. Excepción de lo anterior podrían ser fallas tensionales profundas fosilizadas, que unirían los posibles cráteres localizados entre Cumbal y Cerro Negro de Mayasquer, que permitieron el acceso de los magmas. Las unidades cretácicas que afloran hacia el occidente, muestran por el contrario, plegamientos fuertes, estilo “chevron” en las sedimentitas y probablemente algunas fallas, las cuales no fue posible verificar en el campo debido a la poca extensión de los afloramientos y por la cubierta volcánica.

La escasez de datos estructurales y fallas evidentes, no concuerda con la actividad sísmica detectada por la Red Sismológica Nacional de Colombia - RSNC, ni por la sismicidad histórica que registra varios sismos locales fuertes de tipo superficial en cercanías a Cumbal, Ipiales y Túquerres, que fueron parcialmente destruidos en la primera mitad del siglo XX, tal como se explica en el capítulo de amenazas geológicas. Lo anterior se debe parcialmente a la cantidad de depósitos de edad reciente que cubren esta zona, lo que hace que se necesitaran desplazamientos importantes sobre una misma falla, para que no fueran ocultados por los depósitos eólicos y piroclásticos del Cuaternario.

### 5.1 FALLAS

No se puede hablar de un trazo concreto de falla que haya sido posible identificar en el

campo, bien sea por deformación dúctil o frágil. Como es común a toda la Cordillera Occidental, el contacto entre las rocas pertenecientes a los grupos Diabásico y Dagua, se encuentra normalmente fallado, pero durante el trabajo de campo no se encontraron afloramientos del contacto, sino que estos tuvieron que ser asumidos porque se encontraban cubiertos por depósitos piroclásticos o depósitos de vertiente, como en caso del extremo occidental de la plancha.

#### 5.1.1 Falla La Ceja

El cizallamiento más evidente se encontró en depósitos piroclásticos del volcán Cerro Negro, en cercanías de la vereda La Ceja, en el camino hacia el río Tambo. En este lugar, se aprecia por espacio de 2 m un diaclasamiento vertical en dirección Norte – Sur, con fracturas cada 2 o 3 cm, que no se refleja en superficie con ningún desnivel de la meseta y por lo tanto puede representar un fallamiento de rumbo, tal como lo muestran las estrías en la roca con desplazamiento dextro-lateral.

#### 5.1.2 Falla El Tambo

Sobre el río Tambo, en el afloramiento de diabasa que aparece en el mapa como una ventana de erosión se encontró un cizallamiento con deformación dúctil que forma ultramilonitas por espacio de 20 m, con dirección N60°W e inclinación 75°E. Las rocas volcánicas que cubren este afloramiento no están afectadas por este sistema estructural y en consecuencia se puede asumir como fosilizada.

### 5.1.3 Falla San Felipe

Sobre la carretera que une a San Felipe con Tiuquer (B-4), se encuentra una zona de cizallamiento de 0,20 m de espesor, con inclinación vertical y dirección N30°E, que afecta rocas de composición arenarcillosa pertenecientes al Grupo Dagua, produciendo deformación dúctil con presencia de ultramilonitas de color negro por espacio de 0,10 m., rodeadas de deformación frágil que convierte en ripo de falla la roca original.

## 5.2 DIACLASAS

Debido a la presencia de rocas volcánicas extrusivas sometidas a enfriamiento rápido, los flujos de lava presentan diversos tipos de diaclasamiento, en algunos casos forman estructuras columnares delgadas hasta de 0,05 m de diámetro. En general este diaclasamiento es perpendicular al espesor de los flujos, pero en algunos casos se desarrolla de manera radial a partir de algunos puntos, que por su ocurrencia local, probablemente fueron bloques de hielo que contribuyeron a un enfriamiento aún más rápido.

Otro tipo de diaclasamiento presente en inmediaciones de la cumbre de todos los aparatos volcánicos, es debido a afectos de congelamiento y descongelamiento del hielo a través de microfracturas de la roca (*crioturbación*), que tiene por característica su paralelismo con la superficie de la roca expuesta a los cambios de temperatura. Este diaclasamiento que puede alcanzar densidades de 40 fracturas por metro, disminuye rápidamente con la profundidad y es difícil de encontrar 10 m, por debajo de la superficie.

Las rocas cretácicas y los intrusivos son las únicas unidades que muestran un diaclasamiento de tipo regional que sigue

un patrón relativamente uniforme, donde aparentemente han tenido la influencia de esfuerzos similares que se traducen en direcciones de diaclasamiento muy semejantes. En las rocas cretáceas se destacan tres direcciones principales a saber:

DIRECCION	DIACLASAS/METRO
N60°E/ 70 – 80°W	10
N25°E/60-70°W	6
N55-70°W/70°W	6

Como direcciones menos comunes en las diaclasas se encuentran N25°W/55°W, N25°W/60°E, N20°E/Vertical. Las rocas intrusivas muestran un sistema principal N20°E/Vertical y como sistemas subordinados NS/30°W y N25°W/60°E.

## 5.3 PLIEGUES

Las rocas sedimentarias cretácicas presentan un plegamiento fuerte que sigue una tendencia regional con dirección N20°E, formando pliegues apretados con ángulos entre 50° - 70°, de amplitudes menores a 1 km. Este plegamiento controla en parte la dirección de los cauces principales en el sector occidental de la plancha. Los estratos de textura limo – arcillosa presentan una foliación notable que corta en ángulos de 60 a 70° la estratificación original y le imprime a la roca un aspecto lustroso, mientras que los estratos de textura con tamaño arena y grava, no muestran esta foliación excepto cuando la matriz es abundante.

En cercanías al poblado de Tiuquer, las rocas sedimentarias silíceas forman pliegues más cerrados (chevron), de tipo isoclinal, con deformaciones en los estratos de chert a manera de “boudines”

de tamaño decimétrico. El plegamiento principal está afectado por uno posterior ( $S_2$ ), que es muy notable en las rocas de textura fina como arcillolitas y limolitas.

Este segundo evento metamórfico afecta la foliación principal dándole un aspecto de “Kink bands” y a veces formando crenulación en la estratificación original.

## 6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

No hay referencias acerca de la existencia de manifestaciones de metales preciosos o metales básicos en el área comprendida en este trabajo, sin embargo, habitantes de la zona dicen que hacia el norte de Tallambí, es decir, en las vertientes hacia el río Mulas sobre la plancha 428, se trató de explotar un filón en la década de 1960, pero no se recuperaron valores de oro, que era el interés del minero. Desde el punto de vista geológico, la ocurrencia de filones en el área occidental de la plancha no se puede descartar, en vista de la afinidad de las mineralizaciones metálicas con los cuerpos intrusivos.

La presencia de calcopirita y bornita en venillas y diseminada en rocas intrusivas que afloran en Chical (Ecuador), que son prolongación de la Cuarzodiorita de Tallambí, permiten asumir que existen posibilidades de mineralizaciones de metales básicos en la zona, aunque los contenidos en las muestras de geoquímica no evidencian anomalías importantes (Anexo 2).

El volcán Chiles, presenta varias zonas donde se puede observar impregnación de azufre en las rocas o alteración hidrotermal. En la parte alta, en cercanías del sitio La Puerta, especialmente hacia el sector occidental, se puede apreciar una alteración hidrotermal fuerte con presencia de mineralización de azufre que mancha de color amarillo las andesitas aflorantes, igualmente el depósito de flujo de escombros que se encuentra localizado al interior del antiguo cono presenta tinción superficial y alteración con azufre en los fragmentos de roca. En las cabeceras del río Nasate (C-7), Pérez, 1976, realizó un estudio de evaluación de un depósito de azufre, mediante túneles y perforaciones

hasta 100 m de profundidad, con un resultado de aproximadamente 2.700.000 Ton con 22% de azufre de reservas probadas y 2.000.000 Ton de reservas inferidas (INGEOMINAS, 1987).

En la cumbre del volcán Cumbal, existen fumarolas con emanación de azufre que depositan superficialmente este elemento en su forma nativa y a su vez impregnan las rocas de áreas circundantes. La explotación de este depósito se lleva a cabo de manera artesanal por parte de algunos indígenas que lo extraen ocasionalmente, dificultades logísticas por la altura del yacimiento (4700 m), han impedido una exploración de esta ocurrencia mineral.

Los materiales de construcción son el material de mayor interés del área. La pómez del volcán Soche en cercanías al río Pun y la capa subyacente que hace parte del Depósito de Cenizas de Rumichaca, proporcionan una pómez con alto grado de vesiculación, baja cantidad de cristales, lo que las hace atractivas para usos en la industria textil o como aditivo para mejoramiento de las propiedades agrícolas de los suelos.

Al sur del Cerro Negro del Encino, en las cabeceras del río Pun (F-12), se han desarrollado depósitos de turbas arenosas con cenizas volcánicas, que pueden representar un recurso importante para el mejoramiento de suelos en otras áreas del país.

En vista de la escasez de gravas aluviales en el sector oriental, las lavas de Cumbal Antiguo, se explotan de manera manual para producir gravilla de alta calidad; este proceso se podría tecnificar con el fin de hacer más eficiente la producción y



diversificar los productos al generarse material particulado fino como producto marginal de la trituración.

El material de arrastre en la parte baja del

río San Juan, entre Tiuquer y Tallambí se constituye en una fuente importante para el material del afirmado de la futura vía entre estas dos localidades.

## 7. EVOLUCIÓN HISTÓRICA

De acuerdo con los diferentes tipos de roca encontrados en el área y sus correlaciones se puede establecer que la génesis del territorio de esta parte del país, comenzó en el Cretáceo con la formación de un piso oceánico, constituido por las diabasas y basaltos del Grupo Diabásico. Posteriormente se depositaron sobre él, las tobas y chert hacia el lado oceánico y las arcillolitas y areniscas del río Tambo hacia el lado continental. Antes de finalizar el Cretáceo estas unidades fueron apiladas tectónicamente y acrecionadas al continente, época en que se dio el plegamiento y un metamorfismo de muy bajo grado y baja presión, quedando como una cordillera emergida al principio del Cenozoico.

La cordillera ya formada permaneció con topografía emergida por lo menos hasta el final del Mioceno, cuando comenzó un nuevo levantamiento general de la cordillera que la llevó a alturas ligeramente superiores a las del presente. Al principio del Plioceno comenzó el volcanismo en la zona con la formación de varios centros de efusión de lavas como las del Guáitara y Macas, en tanto que se formaron los edificios volcánicos de Pajablanca, Cerro Negro del Encino y Cumbal Antiguo, los cuales poco después tuvieron erupciones con destrucción parcial del edificio o caldéricas, respectivamente.

Al parecer, después de un periodo de poca actividad volcánica en el Pleistoceno inferior, tal vez en el Pleistoceno Superior se formaron los edificios de Canguil, Cerro Crespo–Nasate y Cerro Colorado, con actividad lávica y piroclástica y colapso parcial o total de edificio al final de su vida eruptiva. Probablemente hace más de

200.000 años, comenzó a formarse la base del primero de los edificios recientes, que es la base del Cerro Negro de Mayasquer y poco después comenzaron los flujos del Cumbal moderno y de la base del Chiles.

De acuerdo con las dataciones de Gorman (1.997), hace unos 200.000 años se comenzó a formar el volcán Cumbal actual, época en la que todavía estaba activo el Cerro Colorado y se construyó el edificio principal del Cerro Negro de Mayasquer. Estas épocas de efusión y de erupciones volcánicas estuvieron acompañadas de dinámica glacial, que borraban parcialmente los depósitos proximales de las estructuras volcánicas. Mas tarde, en los períodos interglaciales, se formaron importantes lahares que transitaron a lo largo de los ríos Blanco y San Juan, formando los depósitos glaciares más importantes que ya han sido incisados y convertidos a colinas.

Por último, tal vez hace más de 25.000 años, se produjeron los colapsos de los volcanes Chiles y Cerro Negro de Mayasquer, permaneciendo en este último, una actividad explosiva con flujos piroclásticos de menor extensión que se prolongaron en el tiempo tal vez hasta hace unos 15.000 años, cuando se producían los últimos flujos de lava del Chiles y del Cumbal. La actividad glacial posterior formó dos sistemas de valles colgados por encima de los 2,800 m.s.n.m. y por último, se produjo la erupción del volcán Soche hace 9.670 años que fosiliza toda la topografía del área. Unos pocos cientos de años después (hace 6,200 años), se produjo la última erupción del Cerro Negro de Mayasquer que afectó las áreas adyacentes a la zona colapsada en territorio ecuatoriano.

## 8. AMENAZAS NATURALES

Por su localización en el suroccidente Colombiano, el área comprendida por las planchas 447 y 447 BIS, está sometida a las consecuencias de los esfuerzos de interacción entre las placas Suramericana y de Nazca, puesto que esta última se sumerge debajo del continente a razón de unos 60 mm anuales (Mora, 1.999), como consecuencia de lo anterior, se generan enormes esfuerzos de fricción y de acumulación de energía que se manifiestan en superficie como vulcanismo y sismicidad respectivamente.

El estudio de las amenazas naturales que se puedan presentar en alguna zona en particular debe partir del análisis geomorfológico del paisaje, si se tiene en cuenta que todo fenómeno natural de magnitud, que lógicamente produce daños severos en los asentamientos humanos y la infraestructura asociada a ellos, deja sobre el terreno una huella de tamaño proporcional, bien sea de carácter erosivo como deslizamientos o de carácter depositacional como terrazas, conos aluviales, depósitos de vertiente y llanuras aluviales.

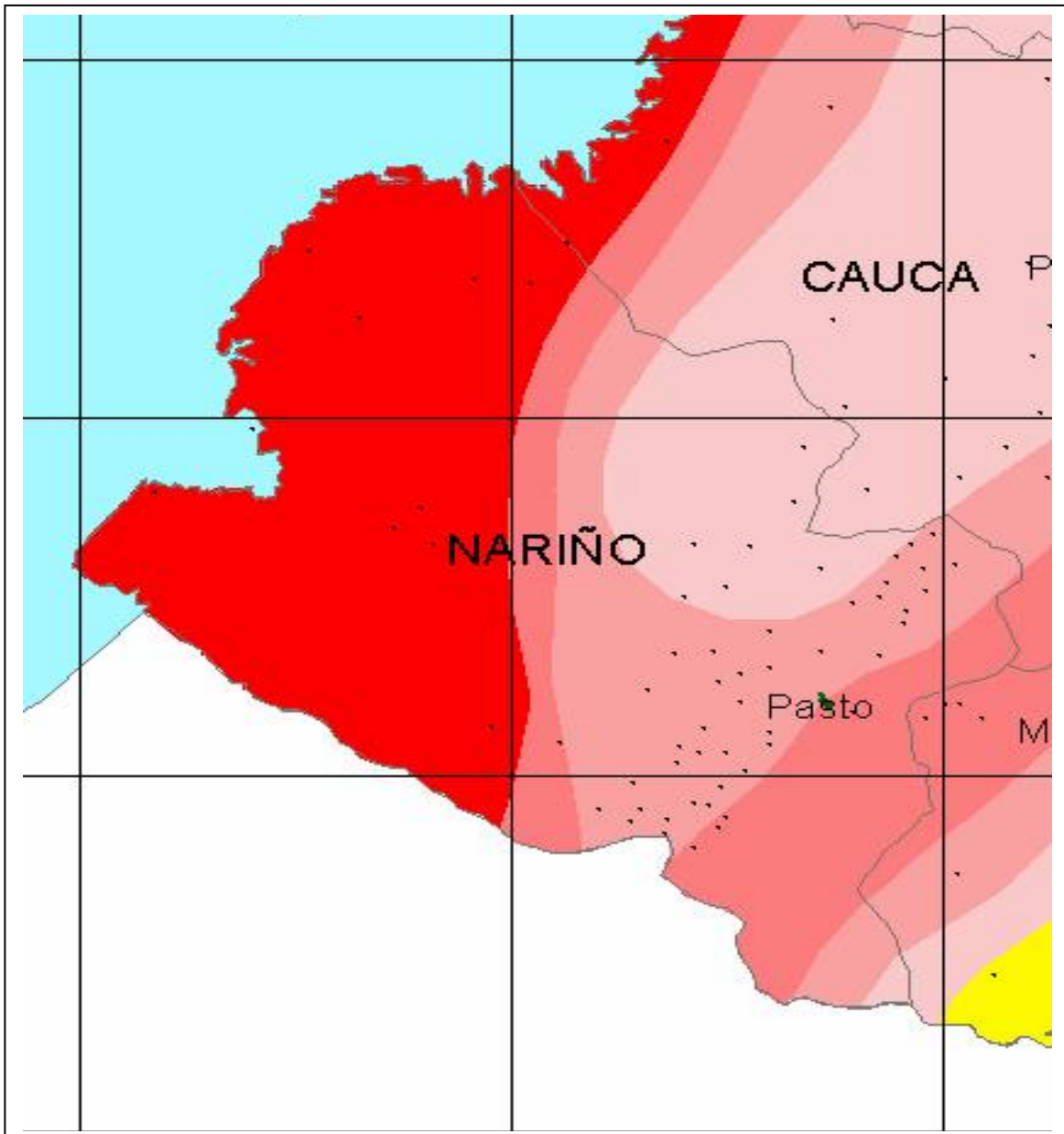
Las amenazas naturales se evalúan en este trabajo de acuerdo con los estudios conocidos (AIS, UNIANDES, INGEOMINAS, 1996, Figura 33), la consulta del Inventario Nacional de Desastres Naturales (INGEOMINAS, 1998, inédito), los trabajos de amenaza volcánica de Monsalve y Méndez (1987), Cortés y Calvache (1997), el listado de la RSNC (A, 2001 (Anexo 3). En el campo se complementaron algunos de los conceptos emitidos por estos autores mediante la observación directa de los rasgos superficiales.

Las amenazas de mayor importancia en el área de las planchas 447 y 447 Bis son: sísmica, por avenidas torrenciales y volcánicas. Basados únicamente en la información de dataciones radiométricas publicadas hasta el presente, la actividad más reciente sería la del Cumbal, ya que la actividad más reciente del Cumbal está datada como de 15.000 años y en consecuencia los aparatos volcánicos se podrían considerar apagados de acuerdo con el criterio de UNESCO (1972), que expresa que se pueden considerar inactivos los volcanes sin actividad holocénica. A pesar de lo anterior, hay actividad fumarólica en el Cumbal, que indica su actividad interna latente y un depósito piroclástico pequeño en el Cerro Negro de Mayasquer, que se extiende hacia la República del Ecuador, datado por Cortés y Calvache (1997), que revela actividad hace 6900 años.

### 8.1 AMENAZA SISMICA

Como se ha visto a lo largo de este informe, la tectónica o manifestación de fallamiento de la corteza, no es muy visible en superficie, debido a la espesa y reciente cobertura volcánica que enmascara este tipo de rasgos geológicos. Además, el fenómeno sísmico por su carácter de afectar grandes áreas, no se puede restringir a la localización precisa de epicentros dentro de la plancha, sino que algunas fuentes sísmicas tan lejanas como a 100 km y aún más, pueden afectar severamente las poblaciones e infraestructura dentro del área.

Es necesario tener en cuenta que el gran sismo tumaco de 1906 produjo daños severos en muchos municipios de Nariño.



- 0.35 - 0.40g (Amenaza Alta)
- 0.30 - 0.35g (Amenaza Alta)
- 0.25 - 0.30g (Amenaza Alta)

Figura 33. Zonificación de amenaza sísmica en el área de estudio (según AIS, UNIANDES, INGEOMINAS, 1996)

La sismicidad instrumental de la zona reportada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) entre 1993 y octubre del 2001, muestra acumulación de sismos superficiales que no responden a un patrón de fallamiento conocido ni se asocian espacialmente con sismos asociados a los volcanes de la zona. El corto lapso de existencia de la RSNC tampoco permite apreciar claramente acumulaciones de sismos en alguna falla en particular y la información disponible muestra una dispersión muy amplia. La figura 34, se muestra la localización de las planchas 447

y 447 Bis, dentro de los datos analizados y su proyección en perfil sobre una línea Este - Oeste aparece en la figura 35, en esta sólo se alcanza a percibir ligeramente alguna sismicidad producida en la zona de Benioff (Subducción), el resto de los datos no parecen indicar la actividad de ninguna falla en particular. La anterior afirmación tampoco se puede tomar en términos absolutos porque los datos pueden tener incertidumbre en la localización, derivada del modelo de corteza utilizado y de la distribución de la RSNC.

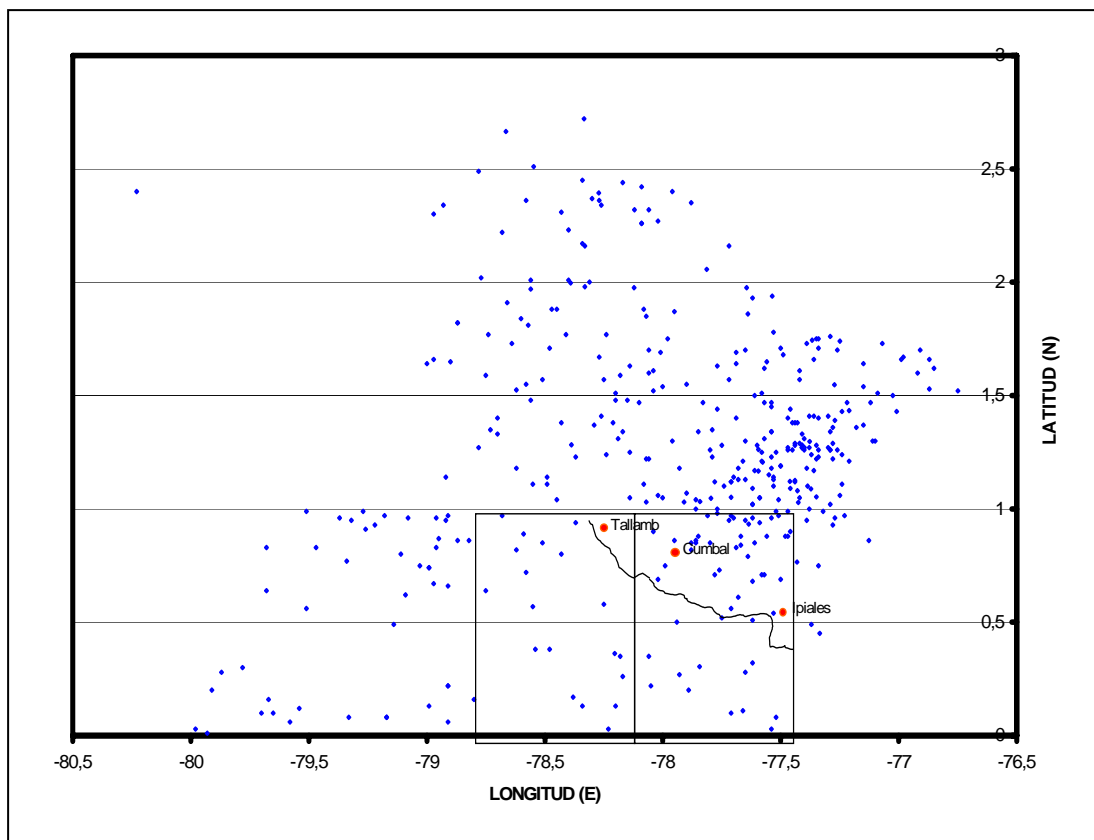


Figura 34. Sismicidad en el área de estudio registrada por la RSNC, entre 1993 y 2001, con magnitud entre 1 y 5,9

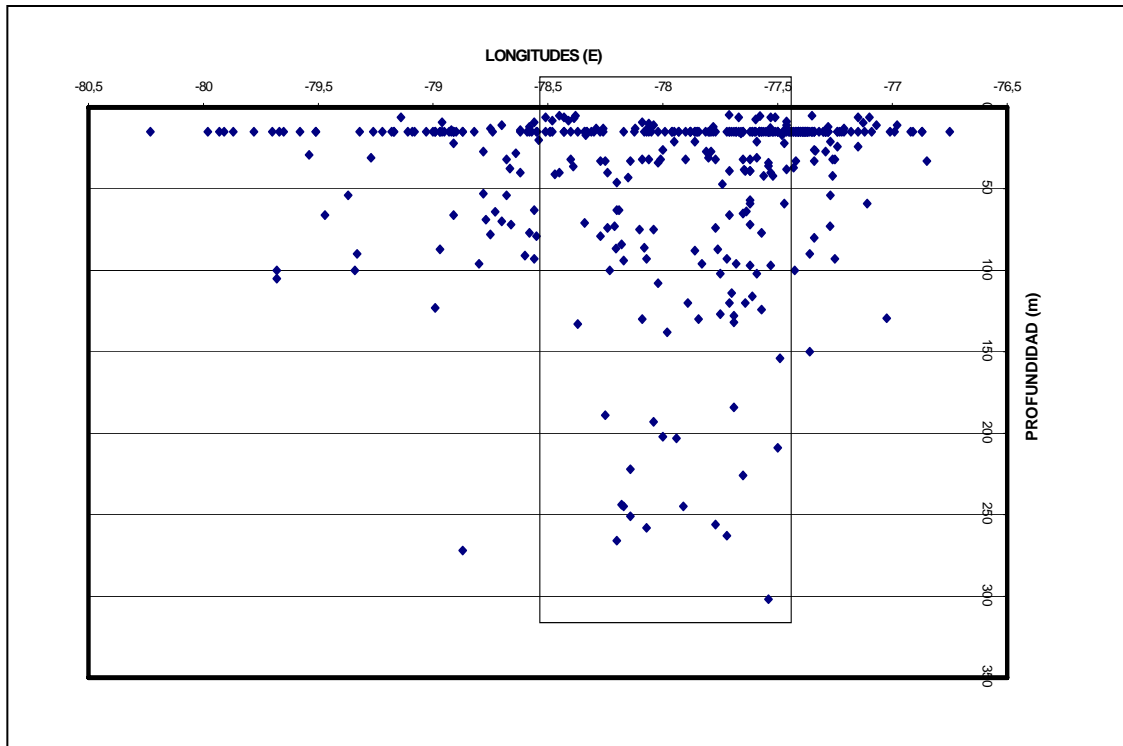


Figura 35 Perfil sísmico para eventos registrados por RSNC en el área de trabajo

Aparte de la sismicidad instrumental, los catálogos históricos muestran que el área ha estado sujeta a sismos que han producido destrucción importante en el área, especialmente en los poblados de Ipiales y Cumbal, este último, con una severa afectación en 1923 fue trasladado desde su sitio original, hoy Pueblo Viejo, al lugar que hoy ocupa la cabecera municipal. En siglos anteriores, es posible que se hayan presentado sismos de magnitud en la zona, sin embargo, debido a la escasa población que habitaba en esa época el área, no hay referencias de afectación para alguna población en particular, sino que se habla “ sismo sentido en el sur de Colombia”, las principales referencias de la sismicidad en el área, se transcriben a

continuación de los trabajos de Ramírez, 1975\* y Espinosa, 2002 (catálogo de sismos históricos de Colombia, inédito)\*\*:

\*\*1834, Enero 20. Intensidad VII. Temblor en Pasto.” En toda la región entre Almaguer y Tulcán no hubo iglesia que no experimentara daños de consideración o no quedase en ruinas”.

1868, Agosto 15 - 17. Temblores en las ciudades de Tulcán, Ibarra, Quito y Popayán, los cuales se sintieron en todo el sur de Colombia.

En el siglo XX se reportan los siguientes sismos que pudieron afectar las poblaciones del sur del país.

\*1906, Enero 31. Tumaco. Este temblor se sintió desde el valle del Atrato y Medellín hasta Guayaquil y Cuenca en Ecuador. En las localidades de Túquerres, Otaválo e Ibarra, las iglesias sufrieron daños de consideración. Este terremoto se ha considerado como uno de los 6 que más energía cinética ha liberado en toda la historia sísmica del mundo.

\*\*1923. Diciembre 15 - 18. Intensidad VII. Terremotos sucesivos originados en la frontera Colombo Ecuatoriana destruyeron las poblaciones de Cumbal, Carlosama, Aldana y Chiles, Túquerres e Ipiiales. En Cumbal fueron sacados 85 muertos, en total, las víctimas fatales oscilan entre 200 y 300 personas y los damnificados unos 20.000.

\*1926. Diciembre 18. En Túquerres hay destrucción de edificios, algunos heridos.

\*1935 a 1936, período de fuerte sismicidad en el Departamento de Nariño.

\*\*6, 7 y 10 de agosto de 1935. Intensidad VI, Terremoto con epicentro a 25 Km al sur de Pasto. Mueren 8 personas y es sentido en todas las poblaciones del flanco sur del volcán Azufral.

\*26 de octubre de 1935, un fuerte terremoto destruye la ciudad de Santa Ana, situada a 52 km de Pasto sobre la carretera Pasto – Quito. Más al sur, en la hoya del río Guáitara, fue reportado como un terremoto muy intenso.

\*29 de diciembre de 1935, se siente un suave y corto temblor en la ciudad de Pasto.

\*5 a 9 de enero de 1936, un movimiento de masa taponó el cauce del río Sapuyes, creando un represamiento, que según los datos históricos, alcanzó a destruir el

caserío La Chorrera, mueren ahogadas 300 personas.

\*15 - 18 de julio de 1936, terremotos sucesivos destruyeron a Túquerres, los sobrevivientes se desplazaron hacia Ipiiales y Pasto.

\*\*1947. Julio 17. Ocurre la casi total destrucción de Túquerres

\*1951, Julio 17. Se reporta un sismo fuerte que sacude en dos etapas al municipio de Cumbal.

\*1958, Enero 19, febrero 1. Fuertes sismos destruyeron la ciudad de Esmeraldas, Ecuador. En Colombia, ciudades como Tumaco sufrieron daños de consideración y fue sentido hasta en Bogotá. En la ciudad de Pasto se calculó una duración aproximada de 40 seg.

Desde 1958 hasta el presente, el área de estudio no ha sido afectada por sismos de mayor importancia, sin embargo el sismo de Popayán en 1983, que afectó numerosos municipios del Cauca, es un ejemplo de las consecuencias regionales que pueden tener sismos de aún de magnitudes bajas, especialmente en una zona que se caracteriza por construcciones de mínimo diseño sismoresistente. Los datos contenidos en el anexo 3, muestran la sismicidad instrumental registrada por la RSNC, desde 1993.

De acuerdo con el mapa de amenaza sísmica de Colombia vigente para el Código Colombiano de Construcciones Sismorresistentes, ley 400 de 1998, el área comprendida por las planchas 447 y 447Bis, se encuentra localizada en su totalidad dentro de la zona de amenaza alta, con variaciones de la aceleración máxima esperada en un periodo de recurrencia de 100 años, que oscilan

entre 0,25 y 0,35 g de acuerdo con la figura 32. En vista de que la ciudad de Ipiales tiene una población mayor a 100.000 habitantes requiere, de acuerdo con la misma ley, un estudio de microzonificación del área urbana y la de posible expansión, con el fin de planificar mejor el futuro desarrollo urbanístico bajo normas Sismorresistentes.

El análisis detallado de las vertientes mediante el uso de las aerofotografías y su verificación en campo, permitió descartar la existencia de enjambres de cicatrices de deslizamientos que pudiesen revelar una actividad sísmica superficial de magnitud importante en la zona durante los últimos siglos. Esta afirmación no es muy válida para la mitad oriental de la plancha, donde en vista de su poca humedad, la sismicidad superficial no alcanza a generar deslizamientos debido a también a las bajas pendientes del área.

## **8.2 AMENAZA POR MOVIMIENTOS EN MASA**

Durante el trabajo de campo, en especial para las unidades geomorfológicas, se trató de identificar los movimientos en masa característicos de cada una de ellas, razón por la cual en la memoria del mapa geomorfológico se encuentra una discusión de mayor detalle de ello.

Los movimientos en masa presentes en la plancha 447 y 447 Bis están restringidos a la vertiente occidental de la Cordillera Occidental y al cañón del río Guáitara. El paisaje correspondiente a modelado glacial, planicie de Túquerres - Ipiales y valle aluvial del río Juntas, contiene sólo unos pocos movimientos en masa, en general de pequeñas dimensiones, todos menores a 100 m<sup>3</sup> asociados siempre a la socavación de las márgenes de las

quebradas o ríos principales a causa de la deforestación de las mismas. Las condiciones climáticas del sector oriental de la plancha, con poco exceso de precipitación a lo largo del año han favorecido la estabilidad de las vertientes naturales.

Los cortes artificiales para vías u otro tipo de obras de infraestructura, a veces sobrepasan los límites naturales de estabilidad y se pueden generar movimientos en masa de diversa magnitud dependiendo de la dimensión de los taludes. Esta afirmación se puede generalizar a todas las unidades geomorfológicas de las planchas, pero es posible afirmar que no se constituyen en un problema grave para la zona.

Mención especial, se hace a las vertientes del río Tambo aproximadamente entre las cotas 2.000 y 3.800 m.s.n.m, donde los macizos rocosos correspondientes a los grupos Dagua y Diabásico muestran un fracturamiento importante, que genera deslizamientos planares en roca provocados por episodios de lluvias prolongadas. Estos deslizamientos tienen volúmenes importantes, mayores de 1000 m<sup>3</sup> y que de acuerdo a testimonios locales, han producido el represamiento del río por lo menos dos veces en los últimos 50 años, la última de ellas, en diciembre de 1999.

En la parte inferior del río San Juan en cercanías del caserío La Unión en el mismo año citado anteriormente, hubo un episodio de lluvias concentradas, que produjo varios movimientos en masa con volúmenes individuales inferiores a 50 m<sup>3</sup>, pero que esta vez involucraron en su mayoría el perfil de meteorización que alcanza sólo unos 3 m y unos pocos centímetros del substrato rocoso.



En el cañón del río Guáitara, en razón de las altas pendientes de sus vertientes y a que ocasionalmente el río lleva crecientes importantes que socavan el fondo del valle, se generan movimientos en masa que desestabilizan la vertiente, haciendo que el fenómeno de inestabilidad migre pendiente arriba. Aunque el caso no es muy frecuente, se pueden apreciar numerosas cicatrices a lo largo del cañón, algunas de ellas sin vegetación, lo que indica su reciente ocurrencia. En el cañón del río Blanco, ocurre una situación similar que se puede apreciar en la vía que conduce de la cabecera municipal de Cumbal a la vereda Cuetial.

### **8.3 AMENAZA POR AVENIDAS TORRENCIALES**

Las avenidas torrenciales son crecientes excepcionales que transitan por un cauce, un fluido viscoso consistente en una mezcla de suelo y roca que arrastra todo lo que se encuentre a su paso incorporándolo a la masa en movimiento, hasta que alcanza sitios planos donde pierde energía cinética y forma un depósito caótico de rocas.

En el complejo de terrazas que bordea el río San Juan a lo largo del río San Juan desde la Ceja, en dirección aguas abajo, se pueden apreciar pequeños depósitos que ocupan la actual llanura de inundación y muestran una estructura caótica, donde bloques decimétricos conforman un porcentaje menor dentro de una matriz de guijarros y lodo, que indiscutiblemente revela el carácter torrencial. De acuerdo con su altura, que es mínima sobre la llanura de inundación y la presencia de barras torrenciales con bloques decimétricos a métricos y con un enterramiento parcial, inferior al 50 %, se puede afirmar que su edad es subreciente,

mucho menor a la erupción del Soche, en vista de que además carece de este horizonte guía.

### **8.4 AMENAZA VOLCÁNICA**

Los volcanes Cumbal, Chiles y Cerro Negro de Mayasquer, tienen a la fecha estudios de amenaza volcánica (Monsalve y Méndez, 1988; Cortés y Calvache, 1997), que requieren de un amplio apoyo de dataciones radiométricas que permitan ordenar su evolución en el tiempo. De esta manera se podrán establecer prioridades de instrumentación y mejoramiento de los mapas de amenaza vigentes.

A lo largo de este estudio se ha evidenciado una compleja evolución volcánica desde el Plioceno, que se ha prolongado hasta el presente, con los volcanes Chiles, Cerro Negro de Mayasquer y Cumbal, considerados tradicionalmente como activos según Cortes y Calvache, 1997. Si se tiene en cuenta el concepto de UNESCO (1972), de que los volcanes sin actividad holocénica se pueden considerar extintos; el Chiles se podría incluir dentro de esta definición; no ocurre la misma situación con el Cumbal, por su actividad fumarólica y por mostrar su edificio completo, en vista de que los aparatos volcánicos de la zona siempre han terminado su historia eruptiva con colapsos, fenómeno que todavía no se ha presentado en el Cumbal Moderno y en ese sentido, este volcán debe recibir una vigilancia orientada hacia el conocimiento de la deformación del aparato volcánico, apoyada por un mejor conocimiento de las últimas erupciones lávicas.

El volcán Chiles aparentemente se puede considerar extinto siempre y cuando se realicen nuevos trabajos de sus productos mas recientes apoyados con dataciones radiométricas, en especial para conocer la edad de sus últimos flujos.

El volcán Cerro Negro de Mayasquer, requiere no solo estudios más detallados

de sus ultimas erupciones para determinar con mayor certeza el último período de actividad volcánica sino que sería importante conocer la cronología de su evolución, apoyada en parte con las unidades separadas en este trabajo. Por su carácter piroclástico, una erupción de este volcán, sería la de mayor peligro dentro de la zona de estudio.

## 9. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AIS; INGEOMINAS; UNIANDES. 1998. Estudio general de Amenaza Sísmica de Colombia. INGEOMINAS, Publ. Esp., 252 p. Santa Fe de Bogotá.
- ÁLVAREZ, E.; GONZÁLEZ, H. 1978. Geología y geoquímica del Cuadrángulo I-7 (Urrao). Mapa escala 1:100.000. Ingeominas, Informe 1761, 347 p. Medellín.
- ÁLVAREZ, J.; LINARES, E. 1979. Determinación de K/Ar del Batolito de Piedrancha y el Stock de Arboledas Nariño. U. Nal., Fac. Cienc., Bol. Cienc., (5-6):113-118. Medellín.
- ÁLVAREZ, J.; ORREGO, A.; BOTERO, G.; LINARES, E. 1979. Determinación de K/Ar del Stock de Suárez – Cauca. U. Nal., Fac. Cienc., Bol. Cienc., (5-6):39-44. Medellín.
- AQUATER. 1987. Proyecto binacional Tufiño - Chiles - Cerro Negro. Modelo Geotérmico, Síntesis y Recomendaciones, 60 p. Milán.
- ARANGO, J. L.; PONCE, A. 1982. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Nariño. Escala 1:400.000. Memoria explicativa. Ingeominas, 40 p. Bogotá.
- 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). Ingeominas – Misión Británica, Informe 1959, 61 p. Cali.
- ASPDEN, J. A.; McCOURT, W. 1986. Low, K granitoids from the Western Cordillera of Colombia. Geol. Norandina, 10:19-28. Bogotá.
- BALDOCK. 1982. Geología del Ecuador. Boletín de la explicación del mapa geológico de la República del Ecuador, escala 1:1.000.000. Divis. Invest. Geol. – Min., 69 p. Quito.
- BARRERO, D. 1979. Geology of the central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. Ingeominas, Publ. Geol. Esp., 4:1-75. Bogotá.
- BAUDINO, R. 1995. Evolution des Andes d'Equateur au Neogene: les enseignements de l'étude des bassins intramontagneux. Tesis doctorado, Univ. de Pau. 433 p. París.
- BOUMA, A. H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, 168 p. Amsterdam.
- CAS, R.; WRIGHT, J. 1993. Volcanic successions: Modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions. Allen & Unwin, 528 p. London.
- CORRALES, I.; ROSSELL, J.; DE LA TORRE, L.; VERA, J.; VILAS L. 1977. Estratigrafía. Ed. Rueda. 718 p. Madrid.
- CORSINOR, Corporación Regional Sierra Norte. 1999. Proyecto Colombo Ecuatoriano. Diagnostico General y Plan de Ordenamiento y Desarrollo Sustentable de las Cuencas Hidrográficas Binacionales Carchi-Guáitara y Mira-Mataje. 14 p. Ibarra.
- CORTES, G. P.; CALVACHE, M. L. 1996. Geología de los volcanes

- Chiles y Cerro Negro. INGEOMINAS, Informe interno, 53 p. San Juan de Pasto.
- CORTES, G. P.; CALVACHE, M. L. 1997. Evaluación de la Amenaza Volcánica del Chiles y Cerro Negro. INGEOMINAS, inéd., 43 p. San Juan de Pasto.
- DANE. 1993. Censo Nacional de Poblacion de Colombia.
- De SOUZA, H.; ESPINOSA, A.; DELALOYE, M. 1984. K/Ar aGES of basic rocks in the Patía Valley, Southwest Colombia. Tectonophisics, 107:123-145. Amsterdam.
- DUQUE-CARO, H. 1975. Los foraminíferos planctónicos y el Teciario de Colombia. Rev. Española Micropal, 7(3):403-427.
- ESPINAL, S. 1977. Zonas de vida o formaciones vegetales de Colombia. Memoria Explicativa sobre el Mapa Ecológico. IGAC, 13(11):238 p. Bogotá.
- ESPINOSA, J. 1991. Suelos Volcánicos en el Ecuador. Colegio de Geógrafos del Ecuador, Estudios de Geografía, (4):55-60. Quito.
- ETAYO, F.; PARRA, E.; RODRÍGUEZ, G. 1982. Análisis facial del “Grupo Dagua” con base en secciones aflorantes al oeste de Toro (Valle del Cauca). Geol. Norandina, 5:3-12. Bogotá.
- FOLK, R. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill, 182 p. Austin, Texas.
- GEOMINAS. 1982. Geología y sismología hoya del río Mira. Etapa 1 - Estudio regional, informe final. 1:1-101p. Medellín.
- GÖBEL, V. M.; STIBANE, F. R. 1979. Edades K/Ar en hornblendas de plutones tonalíticos, Cordillera Occidental, Colombia. U. Nal., Bol. Cienc. Tierra, 5-6:83-85. Medellín.
- GONZÁLEZ, H.; ZAPATA, G. 2002. Geología de la Plancha 428 Túquerres. INGEOMINAS. Medellín.
- GOSSENS, P. J.; ROSE W. I.; FLORES, D. 1977. Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America. Geol. Soc. Bull., 88:1043-1052.
- GORMAN, C. 1997. The constructive history and petrology of volcan Cumbal, Southern, Colombia. Tesis Master, Arizona State Univ., 116 p. Arizona.
- GROSSE, E. 1935. Acerca de la geología del sur de Colombia II. Informe rendido al Ministerio de Industrias sobre un viaje por la Cuenca del Patía y el Departamento de Nariño. CEGOC, 3:139-231. Bogotá.
- HALL, M. L.; MOTHESE, P. A. 1994. Tefrostratigrafía holocénica de los volcanes principales del Valle Interandino, Ecuador. Colegio de Geógrafos del Ecuador, Estudios de Geografía, (6):47-67. Quito.
- HALL, M. L.; BEATE, B. 1991. El vulcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. Colegio de Geógrafos del Ecuador, Estudios de Geografía, (4):5-17. Quito.
- HAQ, B.; van EYSINGA, F. 1987. Geological time scale. Fourth revised and enlarged edition. Elsevier. Amsterdam.
- HENDERSON, W. G. 1979. Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the

- Andes of northern Ecuador. *J. Geol. Soc.*, 136:367-378. London.
- HUBACH, E.; ALVARADO, B. 1945. La altiplanicie de Paletará (Departamento del Cauca). (Escrito en 1932). *CEGOC*, 6:39-59. Bogotá.
- ICEL - OLADE, 1983. Estudio de Reconocimiento de los Recursos Geotérmicos de la República de Colombia. *CEGOC* (1995), 21, 372 p. Bogotá.
- IGAC. 1982. Aspectos geográficos del sector andino nariñense. *Rev. Análisis Geográficos*, 1:1-137. Bogotá.
- IGAC. 1983. Atlas Regional del Pacífico. 96 p. Bogotá.
- IGAC. 1985. Nariño: Aspectos Geográficos, 117 p. Bogotá.
- IGAC. 1986. Contribución al conocimiento del régimen térmico y pluviométrico de Colombia. *Col. Geogr.* 12(2):53-118. Bogotá.
- IGAC. 1992. Atlas de Colombia. 4 ed., 321 p. Bogotá.
- INGEOMINAS. 1980. Mapa Geológico del Departamento de Nariño. Escala 1: 400.000. Bogotá.
- INGEOMINAS. 1987. Recursos minerales de Colombia. *Ingeominas, Publ. Geol. Esp.*, 1(2): 711-724. Bogotá.
- LE MAITRE, R. W. 1989. A Classification of Igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications. 191p.
- LE MAITRE, R.W. - UGSS 1993. A classification of igneous rock and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications. 193 p. Oxford.
- LONDSDALE, P. 1978. Ecuadorian Subduction System. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62:2454-2477. Tulsa.
- MACKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H.; GUILFORD, C. 1982. Atlas of Igneous Rocks and their Textures. Longman Scientific & Technical. 148 p. England.
- McCOURT, W.; MOSQUERA, D.; NIVIA, Á.; NÚÑEZ, A. 1984. Mapa geológico de la Plancha 243 Armenia. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.
- MILLWARD, D.; MARRINER, G.; SAUNDERS, A. 1984. Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *J. Geol. Soc.*, 141:847-860. London.
- MMAJ-JICA-INGEOMINAS, 1981. Report on Geological Survey of Piedrancha Area. Fase I. Febrero de 1981. 150 p.
- MMAJ-JICA-INGEOMINAS, 1982. Report on Geological Survey of Piedrancha Area. Fase II. Mayo de 1982. 235 p.
- MONSALVE, M.; MENDEZ, R. 1988. Mapa preliminar de Amenaza volcánica potencial del Complejo Volcánico del Cumbal. INGEOMINAS. Informe interno, inéd., 18 p. Popayán.
- MOORE, J.; LIPMAN, P.; SWANSON, D. 1981. Growth of lava domes in the crater, June 1980 – January 1981. The eruptions of Mount St. Helens, Washington. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 1250:541-547. Washington.

- MORA, H. 1999. Aproximación a la geodinámica mediante el uso de geodesia satelital en el área del eje Cafetero. Rev. Red Sismológica del Eje Cafetero, Viejo Caldas y Tolima, pp 24-27. Manizales.
- MURCIA, L. A., CEPEDA, H., 1991. Mapa geológico de Colombia, Plancha 429 Pasto, Escala 1:100.000, INGEOMINAS. 18 p. Bogotá.
- NELSON, W., 1962. Contribución al Conocimiento de la Cordillera Occidental. Sección carretera Cali - Buenaventura. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 10(1-3):81-108. Bogotá.
- NIVIA, Á. 2001. Mapa geológico del Departamento del Valle del Cauca. Escala 1:250.000. Mapa y memoria explicativa. INGEOMINAS, 148 p. Bogotá.
- PARRA, E. 1983. Geología y geoquímica de la Plancha 223 El Cairo, Valle. Ingeominas, Informe 1914, 138 p. Medellín.
- PÉREZ, S. J., 1976. Mineralizaciones de azufre en el volcán Chiles. Departamento de Nariño. Tesis, U. Nal. Medellín.
- RAMÍREZ, J. E. 1975. Historia de los terremotos en Colombia. Documentación Geográfica. IGAC, 2ª ed., 250 p. Bogotá.
- RAMÍREZ, C. 1982. El vulcanismo Neogénico y Cuaternario de Colombia: Cronología y caracterización químico - petrográfica. Tesis grado, U. Nal., 165 p. Bogotá.
- RESTREPO, J. J.; TOUSSAINT, J. F.; ZULUAGA, J.; HOYOS, P. 1979. Algunas consideraciones sobre la geología de la parte septentrional de la Cordillera Occidental. U. Nal., Publ. Esp. Geol., 20:1-26. Medellín.
- SILLITOE, R.; JARAMILLO, L.; DAMON, P. E.; SHAFIQULLAH, M.; ESCOVAR, R. 1982. Setting, characteristics, and age of the andean porphyry copper belt in Colombia. Econ. Geol., 77:1837-1850. London.
- SINTON, C.; DUNCAN, R.; STOREY, M. 1993.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages from Gorgona Island, Colombia and the Nicoya Peninsula, Costa Rica. EOS (Am. Geophys. Union, Transactions), 74:553.
- SPARKS, R. S.; SELF, S.; WALKER, G. P. L. 1973. Products of ignimbrite eruptions. Rev. Geol., 1:115-118. Boulder.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Reviews, 12:1-33. Amsterdam.
- STRECKEISEN, A. L. 1979. Clasificación and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recomendations and suggestions of the IUGS. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 54:1285-1304. New York.
- UNESCO, 1972. The surveillance and prediction of volcanic activity: a review of methods and techniques. 166 p. Paris.
- Van der HAMMEN, T. 1981. Glaciales y glaciaciones en el Cuaternario de Colombia: paleoecología y estratigrafía. Rev. CIAF, 6(1-3):635-638. Bogotá.
- VILLOTA, H. 1997. Una nueva aproximación a la clasificación fisiográfica del terreno. Rev. CIAF, 15:83-115. Santa Fe de Bogotá.

# **ANEXO 1**

## LISTADO DE ESTACIONES

CODIGO CAMPO	IGM	PLANCHA	COORDENADAS		TIPO DE MUESTRA				TIPO DE ANALISIS			
			X (N)	Y (E)	ROCA	FINOS	SUELO	C. BATEA	SD	A.A	PALEO	E.E
MEV 1		447 II D	584070.00	938580.00								
MEV 2		447 II D	584350.00	938580.00								
MEV 3		447 II D	586570.00	937350.00		X						X
MEV 4		447 II B	593500.00	936500.00								
MEV 5		447 II B	597350.00	936250.00								
MEV 8		428	584750.00	937500.00		X						X
MEV 9		428	585400.00	936870.00		X						X
MEV 10		447 II D	585790.00	938800.00								
MEV 11		447 II D	587650.00	936460.00		X						X
MEV 12		447 II D	587930.00	936840.00		X						X
MEV 13		447 II D	588050.00	936960.00		X						X
MEV 14		447 II B	591700.00	935900.00		X						X
MEV 15		447 II B	592500.00	935300.00		X						X
MEV 16		447 II B	592650.00	935350.00		X						X
MEV 17		447 II B	592950.00	935550.00								
MEV 18		447 II B	594000.00	934700.00		X						X
MEV 19		447 II B	598600.00	936400.00		X						X
MEV 20		447 II B	598200.00	938200.00		X						X
MEV 21		447 II B	598250.00	938350.00		X						X
MEV 22	705023	447 II B	593250.00	937350.00	X	X			X			X
MEV 23		447 II B	593500.00	937650.00		X						X
MEV 24		447 II B	595150.00	939850.00		X						X
MEV 25		447 II B	596450.00	938625.00								
MEV 27	705024	428	600050.00	936930.00	X	X			X			X
MEV 28		428	601000.00	936840.00		X						X
MEV 29		428	600800.00	936850.00		X						X
MEV 30	705025	428	602390.00	936110.00	X				X			
MEV 31		428	603060.00	937200.00		X						X
MEV 32	705026	428	604450.00	938080.00	X				X			
MEV 33	705027	428	604550.00	937940.00	X				X			
MEV 34	705028	428	604400.00	938260.00	X				X			
MEV 35		428	604310.00	938740.00		X						X
MEV 36		428	605530.00	937950.00		X						X
MEV 37		428	606050.00	936650.00		X						X
MEV 38		428	604490.00	937190.00		X						X
MEV 40		447 II B	590900.00	931600.00								
MEV 41		447 II B	593000.00	933950.00								
MEV 42		447 II B	598100.00	933510.00		X						X
MEV 43		447 II B	598400.00	933620.00		X						X
MEV 44		447 II B	599650.00	931980.00		X						X
MEV 45		447 II B	599500.00	931550.00		X						X
MEV 46	705029	447 IV D	569130.00	938640.00	X				X			
MEV 47		447 IV D	569420.00	938400.00		X						X
MEV 48	705030	447 IV D	569400.00	938000.00	X				X			
MEV 49		447 IV D	570080.00	937650.00		X						X
MEV 50		447 IV D	570000.00	936800.00		X						X
MEV 51		447 II B	570045.00	935310.00								
MEV 52		447 II B	572090.00	934830.00								
MEV 53		447 II B	575400.00	936450.00								
MEV 54	705031	447 II B	575850.00	937000.00	X				X			
MEV 55	705032	447 II B	575830.00	937450.00	X	X			X			X
MEV 56		447 II B	576510.00	937480.00		X						X
MEV 57		447 II B	579300.00	938000.00								



## LISTADO DE ESTACIONES

CODIGO CAMPO	IGM	PLANCHA	COORDENADAS		TIPO DE MUESTRA				TIPO DE ANALISIS			
			X (N)	Y (E)	ROCA	FINOS	SUELO	C. BATEA	SD	A.A	PALEO	E.E
MEV 58	705033	447 II B	581140.00	939350.00	X				X			
MEV 60		447 II B	569200.00	939150.00		X						X
MEV 61		447 II B	599870.00	931820.00								
MEV 62	705034	447 II B	598400.00	929240.00	X	X			X			X
MEV 63		447 II B	599950.00	927230.00		X						X
MEV 64		447 II B	598260.00	919550.00								
MEV 65	705035	447 II B	598500.00	920080.00	X				X			
MEV 66		447 II B	598050.00	921400.00								
MEV 67		447 II B	5997050.00	922700.00								
MEV 68		447 II B	596600.00	925710.00								
MEV 69	705036	428			X				X			
MEV 70		447 II B	584430.00	932720.00								
MEV 71		447 II B	585100.00	932370.00								
MEV 72		447 II B	586450.00	929660.00								
MEV 73		447 II B	587720.00	929150.00								
MEV 74		447 II B	585400.00	920900.00		X						X
MEV 75		447 II B	586200.00	924310.00								
MEV 76	705037	447 II A	597750.00	918400.00	X				X			
MEV 77		447 II A	590320.00	919680.00		X						X
MEV 78		447 II A	589450.00	917800.00								
MEV 79		447 II A	591100.00	912560.00		X						X
MEV 80		447 II A	590320.00	919680.00								
MEV 81		447 II A	590980.00	915450.00								
MEV 82		447 II A	589880.00	921900.00								
MEV 83		447 II C	585440.00	917680.00		X						X
MEV 84		447 II C	584400.00	916820.00		X						X
MEV 85		447 II	586570.00	901400.00								
MEV 86		447 - II	590550.00	892300.00								
MEV 87	705038	447 - II	590200.00	893900.00	X				X			
MEV 88		447 - II	590500.00	894700.00								
MEV 89A	705039	447 - II	590550.00	895050.00	X				X			
MEV 89B	705040	447 - II	590550.00	895050.00	X				X			
MEV 89C	705041	447 - II	590550.00	895050.00	X				X			
MEV 90	705042	447 - II	590927.00	894916.00	X	X			X			X
MEV 91		447 - II	590384.00	894793.00		X						X
MEV 92		447 - II	589900.00	895400.00								
MEV 93		447 - II	589200.00	895700.00								
MEV 94	705043	447 - II	588700.00	895500.00	X				X			
MEV 94A	705044	447 - II	588700.00	895500.00	X				X			
MEV 95	705045	447 - II	588350.00	896680.00	X				X			
MEV 96		447 - II	586750.00	899820.00								
MEV 97	705046	447 - II	586720.00	901080.00	X				X			
MEV 98	705047	447 - II	586180.00	902100.00	X				X			
MEV 99	705048	447 - II	585900.00	903050.00	X	X			X			X
MEV 100		447 - II	585700.00	903700.00								
MEV 101		447 - II	585000.00	904270.00		X						X
MEV 102		447 - II	585000.00	904400.00		X						X
MEV 103	705049	447 - II	585650.00	904700.00	X				X			
MEV 104	705050	447 - II	586450.00	905200.00	X				X			
MEV 105	705051	447 - II	586070.00	905620.00	X				X			
MEV 106	705052	447 - II	585180.00	905370.00	X				X			
106B	705053	447 - II	585180.00	905370.00	X				X			
MEV 107	705054	447 - II	585550.00	906800.00	X				X			

## LISTADO DE ESTACIONES

CODIGO CAMPO	IGM	PLANCHA	COORDENADAS		TIPO DE MUESTRA				TIPO DE ANALISIS			
			X (N)	Y (E)	ROCA	FINOS	SUELO	C. BATEA	SD	A.A	PALEO	E.E
MEV 108	705055	447 - II	585200.00	906600.00	X					X		
MEV 109	705056	447 - II	584550.00	908650.00	X					X		
MEV 110	705057	447 - II	583550.00	909600.00	X	X				X		X
MEV 111		447 - II	583450.00	911050.00								
MEV 112		447 - II	582500.00	912000.00		X						X
MEV 113		447 - II	581970.00	914940.00		X						X
MEV 114		447 - I	588150.00	895450.00								
MEV 115		447 - I	590602.03	890752.88								
MEV 116	705233	447 - I	591350.00	889950.00	X					X		
MEV 117	705234	447 - I	591850.00	891250.00	X					X		
MEV 118		447 - I	593250.00	892550.00								
MEV 119	705235	447 - I	594080.00	893750.00	X					X		
MEV 120		428	602207.73	915079.60								
MEV 121		428	604431.88	914501.90								
MEV 122		447 - I	581506.45	901348.33								
MEV 123	705236	447 - I	585050.00	900430.00	X					X		
MEV 124	705237	447 - I	585300.00	902400.00	X					X		
MEV 125		447 - I	591973.30	886553.75								
MEV 126	705238	447 - I	591318.51	888183.27	X					X		
MEV 127	705239	447 - I	591000.00	889850.00	X					X		
MEV 128	705240	447 - I	590080.00	889080.00	X					X		
MEV 129	705241	447 - I	590900.00	889650.00	X					X		
MEV 130	705242	447 - I	595500.00	882300.00	X					X		
MEV 131		447 - I	594460.00	881050.00								
MEV 132		447 bis	594226.00	880462.00								
MEV 133		447 bis	594500.00	799000.00								
MEV 134		447 bis	594798.00	878838.00								
MEV 135		447bis	595708.00	876702.00								
EP 4106		447 - I	591050.00	895000.00								
EP 4107	705199	447 - I	591950.00	896200.00	X	X				X		
EP 4108		447 - I	591800.00	897700.00								
EP 4109		447 - I	591760.00	896100.00		X						
EP 4110		447 - I	591650.00	896300.00		X						
EP 4111	705200	447 - I	588410.00	897850.00	X					X		
EP 4112	705201	447 - I	588600.00	897880.00	X					X		
EP 4112A	705202	447 - I	588600.00	897880.00	X					X		
EP 4112B	705203	447 - I	588600.00	897880.00	X					X		
EP 4113		447 - I	588910.00	897750.00								
EP 4114		447 - I	589100.00	897650.00								
EP 4115		447 - I	589500.00	897430.00								
EP 4116	705204	447 - I	588050.00	898850.00	X					X		
EP 4117		447 - I	588220.00	899020.00		X						
EP 4118	705205	447 - I	588100.00	898550.00	X					X		
EP 4119	705206	447 - I	588030.00	898650.00	X					X		
EP 4120		447 - I	592250.00	886480.00								
EP 4121	705207	447 - I	592550.00	886400.00	X	X				X		
EP 4122	705208	447 - I	593010.00	885600.00	X					X		
EP 4123		447 - I	593800.00	886580.00		X			X			
EP 4124	705209	447 - I	593600.00	885800.00	X					X		
EP 4125	705210	447 - I	594350.00	885450.00	X	X			X	X		
EP 4126		447 - I	594550.00	885400.00		X						
EP 4127		447 - I	595080.00	884650.00		X						
EP 4128		447 - I	595480.00	883880.00								

## LISTADO DE ESTACIONES

CODIGO CAMPO	IGM	PLANCHA	COORDENADAS		TIPO DE MUESTRA				TIPO DE ANALISIS					
			X (N)	Y (E)	ROCA	FINOS	SUELO	C. BATEA	SD	A.A	PALEO	E.E		
EP	4129		447 - I	595650.00	883400.00									
EP	4130		447 - I	595990.00	884310.00									
EP	4131	705211	447 - I	594820.00	884900.00	X					X			
EP	4131A	705212	447 - I	594820.00	884900.00	X					X			
EP	4132	705213	447 - I	598200.00	885350.00	X	X				X			
EP	4133	705214	447 - I	598280.00	885120.00	X	X				X			
EP	4134		447 - I	596640.00	887950.00		X							
EP	4135		447 - I	596940.00	887980.00		X							
EP	4136	705215	447 - I	596880.00	886700.00	X					X			
EP	4137		447 - I	597000.00	885750.00									
EP	4138	705216	447 - I	596600.00	885200.00	X					X			
EP	4139		447 - I	587500.00	904800.00									
EP	4140	705217	447 - I	588120.00	904000.00	X					X			
EP	4140A	705218	447 - I	588120.00	904000.00	X					X			
EP	4141	705219	447 - I	588680.00	904140.00	X					X			
EP	4142	705220	447 - I	588600.00	904950.00	X					X			
EP	4143		447 - I	586480.00	906800.00		X							
EP	4144	705221	447 - I	586900.00	906700.00	X					X			
EP	4145		447 - I	588250.00	907250.00									
EP	4146	705222	447 - I	589480.00	903800.00	X					X			
EP	4147	705223	447 - I	590500.00	903400.00	X					X			
EP	4148	705224	447 - I	591820.00	903880.00	X					X			
EP	4149	705225	447 - I	590400.00	906050.00	X					X			
EP	4150	705226	447 - I	589500.00	905780.00	X					X			
EP	4151	705227	447 - I	588900.00	905050.00	X					X			
EP	4152	705228	447 - I	588780.00	906060.00	X					X			
EP	4153		447 - I	590980.00	908150.00									
EP	4154	705229	447 - I	591360.00	907820.00	X					X			
EP	4155		447 - I	591500.00	907250.00									
EP	4156		447 - I	592050.00	910300.00									
EP	4157		447 - I	593150.00	907900.00									
EP	4158	705230	447 - I	593700.00	907600.00	X					X			
EP	4159		447 - I	592750.00	906900.00									
EP	4160	705231	447 - I	592550.00	907900.00	X					X			
EP	4161	705232	447 - I	594350.00	908700.00	X					X			
EP	4162		447 - I	596950.00	875600.00									
EP	4163		447 - I	595780.00	875450.00									
EP	4164		447 - I	595600.00	879400.00									
EP	4165		447 - I	596000.00	878800.00									
EP	4166		447 - I	596750.00	875500.00									
EP	4167		447 - I	597230.00	876300.00									
EP	4168		447 - I	597500.00	877780.00									
EP	4169		447 - I	597920.00	877400.00									
EP	4170		447 - I	599000.00	877130.00									
EP	4171		447 - I	598460.00	877550.00									
EP	4172		447 - I	598000.00	877800.00									
EP	4173		447 - I	597500.00	877860.00									
EP	4174		447 - I	597500.00	880400.00									
EP	4175		447 - I	594650.00	880070.00									
EP	4176		447 - I	594600.00	880400.00									
EP	4177		447 - I	594900.00	881100.00									
EP	4178		447 - I	594500.00	880340.00									
EP	4179		447 - I											

**LISTADO DE ESTACIONES**

CODIGO		IGM	PLANCHA	COORDENADAS		TIPO DE MUESTRA			TIPO DE ANALISIS			
CAMPO				X (N)	Y (E)	ROCA	FINOS	SUELO	C. BATEA	SD	A.A	PALEO
EP	4180		447 - I									
EP	4181		447 - I									
EP	4182		447 - I	588400.00	894500.00							
HGI	11554		447 - I	592297.00	918948.00	X				X		
HGI	11493		447 - I	589666.00	928098.00							
HGI	11560											

## **ANEXO 2**



## **ANEXO 3**

## Sismicidad registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSCN) entre 1993 y 2001.

RSCN) entre	Mes	Día	HH:MM:SS.S	Latitud N	Longitud W	Profundidad	Magnitud	Epicentro
1993	Jun	3	14:16:14.4	0.51	-77.62	72	2.6	POTOSI (NARIÑ)
1993	Jun	6	5:07:06.8	2.31	-78.43	6	2.4	OLAYA HERRERA (NARIÑ)
1993	Jun	7	8:52:41.5	1.18	-77.54	15	1.6	GUAITARILLA (NARIÑ)
1993	Jun	16	8:23:00.4	1.28	-77.35	15	1.7	LA FLORIDA (NARIÑ)
1993	Jun	21	2:46:48.5	1.54	-78	26	2	BARBACOAS (NARIÑ)
1993	Jul	23	13:36:02.0	1.93	-77.62	32	2.3	CUMBITARA (NARIÑ)
1993	Ago	11	9:22:23.6	2.26	-78.09	32	2.3	EL CHARCO (NARIÑ)
1993	Ago	12	17:59:09.9	1.18	-77.68	15	2.6	SANTACRUZ (NARIÑ)
1993	Ago	17	8:16:58.2	0.35	-78.18	244	2.5	CUMBAL (NARIÑ)
1993	Ago	18	0:03:17.8	2.23	-78.4	15	2.1	OLAYA HERRERA (NARIÑ)
1993	Ago	26	2:55:46.9	1.11	-78.55	15	2.5	RICAUARTE (NARIÑ)
1993	Sep	1	1:52:11.8	2.35	-77.88	15	2	SANTA BARBARA (NARIÑ)
1993	Sep	25	3:37:57.5	1.25	-77.58	15	1.5	ANCUYA (NARIÑ)
1993	Sep	28	8:23:28.9	0.9	-77.46	38	1.8	PUERRES (NARIÑ)
1993	Oct	7	3:25:46.2	1.38	-77.43	15	1.6	EL TAMBO (NARIÑ)
1993	Oct	19	9:03:12.5	1.41	-78.26	13	1.9	BARBACOAS (NARIÑ)
1993	Oct	24	9:49:41.0	0.49	-77.37	15	2.2	POTOSI (NARIÑ)
1993	Oct	31	3:40:50.4	2.32	-78.12	13	1.7	EL CHARCO (NARIÑ)
1993	Nov	20	12:53:14.1	2	-78.31	15	3	MAGUI (NARIÑ)
1993	Nov	25	5:46:03.6	1.24	-78.24	74	2	RICAUARTE (NARIÑ)
1993	Nov	25	23:02:11.9	1.28	-77.41	15	2.2	LA FLORIDA (NARIÑ)
1993	Nov	26	0:05:29.5	1.27	-77.41	15	2.4	LA FLORIDA (NARIÑ)
1993	Nov	26	0:40:06.3	1.29	-77.42	15	1.6	LA FLORIDA (NARIÑ)
1993	Nov	26	7:59:57.2	1.27	-77.4	15	1.4	LA FLORIDA (NARIÑ)
1993	Nov	27	17:51:52.5	1.27	-77.41	15	2.9	LA FLORIDA (NARIÑ)
1993	Nov	28	5:38:10.6	1.71	-77.34	33	1.8	EL ROSARIO (NARIÑ)
1993	Nov	29	10:30:57.6	1.22	-77.35	15	1.9	LA FLORIDA (NARIÑ)
1993	Dic	2	4:33:34.2	1.26	-77.4		1.4	LA FLORIDA (NARIÑ)
1993	Dic	5	2:45:59.6	1.34	-77.29	15	2	CHACHAGUI (NARIÑ)
1993	Dic	6	19:10:37.6	1.53	-76.87	15	2.7	LA CRUZ (NARIÑ)
1993	Dic	12	9:56:37.3	0.96	-77.27	21	1.8	TANGUA (NARIÑ)
1993	Dic	14	2:30:46.1	2.27	-78.02	34	1.5	SANTA BARBARA (NARIÑ)
1993	Dic	27	9:37:01.2	1.81	-78.57	15	1.8	FRANCISCO PIZARRO (NARIÑ)
1993	Dic	27	17:35:49.1	2.37	-78.3	15	2.2	OLAYA HERRERA (NARIÑ)
1993	Dic	31	0:55:39.3	1.28	-77.41	15	1.9	LA FLORIDA (NARIÑ)
1994	Feb	3	19:16:41.3	2.42	-78.09	9	2.4	EL CHARCO (NARIÑ)
1994	Feb	9	13:28:21.9	0.88	-77.67	15	2.3	PUPIALES (NARIÑ)
1994	Feb	14	23:32:43.1	1.47	-78.1	75	2.5	BARBACOAS (NARIÑ)
1994	Feb	15	22:17:08.2	1.02	-77.29	15	2.3	TANGUA (NARIÑ)
1994	Feb	18	1:58:03.8	1.6	-78.06	12	1.9	BARBACOAS (NARIÑ)
1994	Feb	18	2:55:54.5	0.8	-78.43	15	3.4	RICAUARTE (NARIÑ)
1994	Feb	22	2:59:06.2	1.05	-78.14	222	2.2	RICAUARTE (NARIÑ)
1994	Feb	25	18:51:43.6	1.12	-77.71	39	2.3	TUQUERRES (NARIÑ)
1994	Mar	30	0:50:16.9	1.09	-77.46	11	2.6	IMUES (NARIÑ)
1994	Mar	30	2:49:43.9	0.96	-77.62	57	1.7	GUALMATAN (NARIÑ)
1994	Mar	30	17:26:38.2	1.05	-77.59	31	2.2	OSPINA (NARIÑ)
1994	Mar	31	10:39:41	1.12	-77.46	9	3.0	Yacuanquer (Nari)
1994	Abr	1	19:13:32	0.93	-77.64	64	2.7	Guachucal (Nari)
1994	Abr	5	1:41:28	1.13	-77.44	15	1.9	Yacuanquer (Nari)
1994	Abr	8	23:44:05	1.05	-77.35	5	2.0	Santander (Nari)
1994	Abr	9	4:50:23	1.10	-77.39	15	1.8	Bombona (Nari)
1994	Abr	18	17:34:09	1.03	-77.84	15	3.0	Piedrancha (Nari)
1994	Abr	20	16:48:22	2.39	-78.27	15	2.7	El Carmen (Nari)
1994	Abr	29	5:39:00	1.94	-77.54	15	1.7	Policarpa (Nari)
1994	May	13	6:15:20	2.00	-78.39	36	3.2	Las Arenas (Nari)
1994	May	18	2:49:12	1.74	-77.37	15	1.7	Leiva (Nari)
1994	May	28	8:11:52	1.26	-77.60	15	1.2	Ancuya (Nari)
1994	May	29	6:33:52	1.21	-77.58	5	2.9	Samaniago (Nari)



## Sismicidad registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSCN) entre 1993 y 2001.

RSCN) entre	Mes	Día	HH:MM:SS.S	Latitud N	Longitud W	Profundidad	Magnitud	Epicentro
1994	Jun	4	5:30:21	0.30	-77.84	130	3.3	La Victoria (Nari)
1994	Jun	9	20:59:50	1.14	-77.53	13	2.3	Consaca (Nari)
1994	Jun	11	8:51:41	0.36	-78.20	87	3.3	Nubi (Nari)
1994	Jun	13	20:40:19	2.51	-78.55	15	2.7	Ceballos (Nari)
1994	Jul	6	13:26:05.9	0.01	-79.93	15	3.9	TUMACO (NARIÑ)
1994	Jul	7	22:54:07.2	1.73	-78.64	28	5.5	TUMACO (NARIÑ)
1994	Jul	8	10:43:25.4	1	-77.38	15	2.7	FUNES (NARIÑ)
1994	Jul	9	0:17:02.9	1.23	-77.54	15	2.1	ANCUYA (NARIÑ)
1994	Jul	21	8:03:57.2	1.27	-77.47	15	1.7	SANDONA (NARIÑ)
1994	Jul	23	9:43:49.5	1.28	-77.75	127	2.3	SANTACRUZ (NARIÑ)
1994	Jul	31	14:12:52.1	1.13	-77.65	15	2.9	TUQUERRES (NARIÑ)
1994	Ago	29	20:34:29.5	1.75	-77.35	15	2.3	EL ROSARIO (NARIÑ)
1994	Ago	31	12:44:52.5	2.44	-78.17	15	2.8	EL CHARCO (NARIÑ)
1994	Sep	3	3:24:25.9	1.27	-77.41	15	1.9	LA FLORIDA (NARIÑ)
1994	Sep	9	3:06:10.2	1.66	-76.99	15	2.7	SAN PABLO (NARIÑ)
1994	Sep	9	5:13:54.4	0.99	-77.52	15	1.5	ILES (NARIÑ)
1994	Sep	9	16:54:29.0	1.08	-77.43	15	2.4	TANGUA (NARIÑ)
1994	Sep	11	3:29:29.1	1.78	-77.53	97	2	CUMBITARA (NARIÑ)
1994	Sep	21	6:58:31.0	0.13	-78.2	46	2.5	CUMBAL (NARIÑ)
1994	Sep	28	6:09:15.2	1.24	-77.37	15	1.7	LA FLORIDA (NARIÑ)
1994	Sep	28	6:25:15.3	1.27	-77.4	15	1.9	LA FLORIDA (NARIÑ)
1994	Oct	5	23:16:58.1	1.47	-77.54	34	2	LA LLANADA (NARIÑ)
1994	Oct	23	5:21:37.1	0.95	-77.39	15	2	FUNES (NARIÑ)
1994	Oct	23	13:52:11.7	0.5	-77.94	203	3.3	CUASPUD (NARIÑ)
1994	Oct	27	18:07:47.4	0.97	-78.91	15	4.1	TUMACO (NARIÑ)
1994	Oct	28	19:39:51.3	1.19	-77.5	15	1.8	CONSACA (NARIÑ)
1994	Oct	28	19:39:52.2	1.26	-77.47	15	1.9	SANDONA (NARIÑ)
1994	Oct	30	15:21:32.5	1.31	-77.57	15	2.3	SAMANIEGO (NARIÑ)
1994	Nov	3	9:12:02.1	1.36	-77.18	15	1.5	BUESACO (NARIÑ)
1994	Nov	10	4:48:13.0	0.97	-77.71	15	1.9	GUACHUCAL (NARIÑ)
1994	Dic	8	1:40:02.5	1.34	-77.54	15	2.4	LINARES (NARIÑ)
1995	Ene	5	17:52:06.5	1.21	-77.58	15	3	ANCUYA (NARIÑ)
1995	Feb	1	6:28:22.2	0.96	-78.96	9	1.9	TUMACO (NARIÑ)
1995	Feb	10	1:55:51.6	0.2	-79.91	15	2.9	TUMACO (NARIÑ)
1995	Feb	10	17:08:45.1	0.94	-78.37	133	3	RICAUARTE (NARIÑ)
1995	Abr	12	18:22:31	2.67	-78.66	37	5.2	Caballos (Nari)
1995	Abr	22	9:49:52	1.98	-78.12	15	2.5	Ricaurte (Nari)
1995	May	18	15:11:09	0.77	-77.43	37	4.0	La Victoria (Nari)
1995	May	18	16:24:10	0.45	-77.34	27	3.6	La Victoria (Nari)
1995	May	27	3:01:36	1.98	-77.65	38	2.4	Sanabria (Nari)
1995	Jun	8	0:30:34	0.86	-77.13	9	2.9	Monopamba (Nari)
1995	Jun	25	7:21:27	2.40	-80.23	15	4.0	Salahonda (Nari)
1995	Ago	16	3:42:09	2.06	-77.81	15	2.8	Ricaurte (Nari)
1995	Ago	17	6:28:57	1.52	-78.62	15	3.4	Cajapí (Nari)
1995	Ago	21	1:23:34	2.72	-78.33	17	2.8	Mosquera (Nari)
1995	Sep	27	21:32:15	1.09	-77.37	15	2.5	Santander (Nari)
1995	Sep	27	23:56:26	0.86	-78.82	15	3.2	Mataje (Nari)
1995	Nov	18	4:32:08	1.50	-77.03	129	2.6	Génova (Nari)
1995	Nov	20	10:25:30	1.03	-77.43	100	1.8	Tangua (Nari)
1995	Nov	22	3:12:54	1.05	-77.71	5	2.1	Túquerres (Nari)
1995	Dic	4	10:24:57	1.30	-77.38	15	2.2	Pasto (Nari)
1995	Dic	7	19:34:19	1.05	-77.80	15	1.9	Piedrancha (Nari)
1995	Dic	9	0:57:06	1.55	-77.27	73	1.6	Taminango (Nari)
1995	Dic	17	17:56:21	1.28	-78.39	7	2.3	Altaquer (Nari)
1995	Dic	18	5:29:05	1.43	-77.21	15	1.6	S.Lorenzo (Nari)
1995	Dic	30	4:43:29	1.17	-77.59	7	2.5	Ancuyá (Nari)
1996	Ene	5	20:49:33.8	0.97	-77.23	15	1.8	TANGUA (NARIÑ)
1996	Ene	13	10:16:43.7	1.65	-77.56	15	1.8	CUMBITARA (NARIÑ)

## Sismicidad registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSCN) entre 1993 y 2001.

RSCN) entre	Mes	Día	HH:MM:SS.S	Latitud N	Longitud W	Profundidad	Magnitud	Epicentro
1996	Ene	27	0:37:38.8	1.34	-78.17	94	3.7	RICAURTE (NARIÑO)
1996	Feb	5	2:22:13.7	1.38	-77.44	15	2.1	EL TAMBO (NARIÑO)
1996	Feb	19	23:53:40.9	1.27	-77.38	15	2.2	LA FLORIDA (NARIÑO)
1996	Mar	2	20:23:55.6	1.38	-78.21	73	2.1	BARBACOAS (NARIÑO)
1996	Mar	4	4:32:50.7	0.61	-77.68	96	2.2	POTOSI (NARIÑO)
1996	Mar	8	15:11:01.6	1.57	-78.25	33	3.1	BARBACOAS (NARIÑO)
1996	Mar	10	1:36:55.1	0.2	-77.89	120	2.9	POTOSI (NARIÑO)
1996	Mar	26	5:17:02.3	1.48	-78.15	43	2	BARBACOAS (NARIÑO)
1996	Mar	30	7:34:03.3	1.75	-77.34	26	1.9	EL ROSARIO (NARIÑO)
1996	Jul	4	1:34:12.7	1.62	-76.85	33	1.8	LA CRUZ (NARIÑO)
1996	Jul	8	2:12:02.0	1.17	-77.61	15	2.4	GUAITARILLA (NARIÑO)
1996	Jul	24	13:52:19.9	0.96	-77.7	114	2.7	GUACHUCAL (NARIÑO)
1996	Jul	26	1:34:29.7	1.85	-78.07	93	1.6	MAGUI (NARIÑO)
1996	Jul	27	5:43:01.3	1.47	-77.83	96	2.8	LA LLANADA (NARIÑO)
1996	Jul	28	4:03:52.4	0.97	-79.18	15	2.4	TUMACO (NARIÑO)
1996	Ago	1	3:27:41.3	1.34	-77.85	15	3.5	SANTACRUZ (NARIÑO)
1996	Ago	10	4:17:03.9	1.74	-77.25	32	1.5	EL ROSARIO (NARIÑO)
1996	Ago	11	1:46:30.1	1.21	-77.66	15	3	SANTACRUZ (NARIÑO)
1996	Ago	13	7:06:00.5	1.14	-78.92	15	2.5	TUMACO (NARIÑO)
1996	Ago	22	17:22:05.7	1.98	-78.33	15	3.5	MAGUI (NARIÑO)
1996	Ago	25	4:11:07.7	1.64	-77.15	15	2.5	LA UNION (NARIÑO)
1996	Ago	25	14:08:58.5	1.66	-78.97	87	4.9	TUMACO (NARIÑO)
1996	Ago	27	7:52:04.2	1.52	-78.04	75	2.7	BARBACOAS (NARIÑO)
1996	Ago	27	8:42:45.3	1.55	-78.58	12	1.9	TUMACO (NARIÑO)
1996	Ago	30	9:27:01.9	1.66	-77.36	150	2.3	POLICARPA (NARIÑO)
1996	Sep	19	19:13:06.7	1.14	-77.7	15	2.4	SANTACRUZ (NARIÑO)
1996	Sep	24	7:15:03.1	1.24	-77.24	15	1.6	PASTO (NARIÑO)
1996	Sep	25	8:27:39.3	1.7	-77.26	32	1.7	EL ROSARIO (NARIÑO)
1996	Sep	25	19:11:34.6	1.1	-77.53	6	2.6	GUAITARILLA (NARIÑO)
1996	Oct	6	9:43:50.6	1.77	-78.41	8	2.3	ROBERTO PAYAN (NARIÑO)
1996	Oct	11	13:02:54.8	1.28	-77.44	15	2.4	SANDONA (NARIÑO)
1996	Oct	13	3:21:15.5	1.13	-77.68	15	2.1	TUQUERRES (NARIÑO)
1996	Oct	15	10:54:52.6	1.3	-77.1	6	2	BUESACO (NARIÑO)
1996	Oct	19	8:06:00.4	1.88	-78.08	86	2.3	MAGUI (NARIÑO)
1996	Oct	21	16:43:05.1	0.86	-77.95	15	3	CUMBAL (NARIÑO)
1996	Nov	4	22:12:53.2	1.3	-77.65	15	2.4	SAMANIEGO (NARIÑO)
1996	Nov	5	5:30:30.8	1.77	-78.74	15	3	TUMACO (NARIÑO)
1996	Nov	27	12:20:36.3	2.49	-78.78	27	2.9	MOSQUERA (NARIÑO)
1996	Dic	6	14:12:48.1	0.97	-77.81	27	1.2	CUMBAL (NARIÑO)
1996	Dic	18	7:03:51.0	1.69	-77.69	15	1.8	CUMBITARA (NARIÑO)
1997	Ene	2	7:29:14.0	1.14	-78.49	15	2.1	RICAURTE (NARIÑO)
1997	Ene	11	4:37:54.2	1.47	-77.12	15	2.7	ARBOLEDA (NARIÑO)
1997	Feb	5	20:50:38.6	1.3	-77.96	15	2.9	RICAURTE (NARIÑO)
1997	Mar	16	13:03:03.2	1.57	-77.42	15	3.2	POLICARPA (NARIÑO)
1997	Abr	2	13:12:53.7	1.11	-78.08	15	3.3	RICAURTE (NARIÑO)
1997	Jun	11	1:02:39.9	1.4	-77.69	132	2	SAMANIEGO (NARIÑO)
1997	Jun	13	13:31:07.6	1.88	-78.45	40	4.2	FRANCISCO PIZARRO (NARIÑO)
1997	Jun	16	8:12:00.5	0.86	-77.86	15	2.1	CUMBAL (NARIÑO)
1997	Jun	16	9:25:21.4	1.03	-78.07	258	4.6	RICAURTE (NARIÑO)
1997	Jul	1	11:58:03.0	1.11	-78.49	15	2.8	RICAURTE (NARIÑO)
1997	Jul	14	8:55:12.4	0.75	-79.03	15	3	RICAURTE (NARIÑO)
1997	Jul	19	7:54:12.3	0.69	-77.5	15	3.2	POTOSI (NARIÑO)
1997	Jul	22	11:52:57.4	1.21	-77.21	13	2.5	PASTO (NARIÑO)
1997	Jul	22	12:13:40.0	1.26	-77.29	15	2.5	CHACHAGUI (NARIÑO)
1997	Jul	26	6:49:47.2	1.4	-78.7	70	2.3	TUMACO (NARIÑO)
1997	Jul	27	17:59:59.1	0.77	-79.34	100	3.8	TUMACO (NARIÑO)
1997	Ago	6	18:53:54.9	0.89	-78.59	15	3.4	RICAURTE (NARIÑO)
1997	Ago	25	9:36:38.0	1.12	-77.78	15	2.3	MALLAMA (NARIÑO)

## Sismicidad registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSCN) entre 1993 y 2001.

RSCN) entre	Mes	Dia	HH:MM:SS.S	Latitud N	Longitud W	Profundidad	Magnitud	Epicentro
1997	Sep	5	1:57:03.5	0.85	-77.86	15	1.8	CUMBAL (NARIÑO)
1997	Sep	9	15:50:01.5	2.32	-78.06	14	2.7	EL CHARCO (NARIÑO)
1997	Sep	23	0:09:06.5	0.79	-77.64	39	2	IPIALES (NARIÑO)
1997	Sep	23	7:19:40.2	1.11	-77.24	24	1.5	PASTO (NARIÑO)
1997	Sep	29	2:35:25.4	0.22	-78.05	15	3.1	CUASPUD (NARIÑO)
1997	Oct	12	7:01:24.9	1.18	-77.39	15	1.6	YACUANQUER (NARIÑO)
1997	Oct	12	12:24:02.4	0.88	-77.48	17	2.3	PUERRES (NARIÑO)
1997	Oct	17	5:18:21.6	1.57	-78.51	15	2.5	ROBERTO PAYAN (NARIÑO)
1997	Oct	25	0:41:31.8	0.67	-78.97	15	2.4	RICAUARTE (NARIÑO)
1997	Oct	27	1:09:08.4	0.8	-79.11	15	3.2	TUMACO (NARIÑO)
1997	Oct	27	9:14:56.8	1.26	-77.34	80	1.6	LA FLORIDA (NARIÑO)
1997	Oct	27	10:07:05.8	1.28	-77.6	15	1.9	SAMANIEGO (NARIÑO)
1997	Oct	28	7:18:51.1	2.16	-78.33	15	1.6	OLAYA HERRERA (NARIÑO)
1997	Nov	13	19:55:11.0	1.75	-77.98	138	3.3	BARBACOAS (NARIÑO)
1997	Nov	16	4:31:57.3	0.95	-78.92	14	2.5	TUMACO (NARIÑO)
1997	Nov	20	11:47:45.3	1	-77.77	74	3.1	GUACHUCAL (NARIÑO)
1997	Nov	27	18:33:19.9	0.86	-78.87	272	3.4	RICAUARTE (NARIÑO)
1997	Dic	7	10:42:14.6	1.4	-77.34	15	2.3	EL TAMBO (NARIÑO)
1997	Dic	8	0:36:05.8	0.85	-77.88	15	1	CUMBAL (NARIÑO)
1997	Dic	8	8:20:42.3	0.28	-79.87	15	3.5	TUMACO (NARIÑO)
1997	Dic	10	15:07:53.7	0.73	-77.76	87	3.1	CUASPUD (NARIÑO)
1997	Dic	12	7:33:54.7	1.35	-78.73	64	2.7	TUMACO (NARIÑO)
1997	Dic	20	3:56:07.2	1.06	-77.25	93	2.9	PASTO (NARIÑO)
1997	Dic	22	11:54:09.0	1.37	-77.15	6	1.5	BUESACO (NARIÑO)
1997	Dic	25	14:16:56.3	1.77	-78.24	40	4	MAGUI (NARIÑO)
1998	Ene	2	3:59:27.7	1.5	-77.61	15	2.7	LA LLANADA (NARIÑO)
1998	Ene	2	8:24:30.6	1.41	-77.38	15	2.7	EL TAMBO (NARIÑO)
1998	Ene	8	8:11:08.3	1.48	-78.2	63	3	BARBACOAS (NARIÑO)
1998	Ene	9	1:24:45.4	1.3	-77.11	59	2.3	BUESACO (NARIÑO)
1998	Ene	16	6:37:02.3	2.36	-78.58	77	3.3	MOSQUERA (NARIÑO)
1998	Ene	26	8:28:58.0	0.96	-79.37	54	2.9	TUMACO (NARIÑO)
1998	Feb	7	4:08:59.4	0.94	-77.59	102	2.3	GUALMATAN (NARIÑO)
1998	Feb	20	10:00:45.5	2.36	-78.27	33	1.6	OLAYA HERRERA (NARIÑO)
1998	Feb	27	7:46:44.0	2.16	-77.72	93	2.1	SANTA BARBARA (NARIÑO)
1998	Mar	1	8:09:56.8	1.44	-77.46	15	2	EL TAMBO (NARIÑO)
1998	Mar	5	16:30:30.9	1.47	-77.57	77	3.2	LA LLANADA (NARIÑO)
1998	Mar	10	9:40:55.4	2.45	-78.34	15	2.3	MOSQUERA (NARIÑO)
1998	Mar	12	10:41:40.8	1.23	-78.37	15	3	RICAUARTE (NARIÑO)
1998	Mar	13	6:27:30.1	0.83	-77.69	128	2.5	CUASPUD (NARIÑO)
1998	Mar	15	15:45:00.6	1.04	-77.51	15	2.9	IMUES (NARIÑO)
1998	Mar	16	21:24:19.4	1.29	-77.44	15	1.8	SANDONA (NARIÑO)
1998	Mar	20	5:01:55.9	1.47	-77.22	15	2.1	SAN LORENZO (NARIÑO)
1998	Mar	20	5:53:14.5	0.99	-79.27	31	2.4	TUMACO (NARIÑO)
1998	Mar	22	21:56:46.8	0.13	-78.34	71	2.4	CUMBAL (NARIÑO)
1998	Mar	30	3:32:18.4	1.04	-78.45	5	1.8	RICAUARTE (NARIÑO)
1998	Abr	2	21:57:47.3	1.61	-78.04	11	2.6	BARBACOAS (NARIÑO)
1998	Abr	3	15:23:21.7	1.69	-78.01	32	1.9	BARBACOAS (NARIÑO)
1998	Abr	5	21:03:09.3	1.73	-77.39	15	2.8	EL ROSARIO (NARIÑO)
1998	Abr	6	6:20:19.5	0.03	-78.23	100	2	CUMBAL (NARIÑO)
1998	Abr	8	3:56:33.3	0.57	-78.55	79	2.3	RICAUARTE (NARIÑO)
1998	Abr	12	23:43:43.2	0.3	-79.78	15	2.8	TUMACO (NARIÑO)
1998	Abr	16	0:07:11.0	2.34	-78.93	15	2.5	MOSQUERA (NARIÑO)
1998	Abr	17	3:19:57.8	1.22	-78.07	15	2.8	RICAUARTE (NARIÑO)
1998	Abr	23	7:08:04.7	1.51	-77.58	15	2.1	LA LLANADA (NARIÑO)
1998	Jun	15	7:49:27.6	1.66	-76.87	15	1.2	LA CRUZ (NARIÑO)
1998	Jun	18	3:01:28.8	2.17	-78.34	15	2	OLAYA HERRERA (NARIÑO)
1998	Jun	20	4:11:52.9	2.3	-78.97	15	2.2	FRANCISCO PIZARRO (NARIÑO)
1998	Jul	10	23:44:36.9	1.43	-77.24	15	1.9	SAN LORENZO (NARIÑO)

## Sismicidad registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSCN) entre 1993 y 2001.

RSCN) entre	Mes	Día	HH:MM:SS.S	Latitud N	Longitud W	Profundidad	Magnitud	Epicentro
1998	Jul	18	21:39:36.2	0.16	-78.8	96	3.9	RICAUORTE (NARIÑ)
1998	Jul	18	23:51:31.2	1.35	-77.79	15	4.3	SANTACRUZ (NARIÑ)
1998	Ago	11	3:28:25.4	1.33	-77.41	15	2.7	LA FLORIDA (NARIÑ)
1998	Ago	21	6:59:16.3	0.97	-77.51	6	2.1	ILES (NARIÑ)
1998	Ago	25	3:52:59.4	1.36	-77.28	15	2.8	CHACHAGUI (NARIÑ)
1998	Sep	1	17:57:10.7	0.99	-77.32	15	2.2	TANGUA (NARIÑ)
1998	Sep	4	8:01:02.7	1.25	-77.52	42	1.8	ANCUYA (NARIÑ)
1998	Sep	5	21:33:13.7	0.82	-77.88	15	1.2	CUMBAL (NARIÑ)
1998	Sep	7	0:01:45.4	1.63	-78.14	33	2.3	BARBACOAS (NARIÑ)
1998	Sep	7	7:02:55.5	1.76	-77.29	27	1.8	EL ROSARIO (NARIÑ)
1998	Sep	21	7:09:46.4	1.23	-77.34	15	2.7	LA FLORIDA (NARIÑ)
1998	Sep	22	1:59:10.8	1.26	-77.8	31	2.7	SANTACRUZ (NARIÑ)
1998	Sep	22	18:12:59.6	1.23	-77.79	27	1.9	SANTACRUZ (NARIÑ)
1998	Sep	28	8:53:02.8	0.85	-77.61	116	2.3	IPIALES (NARIÑ)
1998	Sep	28	9:00:10.2	0.71	-77.57	15	2.7	POTOSI (NARIÑ)
1998	Oct	6	3:30:19.2	0.12	-79.54	29	2.5	RICAUORTE (NARIÑ)
1998	Oct	13	2:56:58.0	0.88	-77.56	42	1.5	CONTADERO (NARIÑ)
1998	Oct	13	7:21:46.0	1.07	-77.9	15	2.4	MALLAMA (NARIÑ)
1998	Oct	14	10:25:51.5	1.13	-77.53	15	2.2	GUAITARILLA (NARIÑ)
1998	Oct	28	15:54:09.8	1.05	-77.59	21	2.8	OSPINA (NARIÑ)
1998	Nov	14	1:59:13.6	1.15	-77.55	15	1.5	GUAITARILLA (NARIÑ)
1998	Nov	17	4:54:03.9	1.05	-77.42	15	2.2	TANGUA (NARIÑ)
1998	Nov	19	9:52:55.4	1.7	-76.91	15	2.2	SAN PABLO (NARIÑ)
1998	Dic	4	14:57:59.3	1.64	-77.69	184	4.2	CUMBITARA (NARIÑ)
1998	Dic	7	1:37:05.5	0.84	-77.67	6	2.1	IPIALES (NARIÑ)
1998	Dic	11	14:09:40.6	1.34	-77.54	36	3.5	LINARES (NARIÑ)
1998	Dic	23	11:42:41.1	1.59	-78.75	78	3.1	TUMACO (NARIÑ)
1998	Dic	26	7:15:45.6	1.25	-78.14	251	3.4	RICAUORTE (NARIÑ)
1998	Dic	28	8:39:22.4	1.55	-77.9	32	2.1	BARBACOAS (NARIÑ)
1998	Dic	29	17:57:29.9	1.57	-77.72	15	2.2	LA LLANADA (NARIÑ)
1998	Dic	31	5:49:39.4	0.06	-78.91	66	2.4	RICAUORTE (NARIÑ)
1999	Ene	2	0:53:03.3	1.63	-77.77	15	2.8	CUMBITARA (NARIÑ)
1999	Ene	4	0:29:30.6	1.17	-77.36	90	2.6	YACUANQUER (NARIÑ)
1999	Ene	8	14:41:07.6	0.32	-77.62	59	2.8	POTOSI (NARIÑ)
1999	Ene	9	8:54:05.1	1.26	-77.45	15	1.3	SANDONA (NARIÑ)
1999	Ene	10	1:39:45.3	1.05	-78	202	3.6	RICAUORTE (NARIÑ)
1999	Ene	17	2:06:14.2	1.27	-77.3	15	1.4	CHACHAGUI (NARIÑ)
1999	Feb	13	9:17:35.3	1.26	-77.26	42	1.8	CHACHAGUI (NARIÑ)
1999	Feb	14	10:15:37.8	1.37	-78.29	13	1.9	BARBACOAS (NARIÑ)
1999	Feb	20	3:42:49.2	1.84	-78.6	91	2.3	FRANCISCO PIZARRO (NARIÑ)
1999	Feb	24	12:36:15.9	0.08	-77.52	15	2.6	POTOSI (NARIÑ)
1999	Feb	26	0:35:49.0	0.82	-78.62	40	2.8	RICAUORTE (NARIÑ)
1999	Mar	5	23:15:01.4	1.19	-77.5	15	1.6	CONSACA (NARIÑ)
1999	Mar	18	10:56:37.8	2.02	-78.77	69	2.9	FRANCISCO PIZARRO (NARIÑ)
1999	Mar	22	6:29:11.5	1.67	-76.98	11	2.9	SAN PABLO (NARIÑ)
1999	Mar	26	17:33:05.8	0.64	-79.68	100	3.6	TUMACO (NARIÑ)
1999	Mar	27	5:09:09.8	2.34	-78.26	15	2.4	OLAYA HERRERA (NARIÑ)
1999	Abr	17	2:05:22.1	1.18	-77.93	15	2.2	MALLAMA (NARIÑ)
1999	May	7	1:32:20.8	0.16	-79.67	15	3.8	TUMACO (NARIÑ)
1999	Ago	6	0:53:26.0	1.27	-78.78	53	4	TUMACO (NARIÑ)
1999	Ago	11	4:13:06.8	0.83	-79.68	105	3.8	TUMACO (NARIÑ)
1999	Ago	28	12:40:08.8	0.98	-77.77	256	5.9	GUACHUCAL (NARIÑ)
1999	Ago	30	15:00:15.9	1.51	-77.09	15	1.8	SAN PEDRO DE CARTAGO (NARIÑ)
1999	Sep	9	7:57:59.8	2.4	-77.96	15	2.8	SANTA BARBARA (NARIÑ)
1999	Sep	13	10:38:52.8	1.1	-77.74	47	1.9	GUACHUCAL (NARIÑ)
1999	Sep	15	1:44:15.1	0.95	-77.72	263	3.5	GUACHUCAL (NARIÑ)
1999	Sep	20	6:02:51.6	1.7	-78.06	32	1.5	BARBACOAS (NARIÑ)
1999	Sep	27	3:01:02.5	0.06	-79.58	15	2.9	RICAUORTE (NARIÑ)
1999	Sep	27	8:44:39.7	1.86	-77.64	120	2.9	CUMBITARA (NARIÑ)

## Sismicidad registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSCN) entre 1993 y 2001.

RSCN) entre	Mes	Día	HH:MM:SS.S	Latitud N	Longitud W	Profundidad	Magnitud	Epicentro
1999	Sep	27	8:44:39.7	1.86	-77.64	120	2.9	CUMBITARA (NARIÑ)
1999	Oct	1	3:34:40.5	2.22	-78.68	32	2.7	FRANCISCO PIZARRO (NARIÑ)
1999	Oct	4	3:01:51.0	0.88	-77.85	15	3.1	CUMBAL (NARIÑ)
1999	Oct	5	9:54:08.7	2.26	-78.09	130	1.9	EL CHARCO (NARIÑ)
1999	Oct	7	5:20:57.6	2.01	-78.4	32	1.6	FRANCISCO PIZARRO (NARIÑ)
1999	Oct	11	8:21:54.9	1	-77.86	21	2.2	MALLAMA (NARIÑ)
1999	Oct	15	2:48:27.4	0.96	-79.08	15	2.6	TUMACO (NARIÑ)
1999	Oct	15	11:48:30.0	1.12	-77.44	15	1.9	YACUANQUER (NARIÑ)
1999	Oct	19	6:59:26.9	0.83	-78.96	15	2.3	RICAURTE (NARIÑ)
1999	Oct	21	6:36:24.4	0.9	-78.04	193	4.7	RICAURTE (NARIÑ)
1999	Oct	23	0:46:50.0	1.33	-78.7	11	1.7	TUMACO (NARIÑ)
1999	Oct	27	21:06:58.6	1.31	-78.19	63	2.3	RICAURTE (NARIÑ)
1999	Oct	28	19:13:58.2	1.31	-77.4	15	2.3	LA FLORIDA (NARIÑ)
1999	Nov	8	8:40:13.3	0.75	-77.34	15	1.8	CORDOBA (NARIÑ)
1999	Nov	14	17:14:18.1	1.51	-78.2	266	3.9	BARBACOAS (NARIÑ)
1999	Nov	17	7:36:49.3	0.93	-79.22	15	2.3	TUMACO (NARIÑ)
1999	Nov	19	16:22:37.4	0.93	-77.28	15	2.5	FUNES (NARIÑ)
1999	Nov	19	17:52:31.4	1.87	-77.95	21	2.6	MAGUI (NARIÑ)
1999	Nov	20	6:17:04.6	1.06	-78.02	15	2.9	RICAURTE (NARIÑ)
1999	Dic	3	22:12:17.4	0.08	-79.33	90	4.5	RICAURTE (NARIÑ)
1999	Dic	25	19:46:36.6	1.39	-77.27	54	1.9	CHACHAGUI (NARIÑ)
2000	Ene	3	11:38:26.6	0.96	-77.54	15	1.9	ILES (NARIÑ)
2000	Ene	3	11:41:14.1	1.09	-77.62	15	2.5	TUQUERRES (NARIÑ)
2000	Ene	6	0:50:52.3	0.38	-78.48	15	2.6	CUMBAL (NARIÑ)
2000	Ene	7	6:25:23.7	1.38	-77.45	15	1.9	EL TAMBO (NARIÑ)
2000	Ene	11	0:18:46.3	1.41	-77.36	15	2.7	EL TAMBO (NARIÑ)
2000	Ene	11	6:04:01.2	1.48	-78.56	9	1.9	ROBERTO PAYAN (NARIÑ)
2000	Ene	12	4:39:48.8	0.85	-77.8	15	1.8	CUMBAL (NARIÑ)
2000	Ene	15	7:55:54.6	0.69	-78.02	108	1.7	CUMBAL (NARIÑ)
2000	Ene	16	6:05:52.5	0.71	-77.78	12	1.4	CUASPUD (NARIÑ)
2000	Ene	20	7:12:14.8	0.27	-77.93	15	2.4	CUASPUD (NARIÑ)
2000	Ene	21	8:07:22.9	1.6	-76.92	15	1.4	LA CRUZ (NARIÑ)
2000	Ene	27	4:00:54.3	1.54	-77.15	24	1.6	SAN PEDRO DE CARTAGO (NARIÑ)
2000	Feb	1	9:34:10.4	0.1	-77.71	66	2.1	POTOSI (NARIÑ)
2000	Feb	3	6:36:31.3	0.87	-78.95	15	2.6	TUMACO (NARIÑ)
2000	Feb	6	2:47:35.8	0.52	-77.75	102	2.4	POTOSI (NARIÑ)
2000	Feb	14	9:53:26.5	1.18	-78.62	14	1.7	RICAURTE (NARIÑ)
2000	Feb	23	1:43:07.0	0.1	-79.65	15	2.9	TUMACO (NARIÑ)
2000	Feb	24	1:47:36.4	0.49	-79.14	6	2.9	RICAURTE (NARIÑ)
2000	Feb	25	18:32:13.3	1.4	-77.47	22	1.8	EL TAMBO (NARIÑ)
2000	Mar	1	1:17:31.2	1.97	-78.56	93	2	FRANCISCO PIZARRO (NARIÑ)
2000	Mar	7	3:47:03.1	1.38	-78.43	15	2	ROBERTO PAYAN (NARIÑ)
2000	Mar	9	14:15:57.3	1.41	-77.3	15	2.4	CHACHAGUI (NARIÑ)
2000	Mar	14	18:52:41.4	1.12	-77.71	15	1.7	TUQUERRES (NARIÑ)
2000	Mar	17	4:58:20.9	0.11	-77.66	16	2.2	POTOSI (NARIÑ)
2000	Mar	20	1:15:40.9	0.68	-77.62	97	3.9	POTOSI (NARIÑ)
2000	Mar	23	16:59:03.2	1.45	-77.54	302	4.2	LA LLANADA (NARIÑ)
2000	Mar	25	23:17:15.4	0.56	-79.51	15	3.1	TUMACO (NARIÑ)
2000	Mar	30	3:53:54.1	1.64	-79	15	2.6	TUMACO (NARIÑ)
2000	Abr	8	6:57:10.7	1.82	-78.87	15	1.8	TUMACO (NARIÑ)
2000	Abr	8	6:57:10.7	1.82	-78.87	15	1.8	TUMACO (NARIÑ)
2000	Abr	15	1:16:13.6	0.22	-78.91	15	3	RICAURTE (NARIÑ)
2000	Abr	15	1:16:13.6	0.22	-78.91	15	3	RICAURTE (NARIÑ)
2000	Abr	24	22:29:21.3	0.08	-79.17	15	3.2	RICAURTE (NARIÑ)
2000	Abr	24	22:29:21.3	0.08	-79.17	15	3.2	RICAURTE (NARIÑ)
2000	Abr	28	5:08:21.3	1.02	-77.62	39	1.9	SAPUYES (NARIÑ)
2000	Abr	28	5:08:21.3	1.02	-77.62	39	1.9	SAPUYES (NARIÑ)
2000	Abr	29	5:18:10.7	0.74	-78.99	15	2.9	RICAURTE (NARIÑ)

## Sismicidad registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSCN) entre 1993 y 2001.

RSCN) entre	Mes	Día	HH:MM:SS.S	Latitud N	Longitud W	Profundidad	Magnitud	Epicentro
2000	Abr	29	5:18:10.7	0.74	-78.99	15	2.9	RICAURTE (NARIÑ)
2000	May	7	2:36:29.4	1.71	-78.48	8	3.4	ROBERTO PAYAN (NARIÑ)
2000	May	21	10:14:20.6	1.67	-78.27	79	2.8	ROBERTO PAYAN (NARIÑ)
2000	May	23	16:36:46.7	2.01	-78.56	63	4.9	FRANCISCO PIZARRO (NARIÑ)
2000	Jun	10	20:27:27.1	1.68	-77.49	154	2.8	POLICARPA (NARIÑ)
2000	Jun	14	4:17:50.1	0.1	-79.7	15	4.5	TUMACO (NARIÑ)
2000	Jun	25	11:53:25.9	0.85	-78.51	6	2.5	RICAURTE (NARIÑ)
2000	Jun	26	19:43:22.8	0.95	-77.65	226	3.7	ALDANA (NARIÑ)
2000	Jun	27	7:10:31.8	1.62	-77.57	124	4.9	CUMBITARA (NARIÑ)
2000	Jul	17	2:29:33.2	0.26	-78.17	245	3.1	CUMBAL (NARIÑ)
2000	Jul	30	14:35:36.6	1.22	-77.28	15	3.7	PASTO (NARIÑ)
2000	Jul	31	11:10:26.6	1.29	-77.28	12	2.8	CHACHAGUI (NARIÑ)
2000	Jul	31	11:11:49.7	1.61	-77.42	33	2.4	POLICARPA (NARIÑ)
2000	Ago	1	1:34:34.1	1.26	-77.29	15	2.9	CHACHAGUI (NARIÑ)
2000	Ago	3	15:08:20.5	0.71	-77.58	15	2.9	POTOSI (NARIÑ)
2000	Ago	7	6:44:44.8	0.99	-79.51	15	3.4	TUMACO (NARIÑ)
2000	Ago	9	10:43:36.1	0.17	-78.38	5	2.2	CUMBAL (NARIÑ)
2000	Ago	14	8:46:50.9	0.88	-77.47	14	2.9	PUERRES (NARIÑ)
2000	Sep	7	6:17:09.8	1.7	-77.65	32	2.2	CUMBITARA (NARIÑ)
2000	Sep	18	3:46:57.7	1.43	-77.01	15	2.9	EL TABLON (NARIÑ)
2000	Sep	26	1:40:19.1	1.59	-78.18	84	3.6	BARBACOAS (NARIÑ)
2000	Sep	30	3:33:34.0	1.73	-77.07	11	2.7	SAN PABLO (NARIÑ)
2000	Oct	5	17:35:11.5	0.62	-79.09	15	3.5	RICAURTE (NARIÑ)
2000	Oct	6	8:24:30.1	1.04	-77.86	88	1.6	MALLAMA (NARIÑ)
2000	Oct	8	8:22:47.3	0.75	-77.99	15	2.2	CUMBAL (NARIÑ)
2000	Oct	8	20:12:33.7	0.35	-78.06	15	5	CUMBAL (NARIÑ)
2000	Oct	21	8:39:17.3	0.72	-78.58	15	2.9	RICAURTE (NARIÑ)
2000	Oct	23	5:27:05.4	0.64	-78.75	13	2.4	RICAURTE (NARIÑ)
2000	Nov	12	1:03:09.0	1.88	-78.47	41	2.6	FRANCISCO PIZARRO (NARIÑ)
2000	Nov	14	20:45:36.1	1.44	-77.77	32	2.7	SAMANIEGO (NARIÑ)
2000	Nov	14	20:57:09.3	0.99	-77.47	59	2.5	FUNES (NARIÑ)
2000	Nov	19	23:23:04.0	0.03	-77.54	15	3.5	POTOSI (NARIÑ)
2000	Nov	24	11:29:34.0	1.03	-77.91	245	4.7	MALLAMA (NARIÑ)
2000	Dic	12	22:58:08.4	0.58	-78.25	189	4	CUMBAL (NARIÑ)
2001	Ene	13	2:38:49.2	0.95	-79.32	15	2.8	TUMACO (NARIÑ)
2001	Ene	18	5:22:59.6	0.03	-79.98	15	3.3	TUMACO (NARIÑ)
2001	Ene	20	4:47:49.0	0.83	-79.47	66	3.1	TUMACO (NARIÑ)
2001	Feb	6	12:35:55.7	1.52	-76.75	15	3.4	LA CRUZ (NARIÑ)
2001	Abr	4	8:57:08.9	0.66	-78.91	22	4.2	RICAURTE (NARIÑ)
2001	Abr	10	6:34:46.0	0.54	-77.53	40	3.9	POTOSI (NARIÑ)
2001	Jun	7	5:19:27.1	0.56	-77.71	120	3.3	POTOSI (NARIÑ)
2001	Jul	9	3:32:25.4	0.97	-78.68	54	2.7	RICAURTE (NARIÑ)
2001	Jul	16	12:17:36.4	1.22	-78.06	10	3.2	RICAURTE (NARIÑ)
2001	Ago	5	4:14:16.2	0.38	-78.54	20	3.3	RICAURTE (NARIÑ)
2001	Ago	8	17:05:29.9	1.91	-78.66	72	3.9	FRANCISCO PIZARRO (NARIÑ)
2001	Ago	15	6:46:40.7	1.65	-78.9	15	2.5	TUMACO (NARIÑ)
2001	Sep	15	2:25:47.8	1.71	-77.5	209	3.9	POLICARPA (NARIÑ)
2001	Sep	16	14:20:35.6	0.91	-79.26	15	2.7	TUMACO (NARIÑ)
2001	Sep	25	7:49:15.0	0.13	-78.99	123	2.9	RICAURTE (NARIÑ)
2001	Sep	30	11:02:28.1	0.28	-77.65	65	4.4	POTOSI (NARIÑ)