



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Análisis morfométrico y Geomorfológico de la Caldera de Paletará (Cauca), Colombia

Wveimar Samacá Torres

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2016

Análisis morfométrico y Geomorfológico de la Caldera de Paletará (Cauca), Colombia

Wveimar Samacá Torres

Trabajo de investigación presentado como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Ciencias - Geología

Director (a):

Ph.D., John Jairo Sánchez Aguilar

Grupo de Investigación:

Grupo de Investigación en Vulcanología-GIV

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá D.C., Colombia

2016

A mi familia y a mi amor hermoso.

Agradecimientos

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a los departamentos de Geociencias y Geografía de la Universidad Nacional de Colombia – Sede Bogotá; en sus aulas obtuve la fortuna y el orgullo no solamente de ser estudiante, sino de formarme como persona. Igualmente, a la Subdirección de Geografía y Cartografía del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC), por el suministro de la cartografía básica, las imágenes satelitales ópticas y de radar necesarias para este trabajo de investigación.

También agradezco profundamente al Ph. D. John Jairo Sánchez Aguilar, Profesor Asociado del Departamento de Geociencias, por su dedicación, empeño y la paciencia como director a lo largo del desarrollo de este trabajo de investigación; a Pablo Grosse del CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas) y Fundación Miguel Lillo de Argentina por su oportuna asistencia desde la distancia con el código MORVOLC, a mis padres Ana Rita y José Omar, y a mis hermanos por su dedicación y apoyo en los momentos difíciles.

A Pilar, quien es mi fuente de inspiración y alegría todos los días; a mis amigos, especialmente a Adriana, Claudia, Julieth, Mónica, John F., Albeiro, Miguel, Iván, con quienes he compartido experiencias en la academia y en lo laboral, que enriquecieron esta y muchas otras ideas durante los últimos años. Igualmente, a muchos más que por falta de espacio no puedo mencionar, sin su granito de arena este trabajo de investigación no hubiera sido posible.

RESUMEN

Se realizó el análisis de parámetros morfométricos y de las características geomorfológicas de la Caldera de Paletará (CP), que incluye la Cadena Volcánica de Los Coconucos y otros rasgos volcánicos importantes. Usando variables extraídas de modelos digitales de elevación de alta resolución, se clasifica a la CP como una caldera de colapso en fosa tipo pistón que cuenta con 32,82 km de diámetro; además se calculó el índice Hco/Wco a siete volcanes monogenéticos en el rango de 0,001 a 0,093 ($\pm 0,0005$) y para nueve volcanes compuestos se identificó el índice de circularidad c_m con un rango desde 0,482 a 0,597 ($\pm 0,001$), el índice de elipticidad (e_l) en el rango de 1,269 a 3,236 ($\pm 0,001$) e irregularidad (i_l) en el rango de 1,115 a 1,530 ($\pm 0,001$). En conjunto con el análisis geomorfológico, hay tendencias identificadas de evolución diferencial de los volcanes monogenéticos y compuestos, influenciadas por varios procesos geomorfológicos durante el Holoceno; igualmente en la CP se reconoce actividad volcánica resurgente, que constituye un tema de gran importancia para la identificación de amenazas naturales en esta zona de Colombia.

Palabras clave: Geomorfología, morfometría, vulcanología, calderas, rasgos volcánicos, modelos digitales de elevación.

ABSTRACT

Morphometric parameters and geomorphological characteristics analysis of Caldera de Paletará (CP) was performed, including Los Coconucos Volcanic Chain and other important volcanic features. From numerical variables extracted from high - resolution digital elevation models, CP is classified as a graben piston collapse caldera, has 32,82 km in diameter; furthermore, Hco/Wco index applied to seven monogenetic volcanoes in the range of 0,001 – 0,093 ($\pm 0,0005$), and for nine composite volcanoes, circularity index c_m ranging identified from 0,482 – 0,597 ($\pm 0,001$), ellipticity index (e) in the range of 1,269 - 3,236 ($\pm 0,001$) and irregularity index (ii) in the range of 1,115 - 1,530 ($\pm 0,001$) also calculated. Overall with geomorphological analysis, trends of differential evolution of monogenetic and composite volcanoes are identified, influenced by several geomorphological processes during the Holocene; also resurgent volcanic activity of CP as a great importance issue for identification of natural hazards in this area of Colombia is recognized.

Keywords: Geomorphology, morphometry, volcanology, calderas, volcanic features, digital elevation models.

CONTENIDO

	Pág.
Resumen.....	IX
Abstract.....	X
Contenido.....	XI
Lista de figuras.....	XIV
Lista de tablas.....	XIX
Introducción.....	1
1. Caldera de Paletará (CP): Aspectos básicos.....	3
1.1. Localización.....	3
1.2. Características geológicas.....	3
1.2.1. Generalidades.....	3
1.2.2. Estratigrafía.....	6
1.2.3. Geología estructural.....	16
1.3. Geoformas volcánicas asociadas.....	19
2. Marco teórico.....	28
2.1. Antecedentes.....	28
2.2. Clasificación de estilos eruptivos y procesos actuales.....	31
2.3. Calderas: Definición y criterios de clasificación.....	33
2.3.1. Definición y etapas de formación de calderas.....	33

2.3.2.	Mecanismos y tipología de calderas de acuerdo a su morfología y procesos de formación	34
2.4.	Índices morfométricos aplicados a estructuras volcánicas.....	37
2.4.1.	Índices morfométricos en volcanes monogenéticos y poligenéticos.	38
2.4.2.	Índices morfométricos para volcanes compuestos	41
2.4.3.	Índices morfométricos para conos piroclásticos	46
3.	Naturaleza de los datos a utilizar.....	52
4.	Métodos.....	54
4.1.	Extracción de índices morfométricos.....	54
4.1.1.	Pendientes y categorías de pendientes	54
4.1.2.	Aspecto del terreno.....	54
4.1.3.	Curvatura del terreno.....	55
4.1.4.	Morfometría de volcanes compuestos	56
4.1.5.	Morfometría y volúmenes de volcanes monogenéticos	57
4.2.	Análisis geomorfológico	57
5.	Resultados.....	59
5.1.	Delimitación y morfología de la Caldera de Paletará	60
5.2.	Índices morfométricos	64
5.2.1.	Índices morfométricos de volcanes compuestos	64
5.2.2.	Índices morfométricos de volcanes monogenéticos	70
5.3.	Geomorfología de la Caldera de Paletará	74
6.	Discusión	79
6.1.	Aspectos sobre la delimitación y la evolución geomorfológica de la Caldera de Paletará	79
6.1.1.	Delimitación de la Caldera de Paletará.....	79
6.1.2.	Aportes a la evolución geomorfológica de la Caldera de Paletará: ..	80
6.1.3.	Clasificación teórica de la Caldera de Paletará	81
6.2.	Consideraciones sobre la morfometría de las estructuras y la evolución geomorfológica	82
6.2.1.	Estado y evolución general de los volcanes compuestos.....	82

6.2.2.	Estado y evolución general de los volcanes monogenéticos.....	93
6.2.3.	Tendencias de orden de los índices morfométricos de los volcanes compuestos y monogenéticos.....	95
7.	Conclusiones	99
8.	Recomendaciones para trabajos futuros	101
9.	Referencias	103
10.	Apéndices.....	112

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1: Caldera de Paletará: Ubicación geográfica y geoformas asociadas	5
Figura 2: Mapa Geológico de la Caldera de Paletará y sus alrededores	7
Figura 3: Leyenda Unidades Mapa Geológico de la Caldera de Paletará.....	8
Figura 4: Principales fallas y lineamientos presentes en la Caldera de Paletará .	17
Figura 5: Imagen SPOT 5 del volcán compuesto Puracé.....	23
Figura 6: Imagen SPOT 5 de los volcanes compuestos Curiqinga, Pico Paletará, Calambas y Quintín.....	24
Figura 7: Imagen SPOT 5 de los conos Shaka 1, 2 y 3.....	25
Figura 8: Imagen SPOT 5 del volcán compuesto Machangara y el remanente de cono Killa; hacia el norte el cono Shaka 3.....	25
Figura 9: Imagen SPOT 5 con los volcanes compuestos Pan de Azúcar y Pukará, en el extremo sur de la CVLC	26
Figura 10: Imagen SPOT 5 del cono Piki y el volcán compuesto Amancay	26

Figura 11: Modelo de sombras de 5 metros de resolución/píxel del Valle de Paletará	27
Figura 12: Extensión de los emplazamientos de ignimbrita relacionados a la Caldera de Paletará	29
Figura 13: Evidencias de la actividad fumarólica del volcán Puracé, en octubre de 2011	30
Figura 14: Localización de la Caldera de Paletará con respecto al Volcán Sotará y algunos rasgos asociados	31
Figura 15: Tipos de calderas	35
Figura 16: Clasificación de calderas de acuerdo a diferentes tipos y mecanismos de colapso	37
Figura 17: Parte del campo volcánico de San Francisco, ubicado al norte del estado de Arizona, EE.UU.	39
Figura 18: Fórmula para calcular el volumen (V) del cono truncado y representación geométrica	40
Figura 19: Métodos para calcular los índices morfométricos en conos de escoria	41
Figura 20: A) Ejemplos de las irregularidades presentes en las curvas de nivel extraídas en dos volcanes compuestos, a partir de Karátson <i>et al.</i> (2010)	43
Figura 21: Cono monogenético La Guaca, cerca de Yacuanquer (Nariño, Colombia).....	47
Figura 22: Cono inactivo con rasgos de erosión acelerada, cerca al volcán Ceboruco (Nayarit, México).....	48

Figura 23: Conos piroclásticos cercanos al volcán extinto de Mauna Kea (Hawaii, EE.UU.)	49
Figura 24: Parámetros morfométricos para conos piroclásticos aplicados a los conos volcánicos adyacentes al volcán Mauna Kea, Hawaii, EE.UU.....	50
Figura 25: Datos utilizados y procedimientos efectuados	53
Figura 26 a) Perfil transversal de la Caldera de Paletará, orientación E-W. b) Perfil en orientación S-N.....	60
Figura 27: Delimitación propuesta Caldera de Paletará	62
Figura 28: Variación en los valores del índice de circularidad promedio c_m para los volcanes compuestos identificados en la Caldera de Paletará	65
Figura 29: Variación en los valores del índice de elipticidad (e_l) para los volcanes compuestos identificados en la Caldera de Paletará.....	67
Figura 30: Variación en los valores del índice de irregularidad (i_i) para los volcanes compuestos identificados en la Caldera de Paletará.....	68
Figura 31: Variación en los valores de la relación alto/ancho de la base (H/W_B) para los volcanes compuestos identificados en la Caldera de Paletará.....	69
Figura 32: Valores y variación del índice H_{co}/W_{co} para los volcanes monogenéticos en la Caldera de Paletará.....	71
Figura 33: Pendiente máxima para los volcanes monogenéticos pertenecientes a la Caldera de Paletará.....	73
Figura 34: Mapa geomorfológico de la Caldera de Paletará (Apéndice 1)	75

Figura 35: Vertientes (Dv4) formadas por flujos de lava antiguos de composición andesítica, pertenecientes a la Formación Coconucos	77
Figura 36: Corte de las capas de ceniza volcánica con posibles facies lacustres	78
Figura 37: Depósitos piroclásticos de caída en cercanías al volcán Puracé	78
Figura 38: Morfometría y morfología del volcán compuesto Puracé	83
Figura 39: Morfometría y morfología del volcán compuesto Curiqinga	85
Figura 40: Morfometría y morfología de los volcanes compuestos Calambas (contorno azul oscuro) y Pico Paletará (contorno color verde).....	86
Figura 41: Morfometría y morfología del volcán compuesto Quintín	88
Figura 42: Morfometría y morfología del volcán compuesto Machángara	90
Figura 43: Morfometría y morfología de los volcanes compuestos Pan de Azúcar (contorno verde) y Púkara (contorno azul)	91
Figura 44: Morfometría y morfología del volcán compuesto Amancay	93
Figura 45: Vista del modelo de sombras en 3D orientado en sentido sur con la agrupación de conos de escoria Shaka (1, 2 y 3), el remanente de domo Killa y los volcanes compuestos Quintín (Oeste) y Machángara (Este).	94

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1: Inventario de volcanes asociados a la Caldera de Paletará	19
Tabla 2: Intervalos de aspecto del terreno	55
Tabla 3: Comparativo de algunas calderas estudiadas a nivel mundial	63
Tabla 4: Morfometría e índice de circularidad promedio c_m para los volcanes compuestos presentes en la Caldera de Paletará.	64
Tabla 5: Índices propuestos por Grosse <i>et al.</i> (2009) para los volcanes compuestos pertenecientes a la Caldera de Paletará.	66
Tabla 6: Morfometría e índices morfométricos determinados para los volcanes monogenéticos dentro de la Caldera de Paletará.	70
Tabla 7: Leyenda Geomorfológica para la Caldera de Paletará, de acuerdo al Sistema ITC para levantamientos geomorfológicos	74

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo de investigación trata sobre el análisis de parámetros morfométricos aplicados al estudio de estructuras volcánicas, y su relación con la manifestación de procesos geomorfológicos que afectaron la estructura conocida como la Caldera de Paletará (CP), ubicada al oriente del departamento de Cauca (Colombia), así como a las estructuras resurgentes presentes en la Cadena Volcánica de Los Coconucos (CVLC), en el Valle de Paletará y otros rasgos geomorfológicos.

Este trabajo parte de un marco geológico complejo por la alta influencia tectónica y el volcanismo ocurrido entre el Neógeno y el Cuaternario, en el sector de la Cordillera Central donde se ubica la CP (INGEOMINAS, 2003); igualmente, varios autores (Flórez, 1983; Torres *et al.*, 1999; Robertson *et al.*, 2002) realizan valiosos aportes al conocimiento sobre las estructuras volcánicas y los procesos geomorfológicos dominantes en la zona de estudio durante el Cuaternario. En este contexto, se involucran los aportes conceptuales de la morfometría volcánica, con el fin de explicar cuantitativamente los procesos de construcción y/o degradación de las estructuras volcánicas presentes en el área de la CP.

La CP es catalogada por Torres *et al.* (1999) como una caldera de colapso, estructuras asociadas teóricamente a la subsidencia de la parte superior de una cámara magmática; la subsidencia trae como consecuencia erupciones volcánicas de gran magnitud y volumen de material expulsado (Gudmundsson, 2015). Luego del proceso de subsidencia, la estructura puede presentar resurgencia de estructuras volcánicas y en un estado más avanzado, mineralizaciones y actividad hidrotermal (Cole *et al.*, 2005). Relacionado al proceso de resurgencia, la CP posee 16 estructuras volcánicas distribuidas en la CVLC y sus alrededores, entre las que se reconocen nueve volcanes poligenéticos compuestos y siete volcanes monogenéticos (cinco conos y dos maar); solamente el volcán compuesto Puracé, localizado en el extremo noroeste de la CVLC posee varios reportes históricos de actividad. Hay evidencias de otras estructuras volcánicas anteriores remanentes de algún tipo de actividad que pueden asociarse con resurgencia, como en el caso del Cerro Chagartón, y algunos cráteres sin estructura volcánica asociada, como es el caso de los

cráteres El Buey y Pico Collo. Estas evidencias, así como la caracterización geomorfológica de la CP realizada en este trabajo sugieren una nueva delimitación de esta caldera, necesaria para realizar una aproximación a su proceso evolutivo y ofrecer una clasificación de acuerdo al tipo y mecanismo de colapso asociado, de acuerdo a las clases sugeridas por Aguirre-Díaz (2008) a partir de los tipos de colapso definidos por Lipman (1995).

La morfometría de las estructuras volcánicas ha sido abordada desde mediados del siglo XX, de acuerdo a los tipos específicos existentes y relacionando sistemáticamente los parámetros morfométricos con los procesos evolutivos de las estructuras. Se han realizado análisis a volcanes monogenéticos (principalmente conos de ceniza y de escoria) en forma individual (Porter, 1972; Wood, 1980), asociados a un volcán poligenético (Favalli *et al.*, 2009) o a complejos volcánicos extensos (Settle, 1979; entre otros); igualmente, este análisis se ha efectuado en volcanes poligenéticos individuales (Karátson *et al.*, 2010) o a nivel regional para definir clasificaciones de acuerdo a la forma de las estructuras (Grosse *et al.*, 2009). Para comprender la morfometría de las estructuras volcánicas es necesario establecer una correlación con los aspectos geomorfológicos relacionados hacia el crecimiento o degradación de las geoformas, permitiendo deducir ciertas tendencias evolutivas en los volcanes asociados a la CP.

En el primer capítulo de este trabajo se aprecia el contexto geológico, estructural y las geoformas volcánicas asociadas a la CP; en el marco teórico se relacionan las diferentes perspectivas de autores que han analizado con anterioridad el área de estudio, comprendiendo la diferenciación de estilos eruptivos, además de relacionar la definición de las calderas y sus mecanismos con los aspectos morfométricos a identificar en las estructuras asociadas. En el Capítulo 3 se relacionan los datos a utilizar tanto en el análisis morfométrico como en la caracterización geomorfológica, aspectos que se plasman teniendo en cuenta los métodos aplicados en este trabajo expuestos en el Capítulo 5. En los capítulos finales, se relacionan los resultados de los análisis efectuados y se plantea una discusión sobre la delimitación y clasificación de la Caldera de Paletará, además de considerar la relación existente entre la morfometría de las estructuras asociadas y sus posibles tendencias evolutivas con la manifestación de procesos geomorfológicos identificados.

1. Caldera de Paletará (CP): Aspectos básicos

1.1. Localización

La CP está ubicada en el departamento del Cauca, a 20 km al SE de Popayán, Colombia. La estructura volcánica, de 35 km de diámetro estimado (de acuerdo a Torres *et al.*, 1999), rodea el denominado Valle de Paletará (Figura 1).

1.2. Características geológicas

1.2.1. Generalidades

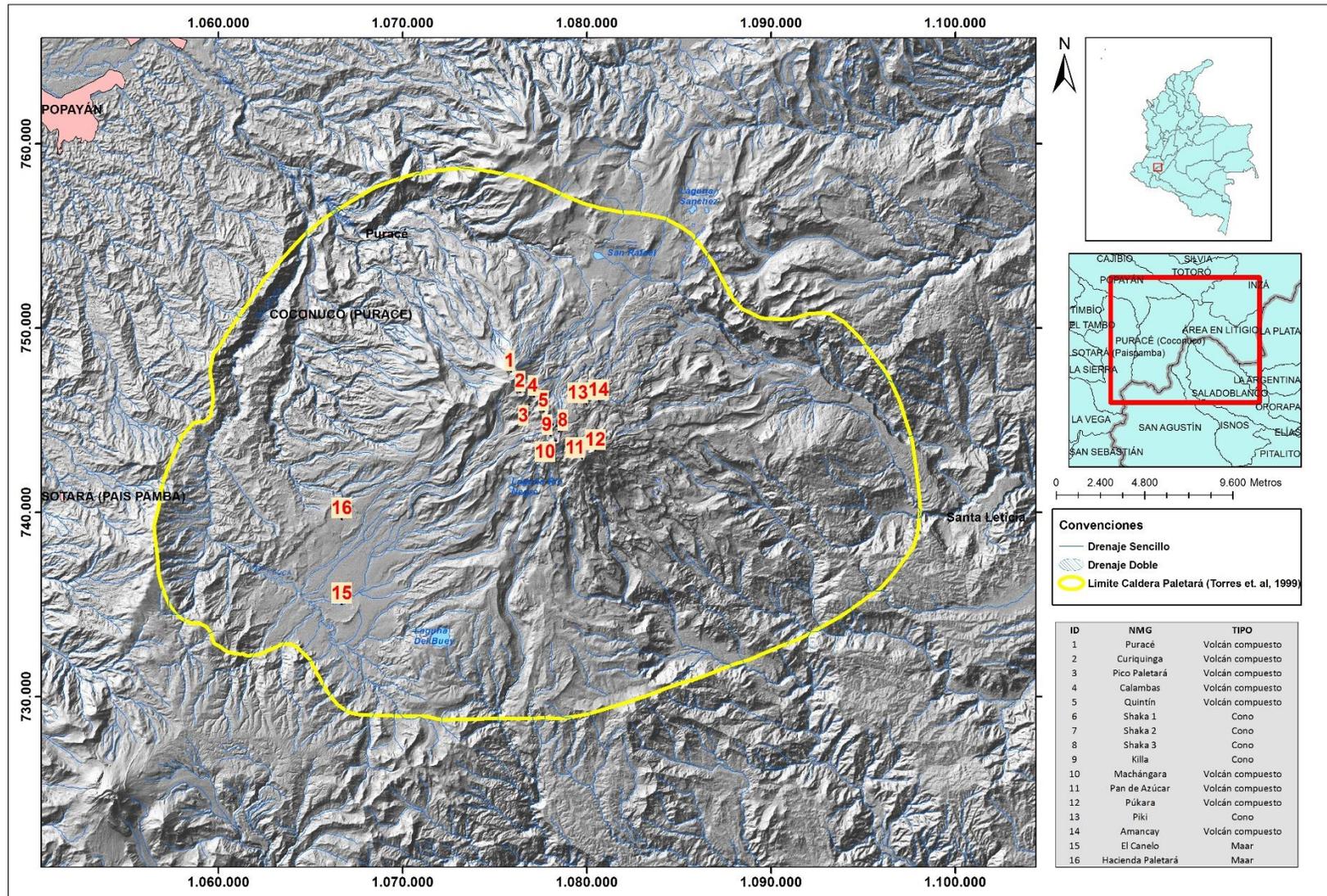
La geología de la CP se enmarca dentro de la Cordillera Central de Colombia, que en su núcleo se compone de rocas metamórficas de edad Paleozoica, correspondientes al denominado Complejo Cajamarca (Maya & González, 1995). Este complejo presenta contactos hacia el oriente con una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico, pertenecientes a la cuenca alta del Valle Superior del río Magdalena; hacia el occidente, estas rocas metamórficas se encuentran cubiertas por depósitos volcánoclasticos recientes de la denominada Formación Popayán (INGEOMINAS, 2003).

Geológicamente, la zona de estudio se encuentra afectada por intensa actividad tectónica y por el volcanismo Neógeno – Cuaternario de la zona, el cual cubre casi totalmente a los cuerpos de roca más antiguos (Monsalve, 2000). La actividad volcánica inicia en el Mioceno y se divide en dos etapas (INGEOMINAS, 2003):

- En la primera etapa durante el Mioceno Medio a Pleistoceno, se presentan erupciones volcánicas que dieron origen a grandes extensiones de ignimbrita. Los emplazamientos dieron lugar a la denominada Formación Guacacallo y también a flujos torrenciales que originaron el Lahar Altamira, tipificado en jurisdicción de Pitalito (Huila).

- La segunda etapa de vulcanismo en el área de estudio es más reciente, con edades aun no bien establecidas pero que podrían variar entre el Plioceno y el Holoceno; se encuentra subdividida así: 1) Un vulcanismo que dio origen a los extensos depósitos de la Formación Popayán, cuya fuente se ha atribuido a la CP (Torres *et al.*, 1992; Torres *et al.*, 1999); 2) La aparición de una nueva estructura que evolucionó hasta un estado caldérico, denominada por Monsalve (2000) como la Caldera de Chagartón. A esta caldera se asocian flujos de pómez que se agrupan como el Miembro Chagartón, de la Formación Coconucos; y 3) la construcción de la base de los actuales centros eruptivos de la CVLC, cuyos productos conforman los denominados Miembros Río Negro y San Francisco de la Formación Coconucos, mientras que los centros eruptivos actuales conforman los miembros Shaka y Puracé; este último miembro corresponde a los productos piroclásticos del volcán Puracé, la única estructura del área que tiene registros históricos de erupciones (INGEOMINAS, 2003).

Figura 1: Caldera de Paletará: Ubicación geográfica y geoformas asociadas



1.2.2. Estratigrafía

En la descripción estratigráfica de esta sección, se presenta una breve descripción de las rocas que se encuentran en el área de la CP (Figura 2). Las unidades de la secuencia son tomadas a partir de la cartografía geológica de INGEOMINAS escala 1:100.000 Timbío, plancha 364 (INGEOMINAS, 1984) y Coconuco, plancha 365 (INGEOMINAS, 2003). Cabe anotar que las unidades presentan inconsistencias cartográficas entre una y otra plancha, tanto del área que cubren las unidades como de los símbolos que representan la información temática. Debido a este problema, y tratando de establecer una correlación entre las unidades estratigráficas de la CP, se presenta el nombre de la unidad estratigráfica y sus características sin incluir los símbolos utilizados en la nomenclatura geológica, los cuales son presentados en la Figura 3.

PALEOZOICO

- **Complejo Cajamarca:** Este nombre es propuesto por Maya & González (1995) para denominar una faja de rocas metamórficas que conforman en el área de estudio el núcleo de la Cordillera Central. Consta de capas de rocas metamórficas de distintos tipos que incluyen esquistos verdes, esquistos negros, esquistos cuarzo - micáceos y cuarcitas, orientada en dirección SW - NE.
Los afloramientos de esta unidad son escasos, con presencia en algunas quebradas que drenan hacia la cuenca del río Magdalena, localizada hacia el oriente de la caldera; estas rocas se encuentran cubiertas por capas espesas de rocas volcánicas y en áreas inaccesibles, dificultando el hallazgo de afloramientos en el área de estudio. Algunas dataciones realizadas por Maya (1992) y Maya & González (1995) sugieren dos eventos metamórficos que posiblemente originaron este Complejo: el primero durante el Paleozoico y el segundo, conformado por rocas pre-metamórficas depositadas en esta misma edad, indicaría un evento metamórfico de edad Cretácica.
- **Complejo Arquía:** Denominado inicialmente Grupo Arquía por Restrepo & Touissant (1976), estas rocas metamórficas afloran en franjas discontinuas en los alrededores de la CP, y se encuentran cubiertas en gran parte por depósitos piroclásticos de la Formación Popayán. Son principalmente rocas metamórficas de baja presión con facies de esquistos verdes y facies de anfibolita con evidencias

Figura 2: Mapa Geológico de la Caldera de Paletará y sus alrededores, a partir de INGEOMINAS (1984, 2003).

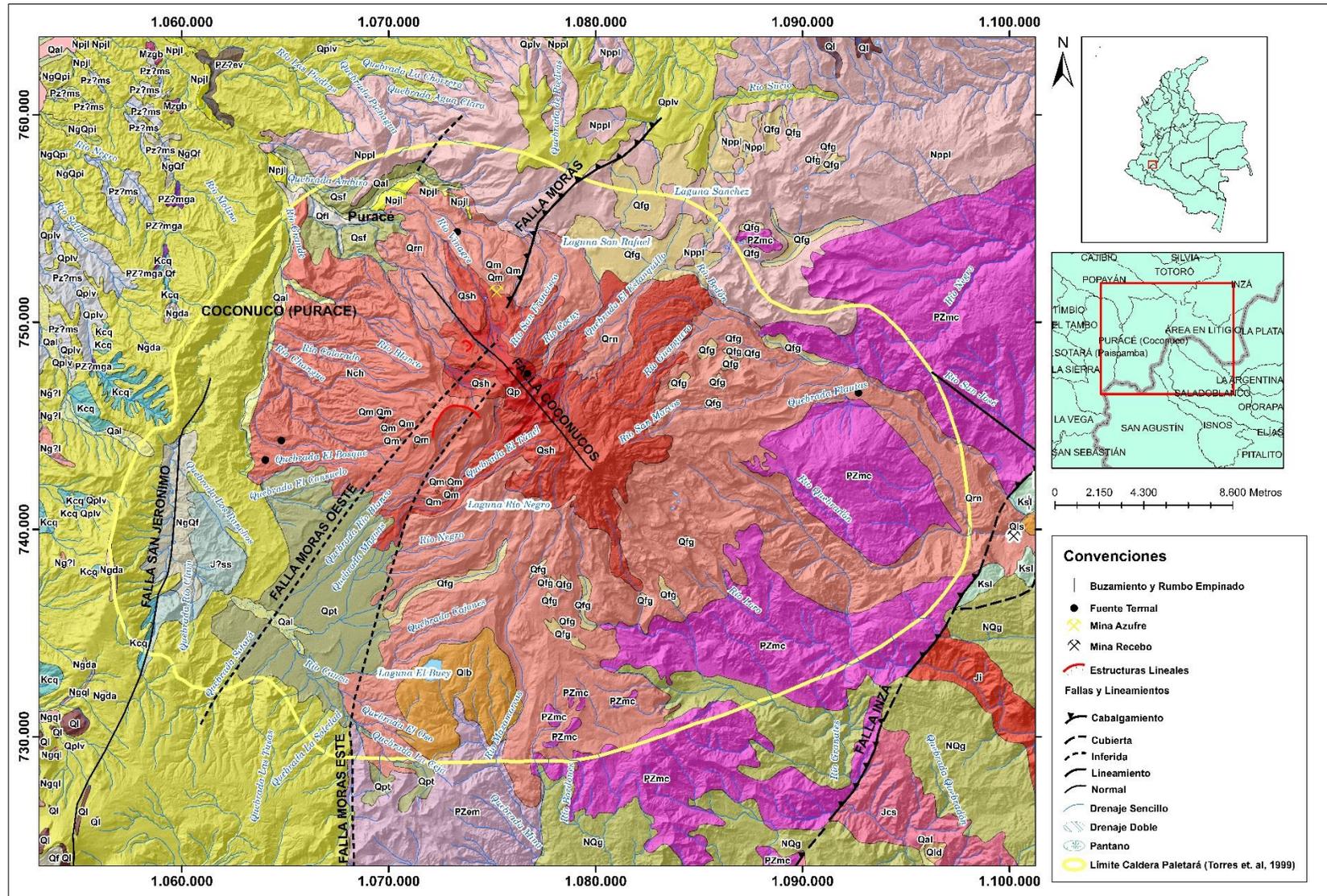
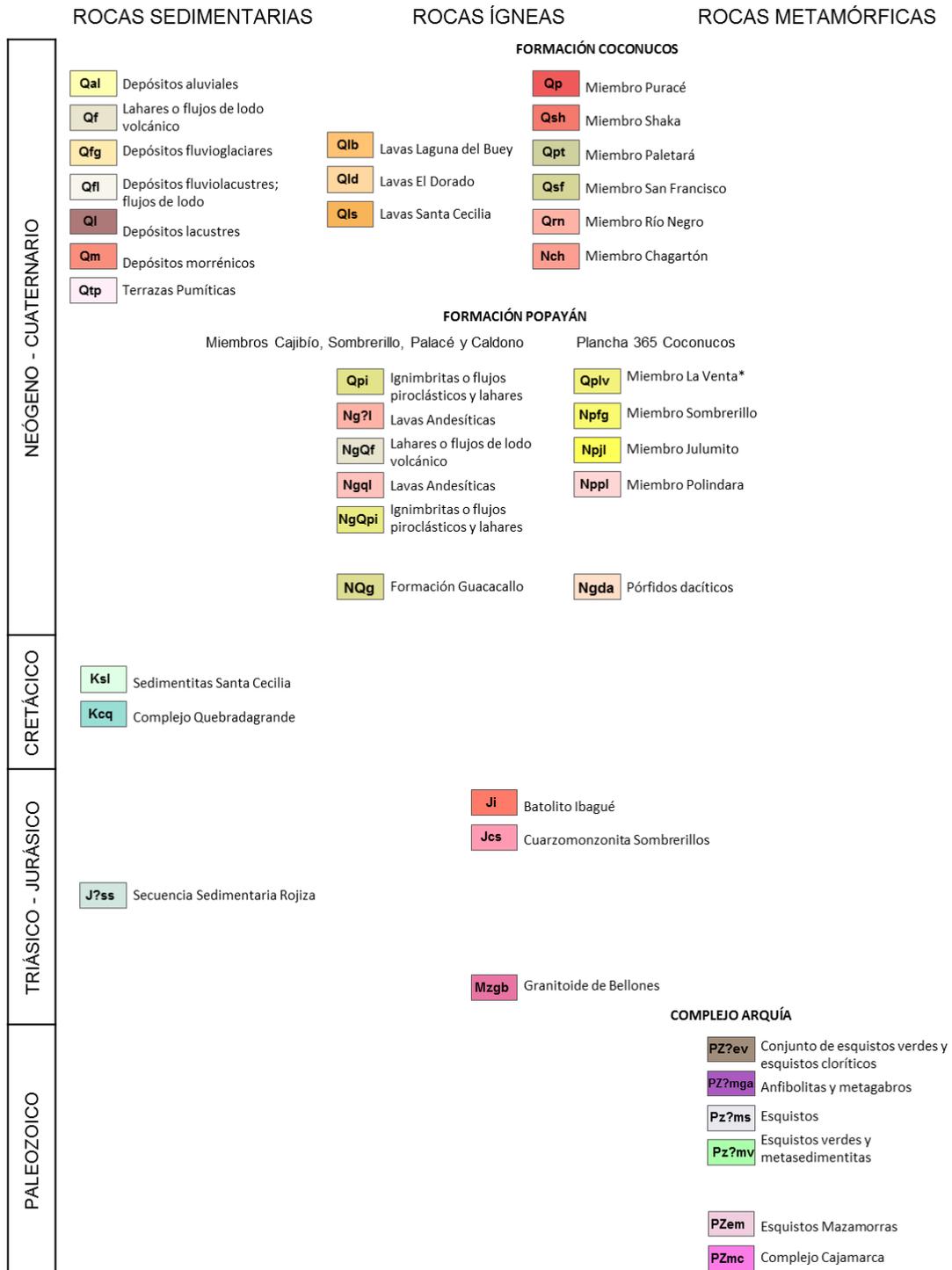


Figura 3: Leyenda Unidades Mapa Geológico de la Caldera de Paletará, a partir de INGEOMINAS (1984, 2003).



NOTA: La unidad se correlaciona con la unidad Qc, asociada a la Plancha 364 Timbío.

locales de eventos de metamorfismo dinámico y de contacto. La edad Paleozoica para estas rocas metamórficas se asigna a partir de los estudios de McCourt (1984) y Brook (1984).

- **Esquistos Mazamoras:** Este nombre fue designado por Cárdenas *et al.* (2003) a una secuencia de paraneises, ortoneises y filitas que componen la Sierra del Buey y las rocas que afloran en la cuenca alta del río Mazamoras, el cual es el límite nororiental de la CP. Esta designación también se establece por INGEOMINAS (2003) para las rocas metamórficas que afloran en la zona suroccidental de la caldera, ya que no hay comprobación en campo de estas unidades en el trabajo relacionado; se asume una continuidad cartográfica de esta unidad a partir de la revisión de fotografías aéreas e imágenes satelitales.

Esta unidad también incluye esquistos de color verde y negro, y cuarcitas de colores blanco a pardo, gris verdoso y negro. Otros afloramientos de esta unidad presentan esquistos moscovíticos con biotita de color gris oscuro con tamaños de grano medio a grueso y planos de foliación. Esta unidad, por tener una posible correlación con el Complejo Cajamarca, pertenece al Paleozoico inferior, aunque se reconocen dos posibles eventos metamórficos posteriores (Cárdenas *et al.*, 2003).

JURASICO

- **Secuencia Sedimentaria Rojiza:** Esta unidad aparece como una faja alargada en dirección N – S, correspondiente a un bloque tectónico que se ubica en el costado oriental del río Negro, afluente del río Cauca. Sirve de límite occidental de la CP, y se compone de paquetes de conglomerados y areniscas cuarzosas con cantos redondeados y subangulares de color gris amarillento; hacia el sur de esta secuencia afloran limolitas y arcillolitas de tonos rojizos (INGEOMINAS, 2003). La edad propuesta para esta secuencia de rocas sedimentarias es Triásica – Jurásica (INGEOMINAS, 1984), sin embargo hacen falta trabajos detallados que permitan una buena aproximación a la edad de esta formación.

CRETÁCICO

- **Formaciones Hondita y Loma Gorda:** La base de esta unidad aflora dentro de la CP, cerca al límite oriental de la estructura. Se compone de lodolitas de color pardo moteadas entre gris y morado; aunque aflora en forma masiva, se meteoriza a un material arcilloso y plástico (INGEOMINAS, 2003). Por las correlaciones establecidas por la presencia de fósiles, se ubica esta unidad en el Cretácico Superior, entre los pisos Turoniano – Coniaciano (De Porta, 1965).
- **Complejo Quebradagrande:** Esta unidad, de acuerdo con INGEOMINAS (1994) se encuentra hacia el occidente de la CP, aunque en el informe geológico correspondiente a la plancha geológica 364 (INGEOMINAS, 1984) no se presenta mención alguna. Corresponde a una secuencia de rocas sedimentarias entre las cuales se encuentran lodolitas y turbiditas con intercalaciones de rocas volcánicas de tipo basáltico, algunas andesitas y tobas sin diferenciación interna (Gómez-Cruz *et al.*, 1995). Se reconoce que su origen pudo ser en ambientes de arco volcánico oceánico con alto aporte de sedimentos marinos (Maya & González, 1995). De acuerdo con Moreno *et al.* (2003) la secuencia puede ser del Cretácico Medio, y presenta contacto con rocas de la Secuencia Sedimentaria Rojiza del Jurásico.

NEÓGENO

- **Formación Popayán:** Esta formación definida por Hubach (1957) está subdividida de acuerdo con Torres *et al.* (1992) en siete miembros. Las rocas han sido retrabajadas por las corrientes de los ríos que drenan hacia la vertiente occidental, especialmente el río Vinagre y la cuenca alta del río Cauca, incluyendo varios de sus afluentes. A continuación se describen los miembros de esta formación, algunos de los cuales afloran en la zona de influencia de la CP, como Polindara, Julumito y La Venta, mientras que los demás miembros se presentan hacia el noroccidente, en áreas sobre las cuales se asienta la ciudad de Popayán.

Miembro Polindara: Flujos de lava andesítica de colores gris oscuro a claro; con textura porfirítica y ocasionalmente afanítica (INGEOMINAS, 2003). Poseen fenocristales de hornblenda, plagioclasa y biotita; localmente hay aumento del

contenido de hornblenda y algunas evidencias de orientación que indican textura de flujo (Torres, 1997).

Miembro Cajibío: Depósitos de flujos de pómez de ocurrencia muy localizada con escasos afloramientos cerca al área de estudio. De acuerdo a Torres (1997), estos depósitos se presentan cerca de los drenajes menores y se consideran más antiguos que los depósitos del Miembro Sombrerillo.

Miembro Sombrerillo: Depósitos caóticos de bloques y ceniza con poca selección, de color gris y avanzado estado de meteorización, los cuales se extienden por el flanco occidental de la Cordillera Central hacia el noroccidente de la CP; presentan discordancia sobre los emplazamientos de lava andesítica del Miembro Polindara y sobre rocas metamórficas del Paleozoico (Torres, 1997). El área que cubren estos depósitos es de ~1000 km², y tienen un volumen de ~50 km³ (Torres *et al.*, 1992). Por el avanzado estado de meteorización y su posición estratigráfica, los autores concluyen que son más antiguos que los depósitos de ignimbrita del Miembro Julumito.

Miembro Julumito: Son dos depósitos de flujo de pómez o ignimbrita identificados por Torres *et al.* (1992) y denominados Julumito y Totoró. Son depósitos volcanoclásticos vítreos soldados, que dependiendo del estado de meteorización varían su color entre gris (roca fresca) a tonalidades rosadas mate a naranjas, indicando un proceso de alteración (Torres, 1997). Se observan en la matriz cristales de feldespato y biotita con fragmentos de obsidiana, líticos de rocas de composición andesítica con textura porfirítica y fragmentos de pómez.

Miembro Palacé: Depósitos de flujos de escombros, relacionados a los valles encañonados de ríos y quebradas que drenan el extremo noroccidental de la CP. Estos depósitos descansan sobre los depósitos de ignimbritas del Miembro Julumito y tienen en algunos afloramientos alto grado de meteorización, lo cual dificulta la diferenciación con respecto a otros miembros de la Formación Popayán (Torres *et al.*, 1992). Teniendo en cuenta las dataciones reportadas por Gnecco & Illera (1989) para un flujo de escombros encontrado hacia el norte de Popayán, se le puede asignar a este miembro una edad Pleistocénica.

Miembro La Venta: Depósitos de flujos y caídas de cenizas muy meteorizados. En algunos lugares se pueden apreciar capas que corresponden a diferentes depósitos de caída piroclástica. El material resultante de la meteorización presenta textura limo – arenosa y se compone de micas de color blanco con fragmentos de cuarzo y concentraciones diminutas de magnetita (Torres *et al.*, 1992). Para efectos del trabajo de investigación, esta unidad fue unificada con la unidad *Depósitos de caída de ceniza*, identificada en la plancha geológica 364 Timbío (INGEOMINAS, 1984).

Miembro Caldon: Torres *et al.* (1992) definen esta formación como un depósito de *epiclastitas* intercaladas con depósitos de flujos de bloques y ceniza que cuentan con un espesor aproximado de 40 m; la mayor parte de afloramientos se ubican en los municipios de Caldon y Mondomo, hacia el occidente de la CP. El término *epiclastita* define las rocas volcánicas que han sido transportadas y redepositadas por procesos superficiales (Cas & Wright, 1987). Se correlacionan estratigráficamente con los depósitos de terrazas del río Cauca, cercanos a Popayán.

La Formación Popayán posiblemente es de edad Plioceno - Holoceno, debido a su contacto discordante sobre rocas metamórficas paleozoicas y sobre la Secuencia Sedimentaria Rojiza del Jurásico. De acuerdo a varias dataciones realizadas por el método K/Ar y análisis del grado de meteorización de sus miembros (Torres *et al.*, 1992), las edades oscilan entre 2 M.a. y 8.000 años. Esta última datación fue realizada a un depósito de flujo de escombros compuestos por obsidiana encontrado en cercanías de Popayán.

- **Formación Guacacallo:** Esta formación ocupa los extremos este y suroriental de la CP; la primera descripción fue realizada por Kroonenberg *et al.* (1981) para referirse a una secuencia de depósitos de ignimbrita que aflora en la parte alta de las cuencas de los ríos Magdalena y La Plata. Componen a esta formación depósitos volcánico-clásticos predominantemente vítreos de baja dureza y densidad, con espesores variables entre 30 m y 580 m. La formación se observa como una capa maciza, sin estructura interna, con alto fracturamiento columnar (INGEOMINAS, 2003).

El origen de estos depósitos es interpretado por Kroonenberg *et al.* (1981) como resultado de la emisión de coladas espumosas de ceniza (i.e. flujos piroclásticos) de composición vítrea durante erupciones volcánicas violentas, que al parecer tuvieron origen en la CP o en la caldera extinta de Cutanga o Letrero, ubicada por Van der Wiel (1991) hacia el sur, a 35 km al suroccidente de San Agustín (departamento de Huila), y la cual probablemente incluye parte del Páramo de Las Papas, la Laguna de La Magdalena y el Páramo de Letrero (Kroonenberg *et al.*, 1981); estos autores estiman que el volumen de la ignimbrita extruida pudo alcanzar los 100 km³. De acuerdo a relaciones estratigráficas con otras unidades, se propone una edad Plioceno-Pleistoceno para los depósitos de ignimbrita de la Formación Guacacallo (Kroonenberg *et al.*, 1981).

- **Depósitos de Lahares:** Estos depósitos se encuentran hacia el occidente de la CP, cerca al río Cauca. Corresponden a flujos de tipo lahar con fragmentos de rocas volcánicas y madera carbonizada; la matriz de estos lahares es friable y envuelve cantos de rocas volcánicas (INGEOMINAS, 2003).

NEÓGENO – CUATERNARIO

- **Formación Coconucos:** Esta formación es diferenciada por Monsalve (2000), quien incluye seis miembros de base a techo: Miembro Chagartón, Miembro Río Negro, Miembro San Francisco, Miembro Paletará, Miembro Shaka y Miembro Puracé. Se encuentra localizada en el área de la CVLC y en otras áreas localizadas en el Valle de Paletará. También se han identificado remanentes de estructuras adyacentes, denominadas Prepuracé y Chagartón (Monsalve & Pulgarín, 1992). Las rocas corresponden a andesitas de dos piroxenos, con anfíbol subordinado; dentro de los minerales principales se pueden apreciar plagioclasa en mayor abundancia, y clinopiroxeno y ortopiroxeno como secundarios (Monsalve & Pulgarín, 1999). La textura es vermicular y la matriz contiene microlitos de minerales como anfíbol, apatito y vidrio volcánico (Monsalve, 2000).

Miembro Chagartón: Conformado por los productos volcánicos de la denominada Caldera Chagartón; este miembro está formado por flujos de lava masivos a columnares. Se diferencian composiciones andesíticas y dacíticas con

fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol, mientras que los depósitos de pómez tienen aspecto de un depósito caótico (Monsalve, 2000).

Miembro Río Negro: Este miembro está constituido por flujos de lava de composición andesítica; son masivos a columnares y presentan asociación mineralógica de clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de hierro, con minerales accesorios de olivino y hornblenda; los afloramientos de este miembro se encuentran en los alrededores de la CVLC (INGEOMINAS, 2003). Se considera que estos emplazamientos de lava fueron originados durante actividad previa a la CVLC, durante la etapa denominada Prepuracé (Monsalve, 2000).

Miembro San Francisco: Se presenta a lo largo del valle del río San Francisco, hacia el sur de la CP. Está constituido por depósitos de caída piroclástica dispuestos de manera caótica, localmente afloran líticos de composición andesítica (INGEOMINAS, 2003). El espesor sugerido por Monsalve (2000) para esta unidad es de 150 m.

Miembro Paletará: Son depósitos de flujo de ceniza producto de erupciones freatomagmáticas de antiguos centros eruptivos localizados en el Valle de Paletará (INGEOMINAS, 2003). Se encuentran varios niveles de ceniza y lapilli pumítico (Monsalve, 2000).

Miembro Shaka: En esta unidad se agrupan las lavas más recientes que provienen de los centros eruptivos de la CVLC, principalmente de los volcanes Machangara, Piki, Shaka, Amancay, Killa y Pukará (Figura 1). Las lavas son de composición predominantemente andesítica, presentan formas masivas, en bloques, columnares y macrocordadas; se encuentran expuestas en la parte alta de la CVLC (Monsalve, 2000).

Miembro Puracé: Compuesto por intercalaciones de flujos de lava y depósitos volcánoclasticos emplazados caóticamente, en su mayoría asociados al volcán Puracé. Están compuestos por escorias y líticos juveniles embebidos en una matriz de ceniza gruesa compuesta por cristales, líticos y escoria. Los productos actuales que se encuentran en la parte superior de esta unidad corresponden a fragmentos

balísticos y de ceniza, que cubren la topografía actual de la parte alta de la CVLC (INGEOMINAS, 2003).

De acuerdo a dataciones realizadas en lavas asociadas a la actividad de la Caldera Chagartón, a la Formación Coconucos se le ha asignado una edad entre 3,1 M.a y el presente (INGEOMINAS, 2003).

- **Depósitos Cuaternarios:** Los depósitos cuaternarios descritos a continuación tienen diversos orígenes, en los cuales se pueden separar tres grupos de acuerdo a su origen: Depósitos volcánicos, depósitos coluviales, lacustres y aluviales, además de los depósitos post – glaciares.

Depósitos volcánicos: Los depósitos cuaternarios de origen volcánico (aparte de los descritos anteriormente como parte de la Formación Coconucos) son las lavas Laguna del Buey, las cuales se encuentran en el extremo este del Valle de Paletará, y corresponden a rocas andesíticas con textura porfirítica y seriada (INGEOMINAS, 2003). Se presentan en una planicie deformada tectónicamente donde se encuentra un cráter ocupado actualmente por la Laguna del Buey.

Depósitos coluviales, lacustres y aluviales: Los depósitos coluviales son depósitos de ladera, formados por fenómenos de remoción en masa originados por la acción de la gravedad y las características físicas de los materiales litológicos (INGEOMINAS, 2003). Estos depósitos son comunes en zonas de ladera media y baja, presentan una disposición caótica con fragmentos de roca heterométricos, con mala selección del material; la matriz es predominantemente lodo – arenosa (INGEOMINAS, 2003).

Los depósitos lacustres que se encuentran en la CP son relativamente pocos, y se encuentran en algunas cabeceras de quebradas que nacen en el Valle de Paletará. Estos depósitos se formaron en antiguos centros eruptivos o remanentes de cráteres y corresponden a depósitos de tamaño de grano fino con alto contenido de materia orgánica (INGEOMINAS, 2003).

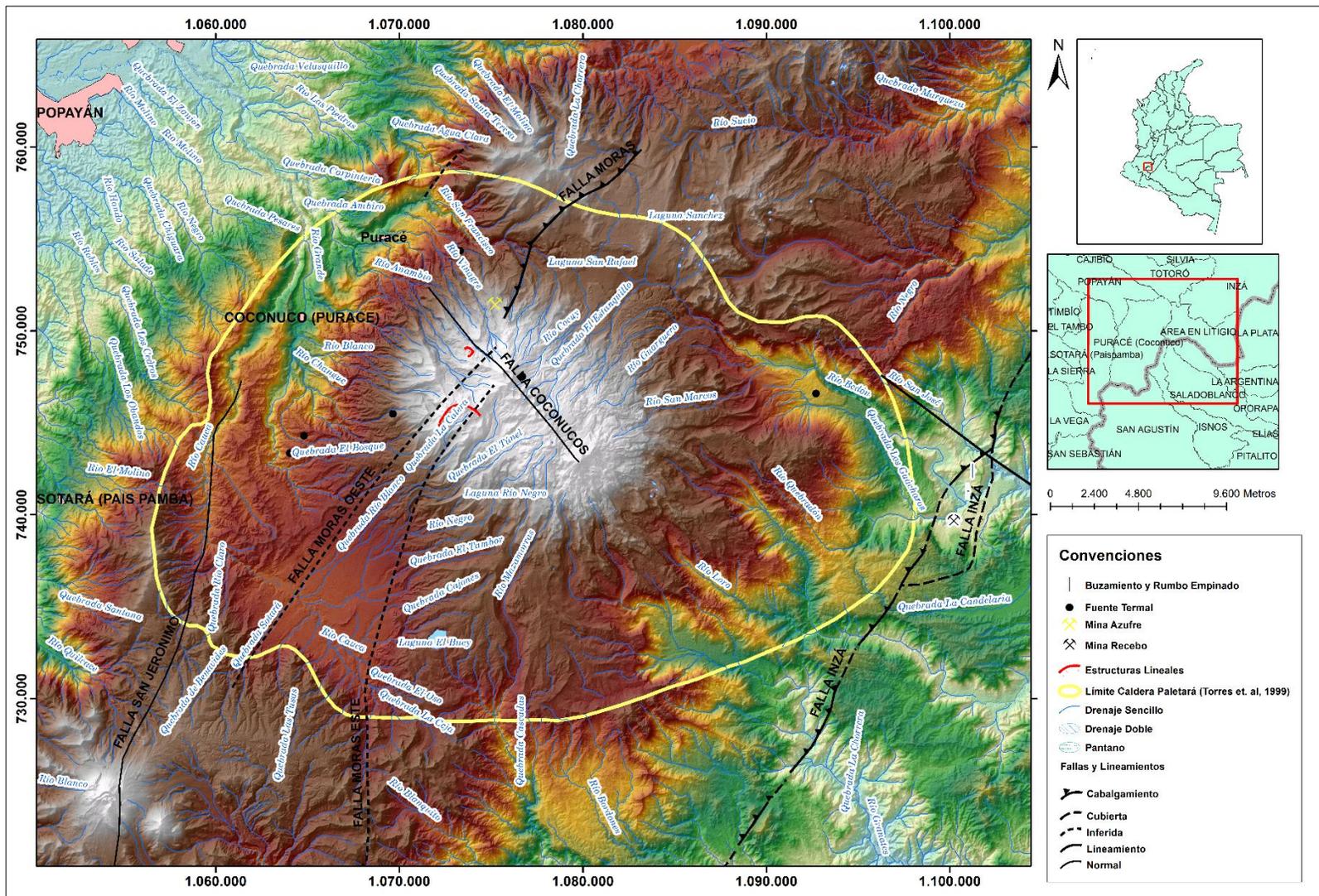
Los depósitos aluviales se relacionan a los cauces actuales y márgenes de los principales drenajes que se encuentran en el área de la caldera; cabe resaltar que los depósitos de mayor extensión y espesor están asociados a los ríos Cauca y Vinagre. Los sedimentos que conforman estos depósitos son principalmente gravas, arenas y arcillas de litologías diversas (INGEOMINAS, 2003).

Depósitos post – glaciares: La zona de estudio además de tener una actividad volcánica con varios eventos comprobados durante el Cuaternario, también presenta influencia de ambientes glaciares manifestados hasta el último periodo glacial comprobado para el territorio colombiano, el cual finalizó hace aproximadamente 12.000 años. Aunque los depósitos resultantes de la acción erosiva del hielo no son tan representativos como los de origen volcánico, afectan morfológicamente parte de algunas estructuras volcánicas que conforman la CVLC. Se encuentran algunos depósitos morrénicos y depósitos fluvioglaciares importantes en los flancos norte y sur de la CVLC; se aprecian también entalles fuertes dejados por valles glaciares resultado de la acción del hielo sobre lavas periglaciares (Pulgarín *et al.*, 1993)

1.2.3. Geología estructural

La zona de la CP comprende un bloque estructural delimitado hacia el oriente por la falla Inzá y hacia el occidente la falla San Jerónimo. Este bloque estructural marca el eje de la Cordillera Central en esta región del país, y se caracteriza por la presencia de fallas de comportamiento inverso o de cabalgamiento, fallas de rumbo y lineamientos que controlan el cauce de algunos cursos de agua o coinciden con los centros eruptivos de la CVLC (Monsalve, 2000) (Figura 4).

Figura 4: Principales fallas y lineamientos presentes en la Caldera de Paletará (Tomado de INGEOMINAS, 2003)



- **Falla Silvia – Pijao:** El nombre de la falla fue propuesto por Mosquera & Orrego (1990). Esta falla de tipo inverso se encuentra en el extremo noroccidental de la CP. Presenta una amplia expresión topográfica cerca de la zona de estudio, con la presencia de facetas triangulares, escarpes de falla y alineamiento de cauces (INGEOMINAS, 2003).
- **Falla San Jerónimo:** Identificada por Grosse (1926) y redefinida por Mosquera & Orrego (1990) es una estructura regional que forma un contacto discontinuo entre rocas del Paleozoico del Complejo Cajamarca con las rocas cretácicas del Complejo Quebradagrande. Se considera que esta falla es de tipo inverso, presenta una dirección aproximada de N37°E con buzamiento hacia el Este. Afecta los depósitos volcánicos de los miembros Polindara y Julumito de la Formación Popayán, y al miembro Chagartón de la Formación Coconucos (INGEOMINAS, 2003).
- **Falla Moras:** De acuerdo con Orrego & Paris (1991), la Falla Moras representa una sutura Paleozoica que sirve de límite entre las rocas del Complejo Cajamarca y el denominado Neis de Quintero. La sutura se encuentra alineada con los volcanes que se encuentran en el eje de la Cordillera Central y posiblemente corresponde con la falla Palestina, ubicada en el centro del país. Esta falla es de tipo inverso con un componente dextral importante orientada en dirección Este, y presenta una actividad sísmica importante con referencias históricas de destrucción de poblados; en los registros más recientes asociables a esta falla se encuentra el sismo de Páez en 1994; el trazo principal de esta falla se encuentra en la base del volcán Puracé (INGEOMINAS, 2003).
- **Lineamiento de Coconucos:** Este lineamiento en dirección NW - SE identificado por Torres *et al.* (1999) y nombrado por Monsalve (2000), incluye los centros eruptivos de la CVLC. Afecta de igual forma, los depósitos volcánicos de los miembros Puracé y Shaka de la Formación Coconucos (Figura 4).
- **Falla Inzá:** Ésta se considera parte de un sistema de fallas de rumbo en dirección general NE - SW en el valle superior del río Páez (INGEOMINAS, 2003). Esta falla es de tipo inverso, con inclinación hacia el oeste y rumbo preferencial N30° a N45°E. Sirve como límite entre rocas paleozoicas del Complejo Cajamarca y rocas

sedimentarias Cretácicas. Se ubica hacia el extremo suroriental de la CP (Figura 4).

1.3. Geformas volcánicas asociadas

La CP contiene 16 estructuras volcánicas, las cuales se diferencian en la Tabla 1 bajo la terminología planteada por De Silva & Lindsay (2015). Igualmente, a cada estructura se le definen aspectos relacionados con la posible actividad, los productos volcánicos que caracterizan a cada estructura y algunas observaciones importantes identificadas por algunos estudios realizados con anterioridad (Flórez, 1983; Torres *et al.*, 1999; Flórez, 2003; INGEOMINAS, 2003).

Tabla 1: Inventario de volcanes asociados a la Caldera de Paletará (a partir de Flórez, 1983; Torres *et al.*, 1999; Flórez, 2003; INGEOMINAS, 2003).

No.	Nombre	Ubicación Coordenadas Geográficas (°)		Tipo de estructura volcánica	Actividad Volcánica (Número de reportes históricos)	Tipo de depósitos	Observaciones
		N	W				
1	Puracé	2,3137	76,3953	Volcán compuesto	Activo (20-23)	Flujos de lava, Corrientes de Densidad Piroclástica (CDP), lahares.	Sin indicios de erosión glaciaria
2	Curiqinga	2,3037	76,3908	Volcán compuesto	Latente	Flujos de lava en bloques y flujos piroclásticos con pómez, escoria, bombas y líticos.	-

Tabla 1: Continuación.

No.	Nombre	Ubicación Coordenadas Geográficas (°)		Tipo de estructura volcánica	Actividad Volcánica (Número de reportes históricos)	Tipo de depósitos	Observaciones
		N	W				
3	Pico Paletará	2,2977	76,3864	Volcán compuesto	Latente	Flujos de lava provenientes de los cráteres Curiqinga y Quintín.	-
4	Calambas*	2,3015	76,3841	Volcán compuesto	-	Flujos de lava masivos hidrotermalizados; cono cubierto con ceniza y bombas recientes	Comparte parte de su estructura principal con Pico Paletará
5	Quintín	2,2942	76,3794	Volcán compuesto	Latente	Depósitos volcanoclásticos, CDP.	Los productos están cubiertos por lavas y productos de otros volcanes.
6	Shaka 1	2,2877	76,3748	Cono	Latente	Flujos de lava en bloque, cubiertas por depósitos de ceniza	Predominio de coladas lávicas del Holoceno; 2 estructuras asociadas
7	Shaka 2	2,2869	76,3727	Cono	-	Flujos de lava, cubiertas por depósitos de ceniza	Cono asociado a Shaka 1
8	Shaka 3	2,2845	76,3718	Cono	-	Flujos de lava, cubiertas por depósitos de ceniza	Cono asociado a Shaka 1

Tabla 1: Continuación.

No.	Nombre	Ubicación Geográficas (°)		Tipo de estructura volcánica	Actividad Volcánica (Número de reportes históricos)	Tipo de depósitos	Observaciones
		N	W				
9	Killa*	2,2823	76,3759	Cono	-		Remanente de aguja; estructura columnar hacia el centro y laminar hacia los bordes
10	Machangara	2,2798	76,3733	Volcán compuesto	Extinto	Flujos de lava masivos con estructura cordada	-
11	Pan de Azúcar	2,2710	76,3605	Volcán compuesto	Latente	Flujos de lava en bloque, textura porfírica	Presenta un cono adventicio
12	Púkara	2,2749	76,3541	Volcán compuesto	Extinto	Flujos de lava fracturados y alterados; fragmentos de escoria	-
13	Piki*	2,2980	76,3584	Cono	-	Flujos de lava de textura porfírica, cubiertas en sectores por productos de otros volcanes	Edificio en forma abombada

Tabla 1: Continuación.

No.	Nombre	Ubicación Geográficas (°)		Tipo de estructura volcánica	Actividad Volcánica (Número de reportes históricos)	Tipo de depósitos	Observaciones
		N	W				
14	Amancay	2,2994	76,3525	Volcán compuesto	-	Flujos de lava en bloque, macro cordadas	Morfología del edificio bien conservada
15	El Canelo	2,2415	76,4779	Maar	Extinto	Depósitos volcanoclásticos, con dominancia de fragmentos tamaño lapilli, CDP	Cráter amplio, posiblemente por fuerte actividad freatomagmática; cráter parcialmente disectado
16	Hacienda Paletará	2,1998	76,4779	Maar	Extinto	Depósitos volcanoclásticos, CDP	Cráter amplio, posiblemente relacionado a actividad freatomagmática

* La definición e identificación de la estructura es difícil debido a falta de información.

La actividad volcánica de las estructuras presentes en la Tabla 1 se define teniendo en cuenta las observaciones de Schmincke (2004) a las clasificaciones de actividad volcánica, en las cuales se define como *activo* los volcanes que registraron erupciones durante los últimos 10,000 años. El término *latente* se propone comúnmente para estructuras que tienen evidencias demostrables de erupciones durante el Holoceno; y el término *extinto* se define para estructuras muy erosionadas o que no tienen evidencias demostrables de actividad durante el Holoceno (Szakács, 1994).

La estructura volcánica principal e identificada como volcán compuesto activo por sus registros históricos es el volcán Puracé, localizado al extremo norte de la CVLC (Figura 5). Hacia el sureste se encuentran los volcanes compuestos de Curiquinga, Pico Paletará, Calambas y Quintín (Figura 6), formados por flujos de lavas y depósitos volcanoclásticos

del Holoceno pertenecientes al Miembro Puracé de la Formación Coconucos (INGEOMINAS, 2003). Los volcanes nombrados anteriormente corresponden al segmento norte de la cadena volcánica.

Figura 5: Imagen SPOT 5 del volcán compuesto Puracé; hacia el sur se encuentra Picocollo, un supuesto cráter destruido. Combinación de bandas RGB 1-4-2. Imagen cortesía del Banco Nacional de Imágenes, IGAC.

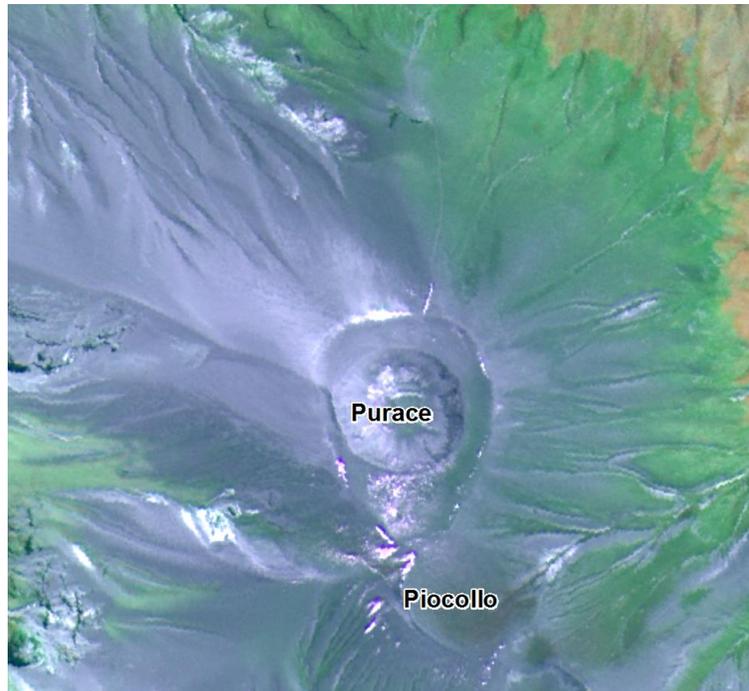
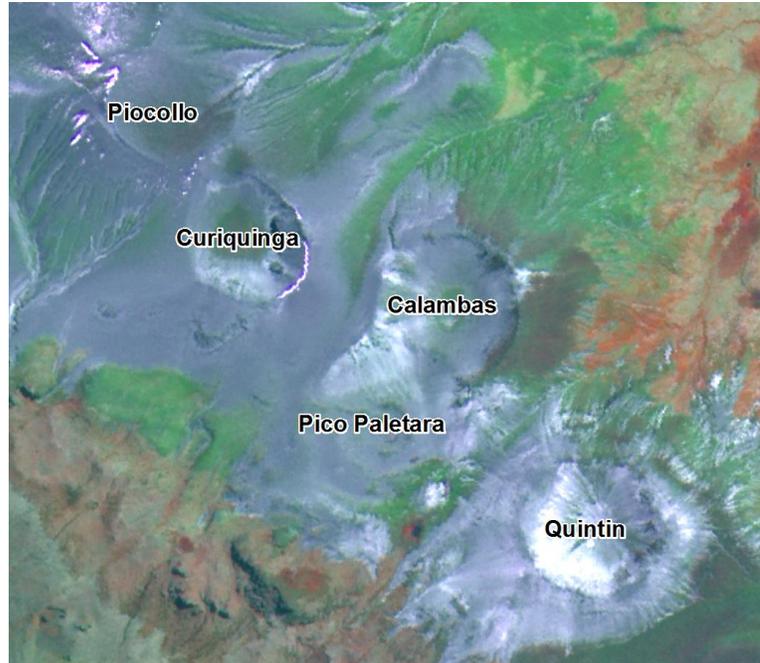


Figura 6: Imagen SPOT 5 de los volcanes compuestos Curiqinga, Pico Paletará, Calambas y Quintín. Combinación de bandas RGB 1-4-2. Imagen cortesía del Banco Nacional de Imágenes, IGAC.



El segmento sur de la CVLC inicia con tres conos (Shaka 1, 2, y 3) que han formado coladas de lavas de composición andesítica (Figura 7); hacia el sur se diferencia el cono volcánico Killa y el volcán compuesto de Machángara, el cual tiene una pequeña laguna en el fondo del cráter (Figura 8). La CVLC termina en dirección sureste con los volcanes compuestos de Pan de Azúcar y Pukará (Figura 9). Hacia el noroeste de los conos Shaka existen dos estructuras posiblemente relacionadas con la CVLC: Piki, un cono pequeño, y el volcán compuesto Amancay (Figura 10), en el cual se han identificado coladas de lava de edad Holoceno, pertenecientes al Miembro Shaka de la Formación Coconucos (INGEOMINAS, 2003).

Figura 7: Imagen SPOT 5 de los conos Shaka 1, 2 y 3. Combinación de bandas RGB 1-4-2 en transparencia sobre modelo de sombras. Imágenes cortesía del Banco Nacional de Imágenes, IGAC.

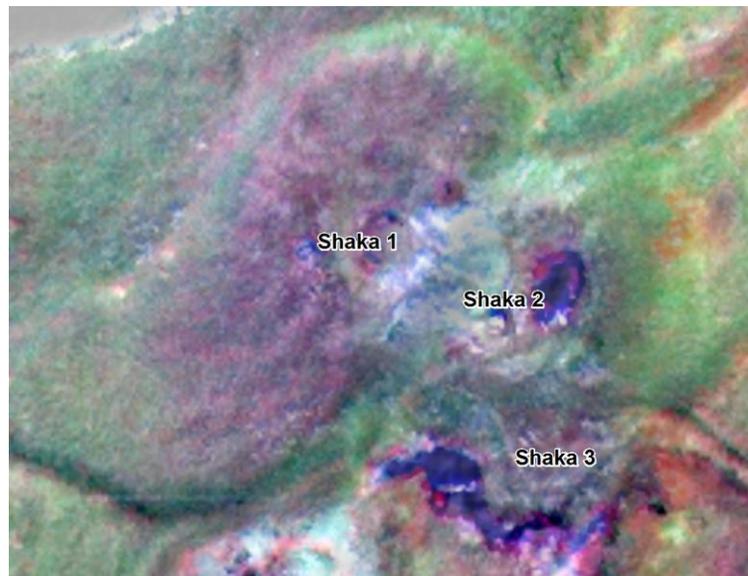


Figura 8: Imagen SPOT 5 del volcán compuesto Machangara y el remanente de cono Killa; hacia el norte el cono Shaka 3. Combinación de bandas RGB 1-4-2 Imagen cortesía del Banco Nacional de Imágenes, IGAC.

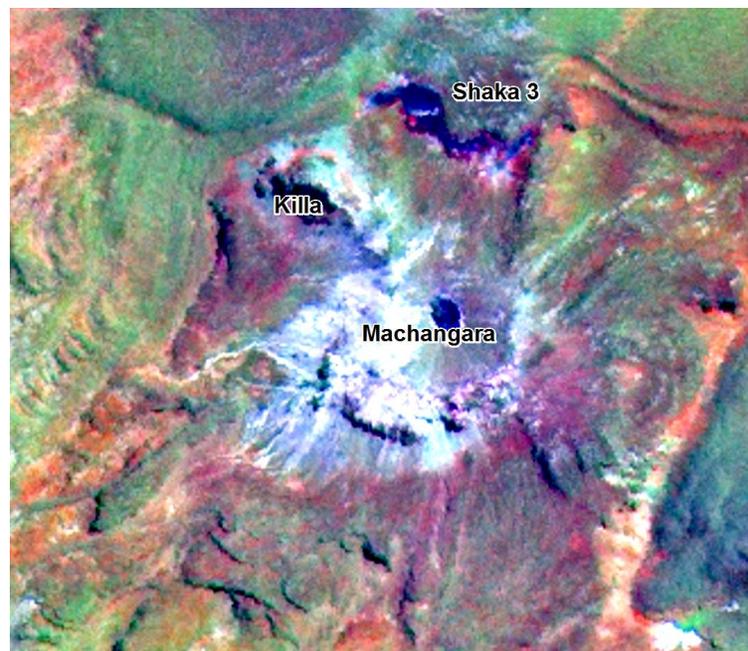
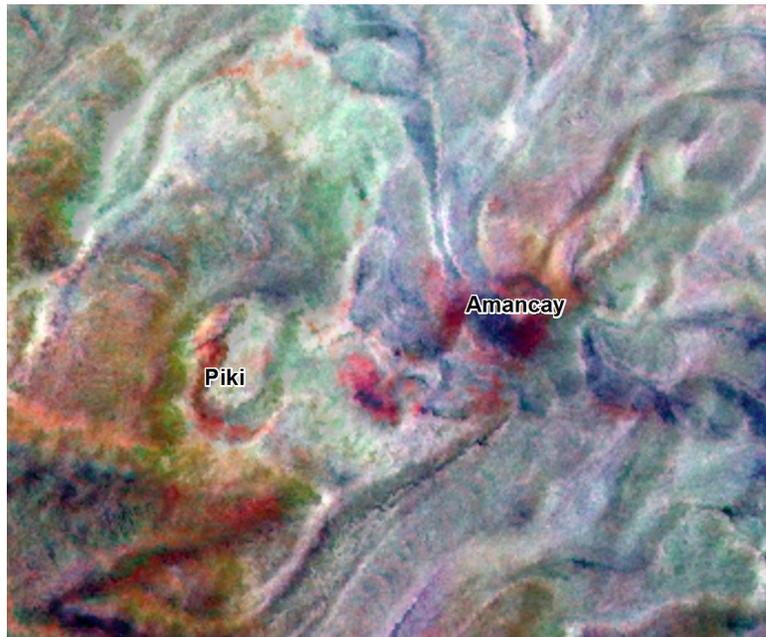


Figura 9: Imagen SPOT 5 con los volcanes compuestos Pan de Azúcar y Pukará, en el extremo sur de la CVLC. Imagen pancromática en transparencia sobre modelo de sombras. Imágenes cortesía del Banco Nacional de Imágenes, IGAC.

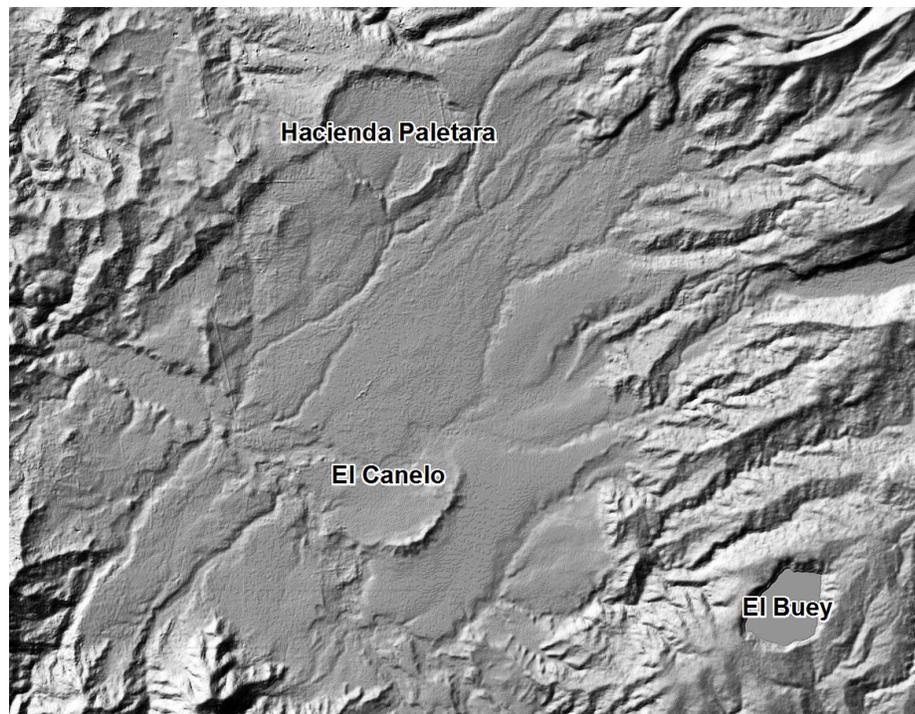


Figura 10: Imagen SPOT 5 del cono Piki y el volcán compuesto Amancay. Combinación de bandas RGB 1-4-2 en transparencia sobre modelo de sombras. Imágenes cortesía del Banco Nacional de Imágenes, IGAC.



Los maar El Canelo y Hacienda Paletará son dos estructuras separadas de la CVLC, las cuales se localizan hacia el sur de la cadena volcánica, en el Valle de Paletará (Monsalve & Pulgarín, 1992); las estructuras están parcialmente erosionadas (Figura 11). En la CP también se encuentran otros rasgos volcánicos relevantes: el ya mencionado remanente de la Caldera Chagartón, ubicada en dirección suroeste del volcán Puracé, de la cual se reportan flujos de lava masivos pertenecientes al Miembro Chagartón de la Formación Coconucos (Monsalve, 2000); el cráter destruido denominado Picoello, el cual se encuentra en la CVLC entre los volcanes compuestos Puracé y Curiquina (Figura 5), y el cual es formado aparentemente por la coalescencia de flujos de lava de estos dos volcanes (Flórez, 2003); y finalmente el cráter denominado El Buey, localizado al suroriente de la CVLC (Figura 11) presenta flujos de lava de composición andesítica con textura porfirítica, aunque su edificio volcánico es muy poco desarrollado (INGEOMINAS, 2003).

Figura 11: Modelo de sombras de 5 metros de resolución/píxel del Valle de Paletará; en este sector se encuentran los maar El Canelo y Hacienda Paletará, hacia el sureste, se encuentra el cráter El Buey. Imagen procesada a partir de Modelo Digital de Elevación generado a partir de imágenes radar TerraSAR X. Imagen radar cortesía del Banco Nacional de Imágenes, IGAC.



2. Marco teórico

2.1. Antecedentes

Uno de los primeros trabajos que definió la CP como estructura volcánica fue el realizado por Torres *et al.* (1999), en el cual se realizó una identificación del origen de ignimbritas emplazadas en algunos sectores del Valle Superior del río Magdalena y algunos valles de afluentes del río Cauca. Estos depósitos tienen una edad aproximada de 3 M.a. a 4,5 M.a. (Torres *et al.*, 1999), indicando que su origen tuvo lugar en un evento durante el Plioceno o Pleistoceno. Los depósitos tienen un volumen estimado entre 77 y 100 km³ en los departamentos de Cauca y Huila (Figura 12).

La estructura origen que identifican los autores corresponde a una caldera de colapso con volcanismo resurgente, lo cual corresponde a una estructura con alto grado de evolución y degradación con evidencias de actividad renovada. Aunque los autores señalan la posibilidad de relacionar la CP con los depósitos de ignimbrita anteriormente señalados, no hay una descripción geomorfológica detallada de la estructura volcánica.

No obstante, existen trabajos relacionados con las estructuras secundarias y de formación reciente, como el de Flórez (1983) quien identifica 11 geoformas volcánicas que conforman la CVLC a partir de fotografías aéreas y algunas observaciones en campo realizadas por el autor. La mayoría de los centros volcánicos según el autor son de tipo efusivo, se alinean en sentido NW – SE y la estructura más representativa de la cadena es el volcán Puracé, caracterizado por tener actividad histórica, con varios registros de actividad volcánica durante el siglo XX y con actividad fumarólica actual persistente (INGEOMINAS, 1999) (Figura 13).

Figura 12: Extensión de los emplazamientos de ignimbrita relacionados a la Caldera de Paletará, a partir de Torres et al. (1999).

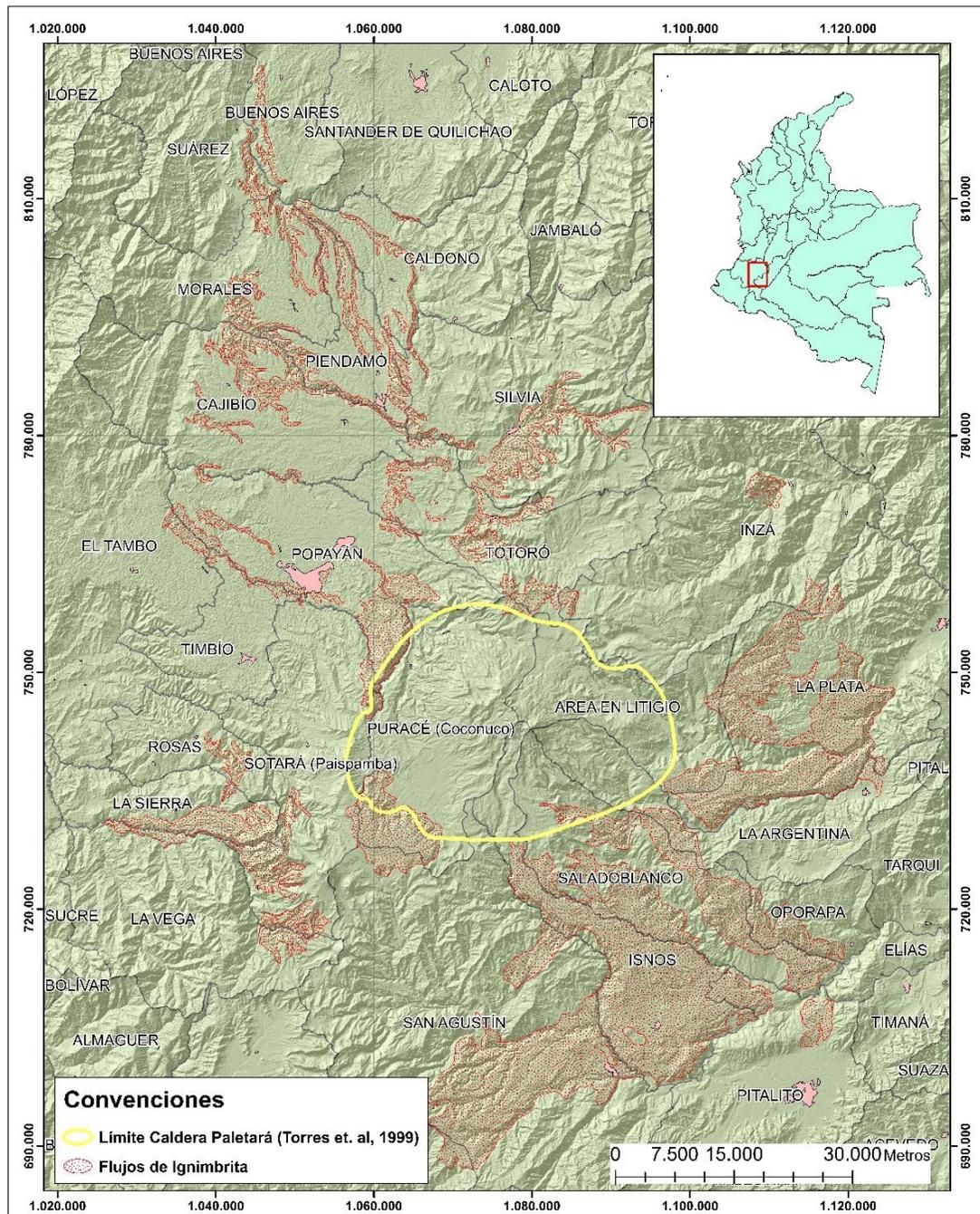
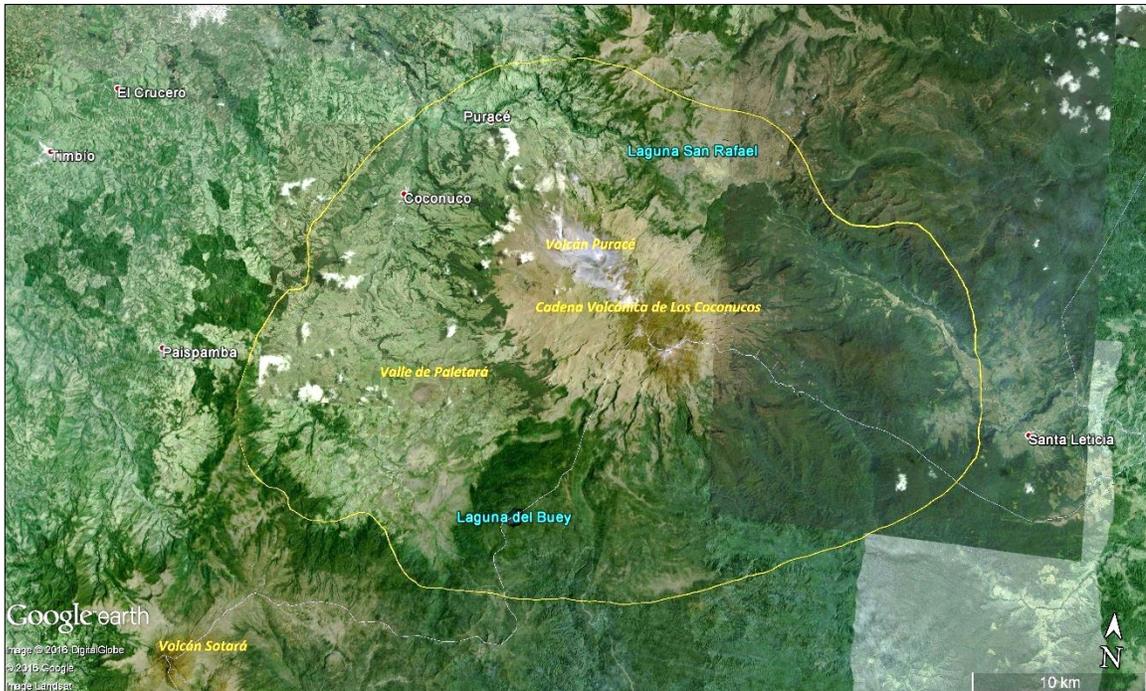


Figura 13: Evidencias de la actividad fumarólica del volcán Puracé, en octubre de 2011. (Fotografía utilizada con permiso del Servicio Geológico Colombiano, 2013)



Robertson *et al.* (2002) argumentan que la CP está delimitada por la CVLC hacia el nororiente y una meseta de depósitos ignimbríticos hacia el flanco suroccidental, aunque los autores proponen que el límite sur puede ser el cercano volcán compuesto de Sotará (Figura 14). El origen de la caldera se ha asociado al colapso de una gran estructura con la erupción de lavas de composición riolítica, la cual dejó una depresión que actualmente se denomina Valle de Paletará (Hubach & Alvarado, 1945). Robertson *et al.* (2002) identifican dos cráteres localizados en el fondo de la caldera (Sector SW, Figura 1), conocidos como Hacienda Paletará y El Canelo; estas dos estructuras en forma de medialuna son clasificadas como volcanes tipo maar, ya que se han identificado depósitos característicos de actividad freatomagmática superficial relacionada con estas estructuras (Flórez, 2003). Sobre la CP hay rastros considerables de la última glaciación, por lo cual se argumenta que es una forma con alto grado de evolución, y se reconoce que la reactivación de la actividad volcánica probablemente es del Cuaternario, principalmente en la CVLC y en el volcán Puracé.

Figura 14: Localización de la Caldera de Paletará con respecto al Volcán Sotará y algunos rasgos asociados. Delimitación en color amarillo sugerida por Torres et al. (1999). Imagen gratuita Landsat color verdadero e imágenes Digital Globe® disponibles en Google Earth.



2.2. Clasificación de estilos eruptivos y procesos actuales

La diversidad de estilos eruptivos y procesos relacionados con hidrotermalismo y volcanismo reciente en la CP va de la mano con las formas de las estructuras volcánicas; también existe un buen grado de claridad acerca de tres estilos eruptivos distintos relacionados con etapas propuestas de erupciones y actividad; así como de las geoformas resultantes que se observan, como se describe a continuación:

- *Volcanismo de composición félsica en la formación de calderas:* El “volcanismo félsico” influyente en la formación de calderas se presenta de acuerdo al tipo de lava específico que influye tanto en el desarrollo del edificio volcánico como en los fragmentos piroclásticos presentes después del colapso de la estructura (Cole et al., 2005). Las calderas asociadas con volcanismo de composición andesítica o dacítica usualmente se relacionan con la destrucción de volcanes compuestos

gigantes, en los cuales el material emitido es clave para dar una aproximación a la intensidad de la explosión (Cole *et al.*, 2005). En las calderas de composición dacítica, la cámara magmática pudo haber sido confinada por largo tiempo hasta que por dinámica del cuerpo magmático se supera la presión litostática y genera un desalojo masivo del material subyacente al estratovolcán (Cole *et al.*, 2005). Las calderas de composición riolítica están asociadas a grandes volúmenes de depósitos volcánoclasticos, así como a depresiones de colapso apreciables; los piroclastos depositados son básicamente ignimbritas con alto contenido de sílice (Heiken *et al.*, 1990).

Los trabajos realizados hasta el momento en la CP permiten identificar algunos aspectos relacionados con una posible composición riolítica, debido a las características mineralógicas de las ignimbritas relacionadas a la posible actividad de la caldera (Kroonenberg *et al.*, 1981), junto con las evidencias de un posible colapso de grandes dimensiones (Robertson *et al.*, 2002). Aunque las relaciones entre la composición y las características de la estructura no son del todo directas, constituyen una aproximación aceptable de acuerdo a lo planteado por Cole *et al.* (2005).

- *Volcanismo félsico resurgente:* El estilo eruptivo prehistórico y actual en la CVLC es predominantemente de composición andesítica, con la formación de estructuras volcánicas a lo largo de un eje que se emplaza en dirección SE-NW. Los volcanes compuestos como el Puracé y el Pan de Azúcar, así como los otros volcanes pertenecientes a la cadena tienen un proceso de evolución manifestado en flujos de lava de composición andesítica y en la emisión de fragmentos piroclásticos.
- *Freatomagmatismo:* Este estilo eruptivo en el área de estudio se caracteriza por una actividad manifiesta de la cámara magmática y su relación con el nivel freático presente en la depresión dejada por la explosión de la caldera. Los volcanes maar de Hacienda Paletará y El Canelo son ejemplo de una actividad freatomagmática manifestada en el intervalo de tiempo entre la formación de la CP y el vulcanismo resurgente de la CVLC (Robertson *et al.*, 2002).

2.3. Calderas: Definición y criterios de clasificación

2.3.1. Definición y etapas de formación de calderas

Las calderas son estructuras volcánicas resultado del colapso o subsidencia de la parte superior de una cámara magmática. De acuerdo a los argumentos presentados por Cole *et al.* (2005), normalmente el colapso puede presentarse durante o inmediatamente después de un evento volcánico, sin embargo según Gudmundsson (2015), las grandes erupciones asociadas a la formación de una caldera pueden ser una consecuencia del colapso de parte de la cámara magmática. El diámetro de las calderas es considerablemente grande comparando con los cráteres comunes, en el rango de decenas hasta un centenar de kilómetros. Cole *et al.* (2005) retoma algunos trabajos realizados en la identificación y análisis de este tipo de estructuras. A partir de estas experiencias, examina las etapas de desarrollo de una caldera volcánica y establece las bases para definirla morfológicamente:

- *Volcanismo pre-colapso*: Esta etapa es caracterizada por vulcanismo de superficie, acompañada por deformación de la superficie donde se encuentra la futura caldera. Esta etapa es caracterizada por la formación de fallas anulares (*ring faults*) y fisuras asociadas a diques o láminas de lava (*inclined sheets*) que conectan la superficie con la cámara magmática (Gudmundsson, 2015). Asociado a la formación de los rasgos estructurales, se presentan indicios de actividad como flujos de lava, conformación de domos y erupciones explosivas relativamente pequeñas, que constituyen la evidencia más probable de una caldera en desarrollo (Lipman, 2000).
- *Subsidencia de la caldera*: Es un colapso asociado con el desalojo de magma a gran escala (erupción). Las erupciones generan flujos piroclásticos de pómez, y se pueden presentar tanto a través de una apertura central (o varias), como en los bordes de la caldera, forzando el colapso. De esta manera son desalojadas y depositadas cantidades considerables (decenas de km³) de material volcánico en grandes extensiones de terrenos, dejando una amplia depresión (Cole *et al.*, 2005). Esta etapa es discutida por Gudmundsson (2015), ya que las erupciones moderadas o fuertes no son una condición necesaria para el colapso de una caldera, porque teóricamente la presencia de fallas anulares activas induce los cambios de presión en la parte superior de la cámara magmática. Debido a estos

cambios, la dinámica interna de la cámara puede ser modificada, motivando los procesos de fragmentación y diferenciación magmática (en los magmas intermedios y félsicos, puede haber una mayor actividad debido al contenido de volátiles), por lo que es factible que la actividad explosiva sea un paso posterior al colapso, siendo esta actividad más intensa hacia los bordes de la caldera (Gudmundsson, 2015).

- *Magmatismo post-colapso y resurgencia:* El vulcanismo posterior a la formación de la caldera puede ser disperso o localizado a lo largo de fallas regionales; una intrusión de magma renueva la actividad al interior de la caldera por levantamiento y formación de estructuras volcánicas (Lipman, 2000). Estas intrusiones de magma pueden estar asociadas a diques profundos que conectan la superficie y la cámara magmática, formados en la etapa previa a la subsidencia (Gudmundsson, 2015)
- *Actividad hidrotermal y mineralización:* Esta etapa avanzada de la caldera es caracterizada por una actividad tardía que genera sistemas hidrotermales, derivando en algunos casos en la mineralización y conformación de yacimientos minerales de interés (Cole *et al.*, 2005).

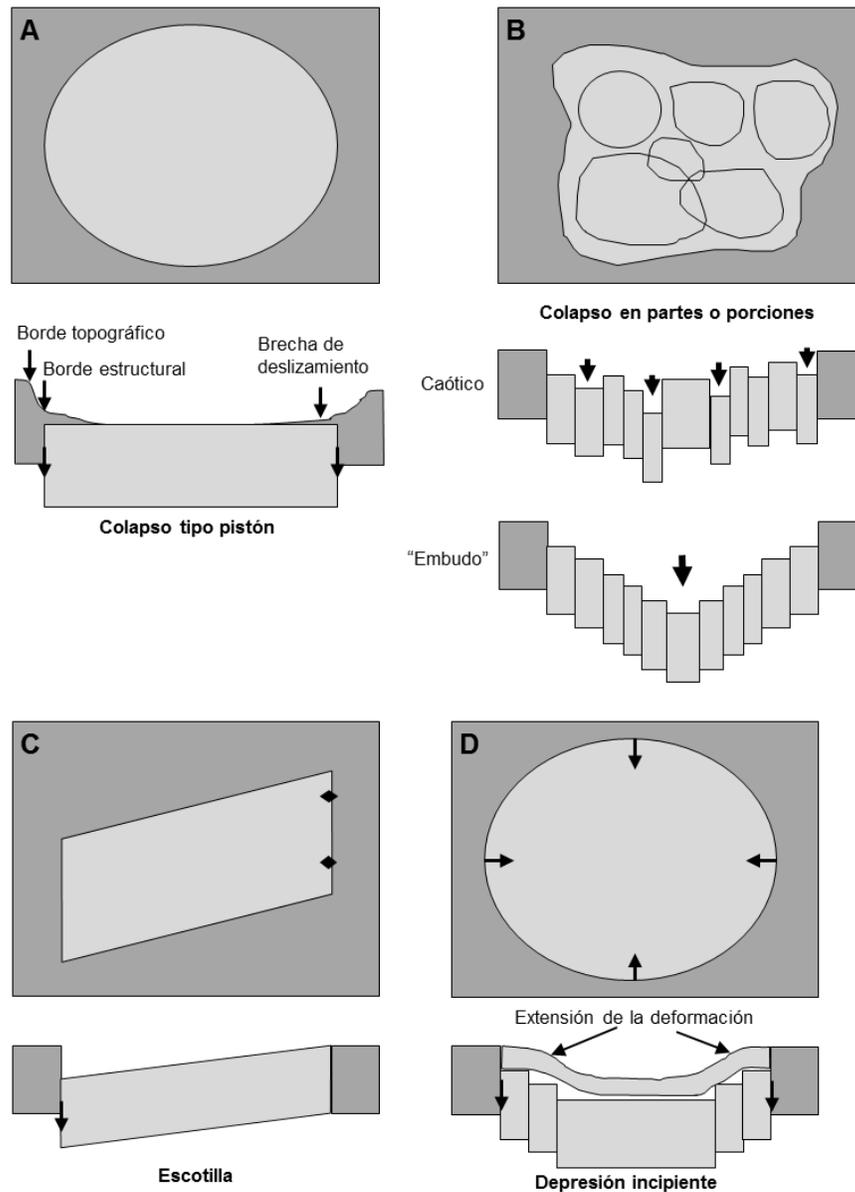
2.3.2. Mecanismos y tipología de calderas de acuerdo a su morfología y procesos de formación

Lipman (1995) definió varios mecanismos de formación de calderas de acuerdo a la morfología actual (Figura 15):

- Tipo pistón (*Plate/Piston Collapse*): Este tipo de caldera se refiere a la subsidencia de un bloque coherente de roca en una cámara de evacuación bordeada por fallas anulares. El fondo de la caldera, aunque esté fallado, cede como un bloque completo, generando una superficie delimitada por un talud amplio semicircular (Cole *et al.*, 2005) (Figura 15 A).
- Por partes o porciones (*Piecemeal*): En estas calderas la subsidencia ocurre en numerosos bloques y/o múltiples centros de colapso. Puede ser facilitada por tres factores: 1) múltiples cámaras magmáticas con tiempos de erupción superpuestos, en los cuales la erupción de una cámara magmática puede disparar la erupción de otra (Kokelaar & Branney, 1999); 2) los controles tectónicos y fallas fracturan el fondo de la caldera en numerosos bloques, priorizando la erupción y controlando la

localización de los colapsos (Moore & Kokelaar, 1998); y 3) cuando en el fondo de la caldera se ha formado una megabrecha, conformando una subsidencia caótica (Branney & Kokelaar, 1994) (Figura 15 B).

Figura 15: Tipos de calderas, a partir de Lipman (1995).



- Escotilla (*Trapdoor*): Este tipo de caldera se caracteriza por el colapso y subsidencia asimétrica, debido a que la cámara magmática colapsa parcialmente (Heiken *et al.*, 1986) (Figura 15 C).

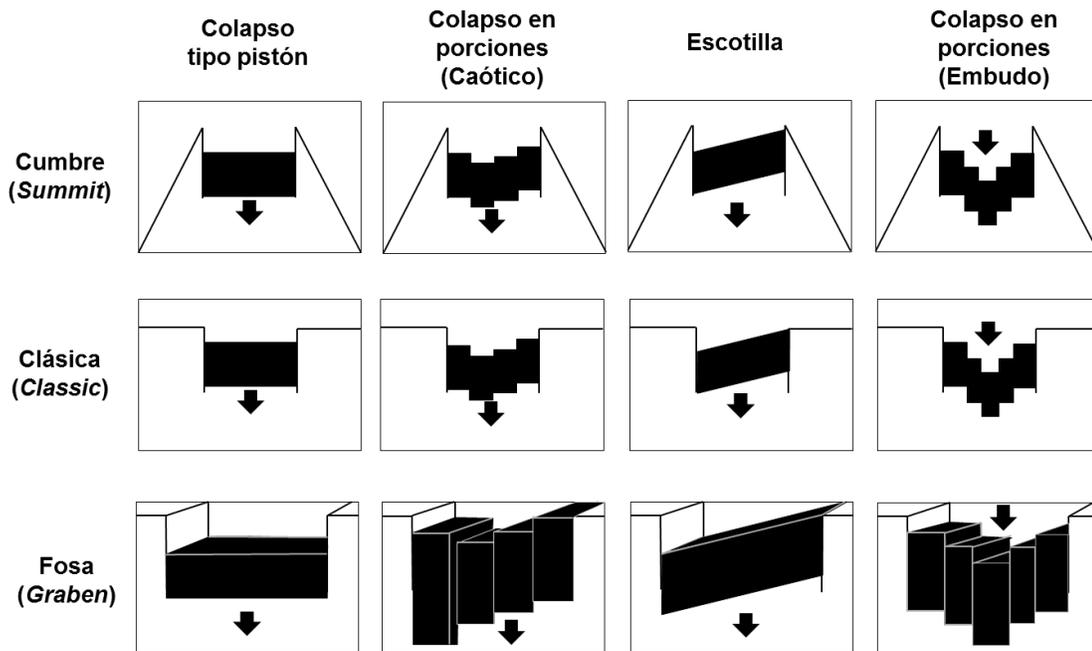
- Depresión incipiente (*Downsag*): Ocurre cuando el talud que rodea la caldera no es una estructura que la influencia el colapso. Hay deformación existente por actividad en la cámara magmática, pero no hay fracturamiento, por lo cual se presenta una suave deformación hacia el centro de la depresión sin la configuración de un cráter con paredes o taludes (Walker, 1984) (Figura 15 D).
- Calderas embudo (*Funnel calderas*): Las calderas embudo estarían configuradas de tal manera que generan una respuesta geofísica reflejada en una morfología tipo “embudo” o en “V” (Figura 15 B). Estas anomalías están relacionadas al colapso en partes o porciones, en las cuales cada porción subsidie independientemente aunque el centro de colapso sea común (Scandone, 1990); colapso en una cámara magmática pequeña y profunda (ver Halinan, 1993 y Roche *et al.*, 2000), entre otras variaciones.

Aguirre-Díaz (2008) propone una clasificación integrada unificando algunos de los mecanismos de colapso de calderas referidos por Lipman (1995), junto con los tipos de calderas sugeridos a continuación:

- Cumbre (*Summit calderas*): Este tipo de calderas se encuentran en la parte superior de grandes volcanes compuestos y están relacionadas con pequeños volúmenes de fragmentos piroclásticos, principalmente caídas de ceniza e ignimbritas (Aguirre-Díaz, 2008).
- Clásicas (*Classic calderas*): Son estructuras extensas con formas semicircular a irregular; presentan diámetros de varios kilómetros, elemento que puede estar relacionado a grandes volúmenes de depósitos volcanoclásticos, entre los que se pueden encontrar desde fragmentos de pómez hasta grandes flujos piroclásticos que forman depósitos extensos de ignimbrita (Aguirre-Díaz, 2008).
- Fosas (*Graben calderas*): Son estructuras de gran volumen, debido a que el colapso es influenciado por vulcanismo explosivo relacionado con actividad tectónica. La erupción de grandes cantidades de ignimbrita ocurren a lo largo de fisuras tectónicas principales y secundarias, lo que ocasiona un colapso total o parcial de la fosa tectónica. Este tipo de calderas es caracterizado por oleadas de depósitos volcanoclásticos y extensas coberturas de depósitos de ignimbrita, por lo que es considerado como el principal tipo de calderas de colapso y el origen de los depósitos de ignimbrita de mayor volumen en el mundo (Aguirre-Díaz, 2008).

La unificación de criterios de las clasificaciones anteriormente presentadas, lleva a identificar diferentes combinaciones de tipo y mecanismo de colapso (Figura 16), por lo que es posible, de acuerdo a los procesos geológicos manifestados en estas estructuras, identificar calderas de colapso en porciones en una fosa tectonizada (*Piecemeal/Graben*), o calderas clásicas de colapso tipo pistón (*Piston/Classic Caldera*), entre otras alternativas (Aguirre-Díaz, 2008)

Figura 16: Clasificación de calderas de acuerdo a diferentes tipos y mecanismos de colapso (modificado a partir de Aguirre-Díaz, 2008)



2.4. Índices morfométricos aplicados a estructuras volcánicas

Los principios del análisis morfométrico para estructuras volcánicas provienen de la década de 1970, cuando se desarrollaron varios trabajos de investigación en estructuras volcánicas, como Mauna Kea (Hawaii, EE.UU.) (Porter, 1972; Wood, 1980), Monte Etna (Italia) (ver Favalli *et al.*, 2009), entre otras. Hasta la actualidad, gran cantidad de estructuras volcánicas en la Tierra han sido analizadas teniendo en cuenta muchos de los criterios morfométricos tratados a continuación. En el análisis morfométrico para volcanes poligenéticos, como por ejemplo los volcanes compuestos, intervienen algunos parámetros matemáticos más complejos en comparación con los índices usados para volcanes

monogenéticos; sin embargo, los datos numéricos identificados en la morfometría deben ser complementados con una caracterización geomorfológica sólida, en la cual se muestren tanto los rasgos morfológicos más importantes, como los procesos y factores geomorfológicos determinantes que explican el desarrollo de las estructuras volcánicas, en nuestro caso que se encuentran dentro de la CP.

2.4.1. Índices morfométricos en volcanes monogenéticos y poligenéticos

De Silva & Lindsay (2015) proponen que las geoformas volcánicas se identifiquen a partir de su complejidad e historia eruptiva en dos categorías:

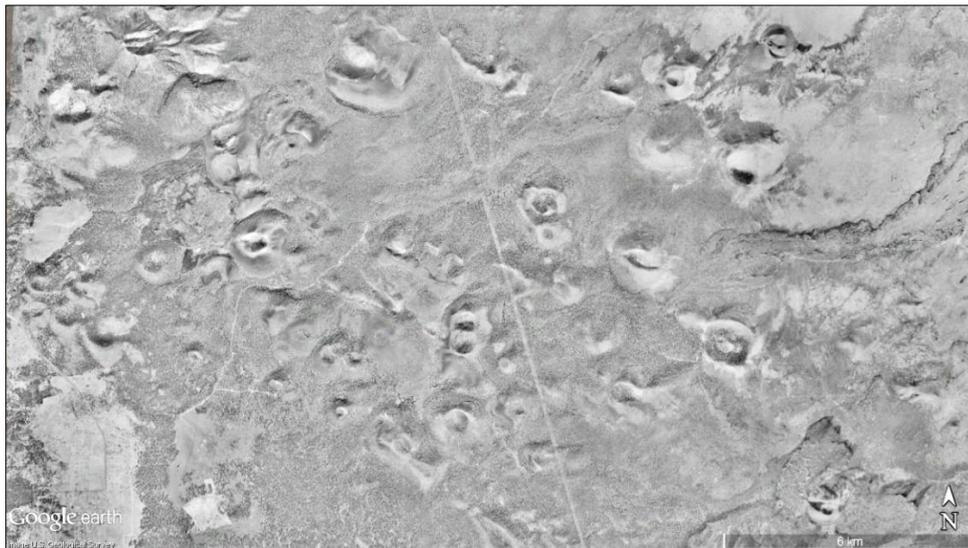
- *Volcanes poligenéticos*: Son estructuras que han tenido varios ciclos eruptivos a través de su historia, por lo que son considerados grandes estructuras construidas a lo largo de decenas o cientos de miles de años; dentro de este grupo se identifican los volcanes compuestos (equivalente al término *estratovolcanes*, comúnmente utilizado en geomorfología y vulcanología), los volcanes escudo y las calderas (De Silva & Lindsay, 2015).
- *Volcanes monogenéticos*: Estas estructuras se han formado durante un ciclo eruptivo único; los episodios pueden ser de corta duración (entre semanas o meses) y pueden continuar por períodos sucesivos manifestados durante algunos años o décadas (De Silva & Lindsay, 2015). De acuerdo a los autores, se incluyen dentro de esta categoría los conos piroclásticos y de escoria, los maares, los anillos piroclásticos (*tuff rings*) y los domos de composición silícea.
- *Provincias ígneas*: De acuerdo con De Silva & Lindsay (2015), las grandes provincias ígneas (*LIPs*, por sus siglas en inglés) no son incluidas normalmente como geoformas volcánicas; sin embargo son caracterizadas por los autores como la mayor expresión de estas geoformas a escala planetaria, ya que pueden incluir varios tipos de geoformas volcánicas individuales que están conectadas a nivel magmático, espacial y temporal.

Esta aproximación además de permitir la adaptación y aplicación de índices morfométricos, favorece la relación espacial y geomorfológica entre las estructuras que pueden encontrarse en un complejo volcánico, especialmente si son relacionadas a una estructura anterior de grandes dimensiones, como es el caso de la CP y sus geoformas volcánicas asociadas. Algunos índices pueden asociarse a la distribución espacial de las estructuras, como los que se presentan a continuación

- Índice de separación (IS): es la relación tomada a partir de la distancia existente entre el centro geométrico de un edificio volcánico con respecto al vecino más próximo (Wood, 1980b).
- Índice de agrupamiento (IA): es la distancia existente entre las bases de dos edificios volcánicos próximos entre sí (Becerra *et al.*, 2008).

Estos parámetros complementan con las relaciones de proximidad (Pi) y separación (Si) de los conos piroclásticos, planteados por Settle (1979). La distribución espacial puede diferenciar, por ejemplo, las estructuras formadas en campos volcánicos de gran extensión (Figura 17), de las que se forman en los flancos de volcanes compuestos. Adicionalmente, la morfometría individual de las estructuras puede ayudar a diferenciar el estado de evolución y de degradación.

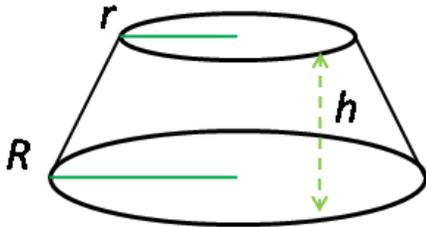
Figura 17: Parte del campo volcánico de San Francisco, ubicado al norte del estado de Arizona, EE.UU. Se aprecian la variedad de conos volcánicos en diferente estado morfológico. (Imagen gratuita sensor Digital Globe del Servicio Geológico de Estados Unidos, 16 de mayo de 2005)



Otro aspecto morfométrico importante que puede identificar los procesos de evolución y degradación de las geoformas volcánicas, es la relación tamaño/envergadura (Becerra *et al.*, 2008). Esta relación se puede determinar calculando el volumen estimado de la geoforma (en km^3) a partir de la altura (en metros) y la superficie (en km^2), aplicando la fórmula del cono truncado (Figura 18):

Figura 18: Fórmula para calcular el volumen (V) del cono truncado y representación geométrica

$$V = \pi(R^2 + r^2 + Rr) * \frac{h}{3} \quad \text{Ecuación (1)}$$

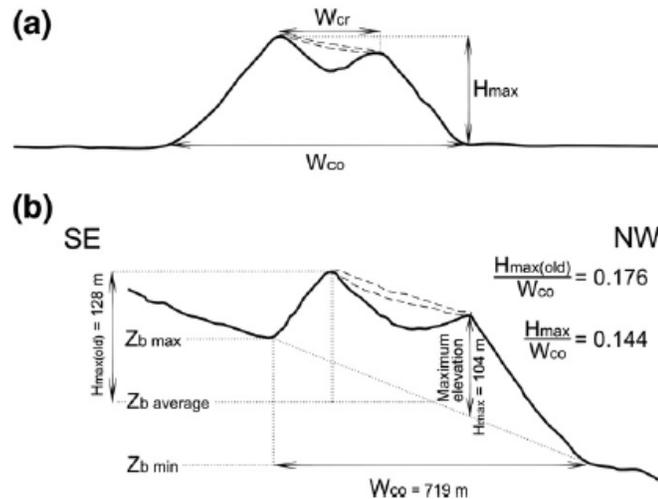


Dónde: R =Radio basal, r =radio superior,
 h =altura del cono.

Una de las técnicas aplicadas para analizar la morfometría de volcanes monogenéticos localizados en los flancos de un volcán compuesto (conos adventicios), es propuesta por Favalli *et al.* (2009) usando imágenes LiDAR (*Laser Imaging Detection and Ranging*). Esta tecnología introducida recientemente puede generar imágenes y modelos digitales del terreno de alta precisión y detalle, que son por tanto muy convenientes para examinar las alteraciones morfológicas en un volcán históricamente activo, como es el caso del Monte Etna, al sur de Italia.

El Monte Etna es un volcán compuesto con amplio registro de actividad histórica, y posee en sus flancos 135 volcanes monogenéticos tipo cono piroclástico. Los conos piroclásticos se formaron sucesivamente durante el Holoceno, aunque muchos de ellos han tenido alteraciones morfológicas tanto por la actividad efusiva del cráter activo, como por los procesos erosivos comunes del clima mediterráneo (Favalli *et al.*, 2009). Metodológicamente, los autores proponen evaluar un modelo de elevación digital de resolución de 2 m/píxel utilizando los parámetros clásicos de Porter (1972), Settle (1978) y Wood (1980a) para análisis morfométrico de conos piroclásticos, realizando una modificación en los índices para hallar los valores de estos en aquellos conos de escoria emplazados en los flancos de una estructura principal (Figura 19).

Figura 19: Métodos para calcular los índices morfométricos en conos de escoria
a) Método clásico de Settle (1979) donde H_{max} es el valor máximo de la elevación promedio a partir de la base del cono; b) Método planteado por Favalli *et al.*, (2009) para conos emplazados en el flanco de una estructura mayor. H_{max} es el valor máximo de la elevación promedio de acuerdo a Z_b , o elevación de la base del cono.



Dentro de los resultados representativos se destacan los bajos valores en la relación H_{co}/W_{co} (relación entre el alto H y el ancho W de un cono volcánico sugerida por Porter, 1972 y por Settle, 1979), lo que significa que los cuerpos de lava introducidos recientemente juegan un factor importante en la morfología de los conos analizados. Así mismo, en los conos más viejos, los bajos valores de H_{co}/W_{co} indican una tasa de degradación continua durante el tiempo, representando una influencia mayor de la erosión progresiva que la causada por eventos climáticos extremos (Favalli *et al.*, 2009). Para concluir sobre la importancia de la relación H_{co}/W_{co} aplicada en este tipo de escenarios, es importante resaltar que es una medida de estabilidad morfológica, que depende no solo de los factores relacionados anteriormente, sino también de los procesos evolutivos que caracterizan a un cono volcánico. Estos procesos pueden ser dominantes en un complejo volcánico, aunque cada geoforma responde de forma única a los procesos geomorfológicos que la afectan.

2.4.2. Índices morfométricos para volcanes compuestos

Los volcanes compuestos son una superposición alternante de coladas de lava y piroclastos que configura edificios complejos, los cuales en estados avanzados de crecimiento son caracterizados por una pendiente cóncava constante que representa una

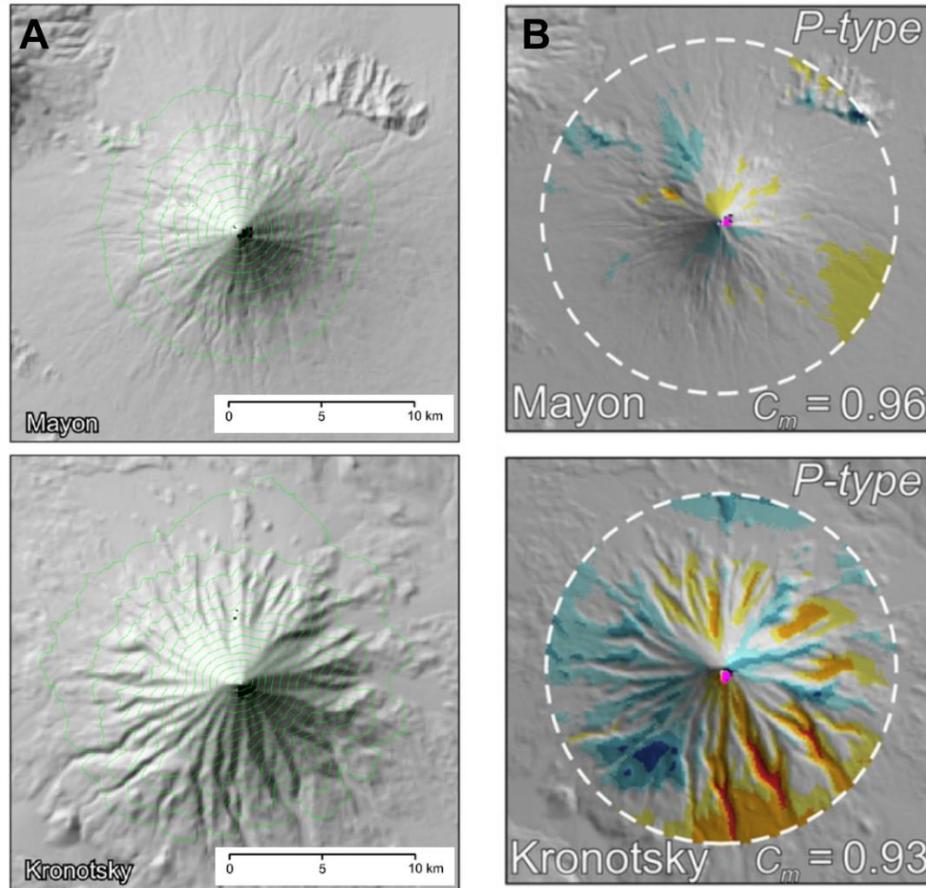
evolución continua. En razón a que un volcán compuesto ideal representa una simetría circular perfecta en vista de planta (Karátson *et al.*, 2010), se propone el índice de circularidad, extraído a partir de las curvas de nivel o contornos del estratovolcán tomados desde su base hasta el cráter o cono principal.

El índice de circularidad es adimensional, y cuantifica el ajuste de una forma a un círculo. Para un círculo, el índice es igual a 1 y tiende a 0 cuando la forma tiende a ser menos circular. Geométricamente, el perímetro de la forma o figura es la medida tomada para la generación del índice de circularidad; sin embargo, es dependiente de los ruidos de pequeña escala. Por ejemplo, en una curva de nivel extraída de un volcán compuesto simétrico, las disecciones e incisiones se verán representadas en pequeñas variaciones del perímetro (Figura 20 A), lo cual conduce a un error si el perímetro simple se utiliza para la generación del índice. Para resolver esto se emplea la siguiente definición de circularidad (Karátson *et al.*, 2010):

$$c = 1 - \frac{\sigma_{R_i}}{R_i} \quad \text{Ecuación (2)}$$

Donde c es el índice de circularidad de cada contorno, R_i es el radio medio del perímetro del contorno, calculado con respecto a su centroide, y σ_{R_i} es la desviación estándar de la distancia de los puntos del perímetro del contorno desde su radio medio R_i . A partir de los valores totales de circularidad de cada contorno, se pueden establecer valores de circularidad promedio de la estructura (c_m) en el rango de 0 a 1, como los modelos que involucran el perímetro de la forma, ofreciendo resultados muy robustos en el caso de los volcanes compuestos (Karátson *et al.*, 2010). En una interpretación práctica del parámetro, si el valor de c_m de un volcán compuesto es cercano a 0, la estructura estaría muy afectada por degradación; mientras que los valores cercanos a 1 indicarían una estructura construida permanentemente por flujos de lava y fragmentos piroclásticos, y con evidencias muy leves de disección de los drenajes (Figura 20 B).

Figura 20: A) Ejemplos de las irregularidades presentes en las curvas de nivel extraídas en dos volcanes compuestos: Mayon (Filipinas) y Kronotsky (Kamchatka, Federación Rusa). B) Los índices de circularidad promedio c_m de ambas estructuras permiten identificar volcanes de tipo parabólico (*P-type*), que a pesar de tener valores cercanos de c_m , tienen diferencias en cuanto a la intensidad de los rasgos de erosión (identificados en colores azules a rojo). A partir de Karátson *et al.* (2010).



Para definir el centro simétrico de los volcanes compuestos se utiliza la media ponderada de los centroides de todos los contornos o curvas de nivel:

$$\vec{X}_c = \frac{1}{N} \left[\sum_i \left(\frac{R_i}{\sigma_{Ri}} \right)^4 \right] \vec{X}_{Ci} \quad \text{Ecuación (3)}$$

Donde \vec{X}_{Ci} es el centroide i , R_i es el radio medio del contorno i , y σ_{Ri} es la desviación

estándar de las distancias de los puntos del contorno i desde su centroide \vec{X}_{Ci} . La relación

$\left(\frac{R_i}{\sigma_{Ri}}\right)$ asegura que, en tanto más irregular sea el contorno va a tener menor influencia

en la determinación del centro. N es el factor de normalización obtenido por la suma de todas las ponderaciones:

$$N = \sum_i \left(\frac{R_i}{\sigma_{Ri}}\right)^4 \quad \text{Ecuación (4).}$$

Grosse *et al.* (2009) plantean otra serie de índices morfométricos asociados al tamaño de los volcanes compuestos, igualmente generados a partir de los contornos de las estructuras. Estos índices definen dos perfiles independientes (elongación e irregularidad), que sumados indican la forma en planta (*plan shape*) de un volcán compuesto.

- Índice de elipticidad (ei), que cuantifica la elongación de los contornos:

$$ei = \frac{\pi \times (L/2)^2}{A} \quad \text{Ecuación (5)}$$

Donde L es la longitud del eje principal del contorno, y A es el área que encierra el contorno. Si el valor del índice es más cercano a 1, el contorno tiene forma de círculo; el valor del índice es mayor si el contorno es elongado, y el promedio de los valores de elipticidad de los contornos pertenecientes a una estructura es la elongación de la estructura en planta.

- Índice de irregularidad (ii), que cuantifica la irregularidad o complejidad relacionando el perímetro y el área del contorno. De acuerdo a Grosse *et al.* (2009), como primer paso, debe calcularse para el contorno el índice de disección di :

$$di = \frac{P}{2 \times A} \times \sqrt{A/\pi} \quad \text{Ecuación (6)}$$

Donde P es el perímetro del contorno y A es el área que encierra el contorno. Debido a que el índice de disección en este sentido es dependiente de la elipticidad del contorno, los autores introducen el índice de irregularidad (ii):

$$ii = di_{\text{contorno}} - di_{\text{elipse}} \quad \text{Ecuación (7)}$$

El parámetro $di_{ellipse}$ se establece a partir de una elipse que tenga una elipticidad igual al contorno, teniendo en cuenta la relación $ei_{ellipse} = ei_{contorno}$ (Grosse, *et al.*, 2009). Si el valor de ii es cercano a 1, la forma del contorno es próxima a un círculo, por lo que el valor se incrementa si el contorno es irregular o complejo. El promedio de los valores de ii para todos los contornos es la estimación de la irregularidad o complejidad del volcán compuesto (Grosse, *et al.*, 2009).

Otros parámetros sugeridos por los autores, que sirven para identificar la forma en perfil (*profile shape*) de los volcanes compuestos es la pendiente (total, pendiente de los flancos y pendiente media máxima), junto con las relaciones alto/ancho de la base (H/W_B) y ancho de la cima/ancho de la base (W_S/W_B) (Grosse *et al.*, 2009).

Las diferencias morfométricas expresadas en los valores de los índices pueden sugerir una clasificación de volcanes compuestos: Grosse *et al.* (2009), a partir del análisis de varias estructuras volcánicas localizadas en los márgenes continentales de Centro América (Frente Volcánico de América Central) y Sur América (Zona Volcánica de los Andes Centrales), plantean tres categorías relacionadas con la forma de los volcanes compuestos:

- **Cónicos:** Para Grosse *et al.* (2009), los volcanes compuestos cónicos tienen una forma simple, teniendo un perfil suavemente cóncavo, con una forma en planta circular o semicircular (ei bajo) y regular (ii bajo). Algunas estructuras de este tipo identificadas por los autores son estructuras con un valor mayor a 0,15 de la relación H/W_B , las pendientes de los flancos oscilan entre 21° y 34° , y el intervalo de pendiente máxima se encuentra entre 27° y 37° (Grosse *et al.*, 2009).
- **Sub-cónicos:** Estas estructuras presentan valores intermedios de la relación H/W_B , que oscilan entre 0,10 y 0,16; en cuanto a los demás índices, los valores son muy variables, pero se encuentran en una posición intermedia con respecto a las demás categorías (Grosse *et al.*, 2009). Para los autores, es posible que los volcanes compuestos sub-cónicos sean estructuras morfométricamente transicionales.
- **Macizos:** Estas estructuras presentan valores bajos de la relación H/W_B ($<0,10$) y pendiente media de los flancos inferior a 20° ; son irregulares y usualmente tienden a ser elípticos (Grosse *et al.*, 2009). A diferencia de los volcanes compuestos

cónicos y sub-cónicos, la mayoría de los volcanes compuestos de tipo macizo son voluminosos, superando los 90 km³ de volumen.

De acuerdo a esta clasificación, los volcanes compuestos pueden pasar por una posible tendencia evolutiva, teniendo en cuenta la variación de los índices morfométricos en los tres tipos de estructuras propuestos. Sin embargo, esta clasificación y la tendencia evolutiva cono – sub-cono – macizo, son propuestas por los autores para estructuras simples, predominantemente con un cuello volcánico y que no revistan mayor complejidad estructural (Grosse *et al.*, 2009). Es importante mencionar, que la morfometría aplicada los volcanes compuestos depende de los procesos generales de construcción y degradación de las geoformas, así como a las características de los productos volcánicos (composición de lavas, espesor y extensión de depósitos volcanoclásticos, entre otros) y a los estilos eruptivos dominantes de estas estructuras.

2.4.3. Índices morfométricos para conos piroclásticos

Porter (1972) argumenta que la relación H_{co}/W_{co} refleja el ángulo de reposo de los flancos de los conos de ceniza (volcanes monogenéticos), constituidos por depósitos piroclásticos o tefras. Esta relación está dada principalmente por los siguientes aspectos:

- *Naturaleza de los fragmentos piroclásticos y forma de depositación:* En función de su tamaño, los fragmentos piroclásticos se distribuyen diferencialmente alrededor de una estructura volcánica. Los más cercanos a la fuente son bombas o bloques (tamaño superior a los 64 mm) (Porter, 1972), y adicionalmente, dependiendo de la altura de la columna eruptiva, la dirección y velocidad del viento, la distribución de tamaños puede variar entre lapilli (2 – 64 mm) y ceniza (< 2 mm) para diferentes zonas alrededor de la estructura volcánica.
- *Naturaleza de los flujos de lava:* Los flujos de lava alteran la morfología de los conos piroclásticos dependiendo del origen del flujo. Si los flujos de lava son provenientes de erupciones originadas en estructuras adyacentes de mayor dimensión (como los volcanes compuestos), estos afectan gran parte de la morfología de los conos (Porter, 1972). Igualmente, cuando los flujos son emitidos por los flancos de un cono piroclástico, la morfología de la estructura es impactada de una forma muy diferente en comparación a los flujos emitidos a partir del cráter.

- *Erosión:* La erosión en las estructuras volcánicas está condicionada principalmente por la acción de la escorrentía superficial y el viento. La acción erosiva de la escorrentía superficial sobre depósitos piroclásticos poco consolidados se refleja en el desarrollo de incisiones en el interior del cono y en los flancos (Figura 21), especialmente si la geoforma es inactiva (Figura 22).

Figura 21: Cono monogenético La Guaca, cerca de Yacuanquer (Nariño, Colombia). Este cono presenta algunos rasgos de erosión por acción de escorrentía superficial, reflejados en laderas con formas irregulares. Foto John J. Sánchez.



Figura 22: Cono inactivo con rasgos de erosión acelerada, cerca al volcán Ceboruco (Nayarit, México). Este cono presenta surcos profundos y cárcavas que evidencian un estado avanzado de erosión. Foto: John J. Sánchez.



El viento, por otra parte, influencia notablemente la disposición espacial de los fragmentos piroclásticos, dispersándolos y generando asimetría en los conos Porter (1972) señala que en el caso de los conos del volcán Mauna Kea (particularmente jóvenes), éstos permanecen cubiertos por una capa piroclástica prácticamente sin rasgos erosivos (Figura 23).

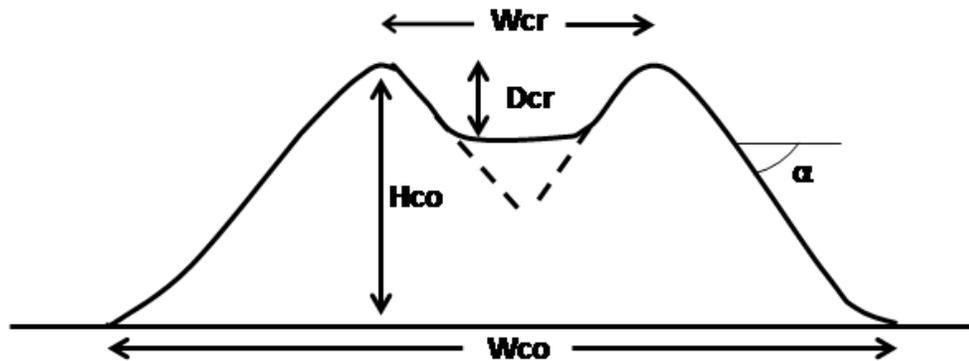
Figura 23: Conos piroclásticos cercanos al volcán extinto de Mauna Kea (Hawaii, EE.UU.). Estos conos piroclásticos se encuentran bien conservados por la poca influencia de procesos erosivos. Fotografía tomada de la página web del Servicio Geológico de Estados Unidos, 1991.



- *Inestabilidad de la pendiente:* Este factor se acentúa tanto por los agentes erosivos como por la misma actividad volcánica. Un volcán es susceptible a amplias variaciones de la pendiente por la superposición de depósitos piroclásticos y de flujos de lava, los cuales elevan la pendiente de los flancos. Las erupciones laterales generan destrucción parcial o total del edificio volcánico principal y otras estructuras asociadas, creando inmediatamente inestabilidad y procesos de remoción en masa tanto en el interior como en los flancos de los conos volcánicos.

La morfología de los conos volcánicos se puede caracterizar con los parámetros que se muestran en la Figura 24:

Figura 24: Parámetros morfométricos para conos piroclásticos aplicados a los conos volcánicos adyacentes al volcán Mauna Kea, Hawaii, EE.UU., de acuerdo con Porter (1972).



Los parámetros morfométricos definidos por Porter (1972) son los siguientes:

- H_{co} o altura del cono
- W_{co} o Ancho basal del cono
- W_{cr} o ancho del cráter
- D_{cr} o profundidad del cráter
- α o Ángulo máximo de pendiente, el cual usualmente oscila en el rango $25^\circ \pm 2^\circ$

Settle (1979) aplica los principios y los parámetros de Porter (1972) modificados para el análisis de conos formados bajo dos ambientes: Conos presentes en los flancos de una estructura volcánica mayor o ubicados entre campos volcánicos relativamente planos. Bajo estos ambientes de formación, las medidas tanto de la forma como la distribución de los conos piroclásticos definen la exposición y el impacto de la erosión, pero no son indicadores de las condiciones de erupción que originan a estas geoformas. El aporte de este autor radica en la relación entre la morfometría de estructuras volcánicas y la distribución espacial de éstas. Con esta relación se pueden inferir los procesos de formación característicos y los diferentes estados evolutivos.

Wood (1980a, 1980b) realiza varios aportes al estudio de Porter (1972), confirmando que la relación del alto/ancho de los conos volcánicos puede ayudar a inferir tanto tasas de crecimiento como de degradación, aunque no es un indicador directo de actividad

volcánica si no está acompañado de otros análisis específicos. Los trabajos de Wood se concentran en profundizar sobre los procesos degradacionales y sus efectos sobre los conos piroclásticos, sobre los cuales afirma que los parámetros morfométricos pueden ser similares al comparar estructuras volcánicas, pero se enfoca en explicar la morfología de los conos piroclásticos con base en la variación de la tasa de degradación (Wood, 1980a). Por ejemplo, en los casos analizados por este autor, las tasas de degradación son más altas cuando hay precipitación y temperatura altas, aunque también depende del grado de consolidación de los materiales que conforman la estructura volcánica y su composición mineral (Wood, 1980b).

Wood (1980a) menciona que los conos resultantes a partir de procesos degradacionales pueden modelarse bajo dos condiciones: La presencia de nuevos flujos de lava sobre los flancos de un cono piroclástico y las pérdidas por erosión y procesos de remoción en masa. Las pérdidas por erosión se deben principalmente a la erosión laminar (formación de surcos e incisiones) y a la erosión eólica; mientras que los procesos de remoción en masa suelen ser debidos a cambios bruscos en la pendiente y a la acción de la gravedad.

3. Naturaleza de los datos a utilizar

Los datos utilizados para la extracción de los índices morfométricos y la caracterización geomorfológica de la zona de estudio se relacionan a continuación (Figura 25):

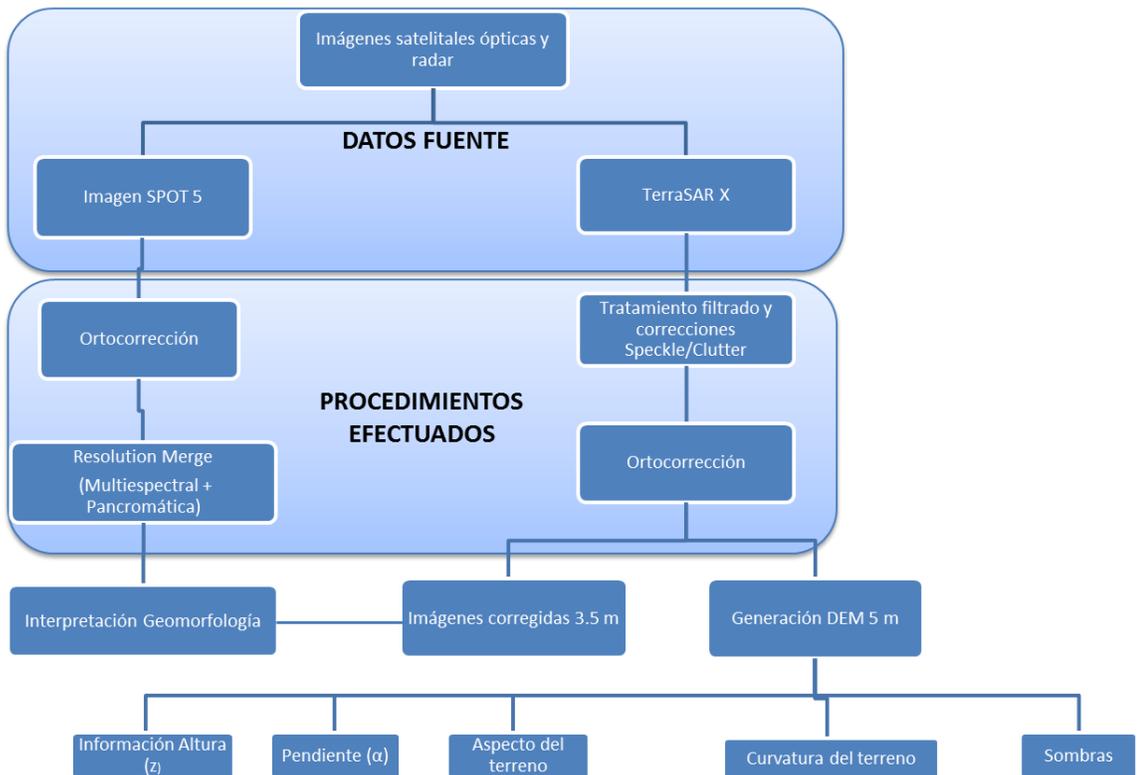
- Imágenes de radar generadas a partir de los sensores activos TerraSAR- X, compuestas por un archivo de imagen con resolución espacial aproximada de 3.5 metros/pixel. Estas imágenes ortocorregidas fueron utilizadas tanto para la interpretación geomorfológica como la generación de un Modelo de Elevación Digital (DEM, por sus siglas en inglés). Sobre estas imágenes se realizó un tratamiento de filtrado y correcciones tipo *speckle* y *clutter*, para mejorar la imagen cruda antes del procesamiento final para la generación del DEM, el cual se generó con el software libre NEST-4C®.
- Datos numéricos generados a partir de DEM. Este modelo es generado a partir de procesamiento y ortocorrección de imágenes de radar tipo TerraSAR-X (imágenes en banda X polarizaciones HH Y HV, de sensor en satélite alemán que produce imágenes SAR - *Synthetic Aperture Radar* de alta resolución), de las cuales se genera un archivo digital que contiene información numérica en coordenadas espaciales y altura (x, y, z), con resolución espacial de 5 metros/pixel. Ya que es un modelo tridimensional, se pueden efectuar análisis de relieve bajo distintos parámetros (pendiente, aspecto, sombra, entre otros), así como cálculos de diversos índices a partir de los valores numéricos de altura.

Los datos numéricos extraídos a partir del DEM utilizados para la extracción de los índices son: La altura (expresada en m.s.n.m.), la pendiente (expresada en grados de inclinación en intervalo de 0° a 90°), el aspecto del terreno (expresado en grados con relación a la orientación de la pendiente en intervalo de 0° a 360°), la curvatura

del terreno y la sombra (expresada en valores en escala de grises en intervalo de 0 a 255)

- Imágenes de satélite generadas a partir del sensor SPOT 5, compuestas por un archivo de imagen de cinco bandas espectrales con resolución espacial de 12 metros/píxel, y un archivo de imagen pancromática con resolución espacial de 5 metros/píxel. Las imágenes también presentan ortocorrección y procesamiento adicional realizado bajo ambiente del software ERDAS®, en el cual se realizó un mejoramiento (sinergismo o *Resolution Merge*) de la resolución de la imagen multispectral utilizando la imagen pancromática. La imagen resultante se empleó en el trabajo de investigación para la interpretación geomorfológica de la zona de estudio, así como para la identificación de rasgos propios de las estructuras que integran tanto la CVLC como la CP.

Figura 25: Datos utilizados y procedimientos efectuados.



4. Métodos

4.1. Extracción de índices morfométricos

Los índices morfométricos son la información cuantitativa que se pretende calcular para las estructuras volcánicas de la CP; para el cálculo de estos índices existen varias metodologías de extracción de variables numéricas basadas en DEM. A continuación se explicarán los métodos de extracción de índices morfométricos a partir de DEM.

4.1.1. Pendientes y categorías de pendientes

Para la generación de las pendientes se realizó un proceso automatizado en el cual se calcula, pixel a pixel, el valor de inclinación en grados para los modelos digitales de elevación de cada estructura. Este procedimiento se realizó en un software de Sistemas de Información Geográfica (SIG) libre (Quantum GIS®) y los resultados fueron extraídos en un archivo raster reconocido por programas de computador comerciales.

A las pendientes generadas para cada estructura se les realiza un análisis del histograma que reúne los valores de las celdas con información de pendiente. Este análisis de histograma se realiza con el fin de identificar las pendientes características de las diferentes estructuras (conos piroclásticos, maares y volcanes compuestos) que conforman la CVLC o están en la CP; además, se puede establecer de acuerdo a la dispersión de los valores si las geoformas pueden presentar situaciones de crecimiento o erosión, para lo cual se realiza agrupamientos de clases con mayor cantidad de celdas (Szekely & Karátson, 2004).

4.1.2. Aspecto del terreno

El aspecto de terreno también fue realizado por un proceso automatizado en el cual se calcula, pixel por pixel, la orientación de las facetas (*shapes*) del relieve expresado en el

DEM. Una faceta es un conjunto de píxeles de una imagen que tiene una orientación con relación al ángulo de iluminación de la imagen. Este procedimiento se realizó con el software ArcGIS®, con el fin de identificar las características del relieve de cada estructura volcánica y redefinir el límite de la CP. La variable aspecto del terreno también se utilizó como apoyo en la interpretación geomorfológica para definir la orientación de las pendientes de las estructuras volcánicas y diferenciar otros rasgos geomorfológicos importantes (Szekely & Karátson, 2004). En la Tabla 2 se establecen los intervalos de orientación definidos automáticamente:

Tabla 2: Intervalos de aspecto del terreno (Burrough & McDonell, 1998)

DIRECCIÓN ORIENTACIÓN	INTERVALO (EN GRADOS)
Plano	-1 – 0
Norte	0 – 22.5
Noreste	22.5 – 67.5
Este	67.5 – 112.5
Sureste	112.5 – 157.5
Sur	157.5 – 202.5
Suroeste	202.5 – 247.5
Oeste	247.5 – 292.5
Noroeste	292.5 – 337.5
Norte	337.5 - 360

4.1.3. Curvatura del terreno

La curvatura del terreno, al igual que las pendientes y el aspecto del terreno, fue realizado por un proceso automatizado, en el cual se calcula la segunda derivada del terreno (o en un sentido más práctico la pendiente de la pendiente); a partir de la curvatura del terreno se visualiza la forma de la pendiente (convexa o cóncava), permitiendo identificar zonas de erosión y acumulación (Zeverbergen & Thorne, 1987).

La curvatura del terreno que se puede generar en software SIG es de tres tipos:

- La curvatura en planta es perpendicular a la pendiente, y está relacionada con la convergencia y divergencia de una superficie; un valor positivo indica convexidad lateral de la superficie, un valor negativo indica que la superficie es lateralmente cóncava, y un valor de cero indica que la superficie es lineal.

- La curvatura de perfil, es paralela a la pendiente e indica la dirección de la pendiente máxima. Siguiendo la dirección de la pendiente, un valor negativo indica que la superficie es convexa; un valor positivo indica que la superficie es cóncava y un valor de 0 indica que la pendiente es lineal.
- La curvatura estándar combina las curvaturas de perfil y de planta, por lo cual no solo se tienen los valores de convergencia y divergencia de la pendiente, sino la dirección y la forma de perfil de la pendiente. Por reunir los datos de los dos tipos de curvaturas anteriores, esta es la curvatura más relevante para precisar aspectos geomorfológicos relacionados con la CP y los edificios volcánicos identificados.

4.1.4. Morfometría de volcanes compuestos

Para la determinación de los centros simétricos de las nueve estructuras de la CP calificadas como volcanes compuestos, se procedió de la siguiente manera:

- Determinación de las curvas de nivel con intervalos de 5 metros para cada uno de los volcanes compuestos, a partir del DEM y revisadas con la cartografía base a escala 1:25,000 disponible para la zona de estudio.
- Obtención de los centroides y el radio promedio de cada curva de nivel, de acuerdo con las observaciones realizadas por Karátson *et al.* (2010) para la morfometría de volcanes compuestos.
- Determinación de los centros simétricos de cada estructura, a partir de la fórmula definida por Karátson *et al.* (2010) (Ecuación 3)
- Obtención del índice de circularidad promedio (c_m) para cada estructura, a partir de la media y de la desviación estándar de los radios de las curvas de nivel (Ecuación 2).
- Obtención de los índices de elipticidad ei e irregularidad ii , propuestos por Grosse *et al.* (2009) para los contornos de cada uno de los volcanes compuestos (Ecuaciones 5 y 7) con el comando IDL denominado MORVOLC (Grosse *et al.*, 2012). A partir de la obtención de los índices de los contornos, se obtiene el promedio de valores de elipticidad e irregularidad para cada volcán compuesto.

A partir de la determinación de los índices de circularidad, elipticidad e irregularidad, se evalúa la tendencia de los valores y se realiza la comparación entre ellos, para definir cuales estructuras conservan una forma circular, elíptica o irregular; además se analizan los posibles factores que influyen en los valores de los índices para cada estructura.

4.1.5. Morfometría y volúmenes de volcanes monogenéticos

Para hallar los índices morfométricos a los volcanes monogenéticos definidos con anterioridad (siete conos, además de los maar Hacienda Paletará y El Canelo), se realizó el siguiente procedimiento:

- Extracción y corrección del DEM correspondiente a cada estructura previamente delimitada.
- Determinación del radio basal y del cráter para estimar el volumen de cada estructura.
- Cálculo de la relación Hco/Wco para cada estructura a partir de los valores del DEM y análisis de las tendencias de los valores del índice.
- Análisis comparativo de los factores que pueden influir en los valores de los índices.

4.2. Análisis geomorfológico

Para el análisis geomorfológico, el cual comprende la identificación de geoformas y procesos morfogenéticos vinculados, se emplea el Sistema ITC para levantamientos geomorfológicos (Verstappen & van Zuidam, 1991). Este sistema se caracteriza por vincular cuatro aspectos geomorfológicos importantes de manera jerárquica:

- *Morfogénesis*: Se relaciona a la identificación de geoformas enmarcadas en un proceso originario; se representa por medio de unidades geomorfológicas y símbolos lineales, los cuales son la expresión de las formas de la superficie terrestre en un mapa geomorfológico.
- *Morfoestructura y Litología*: Se ocupa tanto de la naturaleza litológica como estructural del sustrato rocoso, que son variables de gran importancia en la caracterización de la morfogénesis.
- *Morfometría*: Es la información cuantitativa relacionada a las geoformas expresada en valores de altitud e índices relacionados a la forma en planta y perfil de las geoformas; por los objetivos de este trabajo, esta información es tratada de forma complementaria al análisis geomorfológico.
- *Morfocronología*: Debido a que cada forma está enmarcada dentro de un contexto temporal, debe hacerse una distinción entre las formas con edades diferentes. Los indicadores para la edad deben ser flexibles si no se cuenta con la suficiente

información cronológica, aunque sí se dispone de ese tipo de información (lo que es deseable), es importante relacionarla de la manera más conveniente de acuerdo a su edad en miles o millones de años o por medio de la denominación cronoestratigráfica respectiva.

Estos aspectos geomorfológicos se reflejan en mapas geomorfológicos realizables a escalas variables, de acuerdo a los niveles de unidades de terreno definidos para el sistema ITC (Verstappen & van Zuidam, 1991):

- *Provincias geomorfológicas*: Son unidades mayores representadas a escala 1:500,000 en adelante, en donde se agrupan asociaciones y complejos de unidades del terreno.
- *Sistemas de terreno*: Son unidades de paisaje o desarrollo característicos del relieve en un ambiente específico, determinado fundamentalmente por la génesis, la litología y el clima. Se utilizan para cartografía a escala 1:250,000 aproximadamente.
- *Unidades de terreno*: se refiere a una forma de relieve (indicando procesos morfogenéticos) o a un complejo homogéneo de formas del relieve relacionadas con una característica particular o con un patrón de componentes del terreno. Estas unidades se pueden representar en el rango de escalas entre 1:100,000 a 1:10,000, siendo unidades cartografiables en trabajos semi-detallados y detallados.
- *Componentes de terreno*: Constituyen unidades muy pequeñas en donde el relieve es el criterio de clasificación más importante; al mismo tiempo son elementos diferenciadores entre otros componentes que presentan la misma génesis, litología y edad. Se representan en escalas 1:10,000 o más detalladas.

Los procedimientos que deben desarrollarse en el Sistema ITC, y los que utiliza este trabajo investigativo son los siguientes:

- Preparación de los mapas topográficos base con la ubicación de los principales drenajes, curvas de nivel y las fotografías aéreas y/o imágenes satelitales que cubren el área de estudio. A falta de información cartográfica, puede utilizarse un ortofotomapa, espaciomapa o producto derivado del procesamiento y georreferenciación de imágenes con referencia espacial adecuada. Para este

trabajo, se emplearon el DEM de alta resolución generado a partir de las imágenes TerraSAR X y las variables topográficas derivadas (pendientes, sombras o *hillshade*, aspecto y curvatura del terreno), así como las imágenes SPOT disponibles en parte del área de estudio.

- Interpretación detallada de las imágenes, teniendo en cuenta la escala del producto final y la información a diagnosticar. Se pueden utilizar imágenes satelitales o radar de alta resolución espacial (como es el caso de las imágenes ópticas SPOT o de radar TerraSAR X) o fotografías aéreas. Se delimitan las unidades de terreno, posibles subunidades y símbolos lineales.

- Verificación en campo, la cual tiene un doble propósito: Verificación de la interpretación y adición de información nueva recogida en terreno. Se recomienda que en campo se realice una inspección general, con cierto número de recorridos, para luego seguir al diagnóstico detallado de las unidades de terreno. Para este trabajo, debido a las difíciles condiciones de acceso que presentan los flancos sur y oriental de la CP y la mayoría de estructuras volcánicas asociadas a la CVLC, se optó por un recorrido general en los alrededores de la cadena volcánica, recogiendo información más detallada para confirmación de unidades geomorfológicas en el flanco noroccidental y en el sector del Valle de Paletará.

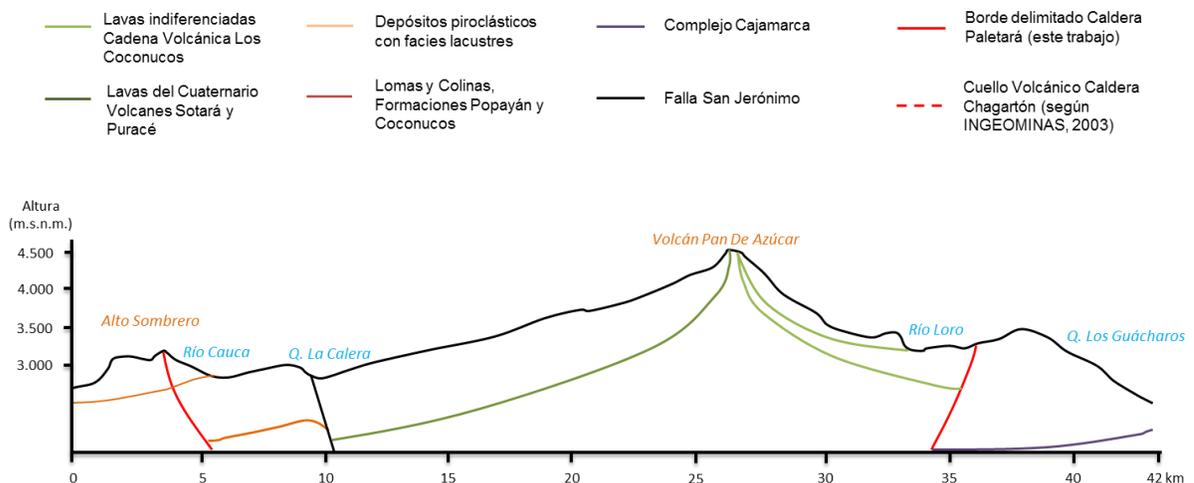
- Generación del mapa geomorfológico final, en el cual debe realizarse una nueva revisión de la interpretación, se ajusta la estructura de la leyenda y se definen los colores y símbolos lineales.

5. Resultados

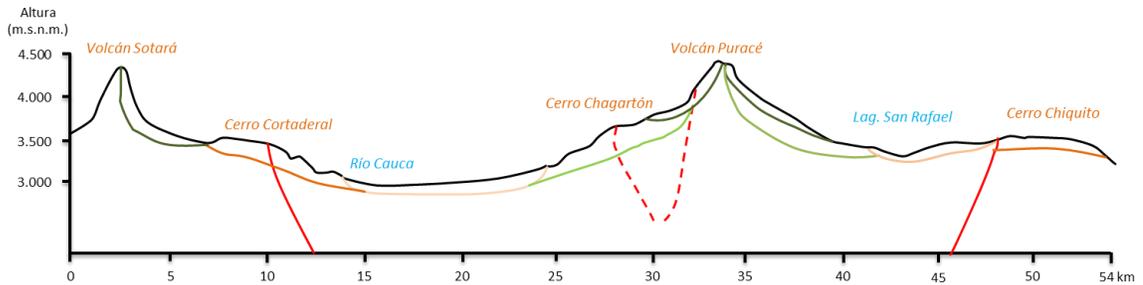
5.1. Delimitación y morfología de la Caldera de Paletará

El esquema morfológico de la CP, representado en perfiles transversales orientados en sentido E-W y N-S se presenta en la Figura 26. Este esquema se realizó teniendo en cuenta las unidades geomorfológicas caracterizadas en este trabajo y rasgos morfológicos identificados en INGEOMINAS (2003), la línea continua en rojo es asumida como una inferencia de la posible inclinación de los bordes de la CP identificada a partir de los mapas de pendientes (Apéndice 2), aspecto (Apéndice 3) y curvatura estándar (Apéndice 4).

Figura 26 a) Perfil transversal de la Caldera de Paletará, orientación E-W. b) Perfil en orientación S-N.



a)



b)

En la Figura 27 se aprecia la superficie que cubre la delimitación propuesta de la CP (en color rojo), junto con la delimitación sugerida por Torres *et al.* (1999) en color amarillo. El área de la delimitación propuesta de la caldera es de 845 km², el perímetro calculado es de 124 km, y los valores del diámetro son los siguientes, teniendo en cuenta la irregularidad del contorno de la caldera:

- Diámetro máximo D_{max} : 36,19 km.
- Diámetro mínimo D_{min} : 29,45 km.
- Diámetro promedio: 32,82 km.

La Tabla 3 muestra algunas calderas estudiadas alrededor del mundo, en la cual se aprecia que la CP presenta dimensiones comparables a calderas con características similares en cuanto a estructura, volumen calculado de material expulsado y tipo de colapso de acuerdo a la clasificación de Lipman (1995). Esta clasificación ha sido revisada por otros autores (Cole *et al.*, 2005), y la clasificación propuesta para la CP se explica en el apartado de Discusión.

Figura 27: Delimitación propuesta Caldera de Paletará

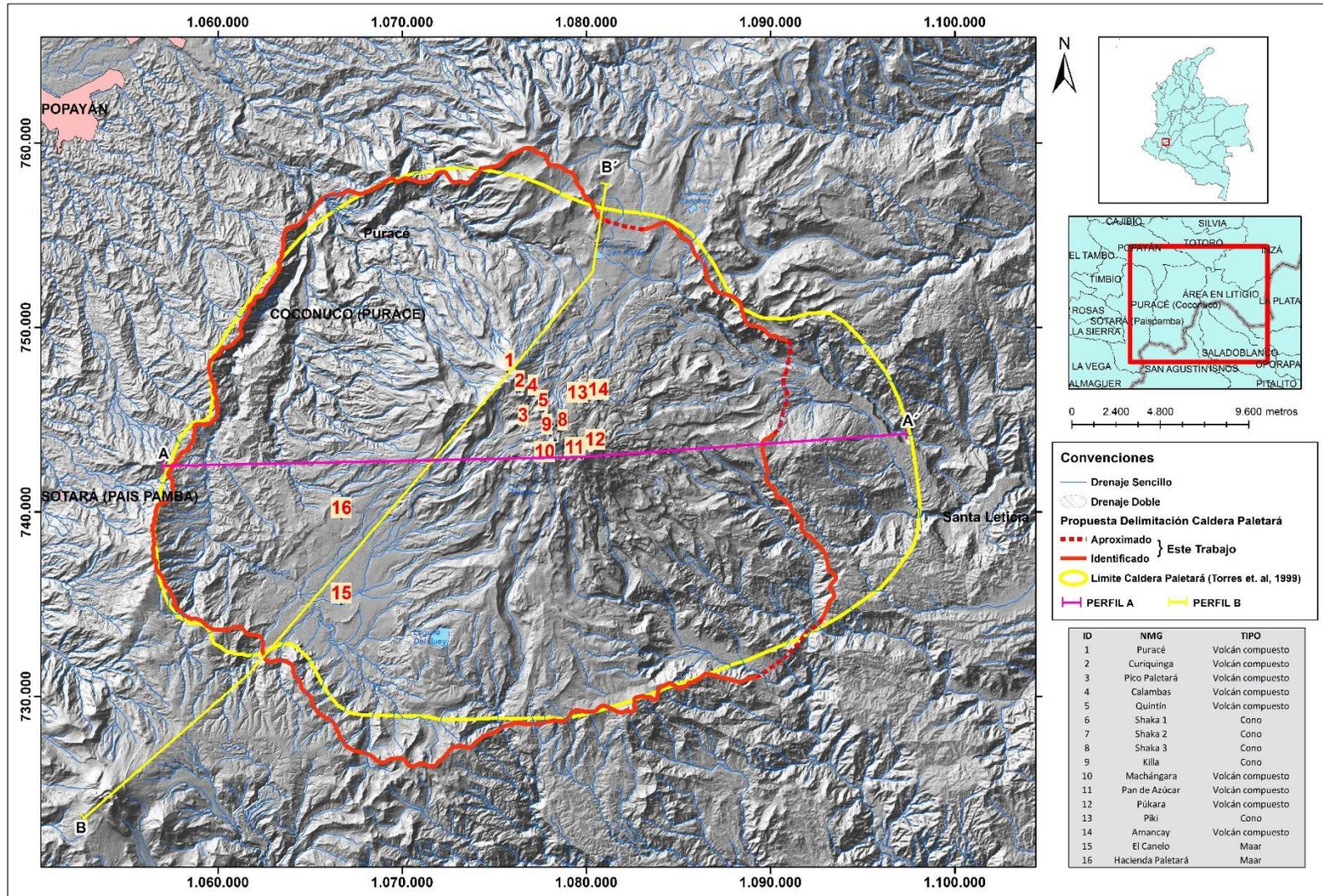


Tabla 3: Comparativo de algunas calderas estudiadas a nivel mundial. Modificado a partir de Lipman (2000), con datos de Torres et al. (1999) y Szekely & Karátson (2004).

Nombre Caldera	Localización	Edificio; estructura	Diámetro Topográfico Caldera (km)	Volumen Erupción km ³ (DRE)	Mecanismo reportado de colapso
Toba⁺	Indonesia, Isla Sumatra	Arco Dacítico; Zona de falla	30 x 80	1500	Pistón (Resurgente)
Cerro Galán⁺	Argentina, Andes	Complejo Volcánico	25 x 35	2000	Pistón (Resurgente)
Cráter Lake⁺	EE.UU.	Complejo Volcánico	8 x 10	55	Pistón
Santorini⁺	Mediterráneo	Complejo Volcánico	7 x 10	25	Compuesta
Yellowstone⁺	EE.UU.	Complejo Caldérico	60	1000-2000	Pistón (Resurgente)
Caldera Paletará⁺⁺	Colombia, Cordillera Central	Complejo Volcánico	33	177(1)	Pistón (Resurgente)*
Mt. Börzsöny⁺⁺⁺	Hungría; Cárpatos	Complejo Volcánico	15	25(1)	Embudo?
La Primavera⁺	México	Complejo Volcánico	11	20	Pistón
Krakatoa⁺	Indonesia	Agrupación de volcanes compuestos	8	10	Embudo?
Pinatubo⁺	Filipinas	Volcán compuesto	2,5	4 - 5	Embudo?

NOTAS: (1) Volumen de erupción aproximado. * Mecanismo de colapso propuesta en este trabajo de investigación. + Lipman, 2000. ++ Torres et al. (1999). +++ Szekely & Karátson (2004).

5.2. Índices morfométricos

5.2.1. Índices morfométricos de volcanes compuestos

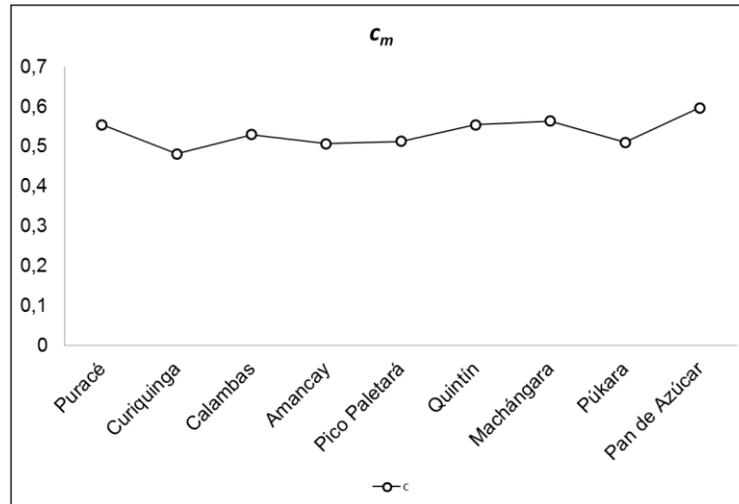
La Tabla 4 muestra los valores morfométricos y el índice de circularidad promedio c_m definido de acuerdo a los parámetros sugeridos por Karátson *et al.* (2010).

Tabla 4: Morfometría e índice de circularidad promedio c_m para los volcanes compuestos presentes en la Caldera de Paletará.

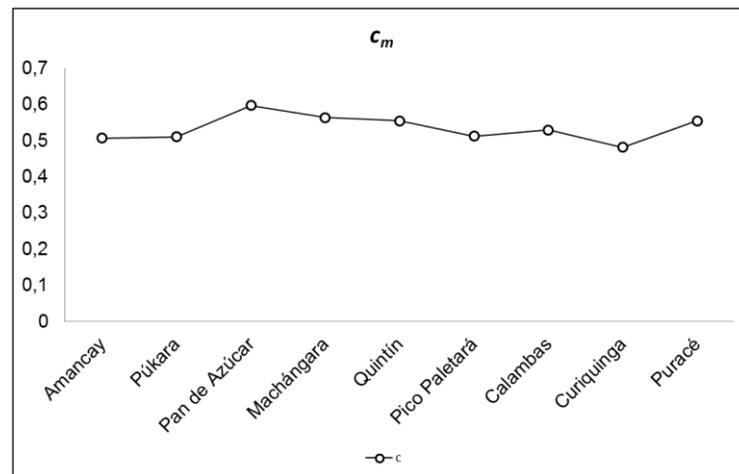
Nombre	Coordenadas (°)		Altura Cráter (m.s.n.m.)	Diámetro Cráter (m)	Volumen (Km ³)	R_i	σR_i	$c_m = 1 - (\sigma R_i / R_i)$
	N	W						
Puracé	2,3137	76,3954	4650	1421	0,1694	496,209	220,909	0,555
Curiquinga	2,3037	76,3908	4555	1496	0,0622	411,983	213,324	0,482
Pico Paletará	2,2977	76,3864	4450	1736	0,0284	399,814	194,598	0,513
Calambas	2,3015	76,3841	4465	1670	0,0255	294,682	138,575	0,530
Quintín	2,2942	76,3794	4480	1589	0,0352	317,154	141,109	0,555
Machangara	2,2798	76,3733	4500	920	0,0247	276,586	120,690	0,564
Pan de Azúcar	2,2710	76,3605	4630	572	0,1118	406,972	163,991	0,597
Pukara	2,2749	76,3541	4490	147	0,0205	253,763	124,006	0,511
Amancay	2,2994	76,3525	4090	321	0,0031	174,051	85,773	0,507

Para cada estructura se estimó un factor de precisión de c_m ($\pm 0,001$) de acuerdo a la resolución del DEM utilizado para los cálculos; se ordenaron los valores de Norte a Sur y de Este a Oeste para los volcanes compuestos identificados. Las gráficas resultantes se muestran en la Figura 28:

Figura 28: Variación en los valores del índice de circularidad promedio c_m para los volcanes compuestos identificados en la Caldera de Paletará a) Orden en sentido N – S. b) Orden en sentido E - W:



a)



b)

En cuanto a los valores de c_m para los volcanes compuestos orientados en sentido Norte – Sur, no hay una tendencia clara de orden debido a su baja correlación ($R = 0,48$), situación que se puede explicar por la baja dispersión de los valores del parámetro (Figura 28, a). Igualmente, si se ordenan los valores de c_m de Este a Oeste la correlación es muy baja ($R = 0,1$) entre los volcanes compuestos estudiados; sin embargo hay una ligera tendencia decreciente entre Pan de Azúcar y Curiqinga. En este sentido, debido a que

los valores de c_m están agrupados en un rango muy estrecho, no hay valores atípicos ni una tendencia de organización marcada.

En la Tabla 5 se identifican los valores que representan la forma en planta (índice de elipticidad ei e irregularidad ii) y en perfil (relaciones H/W_B , W_S/W_B , pendiente media y pendiente media máxima) sugeridos por Grosse *et al.* (2009) para los volcanes compuestos identificados, con un factor estimado de precisión de $\pm 0,001$ dependiente de los contornos extraídos a partir del DEM. Debido a la proximidad existente entre los volcanes Pico Paletará y Calambas los valores de ei e ii son aproximados ya que los contornos de ambas estructuras son continuos entre sí; caso análogo sucede con el volcán Puracé, ya que está cerca de Curiqinga, dificultando la separación de los contornos para ambas estructuras:

Tabla 5: Índices propuestos por Grosse *et al.* (2009) para los volcanes compuestos pertenecientes a la Caldera de Paletará.

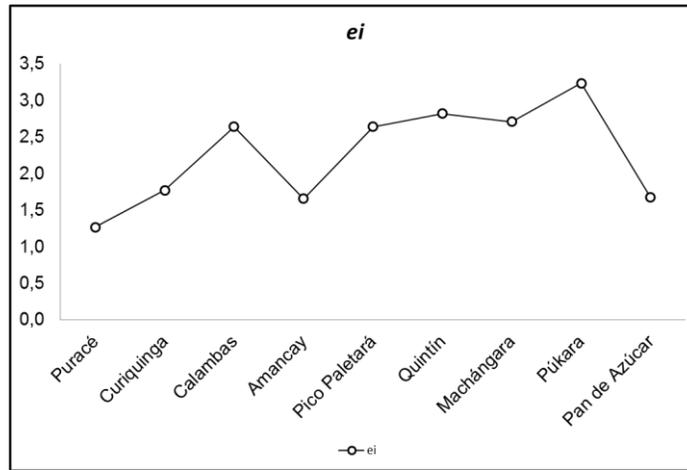
Nombre	Elipticidad (ei)	Irregularidad (ii)	Relación H/W_B	Relación W_S/W_B	Pendiente media (°)	Pendiente media máxima (°)
Puracé*	1,269	1,138	0,146	0,019	26,092	21,196
Curiqinga*	1,771	1,148	0,142	0,006	24,485	20,432
Pico Paletará*	1,471	1,161	0,066	0,008	17,314	18,965
Calambas*	2,640	1,530	0,044	0,599	24,240	32,758
Quintín	2,820	1,449	0,115	0,923	24,031	20,629
Machangara	2,710	1,329	0,162	0,041	24,099	27,867
Pan de Azúcar	1,673	1,115	0,235	0,032	28,704	31,448
Púkara	3,236	1,166	0,208	0,012	28,158	33,347
Amancay	1,657	1,123	0,157	0,030	20,501	29,374

Notas: (*) Valores aproximados de ei e ii por ser estructuras muy próximas entre sí.

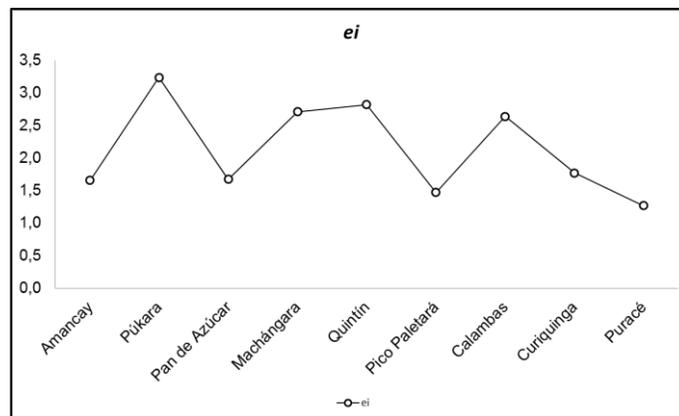
De manera análoga como se organizaron los valores de c_m , en la Figura 29 a) se organizaron los valores de ei para los volcanes compuestos de Norte a Sur, evidenciando una posible tendencia creciente de volcanes compuestos más elípticos hacia el sur de la CVLC, considerando que los menores valores se pueden identificar en los volcanes Puracé, Amancay y Pan de Azúcar. Organizando las estructuras en sentido Este – Oeste

(Figura 29 b), en los volcanes Calambas, Curiqinga y Puracé hay una tendencia decreciente, aparte de la baja correlación existente con respecto a los demás volcanes compuestos ($R = 0,106$).

Figura 29: Variación en los valores del índice de elipticidad (e_i) para los volcanes compuestos identificados en la Caldera de Paletará a) Orden en sentido N – S. b) Orden en sentido E - W:



a)

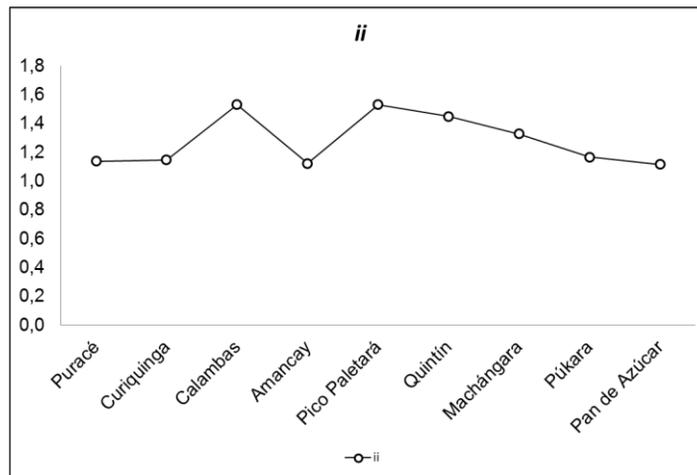


b)

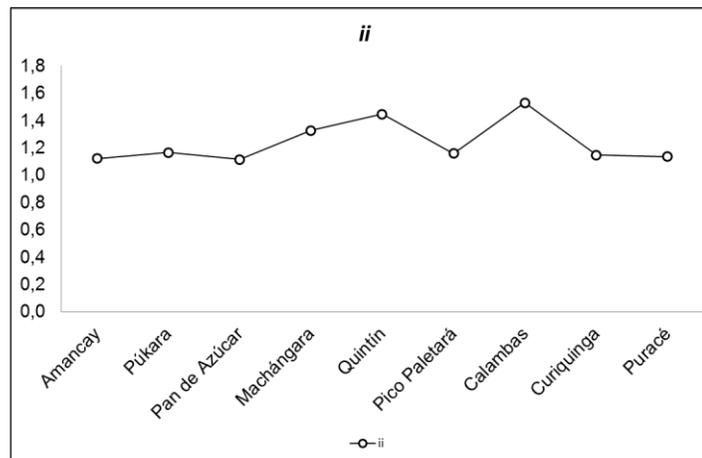
En cuanto a los valores de irregularidad, en la Figura 30 a) se aprecia que el segmento sur de volcanes compuestos de la CVLC tiende a ser menos irregular, teniendo en cuenta que los volcanes más irregulares son Calambas y Pico Paletará; además los volcanes localizados a los extremos de la CVLC (Puracé y Pan de Azúcar) son menos irregulares, teniendo en cuenta que los valores presentados tienen baja correlación ($R = 0,028$).

Organizando los valores de ii en sentido Este – Oeste (Figura 30 b) se puede identificar que existe una mayor correlación de valores de irregularidad ($R = 0,195$) por lo que es posible que exista ciertas tendencias de factores que afecten la forma en planta de los volcanes compuestos localizados hacia el oriente de la CVLC.

Figura 30: Variación en los valores del índice de irregularidad (ii) para los volcanes compuestos identificados en la Caldera de Paletará a) Orden en sentido N – S. b) Orden en sentido E - W:



a)

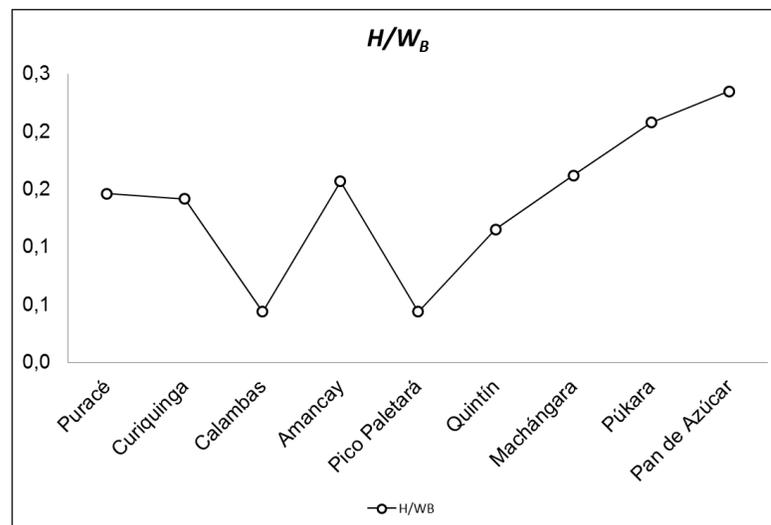


b)

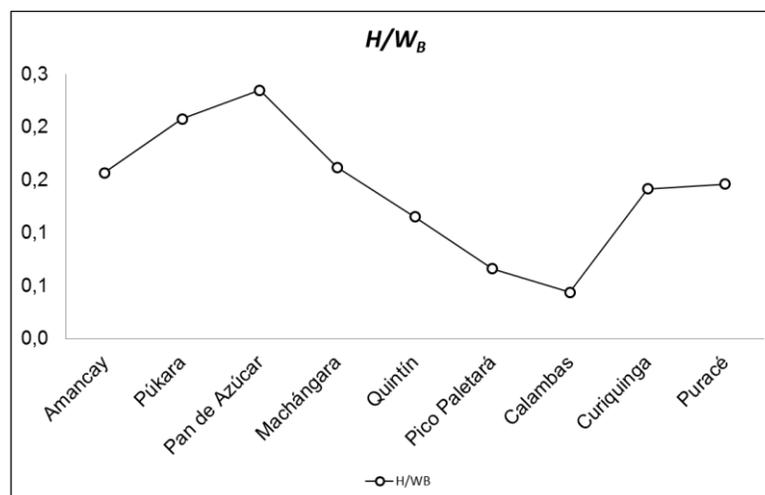
En el caso de la relación H/W_B , que de acuerdo a Grosse *et al.* (2009) permite representar la forma en perfil y sirve como un parámetro de identificación del desarrollo de un volcán

compuesto, los valores presentan una mayor correlación entre sí al ordenarlos tanto en sentido Norte – Sur ($R = 0,528$) como Este – Oeste ($R = 0,539$), aunque por supuesto las tendencias son muy diferentes entre sí; en la Figura 31 a) se aprecia que el sector sur de la CVLC tiene una clara tendencia creciente a partir de Pico Paletará ($H/W_B = 0,066$) hasta el volcán Pan de Azúcar ($H/W_B = 0,235$). La tendencia difiere cuando se organizan los valores de H/W_B en sentido Este – Oeste (Figura 31 b), teniendo en cuenta un decrecimiento de valores entre Pan de Azúcar y Calambas ($H/W_B = 0,044$); Hay que tener en cuenta que los volcanes Púkara y Amancay están separados del eje principal de la CVLC, por lo que otros factores pueden explicar los valores para estas estructuras.

Figura 31: Variación en los valores de la relación alto/ancho de la base (H/W_B) para los volcanes compuestos identificados en la Caldera de Paletará a) Orden en sentido N – S. b) Orden en sentido E - W:



a)



b)

5.2.2. Índices morfométricos de volcanes monogenéticos

La Tabla 6 presenta los índices morfométricos aplicados a los volcanes monogenéticos que hacen parte de la CP:

Tabla 6: Morfometría e índices morfométricos determinados para los volcanes monogenéticos dentro de la Caldera de Paletará.

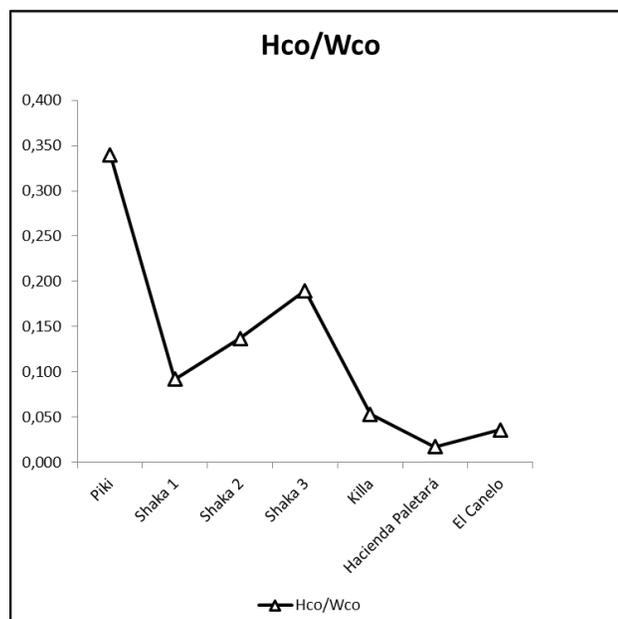
Nombre	Tipo	Coordenadas (°)		Morfometría (m)						Índices				
		N	W	Altura Basal (m.s.n.m.)	Altura Cráter (m.s.n.m.)	Altura Cono Hco (Aco)	Diametro Basal Wco (Dco)	Diametro de Crater Wcr (Dcr)	Profundidad de Crater Dcr (Pcr)	Radio Basal (m)	Radio Cráter (m)	Volumen Estimado (Km ³)	Indice Hco/Wco	Pendiente Máxima (°)
Shaka 1	Cono	2,2877	76,3748	4380	4450	70	761,8	226,6	20	380,90	113,30	0,0147	0,092	39,7
Shaka 2	Cono	2,2869	76,3727	4350	4410	60	439,1	235,7	5	219,57	117,83	0,0055	0,137	39,4
Shaka 3	Cono	2,2845	76,3718	4355	4395	40	210,8	100,3	10	105,41	50,14	0,0008	0,190	46,4
Killa	Cono	2,2823	76,3759	4370	4390	20	377,7	23,0	20	188,86	11,52	0,0008	0,053	63,8
Piki	Cono	2,2980	76,3584	4010	4100	90	264,9	99,6	15	132,44	49,80	0,0025	0,340	44,3
Hacienda Paletará	Maar	2,2415	76,4779	3000	3040	40	2322,3	1812,9	20	1161,14	906,43	0,1350	0,017	24
El Canelo (1)	Maar	2,1998	76,4779	3050	3135	85	2378,4	1941,1	50	1189,22	970,56	0,3125	0,036	33

Notas: (1) Valores aproximados por el estado de degradación.

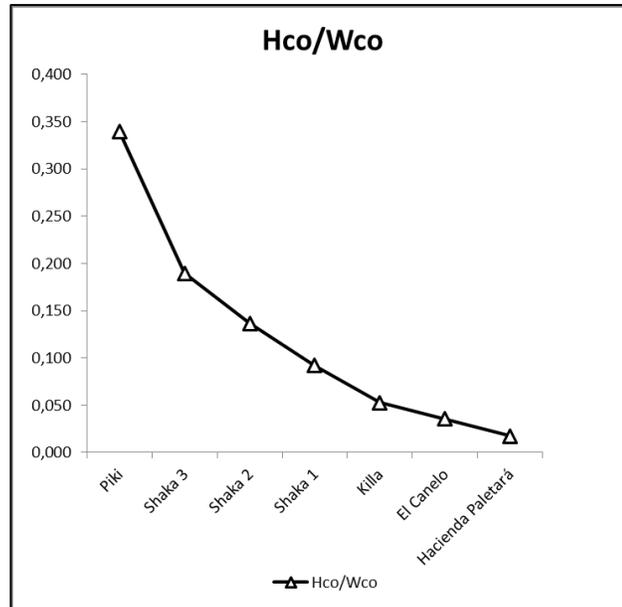
El valor más alto de Hco/Wco lo representa el cono Piki, mientras que el valor más bajo lo representa el cono tipo maar Hacienda Paletará. En la y la se grafican tanto los valores de Hco/Wco como los de pendiente máxima, con fines de comparar los valores y su variación; para este efecto se tuvo en cuenta un factor de precisión ($\pm 0,0005$) que depende de la resolución del DEM utilizado para la extracción de los índices. Se ordenan los valores en sentido Norte – Sur y Este – Oeste para observar posibles tendencias.

Los valores muestran varios aspectos importantes; mientras que se ordenan los valores de Norte a Sur (Figura 32, a), para el índice Hco/Wco no hay una tendencia evidente por la dispersión de los valores, situación reflejada en el coeficiente de correlación $R = 0,78$; en cambio hay una clara tendencia lineal inversa si se grafican los valores de Este a Oeste (Figura 32, b), indicando una muy buena correlación ($R = 0,93$).

Figura 32: Valores y variación del índice Hco/Wco para los volcanes monogenéticos en la Caldera de Paletará: a) Orden en sentido N – S. b) Orden en sentido E – W.



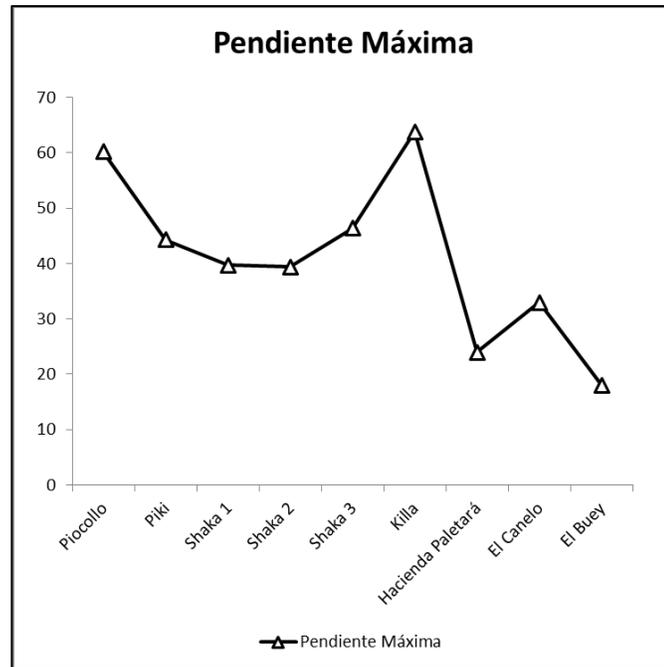
a)



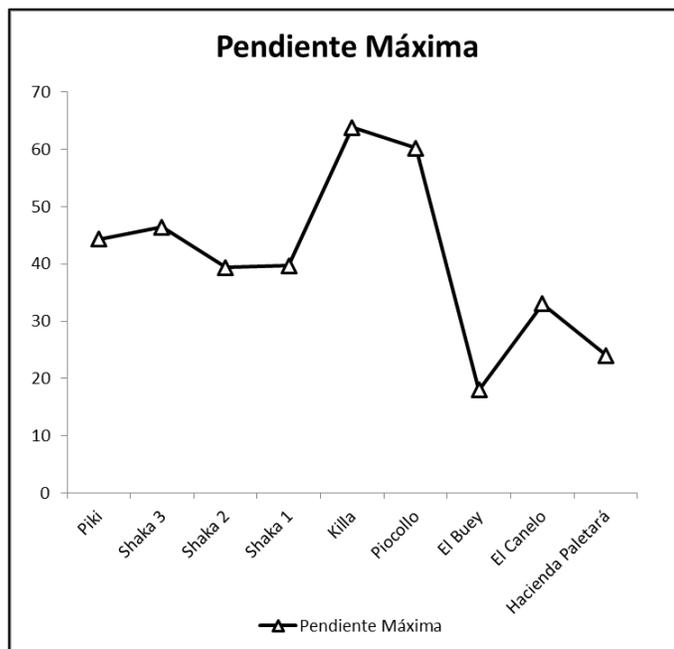
b)

En el caso de la pendiente máxima, se pueden asimilar varias tendencias. Aunque los valores distribuidos en la Figura 33 a) presentan una correlación baja ($R = 0,64$), hay una tendencia particular entre el cráter Pico Collo y el cono Killa; al omitir el valor que representa a Killa ($\alpha = 63,8^\circ$), la correlación de los valores aumenta ($R = 0,86$). Si se tiene en cuenta una orientación de los valores de pendiente máxima en sentido Este – Oeste como se aprecia en la Figura 33 b), la correlación entre los valores es muy baja ($R = 0,44$), por lo cual no es posible asimilar una tendencia particular; sin embargo, al omitir los valores de pendiente de Killa y Pico Collo ($\alpha = 60,2^\circ$), se puede establecer una buena correlación que permite una posible tendencia entre los valores restantes ($R = 0,80$).

Figura 33: Pendiente máxima para los volcanes monogenéticos pertenecientes a la Caldera de Paletará: a) Orden en sentido N – S. b) Orden en sentido E – W.



a)



b)

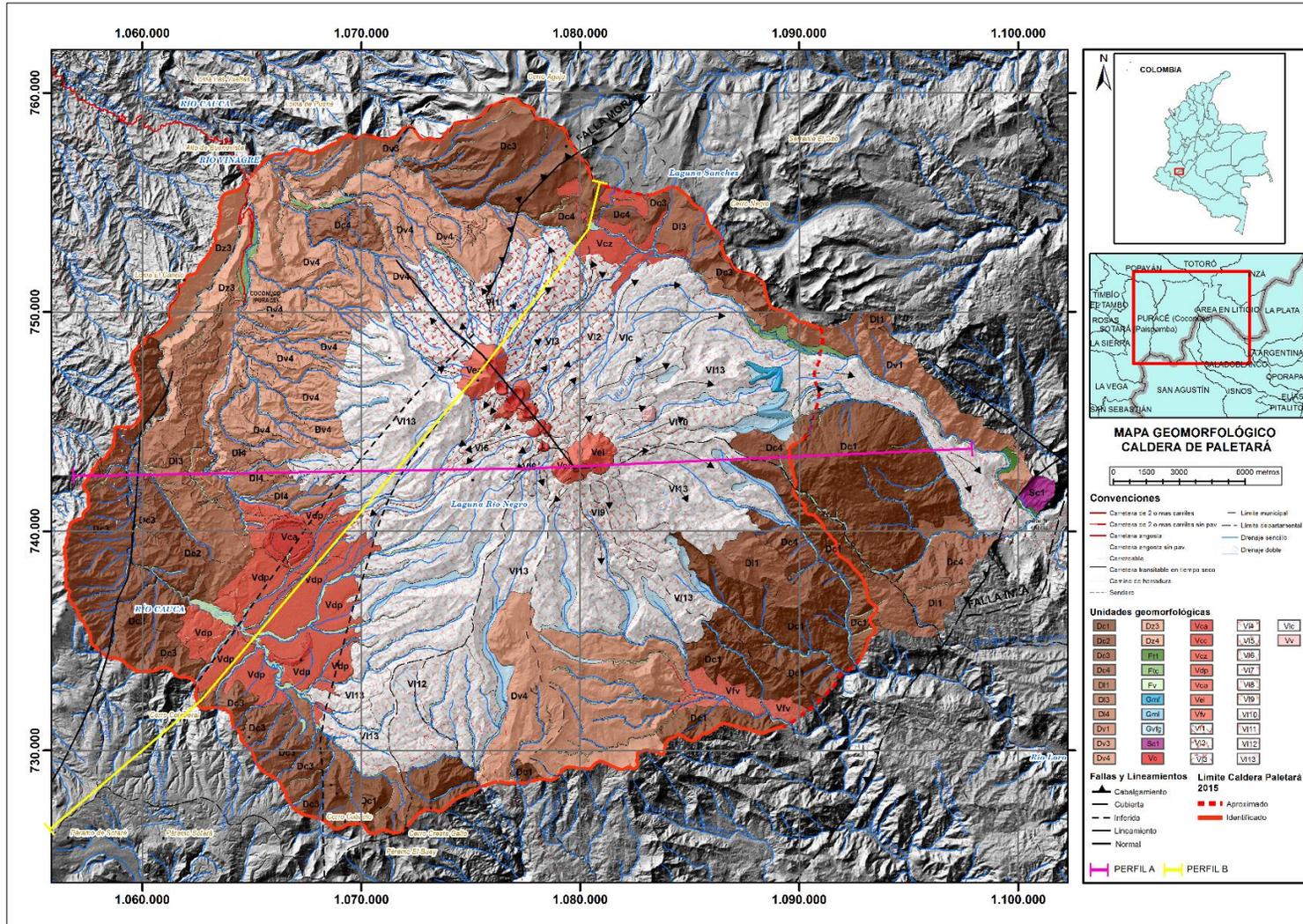
5.3. Geomorfología de la Caldera de Paletará

En la Tabla 7 se encuentra la leyenda de unidades geomorfológicas identificadas en la Figura 34 y en el Apéndice 1, de acuerdo al Sistema ITC para Levantamientos Geomorfológicos (Verstappen & van Zuidam, 1991) a escala 1:25.000.

Tabla 7: Leyenda Geomorfológica para la Caldera de Paletará, de acuerdo al Sistema ITC para levantamientos geomorfológicos (Verstappen & Van Zuidam, 1991).

AMBIENTES	UNIDADES DE RELIEVE	SIMBOLO	FACIES LITOLÓGICAS
	Cráter activo	Vc	
	Cráter inactivo	Vca	
	Volcán compuesto activo	Vea	Piroclastos de caída, intercalados con flujos de lava.
	Volcán compuesto inactivo	Vei	
	Cuello Volcánico	Vv	
	Conos monogenéticos	Vcc	
VOLCÁNICO	Campo de lava	VI	1. Puracé
			2. Calambas
			3. Curiquina
			4. Pico Paletará
			5. Quintín
			6. Shaka
7. Killa			
8. Machangara			
9. Pan de Azúcar			
10. Púkara			
11. Piki			
12. El Buey			
13. Pre Coconucos			
	Campo de lava cordada	Vlc	Lavas del volcán Amancay
	Depósito CDP	Vdp	Flujos piroclásticos
	Lahar	Vfv	Lahares
	Campo de depósitos volcaniclásticos	Vcz	Depósitos volcaniclásticos sobre lavas
GLACIAL	Morrena Lateral	Gml	Lavas, piroclastos y rocas metamórficas en ambiente glaciar y periglaciar.
	Morrena de Fondo	Gmf	
	Valle Fluvio - Glaciar	Gvfg	
DENUDATARIO	Lomas	DI	1. Complejo Cajamarca y Esquistos Mazamorra
	Colinas	Dc	2. Secuencia Sedimentaria Jurásica
	Vertientes	Dv	3. Formación Popayán
	Escarpe	Dz	4. Formación Coconucos
ESTRUCTURAL	Colinas	Sc	Sedimentitas Santa Lucía
ALUVIAL	Vallecitos	Fv	Depósitos aluviales heterométricos, recientes y relativamente recientes
	Terraza Colgante	Ftc	
	Terraza Aluvial Baja	Ft1	

Figura 34: Mapa geomorfológico de la Caldera de Paletará (Apéndice 1).



Las unidades que tienen mayor influencia en el análisis morfométrico de las estructuras volcánicas corresponden al ambiente volcánico. Estableciendo una correlación entre la morfometría de los volcanes compuestos y los volcanes monogenéticos con las unidades geomorfológicas identificadas, hay relaciones causales entre los campos de lava identificados (símbolos VI y Vc) y las estructuras volcánicas analizadas (Figura 34, Apéndice 1). Para varias estructuras se identificaron posibles facies litológicas, siendo Puracé la más reciente debido a la actividad eruptiva que ha tenido este volcán compuesto con varios reportes históricos; sin embargo, se dificulta diferenciar y precisar la edad de cada uno de los campos de lava debido a la superposición de los flujos provenientes de las otras estructuras que hacen parte de la CVLC, por lo que la identificación de las facies es aproximada.

Igualmente, las estructuras volcánicas (volcanes monogenéticos y volcanes compuestos) se identificaron como geoformas propiamente dichas, ya que han tenido un desarrollo importante caracterizado en sus productos (Figura 34, Apéndice 1). En el capítulo de Discusión se analiza para cada estructura con mayor profundidad la influencia de los productos volcánicos en la variación de los índices morfométricos.

Parte de los campos de lava de la CVLC son influenciados por geoformas de ambiente glacial, ya que el desarrollo de las estructuras volcánicas actuales y sus productos asociados se produjo entre el Pleistoceno y el Holoceno, épocas en las cuales se han identificado en el territorio colombiano evidencias de la última glaciación, precisada hacia el término del Pleistoceno. Las geoformas heredadas del ambiente glacial más representativas de la CP se encuentran en los flancos norte, este y sur de la CVLC, ejerciendo una importante influencia sobre los campos de lava Pre-Coconucos, y siendo parcialmente cubiertas por coladas de lava de edad Holoceno (Figura 34, Apéndice 1).

El ambiente denudatorio también es importante, ya que comprende facies litológicas sometidas a procesos de disección y meteorización, entre las cuales se mencionan varios flujos de lava masivos (Figura 34, Apéndice 1) relacionados a edificios volcánicos anteriores a la formación de la CVLC (Etapa Pre-Puracé, Figura 35). Varias unidades del ambiente denudatorio constituyen el borde delimitado de la CP, debido a que por sus características morfológicas y la edad de las unidades geológicas asociadas a estas unidades se puede establecer una discontinuidad espacial y temporal con respecto a las unidades de ambiente volcánico. En algunas zonas donde las unidades correspondientes

a campos de lava y depósitos piroclásticos de grandes dimensiones afectan directamente las unidades de ambiente denudatorio (flujo de lava al sur del río Bedón y sector de la laguna de San Rafael respectivamente, Figura 34, Apéndice 1) se identifica de forma aproximada el límite de la CP.

Figura 35: Vertientes (Dv4) formadas por flujos de lava antiguos de composición andesítica, pertenecientes a la Formación Coconucos. Al fondo se aprecia el flanco norte de la Cadena Volcánica Los Coconucos. Foto: W. Samacá, Trabajo de campo realizado en Noviembre de 2013.



El ambiente aluvial está caracterizado por las redes de drenaje presentes en el área de estudio, caracterizadas por un patrón que varía entre radial (drenajes característicos de estructuras volcánicas) a dendrítico y semiparalelo; algunos de ellos presentan depósitos importantes que conforman terrazas aluviales, las cuales constituyen facies sedimentarias de edad Holoceno. Así mismo, se aprecian depósitos piroclásticos de caída provenientes tanto del volcán Puracé como de los otros centros eruptivos (Figura 36); en ocasiones se presentan varios eventos junto con facies de depósitos lacustres cerca al Valle de Paletará (Figura 37) y en los sectores cercanos a la laguna de San Rafael.

Figura 36: Corte de las capas de ceniza volcánica con posibles facies lacustres (tonos grises, niveles de suelos enterrados (tonos marrones)). Vía Coconuco (Puracé) – Paletará. Foto: W. Samacá, Trabajo de campo realizado en Noviembre de 2013.



Figura 37: Depósitos piroclásticos de caída en cercanías al volcán Puracé. Se aprecian varios eventos con desarrollo incipiente de suelos. Foto: John J. Sánchez, 2011.



6. Discusión

6.1. Aspectos sobre la delimitación y la evolución geomorfológica de la Caldera de Paletará

La CP identificada por Torres *et al.* (1999) fue clasificada de acuerdo con Williams (1941, citado por Cole *et al.*, 2005) como una *Caldera de Colapso*, con una delimitación aproximada de 35 km de diámetro. En este aparte se realiza una descripción general de aspectos importantes sobre su delimitación y se presentan las características de su evolución geomorfológica, con el fin de brindar un aporte a la clasificación asignada.

6.1.1. Delimitación de la Caldera de Paletará

A continuación se exponen los argumentos que dieron paso a la nueva propuesta de delimitación de la CP, en comparación a la estructura delimitada por Torres *et al.* (1999).

- *Comparación de diámetro y área de la CP:* La delimitación propuesta (Figura 27: Delimitación propuesta Caldera de Paletará) definida a partir de la interpretación del DEM de alta resolución espacial, el mapa de aspecto, el mapa de sombras y la curvatura del terreno, permite definir un diámetro de 32,82 km. Este valor es muy cercano a la delimitación dada por Torres *et al.* (1999), quienes utilizaron imágenes satelitales Landsat y presentaron los resultados a escala 1:100.000. La delimitación propuesta encierra un área de 845 km², valor que es comparable con estructuras similares ubicadas en complejos volcánicos relacionados a grandes cadenas montañosas, como se aprecia en la Tabla 3.
- *Morfología del borde y plano intracaldérico:* En la delimitación propuesta de la CP algunos flancos de la estructura están conservados, sobre todo hacia el occidente (margen izquierda del río Cauca), hacia el sur (Cerro Cortaderal y alrededores) y

en la margen izquierda del río Bedón. El límite oriental de la caldera es afectado en algunos tramos por flujos de lava y depósitos piroclásticos, aunque la presencia de rocas paleozoicas indican el límite de la estructura en este flanco (Figura 27). El plano intracaldérico denominado “Valle de Paletará” cubierto con depósitos piroclásticos producidos en parte por actividad freatomagmática, constituye una fuerte evidencia morfológica de la existencia de esta estructura.

La diferencia con respecto a la delimitación ofrecida por Torres *et al.* (1999) se debe a que en el presente trabajo se tuvo más en cuenta las características geomorfológicas de los bordes, la presencia de curvaturas del terreno positivas (picos y crestas a nivel) en los bordes de la estructura, las discontinuidades litológicas, y los patrones estructurales asociados a las fallas y lineamientos presentes en el área. Esto permitió ajustar el contorno a una forma irregular con tendencia semicircular, mientras que la delimitación de Torres *et al.* (1999) es una forma con tendencia elíptica. Sin embargo, es importante aclarar que hay sectores (como hacia el norte de la Laguna San Rafael y al sur del río Bedón) en los que las evidencias morfológicas de la caldera no son muy claras, por lo que se realizó una aproximación del borde de la CP hacia estas áreas.

6.1.2. Aportes a la evolución geomorfológica de la Caldera de Paletará

Teniendo en cuenta la edad de las ignimbritas más antiguas asociadas a la CP, se establece el Mioceno medio al Pleistoceno (2 a 12 M.a.) como la edad de colapso de la estructura volcánica. No obstante, algunos autores mencionan que la Formación Popayán y la correlacionable Formación Guacacallo son los depósitos asociados al colapso de la caldera; en este sentido, conociendo la edad más antigua para la Formación Popayán (2 M.a.), se podría argumentar que el colapso de la CP ocurrió en el Plioceno.

La CP al parecer, tuvo las etapas teóricas de desarrollo comunes para este tipo de estructuras, definidas por Cole *et al.* (2005):

- *Volcanismo pre-colapso:* En la CP, esta etapa está representada por un vulcanismo sobre el cual gran parte de las evidencias han desaparecido por los procesos erosivos. La evidencia más aproximada se puede encontrar en la composición volcánica del Complejo Quebradagrande. Hay una discontinuidad estratigráfica presente entre el Cretácico y el Mioceno debido al fuerte levantamiento tectónico

característico de estos períodos geológicos, así como a la posible erosión de las posibles unidades geológicas generadas durante los períodos geológicos mencionados. Hacia el Mioceno se manifiesta una fuerte actividad volcánica en la Cordillera Central, lo cual puede demostrar una conformación rápida de la estructura y los indicios de un posible colapso.

- *Subsidencia:* El colapso y la consiguiente subsidencia del fondo de la caldera originaron los flujos de ignimbrita que conforman la Formación Guacacallo y parte de la Formación Popayán (Miembro Julumito) en el Plioceno, además de la actividad volcánica desarrollada en forma intensa a lo largo del Neógeno. También existen evidencias morfológicas del colapso (posibles rasgos de fallas anulares) en los flancos nororiental, occidental y sur de la estructura, así como discontinuidades litológicas de lavas y depósitos piroclásticos recientes sobre rocas sedimentarias del Jurásico y metamórficas del Paleozoico.
- *Magmatismo post-colapso y resurgencia:* Se ha comprobado la conformación de al menos dos fases de resurgencia manifestadas después del colapso de la CP: la Caldera Chagartón conformada en el Pleistoceno; y la fase Pre Puracé entre el Pleistoceno y el Holoceno, la cual da origen tanto a la estructura actual del volcán Puracé como a los volcanes asociados a la Cadena Volcánica de Los Coconucos. La resurgencia de los volcanes de la CVLC está asociada a un vulcanismo asociado a lo largo de un lineamiento geológico reportado por algunos autores como la Falla o Lineamiento de Coconucos.
- *Actividad hidrotermal y mineralizaciones:* Durante el Holoceno y en la actualidad, la estructura volcánica más activa es el volcán Puracé, con al menos 20 reportes de actividad histórica, además de su actividad fumarólica persistente. Igualmente, en los flancos de la CVLC hay actividad hidrotermal. Aunque en el Holoceno la mayor parte de las estructuras fueron afectadas por erosión laminar y los periodos de glaciación, algunas de ellas presentan evidencias de actividad volcánica con flujos de lava relativamente recientes y de una edad inferior a 12.000 años, fecha que corresponde a la última glaciación.

6.1.3. Clasificación teórica de la Caldera de Paletará

De acuerdo a la morfología actual, las etapas de formación y los mecanismos de actividad mencionados en el apartado anterior, la CP puede clasificarse teóricamente como una

Caldera de Colapso en fosa tipo pistón (en inglés *Piston/Graben Collapse Caldera*) de acuerdo a la clasificación integrada por tipo y mecanismo de formación (Figura 16) adaptada por Aguirre-Díaz (2008). Por las dimensiones de la estructura y el volumen de los productos volcánicos estimados por algunos autores se descartan las otras tipologías sugeridas, incluso las de tipo clásico, ya que es posible relacionar eventos y rasgos tectónicos importantes en las etapas de colapso y resurgencia.

Aunque las evidencias morfológicas de la estructura original se han borrado parcialmente, se descarta un posible colapso por porciones ya que no hay evidencia de bloques fallados, a pesar de que sí hay fallas y lineamientos activos ejerciendo un control tectónico importante hacia el interior de la delimitación de la CP; igualmente, puede descartarse un posible colapso en escotilla, ya que se puede interpretar con las evidencias morfológicas existentes que la parte superior de la cámara magmática no colapsó de forma asimétrica. La aproximación realizada sobre el colapso de la CP puede ser revisada teniendo en cuenta estudios más detallados, ya que no se conoce la dinámica interna de la cámara magmática y otras evidencias que impliquen un ajuste en la clasificación sugerida en este trabajo.

6.2. Consideraciones sobre la morfometría de las estructuras y la evolución geomorfológica

En este apartado se hace un análisis de las características geomorfológicas de los volcanes compuestos y volcanes monogenéticos, enfatizando en la morfometría. Cabe anotar que en los trabajos de Flórez (1983), Monsalve & Pulgarín (1992) y Robertson *et al.* (2002) se habían realizado mediciones aproximadas de los volcanes ubicados en la CP, sin embargo, en estos trabajos no se hizo énfasis en índices morfométricos como parte de la comprensión y caracterización evolutiva de estas estructuras.

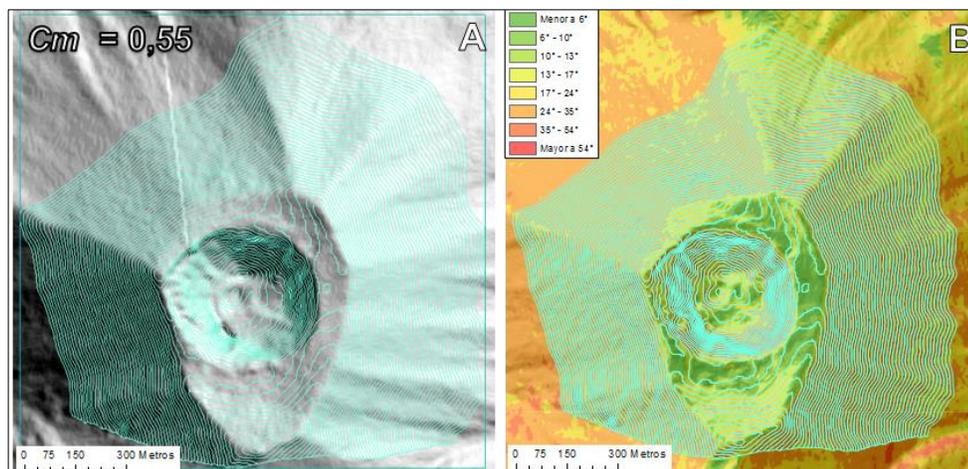
6.2.1. Estado y evolución general de los volcanes compuestos

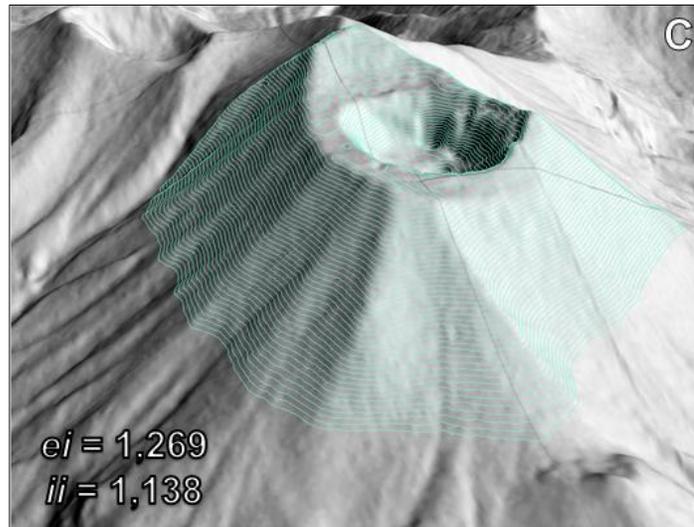
Los volcanes compuestos que se encuentran dentro de la CP presentan un distinto grado de conservación de las estructuras, lo cual se cuantificó con el índice de circularidad c_m (Figura 28); así mismo, presentan amplias diferencias en su forma tanto en planta como en perfil, que permiten clasificarlos de acuerdo con los parámetros de Grosse *et al.* (2009).

A continuación se describen las estructuras analizadas, además de los aspectos generales en cuanto al estado y evolución de cada una de ellas, así como una posible categorización.

- Puracé:** El único volcán activo histórico de la CVLC y en consecuencia de la CP, es el volcán más voluminoso de la cadena volcánica ($V = 0,1693 \text{ km}^3$), formado a partir de superposiciones de lavas y piroclastos; no se identificaron en la interpretación geomorfológica evidencias de afectación del edificio por erosión glaciar (Figura 38 A), por lo que su construcción se realizó durante el Holoceno. El valor de índice $c_m = 0,555$ indica una morfología afectada por disección leve y moderada, proceso principalmente inducido por erosión laminar y, en menor impacto, erosión eólica. Presenta un cráter amplio de 110 metros de profundidad, con pendientes fuertes hacia el interior. En cuanto a su forma en planta, el Puracé es el volcán menos elongado ($ei = 1,269$) y es uno de los menos irregulares de la CVLC ($ii = 1,138$); debido al valor de la relación $H/W_B = 0,146$ y una pendiente media igual a $26,09^\circ$ (Figura 38 B) se puede clasificar como un volcán compuesto cónico con tendencia a ser sub - cónico por la complejidad del edificio (Figura 38 C).

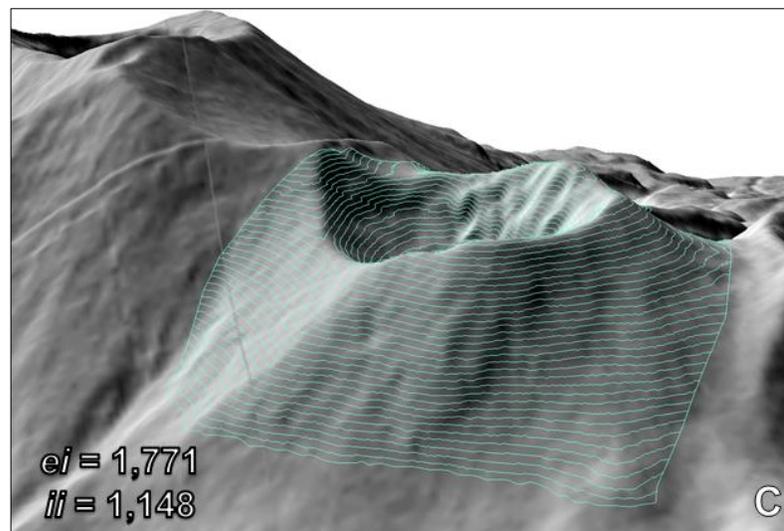
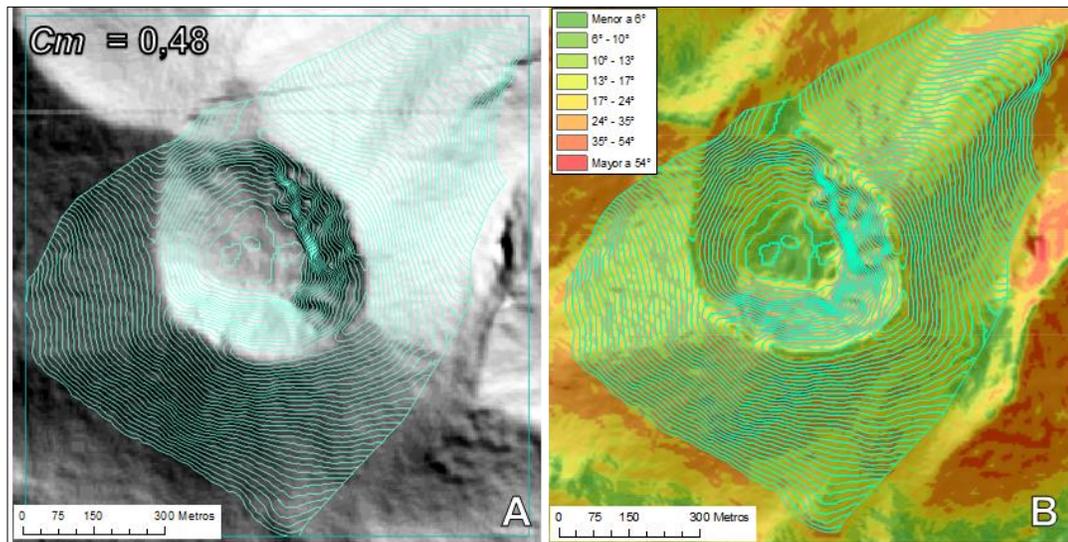
Figura 38: Morfometría y morfología del volcán compuesto Puracé A) Contornos de la estructura sobre modelo de sombras B) Contornos sobre mapa de pendientes C) Vista en tres dimensiones del flanco NW de Puracé con los valores de ei e ii .





- **Curiquinga:** Este volcán compuesto es poco voluminoso ($V = 0,0622 \text{ km}^3$) Presenta el valor de circularidad más bajo de las estructuras analizadas ($C_m = 0,482$), debido a los procesos de disección por erosión laminar, además de los emplazamientos de lava y piroclastos tanto de su cráter (Figura 39 A) como de los volcanes compuestos vecinos (Puracé, Calambas y Pico Paletará). Por la proximidad de estos volcanes, los valores de los índices de elipticidad ($ei = 1,771$) e irregularidad ($ii = 1,148$) son relativos a los contornos que se pudieron extraer de la estructura; debido al valor de la relación $H/W_B = 0,142$ y el valor de pendiente media ($24,48^\circ$, Figura 39 B), es posible calificarlo como un volcán compuesto sub - cónico. Entre los volcanes compuestos Puracé y Curiquinga hay un posible cráter denominado por algunos autores bajo el nombre de Picollo (parte superior izquierda, Figura 39 C); es identificado como una divisoria con un alto valor de pendiente máxima ($\alpha = 60,2$); sin embargo, no se identificaron evidencias de algún cuello volcánico ni emplazamientos de lavas originados desde esta fuente, por lo que en este trabajo se asume que es una coalescencia de productos volcánicos de los volcanes anteriormente mencionados.

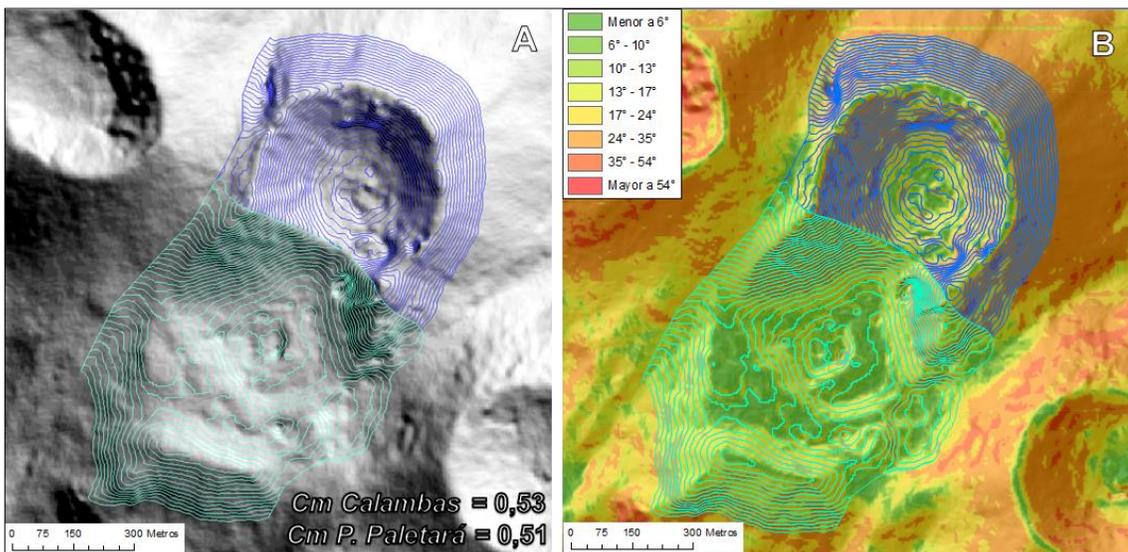
Figura 39: Morfometría y morfología del volcán compuesto Curiqinga A) Contornos de la estructura sobre modelo de sombras B) Contornos sobre mapa de pendientes C) Vista en tres dimensiones del flanco SE de la estructura con los valores de e_i e i_i ; se aprecia en la parte superior izquierda parte del edificio del volcán Puracé y el supuesto cráter Picollo.

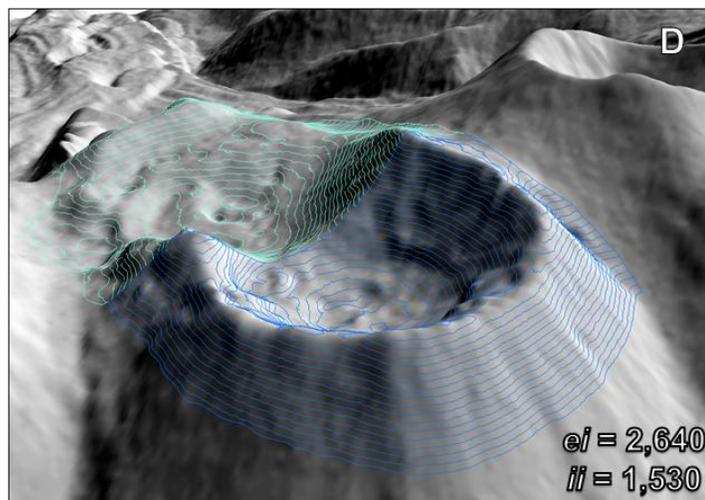
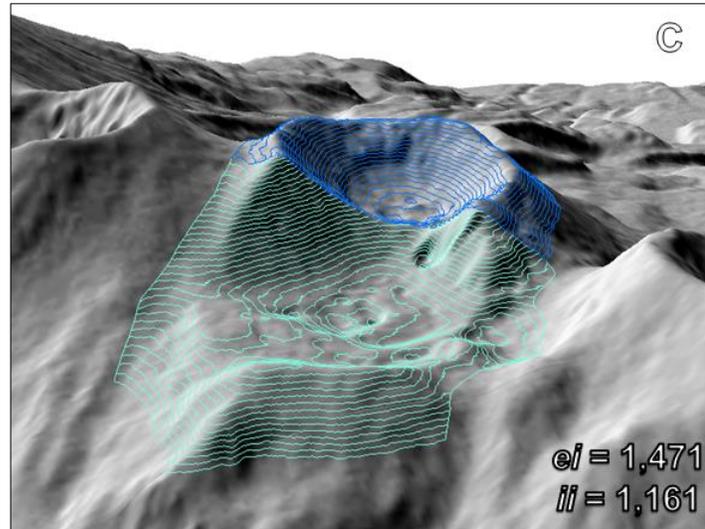


- **Calambas y Pico Paletará:** Considerados por algunos autores como posibles cráteres gemelos, estos volcanes compuestos corresponden a dos estructuras volcánicas muy próximas entre sí (Figura 40). Calambas está localizado hacia el noreste de Pico Paletará y en general es una estructura volcánica muy conservada; es el más elíptico de las dos estructuras ($c_m = 0,53$; $e_i = 2,640$), y a su vez es el

edificio más irregular de la CVLC ($ii = 1,530$), por lo que podría calificarse como un volcán compuesto cónico (Figura 40 A), teniendo en cuenta la baja relación $H/W_B = 0,044$, la alta relación $W_S/W_B = 0,599$ y su pendiente media ($24,24^\circ$, Figura 40 B). Caso contrario de Pico Paletará; a pesar que la circularidad promedio de este edificio es cercana a su vecino ($c_m = 0,513$), su baja elipticidad ($ei = 1,471$) e irregularidad ($ii = 1,161$), así como su bajo valor en la relación $W_S/W_B = 0,008$ y baja pendiente media ($17,31^\circ$, la más baja de la cadena volcánica), definen un volcán compuesto sub – cónico muy poco desarrollado con evidencias fuertes de degradación y superposición de productos volcánicos en su base, provenientes de estructuras vecinas como Curiqinga y Quintín (Figura 40 C). Posiblemente por la tendencia de los valores de los índices anteriormente presentados, es posible que Calambas tenga un proceso más reciente de construcción de su estructura con respecto a Pico Paletará (Figura 40 A).

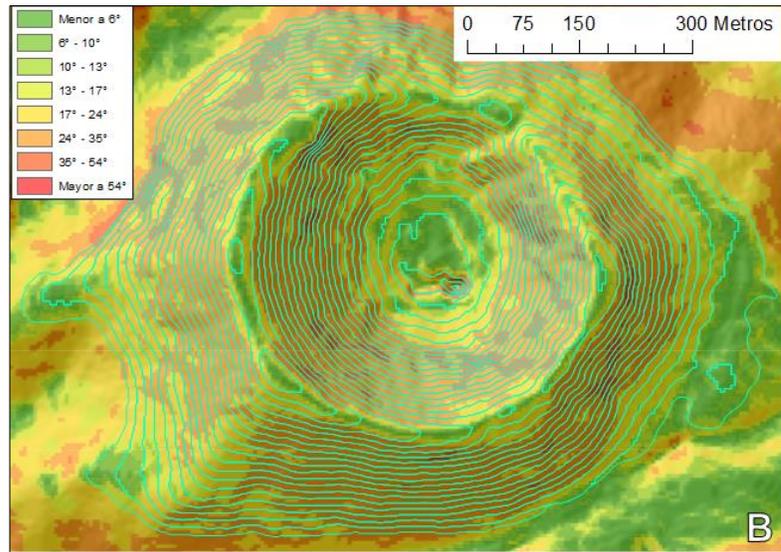
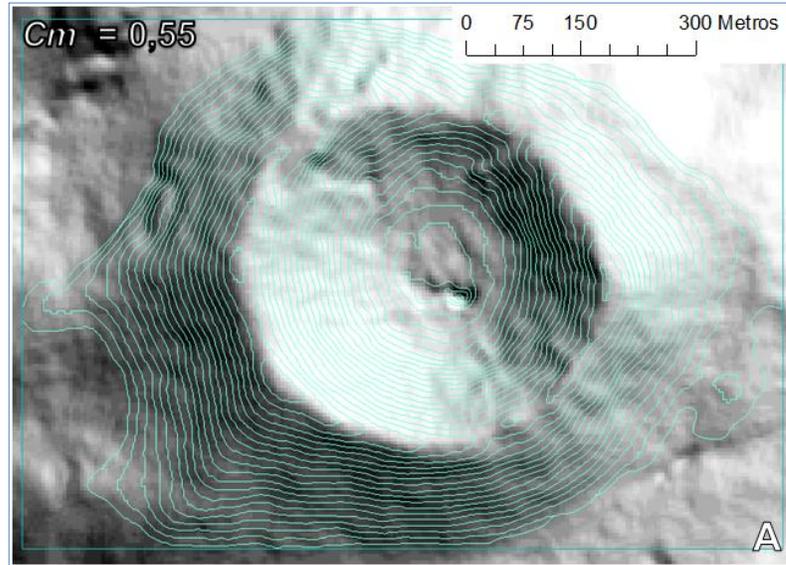
Figura 40: Morfometría y morfología de los volcanes compuestos Calambas (contorno azul oscuro) y Pico Paletará (contorno color verde). A) Contornos de las estructuras sobre modelo de sombras B) Contornos sobre mapa de pendientes C) Vista en tres dimensiones del flanco SE de Pico Paletará con los valores de ei e ii ; se evidencia una estructura poco desarrollada y degradada. D) Vista del flanco NE de Calambas con los valores de ei e ii .

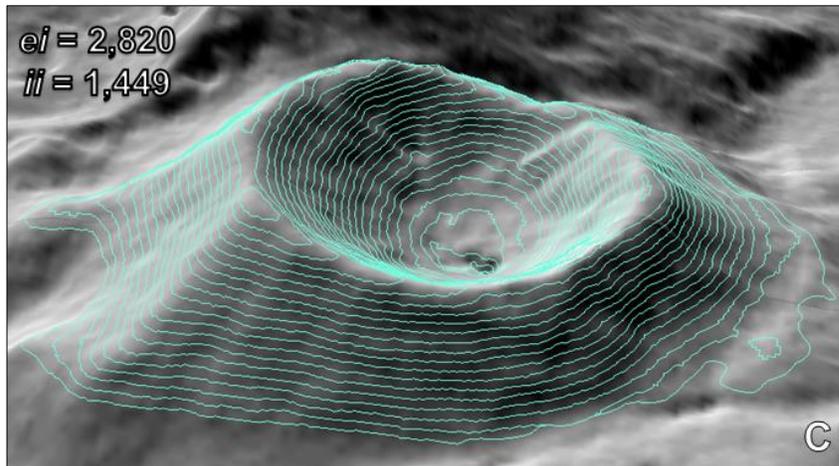




- **Quintín:** Es una estructura poco desarrollada en cuanto a volumen ($V = 0,0352$), pero los demás parámetros permiten definir un edificio con varios aspectos interesantes (Figura 41 A); la circularidad media es muy cercana a la de estructuras como Puracé ($c_m = 0,555$), además de ser un volcán muy elíptico ($ei = 2,820$) e irregular ($ii = 1,449$); en cuanto a su forma en perfil, presenta un valor $H/W_B = 0,115$, una pendiente media de $24,03^\circ$ (Figura 41 B) y el valor más alto con respecto a los otros volcanes compuestos de la CVLC en cuanto a la relación $W_S/W_B = 0,923$. La morfometría de este volcán muestra un edificio conservado en el cual se presenta un emplazamiento importante de lavas, las cuales están cubiertas por depósitos piroclásticos de volcanes vecinos; debido a los valores de los índices morfométricos, puede clasificarse como un volcán compuesto cónico de desarrollo reciente (Figura 41 C).

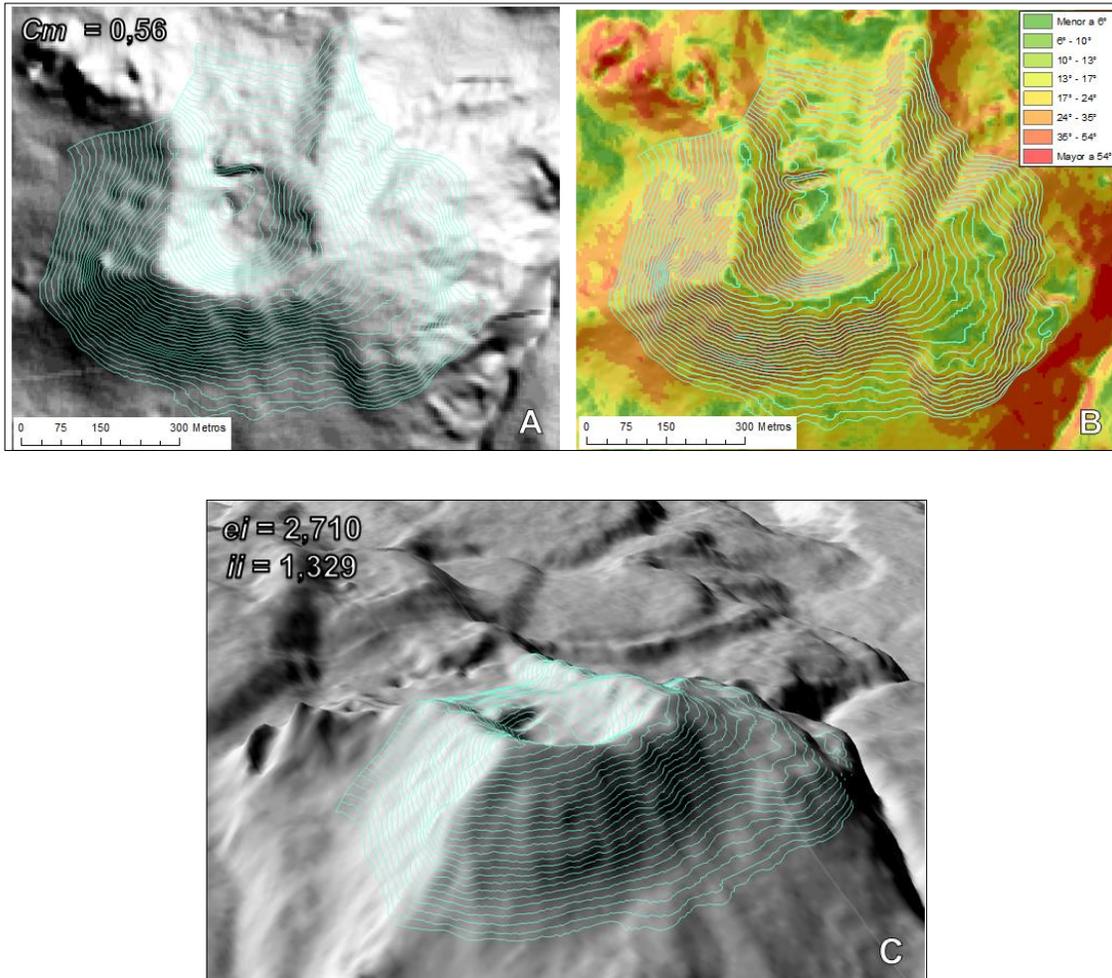
Figura 41: Morfometría y morfología del volcán compuesto Quintín A) Contornos de la estructura sobre modelo de sombras B) Contornos sobre mapa de pendientes C) Vista en tres dimensiones del flanco SE de la estructura con los valores de e_i e i_i .





- **Machángara:** Este volcán compuesto cónico tiene un volumen pequeño ($V = 0,0205$) y su circularidad promedio es comparativamente alta con respecto a otras estructuras ($c_m = 0,564$); a pesar de que es una estructura en estado de degradación, presenta emplazamientos de lavas importantes a partir de una erupción lateral y un cráter proporcionalmente pequeño (Figura 42 A). En planta es un volcán elíptico ($ei = 2,710$) y uno de los más irregulares de la CVLC ($ii = 1,329$); mientras que en su forma en perfil muestra un buen desarrollo manifestado en la relación $H/W_B = 0,162$ y una pendiente media de $24,09^\circ$ (Figura 42 B). Un elemento que influencia la morfología de este volcán es la presencia del cono monogenético Killa ubicado hacia la parte noroeste del cráter (Figura 42 C), así como los emplazamientos de lava recientes de los conos Shaka, ubicados al costado occidental de Machángara.

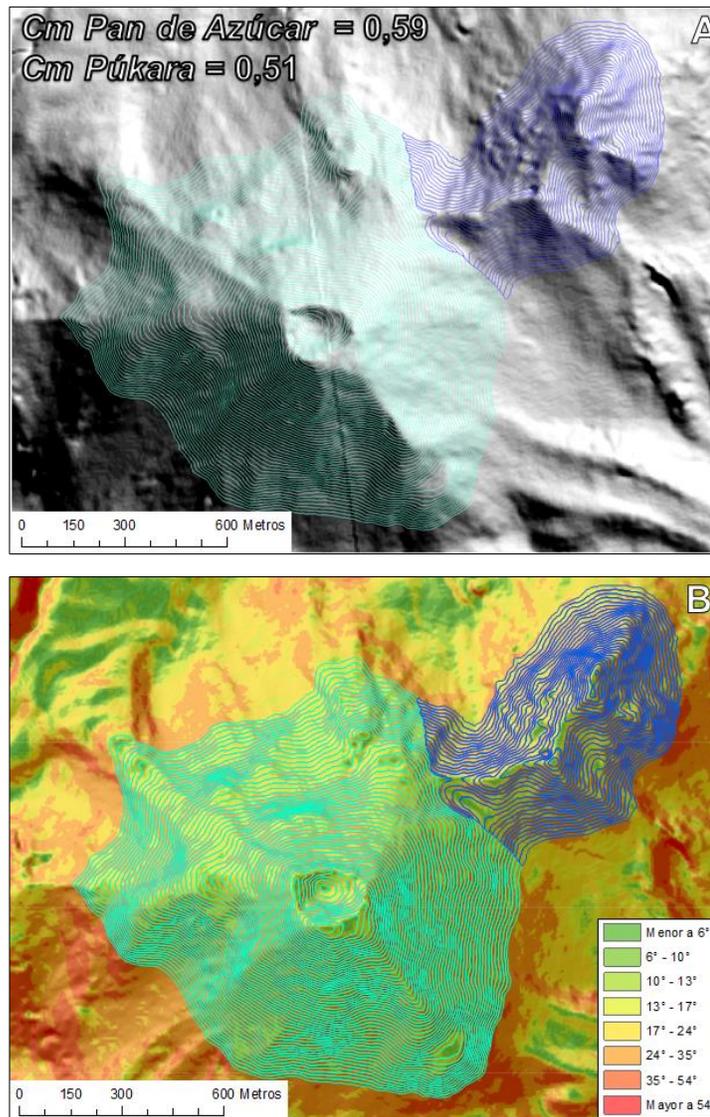
Figura 42: Morfometría y morfología del volcán compuesto Machángara A) Contornos de la estructura sobre modelo de sombras B) Contornos sobre mapa de pendientes C) Vista en tres dimensiones del flanco sur de la estructura con los valores de ei e ii ; hacia la izquierda se aprecia parte del volcán monogenético Killa.

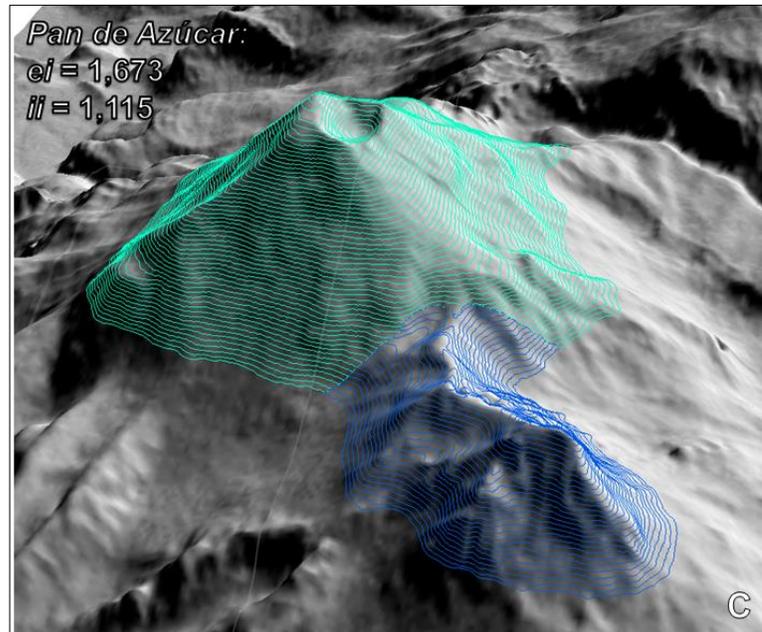


- Pan de Azúcar:** Junto con el volcán Puracé, el volcán Pan de Azúcar es uno de los más voluminosos de la CVLC ($V = 0,1118$), y presenta el valor más alto de circularidad en los volcanes analizados ($C_m = 0,597$, Figura 43 A). Presenta baja elipticidad ($ei = 1,673$) y es el volcán menos irregular de la CVLC ($ii = 1,115$); en cuanto a su forma en perfil es el más desarrollado en altura y el de mayor pendiente media con respecto a los otros volcanes compuestos ($H/W_B = 0,235$; pendiente media = $28,70^\circ$, Figura 43 B) aunque tiene un cráter comparativamente pequeño con respecto a su base ($W_S/W_B = 0,032$). A pesar del poco desarrollo de su cráter, Pan de Azúcar puede ser clasificado como un volcán compuesto cónico. La

formación del edificio se debe al emplazamiento de lavas viscosas cubiertas por depósitos piroclásticos durante el Holoceno; algunos autores consideran que el Pan de Azúcar es un volcán adventicio y con una evolución más reciente con respecto al vecino volcán compuesto Púkara (Figura 43 C).

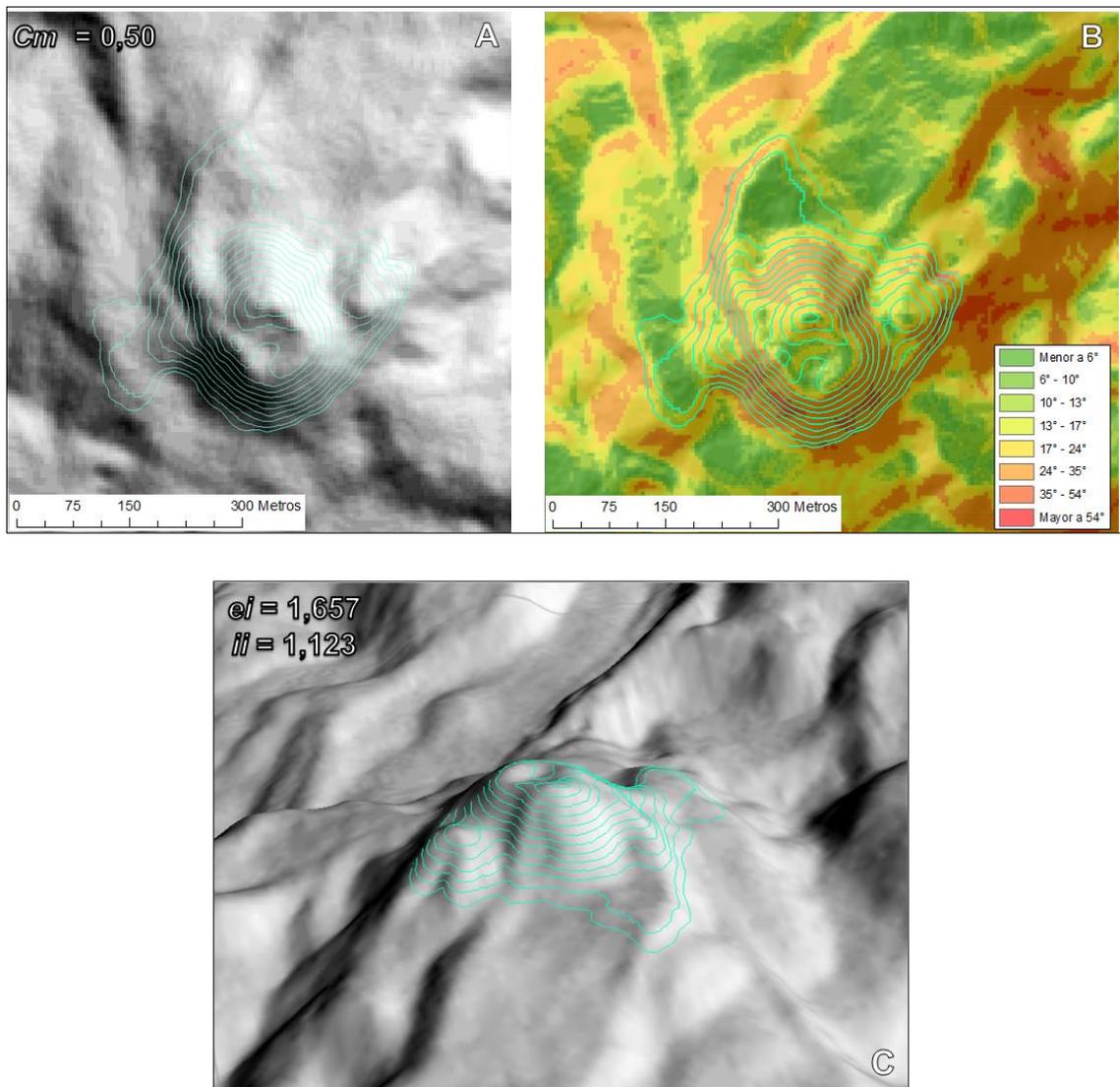
Figura 43: Morfometría y morfología de los volcanes compuestos Pan de Azúcar (contorno verde) y Púkara (contorno azul) A) Contornos de las estructuras sobre modelo de sombras B) Contornos sobre mapa de pendientes C) Vista en tres dimensiones del flanco NE de las dos estructuras con los valores de e_i e i_i .





- **Púkara:** Es un volcán compuesto muy degradado, ya que tiene una forma en planta muy elíptica ($ei = 3,236$), debido a procesos intensos de disección, erosión glaciar y erosión laminar; es uno de los volcanes de la CVLC con la circularidad más baja ($c_m = 0,511$, Figura 43 A). A pesar de que tenga un índice de irregularidad bajo comparado con otros volcanes compuestos de la cadena volcánica ($ii = 1,166$), tiene alto desarrollo de la estructura ($H/W_B = 0,208$) y la pendiente media (28,15) comparativamente más alta que otras estructuras de la CVLC aparte del vecino Pan de Azúcar (Figura 43 B). Se podría catalogar como un volcán tipo macizo elongado, posiblemente conformado en épocas tempranas del Holoceno; debido a su proximidad con el volcán Pan de Azúcar puede hablarse de dos estructuras que podrían compartir un edificio volcánico más amplio (Figura 43 C).
- **Amancay:** Ubicado en una posición alejada de la CVLC, Amancay es el volcán compuesto más pequeño en volumen en la CP ($V = 0,0031$), y es uno de los volcanes con menor valor de circularidad media ($c_m = 0,507$, Figura 44 A). Aunque es un edificio elíptico ($ei = 1,657$), es uno de los menos irregulares de los volcanes compuestos analizados ($ii = 1,166$). Su bajo nivel de desarrollo en la forma en perfil de este volcán compuesto sub – cónico ($H/W_B = 0,157$, $W_S/W_B = 0,032$), además de su baja pendiente media (20,50°, Figura 44 B) indica una conformación del edificio muy reciente, tal vez en las épocas más recientes del Holoceno, con emplazamientos de lavas cordadas originados en su cráter (Figura 44 C).

Figura 44: Morfometría y morfología del volcán compuesto Amancay A) Contornos de la estructura sobre modelo de sombras B) Contornos sobre mapa de pendientes C) Vista en tres dimensiones del flanco NE de la estructura con los valores de ei e ii ; hacia la parte inferior se aprecian parte de las coladas de lava originadas en el volcán compuesto.



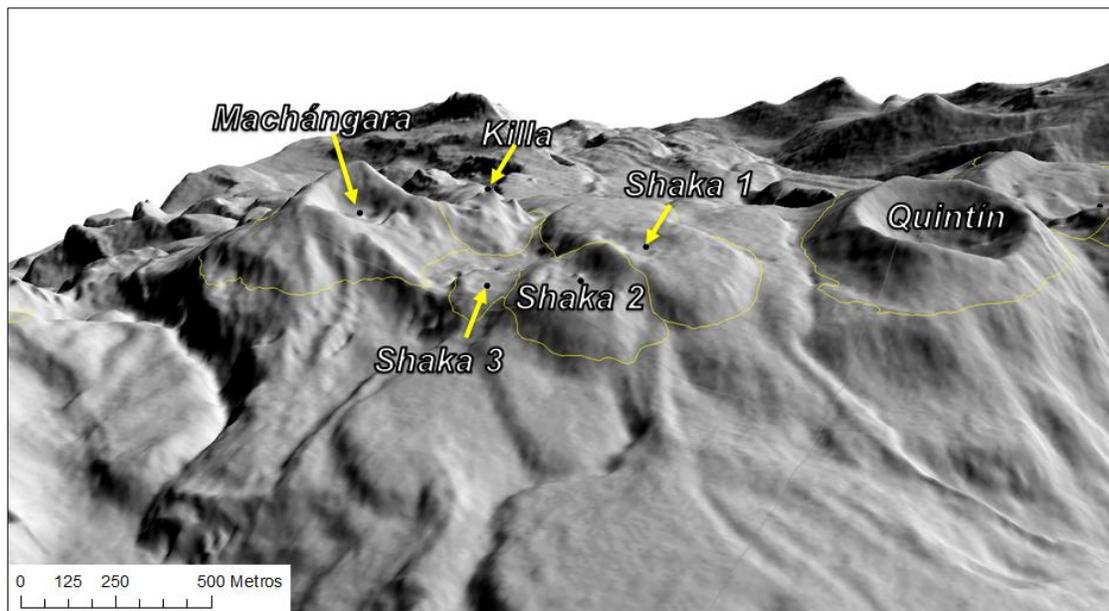
6.2.2. Estado y evolución general de los volcanes monogenéticos

El proceso evolutivo de los volcanes monogenéticos en la CP no es común para todas las estructuras, porque cada una de ellas tiene un proceso formador distinto, se han emplazado diferentes productos volcánicos en diferentes épocas y han dado unas formas características de distintas clases. Como los valores de índices Hco/Wco indican valores de estabilidad, los procesos de construcción y erosión de la geofoma son inherentes a

cada estructura, por tanto a continuación se realiza una síntesis de esta relación para cada estructura:

- **Conos Shaka 1, 2 y 3:** Estos conos de escoria muy agrupados entre sí presentaron una evolución importante de las estructuras actuales, la cual se manifestó a partir de flujos de lava durante el Holoceno; presentan una morfología conservada, sin mayores afectaciones por erosión laminar o eólica. Igualmente la erosión por procesos glaciares tiene un impacto mínimo, por lo cual es posible que los emplazamientos de lava se manifestaron después del final del último período glacial; estos emplazamientos de lava afectan la morfología de otras estructuras cercanas como los volcanes compuestos Machángara hacia el SE y Quintín hacia el NW (Figura 45). Los valores de Hco/Wco son los siguientes: Shaka 1: 0,092; Shaka 2: 0,137 y Shaka 3: 0,190.

Figura 45: Vista del modelo de sombras en 3D orientado en sentido sur con la agrupación de conos de escoria Shaka (1, 2 y 3), el remanente de domo Killa y los volcanes compuestos Quintín (Oeste) y Machángara (Este).



- **Killa:** Este volcán monogénico es un remanente de domo con un alto estado de degradación poco desarrollado e inestable debido al valor del índice $Hco/Wco = 0,053$. El alto estado de degradación se debe principalmente a erosión laminar e incluso erosión glacial durante el Holoceno, y por su proximidad al volcán

compuesto Machángara es posible que las estructuras estén relacionadas tanto en los procesos de construcción y degradación (Figura 42 C).

- **Piki:** Este cono de escoria representa el valor más alto del índice $Hco/Wco = 0,340$ de los conos que se encuentran dentro de la CP; este comportamiento indica una posible actividad volcánica durante el Holoceno a pesar de que los flujos lávicos originados en esta estructura están ocultos bajo productos volcánicos de otras estructuras como los flujos provenientes de los conos Shaka y Amancay, este último localizado a menos de 1 km al noreste (Figura 34 y Apéndice 1). Por su localización, Piki podría interpretarse como un cono adventicio de Amancay (Figura 10), aunque el volcán compuesto parece haber tenido un mejor desarrollo durante el Holoceno.
- **Hacienda Paletará:** Es uno de los dos volcanes maar construidos por actividad freatomagmática, los cuales se desarrollaron en el fondo de la depresión caldérica de la CP denominada Valle de Paletará (Figura 11). El valor bajo del índice $Hco/Wco = 0,017$ indica una estructura de base amplia y poco desarrollo, además afectado por erosión y disección por la poca cohesión de los materiales sobre los cuales se desarrolló la estructura (oleadas de material piroclástico con posible influencia lacustre).
- **El Canelo:** De este volcán maar de origen freatomagmático sólo queda la parte sureste del cráter, por lo cual el índice $Hco/Wco = 0,036$ fue calculado en forma aproximada. La parte norte de la estructura fue prácticamente borrada por la erosión y la disección durante el Holoceno (Figura 11), lo cual fue facilitado por la poca cohesión de los materiales geológicos en los cuales se formó la estructura (oleadas de material piroclástico con posible influencia lacustre).

6.2.3. Tendencias de orden de los índices morfométricos de los volcanes compuestos y monogenéticos

- *Tendencia del índice de circularidad c_m :* En la Figura 28 a) y b) se graficaron las tendencias de los valores de c_m para los volcanes compuestos ubicados en la CP, orientados de acuerdo a su localización en relación a su latitud y longitud. Debido a la poca dispersión de los valores, no se demarca una tendencia clara de orden en la gráfica orientada en sentido Norte – Sur (Figura 28 a), por lo que se puede sugerir una edad relativa muy similar para estas estructuras por la conservación de

los edificios volcánicos. Sin embargo, aunque se reconoce que el estratovolcán Puracé es el más activo de la CVLC, hay volcanes que pudieron alcanzar un grado de evolución similar durante el Holoceno. El volcán Pan de Azúcar por ejemplo, es considerado como un volcán latente por la presencia de lavas recientes que reflejan una morfología del edificio en buen estado de conservación.

Asumiendo que los volcanes más activos de la CVLC se ubican en los extremos Norte y Sur, puede demarcarse una tendencia de actividad volcánica intensa durante el Holoceno dominante sobre estas dos estructuras, algo que podría proveer información sobre la dinámica de la cámara magmática relacionada con la resurgencia de la CP.

En cuanto a la Figura 28 b), en la cual se organizan los valores de c_m de Este a Oeste, puede haber una tendencia ligeramente decreciente entre Pan de Azúcar y Pico Paletará, por lo que se puede argumentar una posible disminución de la dinámica de la cámara magmática en este sector, aunque cabe anotar que los edificios en este tramo de la CVLC están muy bien conservados morfológicamente.

- *Tendencia de los índices de elipticidad e irregularidad:* En la Figura 29 a) se orientaron los valores del índice de elipticidad (ei) de Norte a Sur, demostrando que hay una tendencia de volcanes compuestos más elípticos en el segmento sur de la CVLC. Considerando que Amancay está alejado del eje principal de la cadena volcánica, hay una tendencia creciente entre los volcanes Puracé y Púkara con un alto grado de correlación ($R = 0,90$), la cual vuelve a descender abruptamente al incluir el volcán Pan de Azúcar. Teniendo en cuenta el mismo análisis para el índice de irregularidad (ii) graficado en la Figura 30 a), hay una tendencia decreciente marcada entre los volcanes Calambas y Púkara, teniendo en cuenta que Puracé, Curiqinga y Pan de Azúcar son volcanes con contornos menos irregulares. Esto indica una fuerte relación entre ei e ii para los volcanes compuestos ubicados en el segmento sur de la CVLC, ya que estos volcanes tienen en común su forma cónica y un proceso de construcción relativamente reciente. Parte del segmento norte de la cadena volcánica presenta una construcción reciente de los volcanes, deduciendo que Pico Paletará sería el volcán compuesto más afectado en su morfología por los procesos de disección. Los volcanes compuestos menos irregulares y menos elípticos a la vez de la CP (Puracé, Amancay y Pan de Azúcar)

son los que tienen más evidencias de una construcción del edificio y productos volcánicos más recientes que las otras estructuras, expresados en la morfología de sus coladas de lava y la conservación de su forma en planta.

En la Figura 29 b) y en la Figura 30 b) se organizaron en sentido Este – Oeste los valores de *ei* e *ii* respectivamente, identificando que hay tendencias parciales de evolución de volcanes cónicos a sub – cónicos a lo largo de la CVLC, considerando que Púkara es el único volcán compuesto que catalogado como macizo por el avanzado estado de degradación de su estructura. Si se tiene en cuenta que el Lineamiento de Coconucos (que es identificado por algunos autores como el rasgo estructural a partir del cual se origina la CVLC) está orientado en sentido NW – SE, se puede identificar una actividad volcánica constante durante el Cuaternario a lo largo del lineamiento geológico, con algunos sectores con un posible decrecimiento en su actividad. Los volcanes alejados del eje del lineamiento (como el volcán compuesto Amancay) pueden corresponder a focos asociados a fallas menores, aunque hace falta información estructural de mayor detalle que podría indicar cierta alineación con respecto a las fallas geológicas que afectan la CP.

- *Tendencia de la relación H/W_B y del índice Hco/Wco* : Estos índices morfométricos, aunque son aplicados con razonamientos distintos para los volcanes compuestos (poligenéticos) y monogenéticos, prácticamente tienen el mismo significado, y pueden definir no solamente la forma en perfil de una estructura volcánica sino una posible tendencia evolutiva en un grupo de estructuras alineadas.

Para los volcanes compuestos, en la Figura 31 a) se organizaron los valores de H/W_B de los volcanes compuestos en sentido Norte – Sur, en los cuales hay una tendencia creciente en el segmento sur de la CVLC, contando desde Pico Paletará hasta Pan de Azúcar, a pesar de la poca correlación estadística existente entre todos los volcanes compuestos analizados ($R = 0,52$). Esta situación es similar en la Figura 32 a), donde se organizan los valores de Hco/Wco para los volcanes monogenéticos siguiendo la misma orientación. Por correlación estadística ($R = 0,78$), pareciera que no hay una tendencia clara comparando todos los volcanes monogenéticos; sin embargo, hay una tendencia ascendente entre los tres conos Shaka, lo que puede indicar un ciclo de actividad volcánica iniciado en Shaka 1, continuando con Shaka 2 y finalizando en Shaka 3; comparando la ubicación y el

agrupamiento de las estructuras en el segmento sur de la CVLC, es posible confirmar que las estructuras ubicadas en este segmento son las más evolucionadas con respecto al segmento norte de la cadena volcánica.

Esta situación puede comprobarse para los volcanes compuestos en la Figura 31 b) y para los volcanes monogenéticos en la Figura 32 b). Hay una tendencia lineal inversa en sentido Este – Oeste en el sector de volcanes compuestos ubicados entre Pan de Azúcar y Calambas, confirmando un proceso evolutivo común en estas estructuras; siguiendo la misma tendencia para los volcanes monogenéticos ubicados en el mismo sector, hay una alta correlación estadística ($R = 0,93$) en sentido Este – Oeste; de los volcanes monogenéticos el más reciente sería Piki, junto con Shaka 3, 2 y 1; Killa sería el volcán monogenético con mayor edad relativa de la CVLC, debido a que esta estructura prácticamente es un remanente de foco volcánico sometido a procesos erosivos. En cuanto a la tendencia de los valores de Hco/Wco para El Canelo y Hacienda Paletará tiene que ver directamente con las características geomorfológicas de estos edificios más que con la edad relativa. Por estar formados en materiales blandos (depósitos piroclásticos con baja consolidación) y debido a la acción erosiva de drenajes poco densos pero muy profundos, estos maeres tienen una fuerte disección en sus estructuras, por lo que presentan un proceso evolutivo completamente distinto con respecto a los otros volcanes monogenéticos ubicados en la CVLC.

7. Conclusiones

- La Caldera Paletará (CP) es una caldera de colapso en fosa tipo pistón, que tiene 32,82 km de diámetro promedio. Al parecer, la actividad más importante de la caldera se desarrolló durante el Plioceno – Pleistoceno, dando origen a importantes emplazamientos de ignimbrita localizados en cercanías a Popayán (Cauca) y en parte de la cuenca alta del Río Magdalena (Huila).
- Las evidencias morfológicas en la CP muestra que está muy afectada por la disección hídrica y la tectónica reciente, y que sólo se conservan algunos tramos de los bordes intracaldéricos ubicados hacia el sur y noroeste de la estructura; el Valle de Paletará es identificado como el fondo de la estructura y la Cadena Volcánica de Los Coconucos (CVLC) es una clara evidencia de la resurgencia de la caldera.
- Los índices de circularidad de los volcanes compuestos muestran una tendencia a alinearse. El volcán Puracé ($c = 0,555$) y el volcán Pan De Azúcar ($c = 0,597$) muestran un valor de índice similar, aunque se localizan a los extremos de la CVLC. Estos valores indican edificios volcánicos en buen estado de conservación, lo que está relacionado con la actividad volcánica reciente de las dos estructuras y en el caso del Puracé, actividad continua durante el Holoceno con registros históricos.
- Esta alineación también está presente en los índices de elipticidad (e) e irregularidad (ii) que definen una tendencia de volcanes compuestos de forma cónica en el segmento sur de la CVLC; además, los volcanes recientemente desarrollados (Puracé, Pan de Azúcar y Amancay) presenta valores bajos de e y ii , indicando que la cadena volcánica tiene evidencias de desarrollo marcado durante el Cuaternario con productos volcánicos recientes y morfológicamente conservados.

- En la relación H/W_B se observa una tendencia de volcanes compuestos más evolucionados en el segmento sur de la CVLC, lo que indica que los edificios ubicados en este segmento hacen parte del mismo proceso evolutivo efectuado durante el Cuaternario, presentando algunos volcanes compuestos muy erosionados como Pico Paletará que corresponderían a una fase anterior de actividad volcánica.
- Los índices Hco/Wco de los volcanes monogenéticos asociados a la CP, en particular los que se encuentran en la CVLC, presentan una tendencia evolutiva de acuerdo a su longitud; igualmente, la comparación de los valores denota una clara diferenciación entre los conos más recientes (Shaka 1, 2 y 3) de los fuertemente afectados por procesos erosivos (El Canelo y Hacienda Paletará).
- Los procesos geomorfológicos presentes durante el Cuaternario afectaron las estructuras de una forma diferenciada. Los glaciares afectaron parte de las estructuras volcánicas analizadas, lo que permite evidenciar emplazamientos de lava posteriores a la última glaciación importante (12.000 años a. p.); los procesos de erosión dominantes en la actualidad son la disección hídrica, erosión laminar y erosión eólica.

8.Recomendaciones para trabajos futuros

- A pesar de que parte de la información secundaria referente a geología y geomorfología fue comprobada en campo, para trabajos posteriores se requiere reforzar el conocimiento de la zona de estudio, sobre todo hacia el flanco suroriental de la estructura, la cual presenta información cartográfica básica y temática incompleta. Este aspecto es comprensible por tratarse de una zona de difícil acceso terrestre y con amplia cobertura de nubes.
- Para los índices morfométricos extraídos de los datos numéricos de los DEM, hay que tener en cuenta las variaciones y el ajuste de los datos por el agrupamiento de las estructuras, su morfología y la precisión de los modelos. Por lo tanto, se sugiere corroborar los datos numéricos de modelos digitales de alta resolución con muestreos en campo, utilizando GPS de alta precisión.
- La delimitación y el análisis comparativo entre la morfometría y las características geomorfológicas de cada estructura puede enriquecer la información contenida en los mapas de amenaza, en el cual se sugiere incluir las estructuras que conforman la CVLC (aparte del volcán Puracé) y otras estructuras contenidas en la Caldera Paletará.
- Se sugiere tener en cuenta la distribución espacial y los posibles alineamientos de los valores obtenidos de las estructuras volcánicas en el análisis morfométrico, ya que se puede identificar o inferir tendencias en la evolución morfológica de las estructuras; además, se puede relacionar a procesos geomorfológicos como la disección o la erosión.
- En cuanto a la evolución geomorfológica de la estructura y su clasificación, la Caldera Paletará es comparable con otras estructuras caldéricas de colapso

distribuidas alrededor del mundo. Las evidencias muestran una estructura de la cual aún se conoce muy poco de su dinámica interna, por lo cual estudios geofísicos detallados ayudarían a precisar el tamaño de la cámara magmática y su dinámica actual.

9. Referencias

Aguirre-Díaz, G.J., (2008). Types of collapse calderas. *Collapse Calderas Workshop. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 3*. IOP Publishing, pp. 1-5.

Branney, M.J., & Kokelaar, B.P., (1994). Volcanotectonic faulting, softstate deformation and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geological Society America Bulletin 106*; pp. 507-530.

Becerra, R., Doniz, J., González, E., (2008). Aplicación del Análisis Morfométrico a los volcanes del extremo sur-oriental de la Región Volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España). *Trabajos de Geomorfología en España, 2006 – 2008, X Reunión Nacional de Geomorfología*, 5 p. Cádiz, España.

Brook, M., (1984). New radiometric age data from S.W. Colombia. *INGEOMINAS - Misión Británica, 10*; pp. 1-25. Cali.

Cárdenas, J., Núñez, A.; Fuquen, J., (2003). *Geología de la Plancha 388 Pitalito. Memoria explicativa*. INGEOMINAS, 138 p. Ibagué.

Cas, R. A. & Wrigth, J. V., (1987). *Volcanic successions modern and ancients*. Allen & Unwin. 528 p. London.

Cole, J.W., Milner, D.M., Spinks, K.D., (2005). Calderas and caldera structures: A review. *Earth Science Reviews* 69; pp. 1-26.

De Porta, J., (1965). Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario en el extremo sur del Valle Medio del Magdalena. *Boletín Geológico UIS* 19; pp. 1-50. Bucaramanga.

De Silva, S. & Lindsay, J. M., (2015). Primary Volcanic Landforms. Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Second Edition. Academic Press, Elsevier; pp. 273-297. San Francisco.

Favalli, M., Karátson D., Mazzarini, F., Pareschi, M.T., Boschi, E., (2009). Morphometry of scoria cones located on a volcano flank: A case study from Mt. Etna (Italy) based on high-resolution LiDAR data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186; pp. 320-330.

Flórez, A., (1983). Cadena Volcánica de los Coconucos, Cordillera Central, Colombia. *Revista Colombia Geográfica* X (2); pp. 33-53. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá.

Flórez, A., (2003). *Colombia, evolución de sus relieves y modelados*. Universidad Nacional de Colombia, Unibiblos; 240 p. Bogotá.

Gnecco, C., & Illera, C., (1989). La Elvira: un sitio paleoindio en el valle de Popayán. (Informe parcial de investigación). *Boletín de Arqueología. Fundación de Investigaciones Arqueológicas Nacionales No. 1*; pp 21-28. Bogotá.

Gómez-Cruz, A. J., Moreno, M., Pardo, A., (1995). Edad y origen del complejo metasedimentario Aranzazú - Manizales en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia). *Geología Colombiana 19*; pp. 83-93.

Gudmundsson, A., (2015). Collapse-driven large eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research 30*; pp. 1-10.

Grosse, E., (1926). *El Terciario Carbonífero de Antioquia*. Ed. Dietrich Reimer; 361 p. Berlín, Alemania.

Grosse, P., van Wyk de Vries, B., Petrinovic, I. A., Euillades, P. A., Alvarado, G. E., (2009). Morphometry and evolution of arc volcanoes. *Geology 37, No. 7*; pp. 651-654.

Grosse, P., van Wyk de Vries, B., Euillades, P. A., Kervyn, M., Petrinovic, I. A., (2012). Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using Digital Elevation Models. *Geomorphology 136*; pp. 114-131.

Halinan, S., (1993). Non-chaotic collapse at funnel calderas: gravity study of the ring fractures at Guayabo Caldera, Costa Rica. *Geology 21*; pp. 367-370.

Heiken, G., Goff, F., Stix, J., Tamanyu, S., Shafiqullah, M., Garcia, S., (1986). Intracaldera volcanic activity, Toledo Caldera and embayment, Jemez Mountains, New Mexico. *Journal of Geophysical Research 91B*; pp. 1799-1815.

Heiken, G., Goff, F., Gardner, J.N., Baldrige, W.S., (1990). The Valles/Toledo Caldera Complex, Jemez Volcanic Field, New Mexico. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 18; pp. 27-53.

Hubach, E., (1957). Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia. *Instituto Geológico Nacional, Informe 1212*; 166 p. Bogotá.

Hubach, E., & Alvarado, B., (1945). La altiplanicie de Paletará (Departamento del Cauca). *CEGOC* 6; pp. 39-59. Bogotá.

INGEOMINAS, (1984). *Geología de la Plancha 364 - Timbío. Memoria Explicativa*. INGEOMINAS, Popayán.

INGEOMINAS, (1994). *Geología de la Plancha 364 - Timbío*. Mapa Geológico escala 1:100.000. INGEOMINAS, Popayán.

INGEOMINAS, (1999). *Atlas de Amenaza Volcánica en Colombia*. Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química, 117 p. Bogotá D.C.

INGEOMINAS, (2003). *Geología de la Plancha 365 - Coconuco*. Mapa Geológico escala 1:100.000 y Memoria Explicativa. INGEOMINAS, Bogotá D.C.

Karátson, D., Favalli, M., Tarquini, S., Fornaciai, A., Wörner, G., (2010). The regular shape of stratovolcanoes: A DEM-based morphometrical approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 193; pp. 171-181.

Kokelaar, B.P., & Branney, M.J., (1999). *Inside silicic calderas (Snowdon, Scafell, and Glencoe, UK): interaction of caldera development, tectonism and hydrovolcanism*. CEV Field Workshop, Guidebook. 150 p.

Kroonenberg, S., León, L.; Pastana, J.; Pessoa, M., (1981). Ignimbritas plioleistocénicas en el suroeste del Huila, Colombia y su influencia en el desarrollo morfológico. *Revista CIAF 6 (1-3)*; pp. 293-314. Bogotá.

Lipman, P. W., (1995). Subsidence of ash-flow calderas; role of magma chamber geometry. *IUGG General Assembly 21 (Week A)*, 452 p.

Lipman, P. W., (2000). Calderas. Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press; pp 643-662. San Francisco.

Maya, M., (1992). Catálogo de las dataciones isotópicas en Colombia. *INGEOMINAS, Boletín Geológico 32 (1-3)*; pp. 127-187. Santa Fe de Bogotá.

Maya, M., & González, H., (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *INGEOMINAS, Boletín Geológico 35 (2-3)*; pp. 43-57. Santa Fe de Bogotá.

McCourt, W., (1984). *The Geology of the Central Cordillera the department of Valle del Cauca, Quindio and Tolima. (Sheets 243, 261, 262, 280 & 300)*. INGEOMINAS, Informe 1960; 49 p. Cali.

Monsalve, M. L. & Pulgarín, B., (1992). *Estructuras volcánicas en el valle de Paletará*. INGEOMINAS. Popayán.

Monsalve, M. L. & Pulgarín, B., (1999). Cadena Volcánica de Los Coconucos (Colombia). Centros eruptivos y productos recientes. INGEOMINAS, *Boletín Geológico* 37 (1-3); pp. 17-51. Santa Fe de Bogotá.

Monsalve, M. L., (2000). *Formación Coconucos. INGEOMINAS Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia*, 31 p. Bogotá.

Moore, I., & Kokelaar, P., (1998). Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: a case study of Glencoe volcano, Scotland. *Geological Society of America Bulletin* 110; pp. 1446-1466.

Mosquera, D. & Orrego, A., (1990). *Simposios de Geología Regional (Cordillera Central y Occidental)*, INGEOMINAS, Informe Inédito, Bogotá.

Orrego, A. & París, G., (1991). *Cuadrángulo N-6, Popayán: Geología, Geoquímica y Ocurrencias Minerales. Escala 1:100.000*. INGEOMINAS, Informe interno. Popayán.

Porter, S., (1972). Distribution, morphology and size of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 83; pp. 3607-3612.

Pulgarín, B., Monsalve, M., Cepeda, H., (1993). *Mapa Geológico preliminar de la Cadena Volcánica de Los Coconucos escala 1:25.000*. INGEOMINAS, Bogotá D.C.

Restrepo, J. J., & Touissant, J. F., (1976). Edades radiométricas de algunas rocas del Antioquia. *Universidad Nacional, Publicaciones Especiales de Geología* 6; pp. 1-13. Medellín.

Robertson, K., Flórez, A., Ceballos, J., (2002). Geomorfología Volcánica, actividad reciente y clasificación en Colombia. *Cuadernos de Geografía XI (1-2)*; pp. 37-76. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

Roche, O., Druit, T. H., Merle, O., (2000). Experimental study of caldera formation. *Journal of Geophysical Research 105B*; pp. 395-416.

Szakács, A., (1994). Redefining active volcanoes: a discussion. *Bulletin of Volcanology 56*; pp. 321-325.

Schmincke, H. U., (2004). *Volcanism*. Springer – Verlag. 324 p. Berlin.

Scandone, R., (1990). Chaotic collapse calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research 42*; pp. 285-308.

Settle, M., (1979). The structure and emplacement of cinder cones. *American Journal of Science, Vol. 279*; pp. 1089-1107.

Szekely, B., & Karátson, D., (2004). DEM-based morphometry as a tool for reconstructing primary volcanic landforms: examples from the Börzsöny Mountains, Hungary. *Geomorphology 63*; pp. 25-37.

Torres, M. P., Ibáñez, D., Vásquez, E., (1992) *Geología y estratigrafía de la Formación Popayán*. INGEOMINAS, Informe interno, 85 p. Popayán.

Torres, M. P., (1997). Aporte al conocimiento de la geología y la estratigrafía de la Formación Popayán. *Novedades Colombianas* 7; pp. 4-28. Universidad del Cauca, Popayán.

Torres, M. P., Monsalve, M. L., Pulgarín, B., Cepeda, H., (1999). Caldera de Paletará: aproximación a la fuente de ignimbritas del Cauca y Huila (Colombia). *Boletín Geológico* 37 (1-3); pp. 1-15. INGEOMINAS.

Van der Wiel, A. M., (1991). *Uplift and volcanism of the SE Colombian Andes in relation to Neogene sedimentation in the Upper Magdalena Valley*. Thesis PhD, Agriculture Univ. Wageningen, 208 p. Amsterdam. The Netherlands.

Verstappen, H. & van Zuidam, R., (1991). *El sistema ITC para levantamientos geomorfológicos: Una base para la evaluación de recursos y riesgos naturales*. ITC Publication 10, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. 89 p. Enschede, The Netherlands.

Walker, G., (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research* 89B; pp. 8407-8416.

Williams, H., (1941). Calderas and their origin. *Bulletin Department of Geological Sciences* 25. University of California Publications; pp. 239-346.

Wood, C. A., (1980a). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7; pp. 387-413.

Wood, C. A., (1980b). Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8; pp. 137-160.

Zeuberger, L. W., & Thorne, C. R., (1987). Quantitative Analysis of Land Surface Topography. *Earth Surface Processes and Landforms* 12; pp. 47-56.

10. Apéndices

- 1. Mapa geomorfológico escala 1:25.000 Caldera de Paletará**
- 2. Mapa de clasificación de pendientes Caldera de Paletará**
- 3. Mapa de aspecto del relieve, Caldera de Paletará**
- 4. Mapa de curvatura del terreno, Caldera de Paletará**