
Memoria explicativa del mapa de amenaza volcánica del volcán Cerro Machín, segunda versión

Manizales, abril de 2026



Servicio Geológico Colombiano

Héctor Julio Fierro Morales

Director general

Nathalia María Contreras Vásquez

Directora técnica de Geoamenazas

Germán Alonso Martínez

Coordinador Grupo de Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico

Autores

Julián Andrés Ceballos Hernández

Luis Gerónimo Valencia Ramírez

Lilly Maritza Martínez Tabares

Gloria Patricia Cortés Jiménez

María Luisa Monsalve Bustamante

Carlos José Muñoz Montoya

John Jainer Galarza Zambrano

Carlos Andrés Laverde Castaño

Enif Medina Bello

Milton Giovanni Obando Quintero

Ricardo Arturo Méndez Fajury

Harold Ávila Vallejo

Santiago Raigosa Riobo

Jorge Armando Vallejo Morillo

Juan Camilo Martínez Rojas

Grupo de trabajo: Evaluación de la Amenaza y Riesgo Geológico

Proyecto: Evaluación de amenazas y riesgos geológicos

Citación: Ceballos, J. A., Valencia, L. G., Martínez L. M., Cortés, G. P., Monsalve, M. L., Muñoz, C. J., Galarza J. J., Laverde, C. A., Medina, E., Obando, M. G., Méndez, R. A., Ávila, H., Raigosa, S., Vallejo, J. A. y Martínez, J. C. (2026). *Memoria explicativa del mapa de amenaza volcánica del volcán Cerro Machín, segunda versión*. Manizales: Servicio Geológico Colombiano.



Contribuciones de los autores

Julián Andrés Ceballos Hernández, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Manizales, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Luis Gerónimo Valencia Ramírez, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Manizales, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Lilly Maritza Martínez Tabares, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Manizales, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Gloria Patricia Cortés Jiménez, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Manizales, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); María Luisa Monsalve Bustamante, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Manizales, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Carlos José Muñoz Montoya, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Pasto, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); John Jainer Galarza Zambrano, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Popayán, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Carlos Andrés Laverde Castaño, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Popayán, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Enif Medina Bello, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Popayán, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Milton Giovanni Obando Quintero, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Bogotá, D. C., Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Ricardo Arturo Méndez Fajury, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Manizales, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Harold Ávila Vallejo, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Bogotá, D. C., Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Santiago Raigosa Riobo, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Manizales, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Jorge Armando Vallejo Morillo, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Pasto, Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición); Juan Camilo Martínez Rojas, Servicio Geológico Colombiano, [Geoamenazas/Evaluación de Amenaza y Riesgo Geológico], [Bogotá, D. C., Colombia]: análisis formal, investigación, metodología, software, visualización, redacción, escritura (revisión y edición).

Contenido

Resumen divulgativo	6
Resumen	11
Abstract	12
Introducción	13
1. Generalidades	14
1.1. Localización y vías de acceso	14
1.2. Sistemas de drenaje	15
1.3. Estudios previos	16
1.4. Metodología	18
2. Registro geológico	19
2.1. El registro geológico	19
2.1.1. Época (11269-11122 y 6662-6453 años A.P.)	26
2.1.2. Época (6662-6453 y 6192-5760 años A.P.)	26
2.1.3. Época (6192-5760 y 5850-5750 años A.P.)	27
2.1.4. Erupción (4150- 3929 y 3574-3407 años A.P.)	29
2.1.5. Domo San Juan (> 3382-3217 años A.P.)	30
2.1.6. Época (3382-3217 y 1872-1178 años A.P.)	30
2.1.7. Complejo de Domos Intracrático Actual (< 1872-1178 años A.P.)	31
3. Registro geo-arqueológico	32
4. Actividad histórica	33
5. Amenaza volcánica	34
5.1. Amenaza por corrientes de densidad piroclástica (concentradas y diluidas)	35
5.2. Amenaza por lahares (flujos hiperconcentrados y flujos de escombros)	38
5.3. Amenaza por caída de piroclastos (de transporte eólico y por proyección balística)	41
5.3.1. Amenaza por caída de piroclastos transportados por el viento	42
5.3.2. Amenaza por caída de piroclastos de proyección balística	44
5.4. Otras amenazas	45
5.4.1. Gases volcánicos:	45
5.4.2. Onda de choque	46
5.4.3. Sismos de origen volcánico	46
6. Escenarios eruptivos	46
6.1. Escenarios eruptivos potenciales y posibles del VCM	46
6.2. Escenarios eruptivos de referencia	47
6.3. Escenario presente (actual)	47
7. Zonificación de la amenaza volcánica para el VCM	48
7.1. Zona de amenaza volcánica alta	48
7.2. Zona de amenaza volcánica media	50

7.3. Zona de amenaza volcánica baja	51
Conclusiones y recomendaciones	54
Referencias	55
Índice de figuras	61
Índice de tablas	62

Resumen divulgativo

El volcán Cerro Machín: Cómo entender sus procesos volcánicos y su amenaza

Resumen

El volcán Cerro Machín (VCM) es un volcán de tipo poligenético activo, lo que significa que es un volcán que nace, duerme y vuelve a despertarse muchas veces a lo largo de su vida. Está conformado por un cono-anillo piroclástico y un complejo de domos intracratericos (es un volcán que primero forma un borde circular de ceniza y rocas por explosiones, y luego, dentro de ese cráter, empieza a crecer varios montículos de lava muy espesa).

El VCM se localiza en la cordillera central de Colombia al sur del Segmento Volcánico Norte (SVN), a 17 km al oeste de la ciudad de Ibagué, en el departamento del Tolima. La actividad eruptiva del VCM ha sido fundamentalmente explosiva, con erupciones de tipo pliniano, (erupciones muy energéticas y explosivas con alturas de columna mayores a 25 km) desde finales del Pleistoceno y durante el Holoceno, es decir desde hace aproximadamente 11 mil años hasta 1200 años atrás en el tiempo. Las erupciones volcánicas son consideradas eventos multiamenaza, ya que durante una misma erupción pueden generarse simultáneamente diferentes fenómenos peligrosos.

En una erupción futura del VCM, se pueden presentar caídas piroclásticas transportadas por el viento (son cuando el volcán lanza ceniza y rocas al aire, y luego estas caen como una lluvia sobre el terreno); proyectiles balísticos expulsados desde el cráter del volcán a gran velocidad siguiendo trayectorias parabólicas (se comportan como balas de cañón), corrientes de densidad piroclástica concentradas y diluidas veloces y calientes (también conocidas como nubes ardientes), colapso gravitacional de domos (grandes deslizamientos de montañas) y lahares (sinónimo de avalanchas para gran parte de la comunidad). Todos estos fenómenos y productos asociados han afectado y cubierto áreas extensas, dejando un registro o evidencia de ocurrencia en el terreno (montañas, valles, ríos, quebradas) de cada una de las erupciones que se han dado en el volcán en el pasado.

Este estudio aborda aspectos sobre la actualización del mapa de amenaza volcánica del VCM mediante el análisis de su historia eruptiva, la caracterización de su comportamiento eruptivo y la evaluación de su amenaza potencial. A partir de información geológica de registros de eventos pasados y simulaciones computacionales de los fenómenos volcánicos, se identifican las principales zonas de afectación y escenarios posibles en caso de presentarse una erupción. Los resultados fortalecen la toma de decisiones en escenarios de pre-crisis y durante el manejo de la crisis; por ende, contribuyen de manera crucial a la gestión integral del riesgo volcánico y ordenamiento territorial, aportando herramientas clave para la protección de las comunidades y el desarrollo sostenible en la región.

Palabras clave: Amenaza volcánica, caídas piroclásticas, corrientes de densidad piroclástica, lahares, volcán Cerro Machín.

Introducción

Los volcanes que hacen parte del territorio colombiano pueden afectar directamente la vida cotidiana de las comunidades, la infraestructura y las actividades productivas y, aunque muchos permanecen en calma por largos periodos, pueden reactivarse y generar erupciones de gran impacto. Por esta razón, los mapas de amenaza volcánica son herramientas fundamentales, ya que permiten identificar de manera clara las zonas que podrían verse afectadas durante una erupción y generan insumos para la toma de decisiones en la planificación del territorio y la gestión del riesgo de desastres.

En este contexto, el VCM se destaca como uno de los volcanes más explosivos del país. En caso de erupción se pueden ver afectadas, entre otras, las poblaciones de los departamentos de Cundinamarca, Quindío, Risaralda, Tolima y Valle del Cauca, vías estratégicas y zonas agrícolas de alta importancia, lo que incrementa la necesidad de comprender su comportamiento y promover la prevención ante posibles escenarios eruptivos. Actualmente, es monitoreado de forma permanente por el Servicio Geológico Colombiano (SGC) a través de su Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales (OVSMA) que mantiene vigilancia sobre su actividad para informar oportunamente a las autoridades y la comunidad.

Este documento presenta la memoria explicativa de cómo se elaboró la segunda versión del mapa de amenaza volcánica del VCM. Para su desarrollo se integraron nuevos estudios geológicos, análisis del comportamiento de las erupciones pasadas y el uso de herramientas tecnológicas como modelos digitales del terreno y programas de computador especializados para el modelamiento computacional de los fenómenos volcánicos.

A lo largo del texto, el lector encontrará cómo se han reconstruido los eventos eruptivos del volcán, cuáles son los principales fenómenos que podrían generarse en una futura erupción y qué zonas podrían verse más expuestas, ante estos eventos. Esta información busca aportar insumos claros y útiles para la gestión del riesgo volcánico, la protección de la población y el ordenamiento seguro del territorio.

Problema o necesidad abordada

El VCM se ubica en una zona densamente poblada y estratégica para el desarrollo del país, donde convergen amplias áreas agrícolas altamente productivas y una importante infraestructura vial, como túneles y viaductos. Esta condición expone a la población, la economía y los sistemas de movilidad a los efectos potenciales de fenómenos volcánicos asociados a una posible erupción.

En este contexto, surge las siguientes preguntas de investigación: ¿Cuáles son las áreas potencialmente afectadas por los diferentes fenómenos volcánicos del VCM? y ¿Cómo pueden representarse de manera actualizada para generar un insumo en la toma de decisiones en la gestión del riesgo?

Para dar respuesta a estas preguntas la actualización del mapa de amenaza volcánica del VCM elaborada por el SGC permite identificar y delimitar las zonas que podrían verse impactadas por distintos fenómenos volcánicos, así como comprender su dinámica y posibles consecuencias. Esta información constituye un insumo técnico clave para la comunidad y las autoridades en los procesos de prevención, reducción del riesgo, manejo de crisis y la recuperación temprana o inmediata hasta los procesos de reconstrucción al largo plazo con enfoque de reducción del riesgo.

Metodología

La actualización del mapa de amenaza volcánica del VCM se desarrolló durante 5 años por un equipo interdisciplinario de 15 profesionales de las áreas de la geología, geografía e ingenierías. El proceso se llevó a cabo en diferentes etapas, organizadas de manera secuencial, con el propósito de comprender mejor el comportamiento del volcán y los posibles impactos asociados a una futura erupción.

La metodología empleada para la elaboración del mapa de amenaza se basó en el procedimiento vigente del SGC para la evaluación de la amenaza volcánica (figura 1), el cual integra información geológica, análisis de eventos eruptivos pasados, escenarios de referencia de otros volcanes y simulaciones de diferentes fenómenos volcánicos.

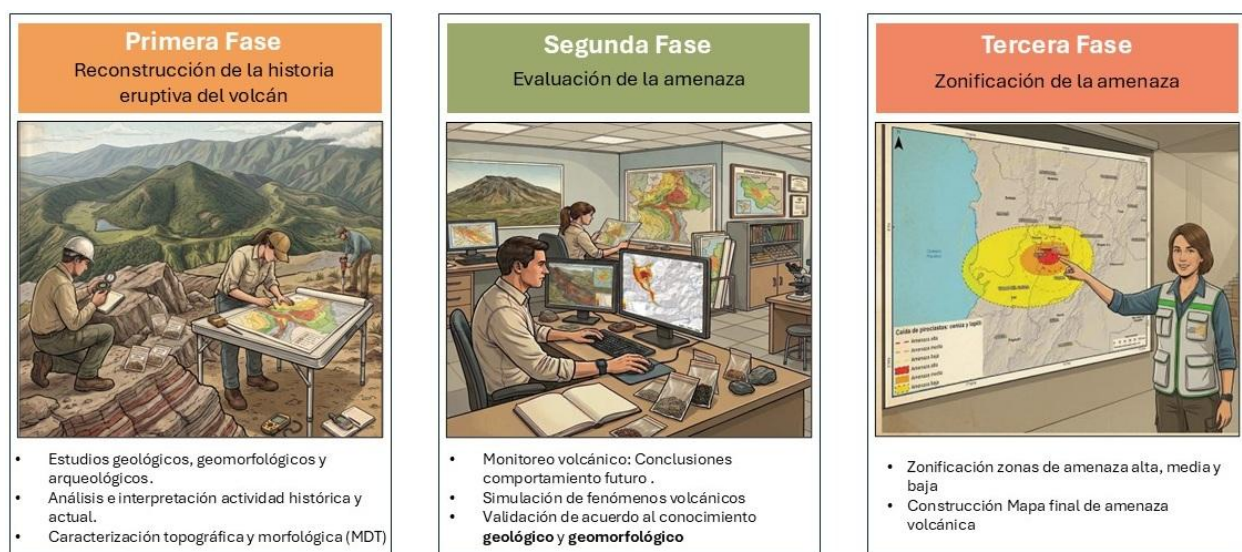


Figura 1. Metodología vigente para la elaboración de mapas de amenaza volcánica

Fuente: Diagrama elaborado con datos de los autores y con apoyo de inteligencia artificial, ChatGTP (OpenAI, 2026), posteriormente validado por el equipo técnico.

Metodología basada en el procedimiento vigente del Servicio Geológico Colombiano (SGC, 2017).

- Primera fase, reconstrucción de la historia eruptiva del volcán: se recopiló y revisó la información existente de estudios previos sobre el volcán. Posteriormente, se realizaron trabajos de campo en la zona de influencia del VCM, donde se analizaron los depósitos volcánicos, se elaboraron registros detallados mediante columnas estratigráficas. Estas columnas permiten observar de manera similar a las capas de un pastel, cómo se han acumulado los materiales volcánicos a lo largo del tiempo y reconstruir la historia de las erupciones ocurridas en el pasado. Además, se recolectaron muestras para análisis de laboratorio, lo cual permitió determinar la edad y las principales características de las erupciones pasadas.
- Segunda fase, evaluación de la amenaza: se interpretó la historia eruptiva del volcán, organizando los eventos en distintos momentos a lo largo del tiempo. Esto permitió entender cómo han ocurrido las erupciones y qué tipos de fenómenos se han generado. Luego, se desarrollaron simulaciones computacionales para estimar el comportamiento de fenómenos como las caídas de ceniza, corrientes de densidad piroclástica CDP (nubes ardientes), lahares (flujos de lodo volcánico) y proyectiles balísticos. Esta información, en conjunto con la información del monitoreo actual realizado por el SGC y de escenarios eruptivos de referencia de otros volcanes en el mundo, ayudó a proyectar escenarios posibles ante una erupción.

- Tercera fase, zonificación de la amenaza: se integró toda la información para delimitar y clasificar las zonas de amenaza (alta, media y baja), representadas en el mapa. Este resultado permite visualizar de manera clara qué áreas podrían verse potencialmente afectadas y sirve como base para la toma de decisiones en la gestión del riesgo volcánico.

Resultados o conclusiones

- La zonificación de la amenaza volcánica se puede entender como las áreas que pueden verse afectadas por distintos fenómenos del volcán y qué tan graves podrían ser esos impactos ante una eventual erupción. Estas áreas están representadas por polígonos de colores rojo, naranja y amarillo. Para efectuar esta zonificación se combinan varias capas o polígonos como si se pusieran una encima de otra para ver el panorama completo por afectación de todos los peligros volcánicos. Es importante saber que los límites entre las zonas no son exactos ni rígidos, sino que pueden cambiar gradualmente y no representan fronteras totalmente definidas.
- El registro geológico del VCM ha evidenciado actividad eruptiva principalmente explosiva, de estilo pliniano (es una erupción muy fuerte que forma una columna gigante de partículas volcánicas y gases que sube muchos kilómetros en la atmósfera como una nube en forma de hongo) con un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de hasta 5 (es una escala del 0 al 8 que mide qué tan grande es una erupción: un nivel 5 indica que puede lanzar grandes cantidades de ceniza al cielo, afectar amplias zonas y generar impactos negativos en las personas, el ambiente y la infraestructura) con alturas de columna que han alcanzado más de 25 km de altura sobre la cima, así como el ascenso y emplazamiento de domos (montículos de lava espesa) y la ocurrencia de 11 eventos eruptivos importantes (figura 2).
- En el mapa de amenaza se definen con una categoría de ‘amenaza alta’ a los fenómenos de CDP, lahares y proyectiles balísticos. Adicionalmente, las partículas de ceniza y rocas de entre 2 y 6 cm de tamaño (*lapilli*) que el volcán lanza al aire y que luego el viento dispersa se clasifican en zonas de alta, media y baja amenaza. Esto se hace según qué tanta cantidad podría caer y qué tan fuertes serían sus efectos, tomando como referencia el escenario más grande que podría ocurrir en una erupción.
- En la elaboración del mapa de amenaza del VCM, se asumió que, si ocurre una erupción, el material volcánico saldría de la zona donde hoy están los domos dentro del cráter (unos montículos de lava endurecida). Es decir, ese punto se tomó como el lugar más probable desde donde iniciaría la erupción y desde donde se dispersarían los diferentes fenómenos volcánicos. Si ocurre un escenario eruptivo potencial diferente o incluso mayor al registrado en el pasado geológico del volcán, si hay cambios considerables en su morfología y topografía, o si cambia su foco de emisión, el mapa de amenaza deberá actualizarse.



Figura 2. Características del VCM y principales amenazas volcánicas

Imagen generada con ChatGPT (OpenAI, 2026) a partir de indicaciones del autor, adaptada con base en fotografía de referencia del volcán Cerro Machín.

Aplicaciones o implicaciones

Los resultados presentados en este mapa permiten identificar las zonas que podrían verse afectadas ante una posible erupción del VCM. Este mapa de amenaza constituye una herramienta fundamental para la toma de decisiones por parte de comunidades, autoridades civiles y organismos de atención y prevención de desastres.

Resumen

El volcán Cerro Machín (VCM) se localiza en la cordillera Central de Colombia hacia el sur del Segmento Volcánico Norte (SVN), a 17 km al oeste de la ciudad de Ibagué (Tolima). Es un volcán poligenético activo definido por un cono-anillo piroclástico y un complejo de domos intracrátericos de composición dacítica. Su actividad eruptiva, desde finales del Pleistoceno y en el Holoceno (~11 269 a 1179 años antes del presente A.P.) ha sido explosiva de tipo pliniana con un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) en una escala logarítmica de hasta 5. El estilo eruptivo también se ha caracterizado por el ascenso y emplazamiento de domos de composición dacítica. El registro geológico muestra 11 erupciones importantes, que han generado fenómenos recurrentes de corrientes de densidad piroclástica (concentradas y diluidas) con alcance de más de 15 km. Lahares de gran volumen han cubierto un área de más de 1000 km² hacia el oriente a lo largo de los valles de los ríos Coello y Magdalena. Depósitos de caídas piroclásticas por transporte eólico de ceniza y lapilli se han acumulado con más de 10 cm de espesor a distancias de más de 45 km al noroeste-oeste-suroeste del centro de emisión.

Para la segunda versión del mapa de amenaza, se realizó una evaluación integral del registro geológico, simulaciones computacionales de los fenómenos volcánicos, análisis de las condiciones actuales de la estructura volcánica y las características geomorfológicas de su área de influencia. Esta evaluación permitió delimitar la afectación y alcance de los fenómenos volcánicos, en caso de presentarse un evento eruptivo mayor. Las zonas de amenaza se clasificaron en alta, media y baja, según su potencialidad de daño y el tipo de fenómeno evaluado. El mapa de amenaza contempla como foco principal de emisión el área que es ocupada por el complejo de Domos Intracrático Actual.

En el mapa de amenaza se catalogan únicamente como amenaza alta por su complejidad y potencialidad de generar pérdida de vidas, daños e impactos a los bienes, la infraestructura y los medios de sustento entre otros, los fenómenos de corrientes de densidad piroclásticas (CDP) y lahares. Las caídas piroclásticas por transporte eólico son las únicas que presentan zonificación de la amenaza de acuerdo con sus características (espesor, tamaño de partículas y carga sobreimpuesta) tomando en cuenta el escenario máximo evaluado.

El presente mapa de amenaza sumado con el monitoreo y diagnóstico de la actividad volcánica y las acciones que buscan la apropiación social del conocimiento geocientífico, llevadas a cabo por el Servicio Geológico Colombiano (SGC), constituyen una herramienta fundamental para la toma de decisiones en escenarios de pre-crisis, el manejo de crisis y el ordenamiento del territorio, y con ello, a la gestión integral del riesgo volcánico de desastres.

Abstract

The Cerro Machín Volcano (VCM) is located in the Central Cordillera of Colombia, towards the southern part of the Northern Volcanic Segment (NVS), approximately 17 km west of the city of Ibagué. It is an active polygenetic volcano characterized by a pyroclastic ring-cone and an intracrater dome complex of dacitic composition. Its eruptive activity, from the late Pleistocene through the Holocene (~11,269 to 1,179 years before present, BP), has been dominantly explosive, of Plinian type, with a Volcanic Explosivity Index (VEI) reaching up to 5 on a logarithmic scale. The eruptive style has also been marked by the ascent and emplacement of dacitic lava domes. The geological record documents at least 11 major eruptions, which have generated recurrent pyroclastic density currents (PDCs), both concentrated and dilute, with runout distances exceeding 15 km. Large-volume lahars have inundated areas greater than 1.000 km² to the east, along the valleys of the Coello and Magdalena rivers. Pyroclastic fall deposits, transported by wind as ash and lapilli, have accumulated to thicknesses exceeding 10 cm at distances greater than 45 km to the northwest, west, and southwest from volcano.

For the second version of the hazard map, a comprehensive assessment was conducted integrating the geological record, numerical simulations of volcanic phenomena, analysis of the current state of the volcanic structure, and the geomorphological characteristics of its area of influence. This evaluation allowed the delineation of the extent and impact of volcanic phenomena in the event of a major eruptive episode. Hazard zones were classified as high, medium, and low according to their damage potential and the type of phenomenon considered. The hazard map identifies as the main emission focus the area currently occupied by the intracrater dome complex.

Within the hazard map, only pyroclastic density currents (PDCs) and lahars are classified as high hazard, due to their complexity and high potential to cause loss of life, damage to property, infrastructure, and livelihoods. Pyroclastic fall deposits resulting from wind transport are the only phenomena for which hazard zonation is defined based on their characteristics (thickness, particle size, and load), considering the maximum evaluated scenario.

This hazard map, together with the monitoring and diagnostic activities of volcanic behavior, and the initiatives aimed at fostering public understanding of geoscientific knowledge carried out by the Servicio Geológico Colombiano (SGC), constitutes a fundamental tool for decision-making in pre-crisis scenarios, crisis management, and land-use planning, thereby contributing to the comprehensive management of volcanic disaster risk.

Introducción

Los mapas de amenaza volcánica representan cartográficamente las zonas que pueden ser afectadas por uno o varios fenómenos que ocurren durante una erupción para un volcán determinado, según los resultados obtenidos de la evaluación de su amenaza. Es uno de los principales insumos en la planificación de un territorio y la gestión del riesgo de desastres. En el territorio nacional, existen alrededor de cincuenta (50) volcanes catalogados como activos (ya sean volcanes aislados, o haciendo parte de campos, complejos o de cadenas volcánicas).

El volcán Cerro Machín (VCM), es una estructura volcánica poligenética ubicada en el extremo sur del segmento volcánico norte de Colombia. Este volcán ha sido considerado como uno de los volcanes más explosivos de Colombia de acuerdo con varios estudios geológicos realizados desde los años 90s.

El área de influencia del VCM es densamente poblada y de vital importancia para el desarrollo del país, por ejemplo, amplias áreas agrícolas altamente productivas se encuentran en la zona de influencia del volcán. De igual manera, importante infraestructura vial como túneles y viaductos se encuentran expuestos a los efectos de los fenómenos volcánicos que se puedan originar en una futura erupción.

El VCM actualmente es monitoreado por el SGC a través del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales (OV SMA), con una red de estaciones multiparamétricas que incluye además estaciones de sismología, deformación y geoquímica. Al año 2026 el VCM se encuentra en estado de alerta amarillo.

Dado que las metodologías de estudio de la evaluación de la amenaza volcánica y el entendimiento de la dinámica eruptiva de los volcanes han evolucionado y mejorado en los últimos años, se evidenció desde el SGC, a través del equipo de la evaluación de la amenaza y riesgo volcánico la necesidad de actualizar el mapa de amenaza. En este estudio se cuenta con nueva información geológica y estratigráfica, así como la implementación de nuevas herramientas de simulación computacional de los fenómenos volcánicos y el empleo de modelos digitales de elevación (MDE) de buena resolución.

Los estudios realizados para la actualización del mapa de amenaza han permitido definir 11 eventos eruptivos importantes agrupados en 15 unidades eruptivas y cronoestratigráficas. Las unidades eruptivas antiguas se han generado por eventos explosivos, con un estilo eruptivo plinianiano característico y por el ascenso y destrucción de domos. Las unidades eruptivas intermedias conformadas por extensos depósitos de corrientes de densidad piroclástica y de caídas piroclásticas por transporte eólico son el resultado de eventos eruptivos con un posible aporte magmático mayor de estilo eruptivo pliniano predominante. Finalmente, mecanismos de generación de las erupciones con origen freatomagmático y freático generó depósitos de CDP de oleadas basales y flujos de bloques y ceniza que dieron origen a la formación de los anillos piroclásticos que hacen parte del edificio volcánico actual.

1. Generalidades

El volcán Cerro Machín (VCM) ha sido llamado con los nombres de Machín, Cerro Machín, Alto de Machín y el Hoyo. El edificio volcánico es definido por un cono-anillo piroclástico y un complejo de domos intracráticos de composición dacítica con una altura de 2750 m s.n.m.

1.1. Localización y vías de acceso

El volcán Cerro Machín (VCM) (figura 3), se localiza geográficamente en las coordenadas 4° 29' N y 75° 22' W, en el flanco este de la cordillera central de Los Andes colombianos, en el departamento del Tolima, a 17 km al oeste de la ciudad de Ibagué (Tolima), a 7 km al noroeste del municipio de Cajamarca (Tolima) y 146 km al oeste de Bogotá, D. C. El volcán presenta una altitud de 2750 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m). Sus principales vías de acceso son desde Cajamarca hasta el corregimiento de Toche (figura 4), la cual es una carretera destapada, de aproximadamente 23,4 km, que en algunos sectores cuenta con tramos de placa huella. Al VCM, también se puede acceder desde Ibagué, por una vía en mal estado que va desde el sector de El Boquerón y que pasa por el corregimiento de Tapias hasta el edificio volcánico. Otra vía de acceso es la de Salento (departamento del Quindío) que pasa por los sectores de la Línea, la Carbonera, y el corregimiento de Toche. Desde el municipio de Cajamarca también se puede acceder a través del desvío que conduce hacia Ibagué, en el sector de Gamboa, y que luego pasa por la vereda los Naranjos, desde este sector se llega a Tapias y posteriormente al VCM. Esta vía es conocida como "Ortega".



Figura 3. Fotografía panorámica del edificio del volcán Cerro Machín
Tomada en sobrevuelo del Servicio Geológico Colombiano y la Fuerza Aeroespacial de Colombia. Año: 2010
Fuente: SGC, John Makario Londoño.

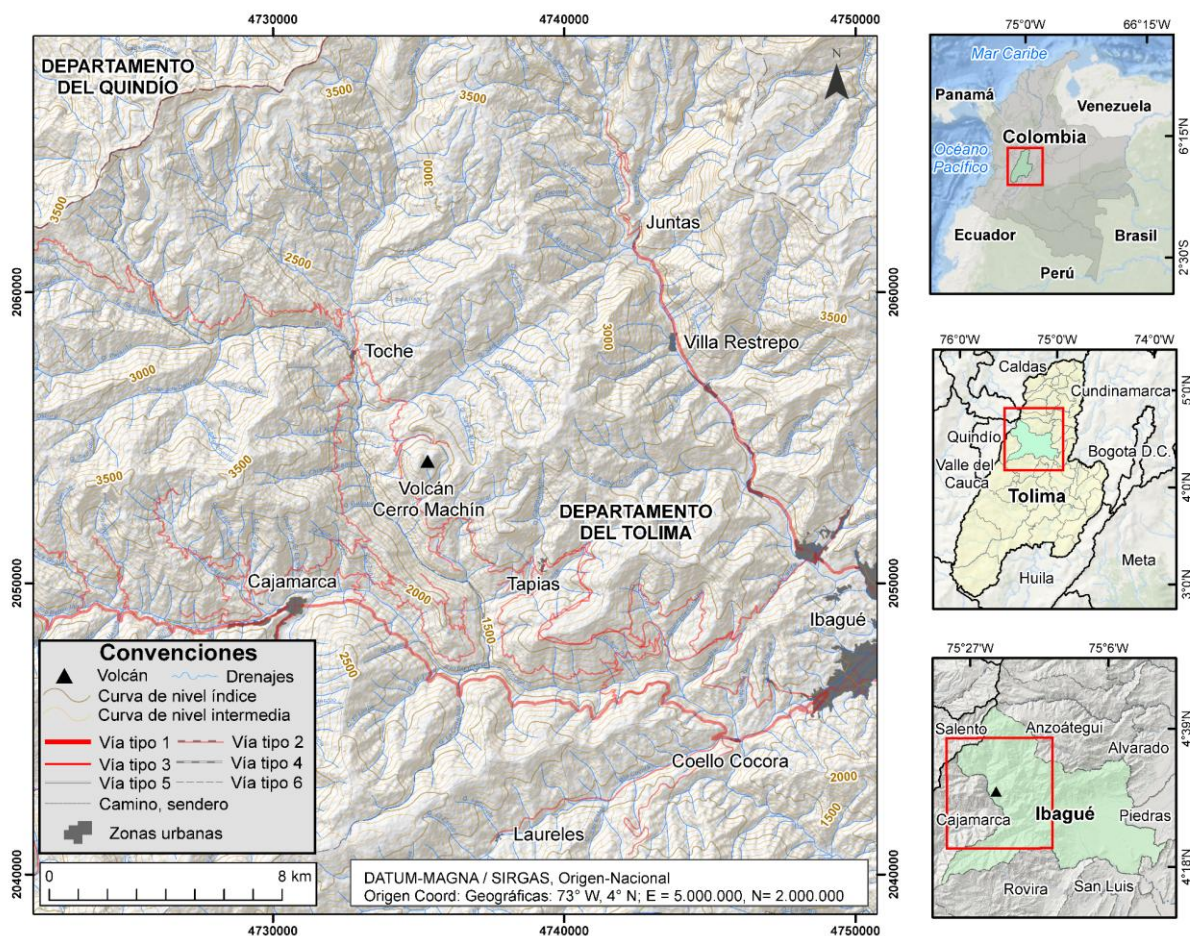


Figura 4. Mapa de localización del volcán Cerro Machín

Se observa la red de drenaje, las principales vías de acceso y algunos centros poblados en su área de influencia proximal.

1.2. Sistemas de drenaje

En el volcán Cerro Machín (VCM) se encuentran redes de drenaje, caracterizadas por valles pronunciados, rellenos en su mayoría, por diferentes depósitos derivados de la actividad volcánica. Estos drenajes definen un patrón que varía desde tipo subdendrítico, cuando el drenaje se encuentra establecido sobre depósitos volcánicos, a subparalelo y paralelo cuando se encuentra en rocas metamórficas del Complejo Cajamarca, debido al control generado por la foliación de estas rocas. Dentro de estos drenajes, los más relevantes corresponden a las quebradas Agua caliente, Santa Marta y Azufral y alimentan la cuenca del río Toche. Los ríos San Juan y Tohecito, los cuales drenan las laderas del volcán y se unen con el río Bermellón, para dar lugar al río Coello, que finalmente desemboca al río Magdalena (figura 5).

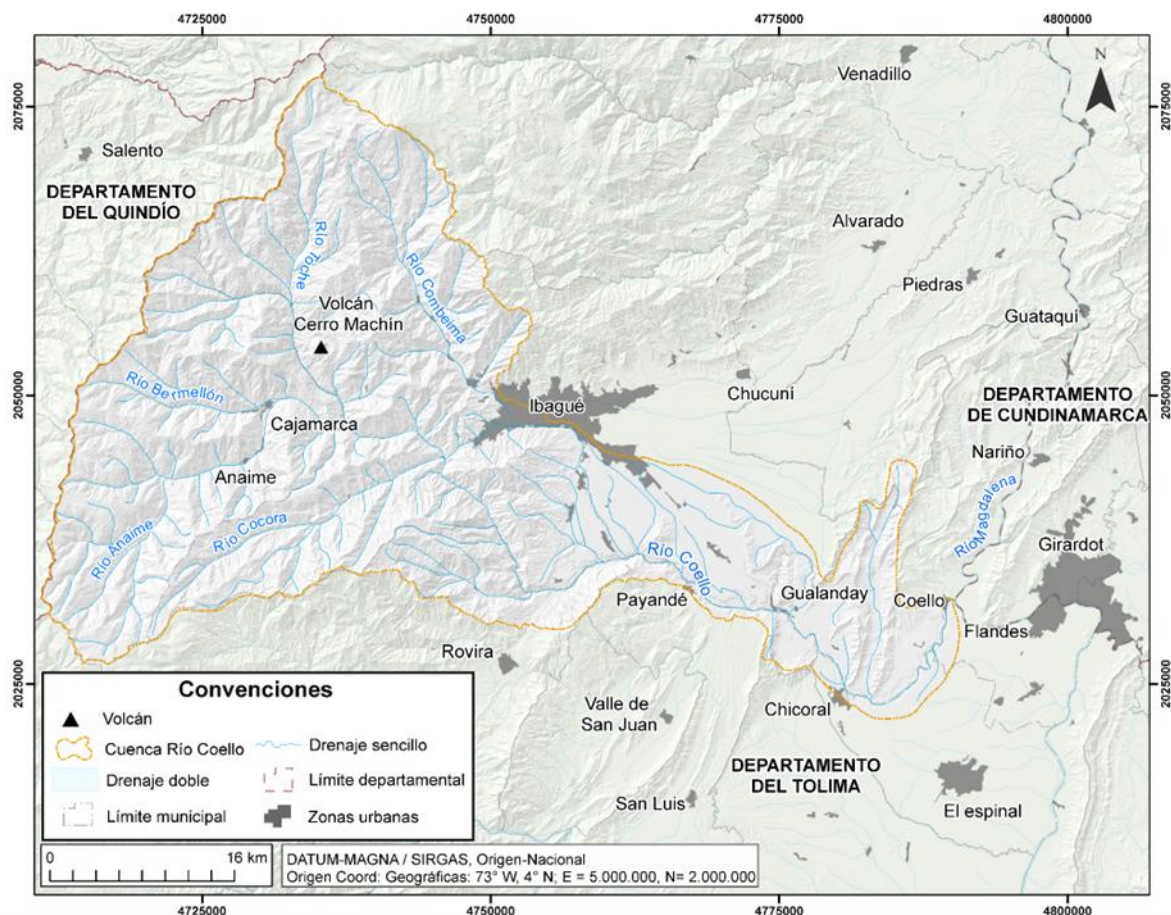


Figura 5. Sistema de drenaje en el área de influencia del volcán Cerro Machín

1.3. Estudios previos

El volcán Cerro Machín (VCM), El Hoyo o El Humo, cómo se conocía en principio, fue descrito por primera vez como un volcán activo por Friedlaender (1927), cuando fue informado por el Hermano Amable e invitado por el mismo a visitar y hacer el reconocimiento de la zona donde se encuentra localizado el volcán. Aunque el VCM fue referente desde la época de la colonia, siendo incluso reportado por Ospina (1843), el cual tomó a su vez los escritos de Fernández de Piedrahita (1688), y que lo describió como un volcán no temible. Friedlaender clasificó al VCM como un volcán tipo Somma, mediante un esquema geológico y describió la presencia de un grupo de domos centrales y diversas fuentes termales y de CO₂. Mosquera *et al.* (1982) realizaron la cartografía geológica regional de la plancha 244 Ibagué, en la cual se encuentra el VCM y la descripción general de algunos de sus depósitos.

Dentro de los estudios realizados para trabajos de exploración geotérmica, llevados a cabo por la Central Hidroeléctrica de Caldas - CHEC en 1983, se incluyó al VCM, haciendo referencia al mismo como un volcán activo y catalogando al volcán como una depresión caldérica en forma de herradura.

Thouret *et al.* (1995) presentan un mapa general de zonas que pueden ser potencialmente afectadas por fenómenos generados en erupciones volcánicas futuras para el VCM. Adicionalmente obtuvieron las primeras dataciones radiométricas ¹⁴C, donde se estableció una edad de 820 ± 120 años para la última erupción de este volcán.

Cepeda *et al.* (1995) realizaron diferentes estudios geológicos y petrográficos del VCM. En este estudio se elaboraron mapas de posible dispersión para fenómenos tales como flujos y caídas piroclásticas ante una erupción del VCM.

Méndez (2000) presenta los resultados de dataciones radiométricas ^{14}C realizados en fragmentos de madera carbonizada presentes en los diferentes depósitos de flujos piroclásticos del VCM, donde se definieron siete épocas eruptivas. Para la época más antigua definida se obtuvieron edades de 45 000 años y para la más reciente de 800 años.

Rueda (2000, 2005) en su trabajo de pregrado y de maestría, definió cuatro unidades de caída piroclástica principales, las cuales denominó P-1, P0, P1 y P2. Adicionalmente presentó mapas de isópacas e isópletas de cada una de las unidades de caída, así como columnas tefroestratigráficas. El autor realizó correlaciones con base en dataciones relativas, a partir de las relaciones estratigráficas de los depósitos de flujos piroclásticos que suprayacen y subyacen a las unidades de caída.

Por su parte, Cortés (2001) describe de forma detallada los depósitos de lahares que fueron producidos por la actividad volcánica del VCM. Con este método la autora logró distinguir seis unidades principales de *lahar*, así como las áreas de afectación proximales y distales.

Méndez (2001) asigna nombres litoestratigráficos formales, con jerarquía de formaciones, a los diferentes depósitos de flujos piroclásticos producidos durante siete eventos eruptivos diferentes. Estos nombres fueron denominados El Boquerón, El Espartillal, Anaime - El Tigre, Toche, y San Juan y fueron presentados en un mapa a escala 1:10 000.

Posteriormente, Méndez *et al.* (2002) presentan el mapa, memoria explicativa e informe de la evaluación de la amenaza, en el cual se establecieron las áreas de amenaza potencial ante una probable erupción del VCM. Estas áreas de amenaza fueron definidas con base al estudio estratigráfico y los análisis realizados de los depósitos volcánicos generados a través del tiempo, dataciones ^{14}C y la geomorfología del volcán y su área de influencia. El informe consigna importante información sobre escenarios pasados, presentes, futuros y de referencia, así como las recomendaciones sobre la importancia del monitoreo volcánico permanente y la socialización de los resultados del estudio. Hasta el momento son 21 años de divulgación y actividades que han buscado la Apropiación del Conocimiento Geocientífico a nivel local y regional.

Ingeominas (2003) presenta el Mapa de Amenaza Volcánica del Cerro Machín a escala 1:50 000 con su respectiva memoria. En dicho mapa establecieron las diferentes zonas de amenaza categorizadas según tipo de fenómeno y diferenciando las zonas de amenaza, por flujos piroclásticos, *lahares*, caída de piroclastos y emplazamiento de domos.

Obando y Ramos (2003), en su trabajo de grado y Obando *et al.* (2003) en el artículo derivado del mismo, presentaron los resultados de diversas simulaciones computacionales efectuadas para flujos piroclásticos derivados de colapso de columna de erupción y colapso de domos, mediante la utilización del programa Flow 3D. Adicionalmente presentan la probable dispersión de estos flujos a través de diferentes escenarios, con base a cambios en la altura de colapso de la columna eruptiva.

En Murcia *et al.* (2010) presentaron los resultados de simulaciones computacionales de flujos piroclásticos asociados al VCM. En la metodología empleada utilizaron el programa TITAN 2D. Adicionalmente con los resultados obtenidos definieron las implicaciones en la amenaza, de acuerdo con las áreas afectadas y estimadas mediante las simulaciones.

Cortés (2020) publicó la actualización sobre el estado del arte de los estudios sobre lahares asociados al VCM, presentando los resultados del análisis detallado y complementario de los depósitos de lahar del VCM, haciendo énfasis en el gran impacto sobre el paisaje y amenazas asociadas con procesos eruptivos altamente explosivos. La investigación efectuada presenta información sobre el origen, tipo, edad, distribución y volumen mínimo de los depósitos de lahar, así como de la historia eruptiva, evaluación de amenaza y riesgo volcánico del VCM.

1.4. Metodología

En la actualización del mapa de amenaza volcánica del volcán Cerro Machín (VCM) se recopiló y analizó la información de trabajos previos. Se realizaron trabajos de campo detallados y complementarios en la zona de influencia del volcán. En las actividades de campo se levantaron columnas estratigráficas detalladas, se describieron los depósitos volcánicos y se tomaron muestras para análisis de laboratorio (granulometría, componentes, petrografía y dataciones ^{14}C). Los datos de campo se tomaron teniendo en cuenta nuevas metodologías para la determinación de los parámetros a ser utilizados en el cálculo de la dinámica eruptiva. Los resultados de dataciones se calibraron con 2σ (curva IntCal20; datos atmosféricos de Reimer *et al.*, 2020) para las edades ^{14}C reportadas en estudios previos y dataciones realizadas en este estudio con el *software* OxCal V4.4.4 (Ramsey, 2021). La información de los análisis de laboratorio y columnas estratigráficas podrán ser consultados en los anexos del informe técnico “Geología y Dinámica eruptiva del volcán Cerro Machín (Ceballos *et al.*, manuscrito en preparación).

En la descripción e interpretación de la actividad eruptiva del VCM, se emplearon los conceptos propuestos por Fisher y Schmincke (1984), tales como erupción, unidad eruptiva, unidades de actividad volcánica y época eruptiva. Una erupción volcánica puede subdividirse en unidades de actividad volcánica tales como: pulso eruptivo (que puede durar desde unos pocos segundos hasta minutos), fase eruptiva (que puede durar desde unas pocas horas hasta días y consiste en numerosos pulsos eruptivos) y erupción (compuesta por varias fases, que puede durar desde unos pocos días hasta meses, o incluso varios años). Una unidad eruptiva es un depósito o depósitos que se agrupan como una unidad estratigráfica con espesor definido de material volcánico con edad conocida y generada a partir de un pulso eruptivo, una fase eruptiva o una erupción. Una unidad cronoestratigráfica es un cuerpo de roca estratificado o no y definida por haberse formado durante un mismo intervalo específico de tiempo geológico (Salvador, 1994). Por último, las unidades eruptivas y cronoestratigráficas fueron agrupadas según las unidades de actividad volcánica, donde, varias erupciones conforman una época eruptiva (que ocurre en un lapso de decenas, cientos a miles de años).

La evaluación de la amenaza se realizó teniendo en cuenta el registro geológico de los depósitos volcánicos, la configuración geomorfológica actual del edificio volcánico y de su área de influencia, simulaciones computacionales de los fenómenos volcánicos, escenarios eruptivos de referencia y el análisis de la actividad volcánica reciente con información obtenida, a partir del monitoreo multiparamétrico, por el SGC del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales (OV SMA). Con base a estos parámetros, se obtuvo como resultado, la posible distribución y alcance de los diferentes fenómenos volcánicos que podrían generarse en una erupción futura, los cuales se representan a través de la presente actualización del mapa de amenaza volcánica.

En las simulaciones de los fenómenos volcánicos llevadas a cabo se emplearon las herramientas informáticas Tephra2 (Bonadonna *et al.*, 2005; Bonadonna y Costa, 2012; Connor y Connor, 2006; Volentik *et al.*, 2009) para caídas piroclásticas, Titan2D (Patra *et al.*, 2005) para CDP concentradas y cono de energía VHASS (Takarada, 2017) para CDP diluidas, RiverFlow2D (García *et al.*, 2015) para lahares y *Great Balls of*

Fire para proyectiles balísticos (Biass *et al.*, 2015; Biass *et al.*, 2016). Estas herramientas computacionales con excepción de RiverFlow2D se encuentran disponibles en el portal web del vHub (<http://www.vhub.org>) y el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés). Los procedimientos y resultados de estas simulaciones y la descripción y análisis de los insumos base de modelos digitales de superficie y de terreno empleados, se encuentran en el informe complementario realizado por Muñoz *et al.* (2026).

La zonificación de la amenaza alta, media y baja se obtuvo a partir de la superposición de las áreas afectadas por los diferentes fenómenos volcánicos y la categorización de la amenaza por caídas piroclásticas por transporte eólico.

2. Registro geológico

El volcán Cerro Machín (VCM) se ubica hacia la parte meridional del Segmento Volcánico Norte (SVN) de Colombia (Monsalve, 2020) y se asocia a la zona de daño activa en el extremo suroccidental de la Falla de Ibagué (Osorio *et al.*, 2008) y a las fallas geológicas de Cajamarca y Aguas Calientes (Mosquera *et al.*, 1982; Cepeda *et al.*, 1995). Las rocas del basamento del VCM corresponden a rocas metamórficas del Complejo Cajamarca (Nelson, 1957; Feininger *et al.*, 1972; González, 1989) de metamorfismo triásico (Gómez *et al.*, 2015) y rocas ígneas hipoabisales del batolito de Ibagué (que intruyen el Complejo Cajamarca) con edades entre 150-140 Ma (Brook, 1984; Vesga y Barrero, 1978; Villagómez *et al.*, 2011).

2.1. El registro geológico

El VCM con una altitud 2750 m s.n.m., es un volcán poligenético (figura 6) definido por un cono-anillo piroclástico y un complejo de domos intracratericos de composición dacítica. El cráter actual presenta un diámetro de 2,4 km con una morfología de colapso orientada al suroeste. La estructura volcánica actualmente tiene cuatro (4) fuentes termal asociadas (aguas neutras y de baja influencia magmática) Estatuas (~92 °C), Toche (~33 °C), Aguascalientes (~78 °C) y Delicias (~35°C), y un campo fumarólico (La Macha), que se localiza en la cima del complejo de domos el cual emite gases con composiciones promedio de CO₂ (98 %), HCL (< 2,5 %), H₂S (< 0,5 %) y SO₂ (< 0,2 %) (fuente: grupo de monitoreo SGC-OVSMA).

A final del Pleistoceno y durante el Holoceno, el VCM ha presentado un estilo eruptivo explosivo predominante de tipo pliniano (figura 7) y erupciones efusivas menos frecuentes (Cepeda *et al.*, 1995; Méndez *et al.*, 2002). A partir de la interpretación de la información del registro geológico se ha definido que los eventos eruptivos de estilo Pliniano han sido de Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de hasta 5 y de columnas eruptivas mayores a 25 km de altura. La actividad efusiva se ha caracterizado por el emplazamiento en la superficie de domos de lava de gran volumen (> 0,3 km³).

La actividad explosiva ha generado depósitos de caídas piroclásticas por transporte eólico de ceniza y lapilli con acumulaciones de más de 10 cm de espesor a distancias mayores de 45 km al noroeste-oeste-suroeste del centro de emisión, corrientes de densidad piroclástica (CDP) con alcance de hasta 15 km y grandes volúmenes de flujos de lahar (Cortés, 2020) que cubrieron un área de más de 1000 km² hacia el oriente del volcán a lo largo de los valles de los ríos Coello y Magdalena.



Figura 6. Vista panorámica del flanco oeste-suroeste del volcán Cerro Machín (VCM)

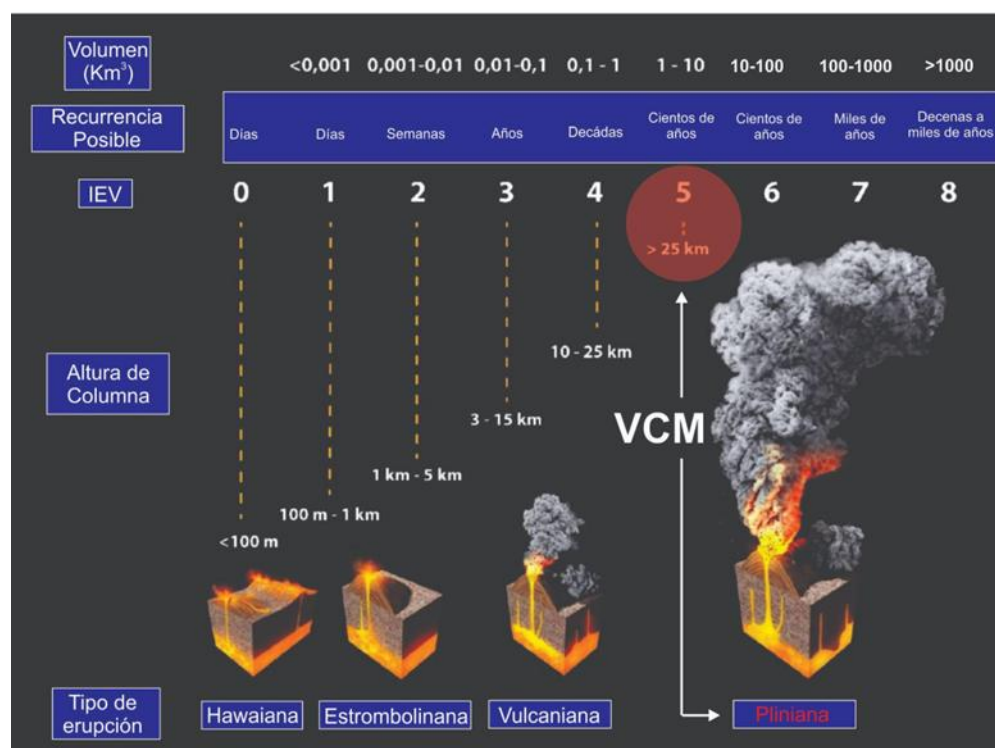


Figura 7. Esquema de los estilos eruptivos y el tamaño de las erupciones volcánicas

El Índice de Explosividad Volcánica (IEV) es una escala logarítmica para medir la magnitud e intensidad de las erupciones volcánicas (Newhall y Self, 1982). El volcán Cerro Machín (VCM) presenta un IEV de hasta 5. Fuente: modificado de: <https://volcanoschool.org/for-adults/volcanoes-and-volcanic-products/>

A partir de la interpretación de los estudios detallados estratigráfico y cartográfico de los depósitos volcánicos presentes en el registro geológico (tabla 1, figura 8 y figura 9) se definieron mínimo once (11) erupciones.

Tabla 1. Actividad eruptiva del volcán Cerro Machín

Unidades de actividad volcánica	Rango de edad (años A.P.)	Unidades Eruptivas UE/ Cronoestratigráficas UC	Erupciones	Fases eruptivas	Tipo de actividad
Época	11 269-11 122 y 6662-6453	UE Entrerios (CDP concentradas y diluidas)	~ 3?	> 3	Explosiva
		UC Coello? (lahares)			
Época	6662-6453 y 6192-5760	Conjunto de Depósitos (Avalanchas de escombros)	> 1?	> 1?	Destructiva
Época	6192-5760 y 5850-5750	UE Espartillal (CDP-Caídas de ceniza y lapilli)	> 1?	≥ 6?	Explosiva
		UE San Lorenzo (Caídas piroclásticas)			
		UC El Guamo? (lahares)			
Erupción	4150- 3929 y 3574-3407	UE Toche (CDP-Caídas de ceniza y lapilli)	1	≥ 5	Explosiva
		UC Espinal (lahares)			
Erupción	> 3382-3217	UE Domo San Juan	1	≥ 1	Efusiva
Época	3382-3217 y 1872-1178	UE Anillo Inferior (CDP)	3	> 6	Explosiva
		UE Anillo Intermedio (CDP)			
		UE Anillo Superior (CDP)			
		UC Chicoral? (lahares)			
		UC Chagualá? (lahares)			

Unidades de actividad volcánica	Rango de edad (años A.P.)	Unidades Eruptivas UE/ Cronoestratigráficas UC	Erupciones	Fases eruptivas	Tipo de actividad
UC El Carmen? (lahares)					
Erupción	< 1872-1178	UE Complejo intracrático de Domos Actual	1	≥ 1	Efusiva

Los depósitos volcánicos fueron agrupados en quince (15) unidades eruptivas y cronoestratigráficas (figura 8, figura 9 y figura 10) que implican su interpretación en términos de litología y edad. Los fenómenos volcánicos más frecuentes identificados corresponden a corrientes de densidad piroclástica (CDP), lahares y caídas de ceniza-lapilli por transporte eólico.

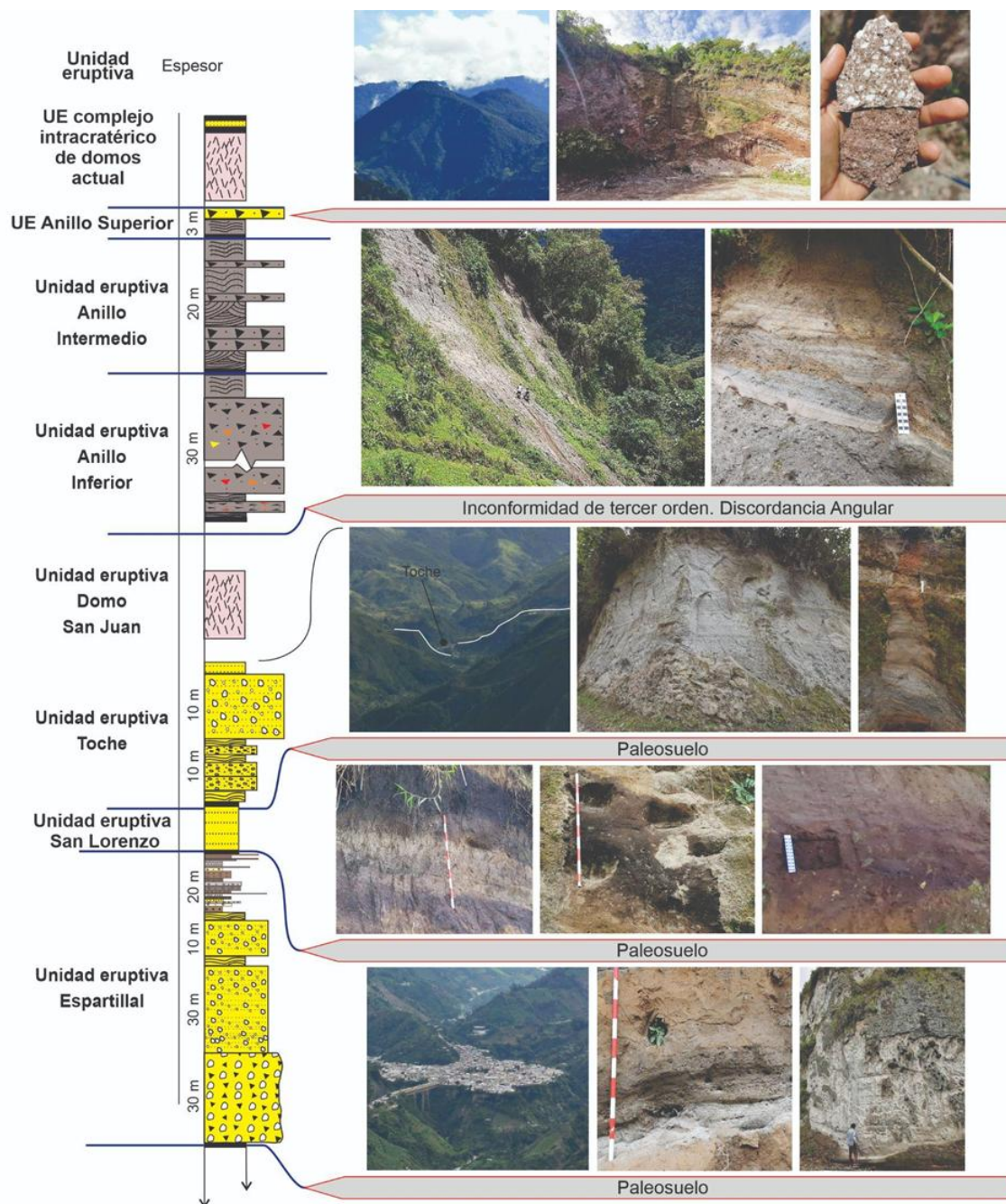


Figura 8. Columna generalizada de los depósitos volcánicos de las unidades eruptivas (UE) Espartillal, Toche, Domo San Juan, Anillo y el complejo de domos actual
Columna cronoestratigráfica generalizada de la parte proximal y media del VCM.

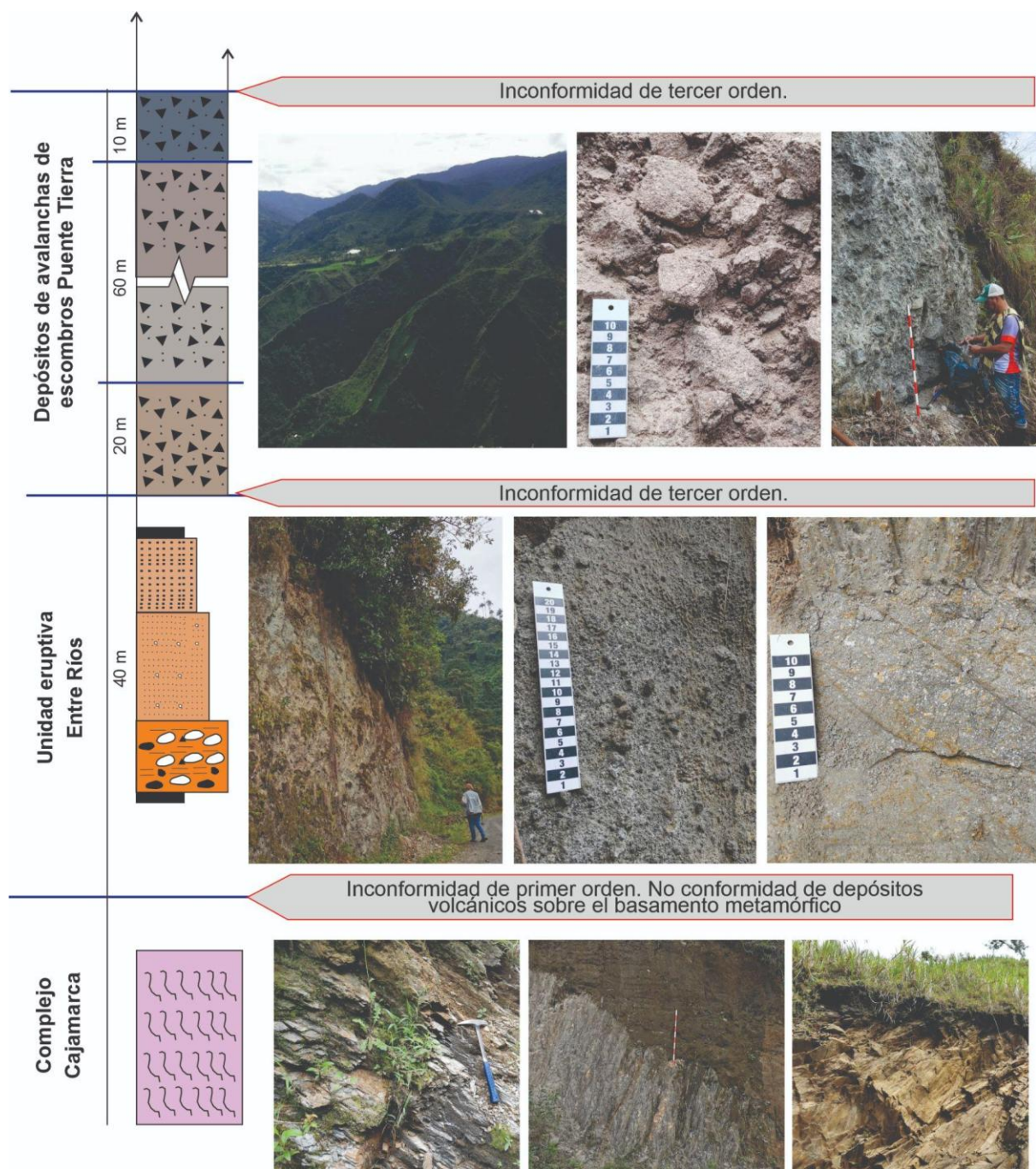


Figura 9. Columna generalizada de los depósitos volcánicos de la UE Entre Ríos y los depósitos de avalanchas de escombros de Puente Tierra
Columna cronoestratigráfica generalizada de los depósitos volcánicos de la parte proximal y media del VCM.

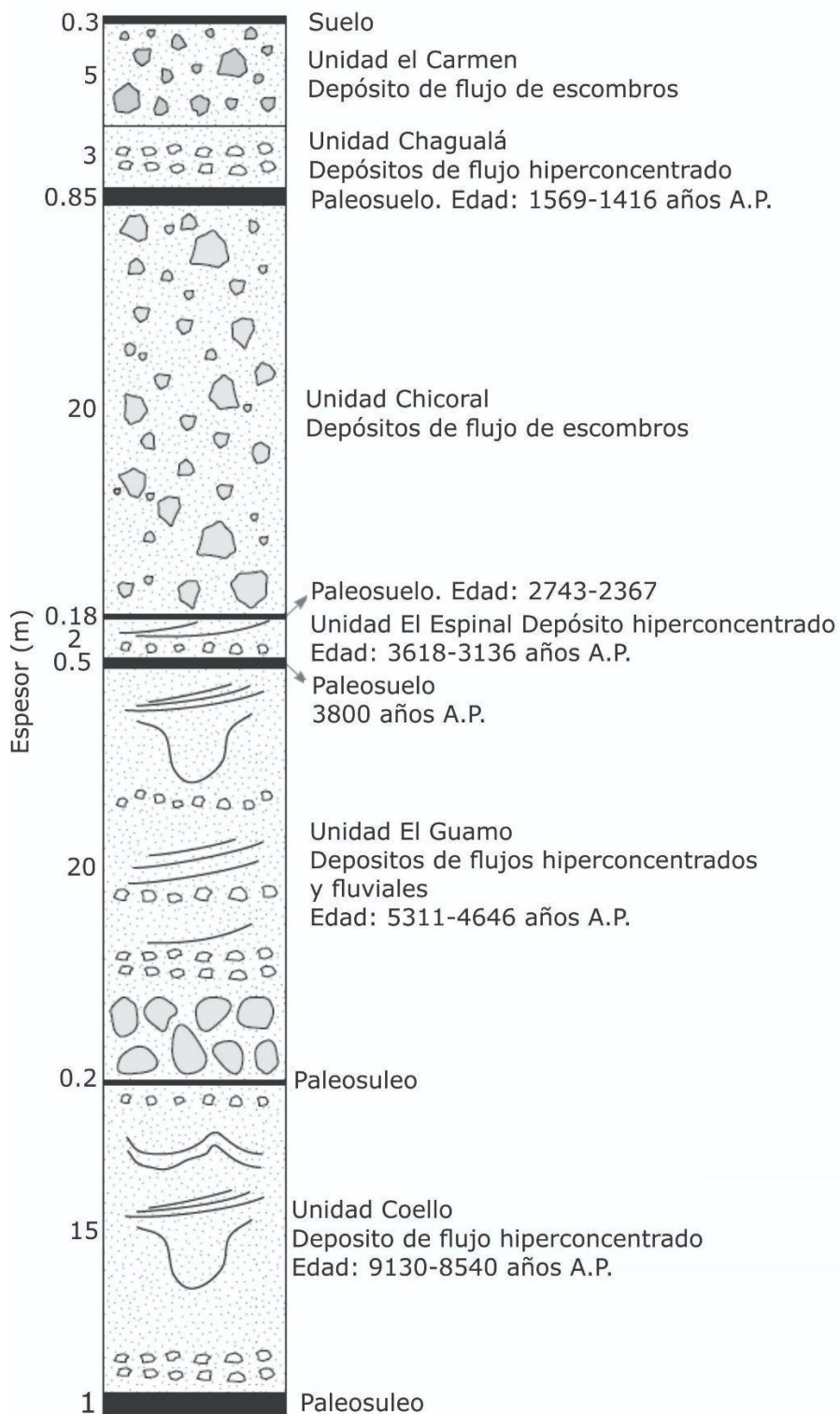


Figura 10. Columna cronoestratigráfica generalizada de los depósitos de lahar aflorantes en los valles de los ríos Coello y Magdalena

Fuente: modificado de Cortés (2020).

A continuación, se presentan las características generales de los depósitos volcánicos presentes del registro geológico y la interpretación de la actividad eruptiva:

2.1.1. Época (11 269-11 122 y 6662-6453 años A.P.)

La actividad volcánica de esta época se caracterizó por erupciones explosivas, de origen magmático y freatomagmático que generaron depósitos de corrientes de densidad piroclástica concentradas y diluidas (CDP) asociadas al colapso parcial de columnas eruptivas inestables. Para esta época se interpretaron un mínimo de (3) erupciones. El represamiento de drenajes generó lahares secundarios.

- Unidad eruptiva Entre ríos (11 269-11 122 y 6662-6453 años A.P.)

Esta unidad corresponde a la época eruptiva más antigua registrada del VCM. Los depósitos se caracterizan por la interestratificación de capas muy gruesas, masivas-matriz soportadas y localmente laminadas de tamaño de grano de ceniza, lapilli-ceniza y ceniza-lapilli-bloques conformada principalmente por pómez, cristales y líticos. La unidad presenta hasta 30 m de espesor en la sección estratigráfica tipo localizada en la quebrada San Juan a 2,3 km al noroeste del VCM (figura 9). Los espesores de las unidades de flujo varían entre 5 y 20 m. Se identificaron remanentes de estos depósitos a 13 km al sureste (sector Coello-Cocora) y 12,5 km al suroccidente (sector Anaime), medidos respecto al actual centro de emisión. Estos depósitos corresponden a corrientes de densidad piroclástica concentradas y en menor proporción diluidas.

- Unidad cronoestratigráfica Coello (9130-8540 años A.P.)

Esta unidad corresponde a la más antigua registrada de depósitos de lahares asociada con la actividad del VCM (figura 10). Es una secuencia espesa formada por varias unidades de flujo de depósitos de lahar de flujos hiperconcentrados que se intercalan con capas de depósitos fluviales y/o lacustres (Cortés, 2020). Los depósitos de las unidades de flujo hiperconcentrados varían en espesor desde un promedio de varias decenas de cm hasta 15 m y cubren un área de aproximadamente 25 km². El máximo espesor calculado de la unidad es de ~50 m. El volumen mínimo calculado es de 0,375 km³ (Cortés, 2020).

2.1.2. Época (6662-6453 y 6192-5760 años A.P.)

En esta época la actividad volcánica se caracterizó por una etapa destructiva con episodios de colapso gravitacional de domos. Estos episodios generaron depósitos de avalanchas de escombros de origen no magmático. El máximo alcance de los depósitos es de 5,4 km al suroeste del VCM. El máximo volumen estimado para la unidad de flujo más espesa y de mayor alcance es de ~0,3 km³. Al menos tres (3) eventos de colapso gravitacional fueron identificados.

- Depósitos de avalanchas de escombros Puente Tierra

Esta unidad corresponde a un conjunto de depósitos de avalanchas de escombros que afloran en el flanco oeste del VCM entre el río Toche y el anillo piroclástico actual. La unidad comprende capas muy espesas (10-60 m) limitadas por superficies erosivas. Las capas se presentan masivas, caóticas, matriz soportadas y monolitológicas con fragmentos de bloques-lapilli y ceniza de composición lítico-cristalina (figura 9). Los fragmentos líticos presentan tamaños entre 20 a 40 cm con estructuras en rompecabezas (*jigsaw*). La

composición de los fragmentos líticos es de dacitas. El origen de estos depósitos corresponde a avalanchas de escombros no magmáticas producto del colapso gravitacional de domos.

2.1.3. Época (6192-5760 y 5850-5750 años A.P.)

La actividad eruptiva correspondió a dos erupciones que se prolongaron posiblemente por décadas a centenares de años (?), con intervalos de reposo que variaron posiblemente de meses a centenares de años e incluyó varias fases eruptivas explosivas de origen magmático predominante, de estilo Pliniano y con un IEV aproximado mayor a 4. Los eventos eruptivos generaron fenómenos de corrientes de densidad piroclástica (concentrada y diluida) por el colapso parcial de columnas eruptivas inestables. Las diferentes unidades de flujo de CPD rellenaron los valles y obstruyeron los cauces de los ríos Toche, Bermellón, Anaime y Coello hasta los sectores de Anaime y Coello-Cocora. Los depósitos de esta unidad hacen parte de la unidad eruptiva Espartillal. Hacia el valle del río Magdalena, se depositaron lahares hiperconcentrados asociados a esta actividad eruptiva, los cuales hacen parte de la unidad cronoestratigráfica el Guamo (Cortés, 2020).

- Unidad eruptiva Espartillal (6192-5760 y 5850-5750 años A.P.)

Esta unidad se compone de depósitos de CDP que afloran en la parte proximal y media del VCM y capas de depósitos de caída piroclástica que afloran principalmente en la parte media y distal del volcán. Los espesores de los depósitos de CDP varían entre 40 y 90 m. Corresponden a conjuntos de capas interestratificadas muy gruesas (10-30 m), masivas, matriz a clasto-soportadas constituidas (figura 8) principalmente de pómez y en menor proporción líticos. Algunas de las capas presentan fragmentos de madera carbonizada. Las capas laminadas presentan espesores variables entre 50 cm y 3 m. Estos depósitos corresponden a corrientes de densidad piroclástica concentradas y diluidas de pómez-ceniza y pómez-lítics, producto del colapso parcial de columnas eruptivas inestables. Las corrientes diluidas se asocian a la nube acompañante (*ash cloud surge*) de los flujos concentrados. El volumen máximo calculado para una de las unidades de flujo es de $\sim 0,650 \text{ km}^3$. Localmente en algunos sectores de las cuencas de los ríos Toche, Anaime y Bermellón afloran depósitos de hasta 2,5 m de espesor, asociados a las CDP, de capas interestratificadas muy delgadas de arcillolitas y limolitas, macizas y con laminación plano-paralela continua, constituidas por vidrio y cristales. Estos depósitos corresponden a procesos de depositación lacustre posiblemente producto de la obstrucción de cauce por el emplazamiento de unidades de flujo de CDP.

Los depósitos de caída piroclástica de la unidad eruptiva Espartillal afloran en la parte media y distal, al oeste y sureste del VCM. Corresponden a por lo menos 17 capas (E1 a E17) interestratificadas de geometría tabular, con contactos netos y transicionales. En las secciones estratigráficas tipo y de registro completo, sectores la Alsacia y la Paloma, cerca de la población de Cajamarca, la unidad presenta un espesor cercano a $\sim 20 \text{ m}$. La mayoría de las capas son masivas, algunas exhiben laminación gruesa plano paralela continua, con gradación normal y asimétrica (figura 8). En general son de buena selección con tamaño de grano que varía entre ceniza y ceniza-*lapilli* de composición de vidrio, cristales y líticos volcánicos frescos y alterados.

En las partes distales, específicamente en los sectores de Calarcá y la Tebaida (Quindío) y alrededores de Ibagué (Tolima), los depósitos se presentan masivos entre 50 cm y 2 m de espesor con buena selección de ceniza fina a muy fina de composición predominante de vidrio y cristales. Estos depósitos se interpretan como caídas piroclásticas generadas por transporte eólico, asociadas a fases eruptivas plinianas múltiples (p. ej. Rossi, 1996) producidas por columnas eruptivas con intervalos de tiempo de días

a meses y depositadas bajo diferentes condiciones de viento. Se estima que estas columnas eruptivas posiblemente alcanzaron alturas mayores a 25 km. La dispersión de ceniza y lapilli por transporte eólico fue principalmente hacia el oeste y sur oeste del centro de emisión.

- Unidad eruptiva San Lorenzo (4848-4560 y 4612-4581 años A.P.)

Esta unidad corresponde a un depósito de caída piroclástica que aflora en los sectores noroccidental y occidental del VCM, tanto en la zona proximal como en la media. Está constituida por dos capas de ceniza que desarrollan un paleosuelo en su parte superior. Las capas de ceniza afloran de manera local en el sector de La Castilla, a lo largo de la vía Toche–San Lorenzo, donde se reconocen dos niveles de ceniza fina a media con fragmentos dispersos de tamaño lapilli, compuestos por vidrio volcánico, cristales, pómez y líticos. En el techo de la secuencia se desarrolla un paleosuelo de color pardo, el cual aflora en gran parte de las zonas proximal y media del volcán y se dispone sobre el paleosuelo de la unidad eruptiva Espartillal, donde se pueden distinguir por su color. Este paleosuelo contiene material arqueológico, incluyendo líticos, fragmentos de carbón asociados a ocupación humana y cerámica. Los depósitos se interpretan como el resultado de erupciones caracterizadas por columnas eruptivas inestables.

- Unidad cronoestratigráfica el Guamo (5311-4646 años A.P.)

Esta unidad está conformada por varios depósitos de lahares hiperconcentrados, masivos a ligeramente estratificados, heterolitológicos, vesiculados y con una matriz de arena fina a media con abundantes clastos de fragmentos de pómez subredondeados blancos de hasta 30 cm de diámetro (Cortés, 2020). Los depósitos se presentan interestratificados con capas muy gruesas a gruesas de conglomerados polimícticos, arenas de origen fluvial y depósitos lacustres de limolitas y arcillolitas laminadas. La unidad cubre un área aproximada de 1009 km², con espesores promedio de 20 m (figura 10) y un volumen mínimo calculado de 20,18 km³ (Cortés, 2020) y está constituida por los depósitos del abanico volcanoclástico del Guamo y los depósitos de los valles de San Juan y San Luis. Una de las unidades de flujo más grandes presenta volúmenes cercanos a los 6 km³.

El origen de los lahares hiperconcentrados de esta unidad se asocian a la actividad explosiva del VCM que generó CDP de pómez y ceniza (Unidad Espartillal) que se transformaron a lahares a medida que incorporan agua durante su recorrido. El emplazamiento de estas unidades de flujo de CDP provocó obstrucciones de cauce, represamientos temporales y locales de los ríos Anaime, Bermellón, Toche y Coello. Las rupturas de estos represamientos detonaron la generación de lahares secundarios diluidos.

Hacia el sur de la actual población de Payandé, la depositación de lahares fue controlada por la topografía del río Paleo-Coello y restringida por una barrera lateral y geológica (rocas sedimentarias del Grupo Gualanday). Estos factores condicionaron la trayectoria y depositación de los flujos hacia el sur por los valles de San Juan y San Luis (Cortés, 2020). Esta dinámica provocó represamientos temporales y locales con la formación de depósitos lacustres. La ruptura parcial y sucesiva de represamientos en este sector desencadenó la depositación y agradación progresiva de lahares secundarios diluidos que fueron desplazando paulatinamente el antiguo curso del río Magdalena hacia el oriente, hasta alcanzar las estribaciones de la Cordillera Oriental. La depositación de los lahares fue interrumpida por intervalos de tiempo (decenas a centenas de años) de erosión y sedimentación fluvial. La combinación de estos procesos dio origen al abanico volcanoclástico del Guamo.

2.1.4. Erupción (4150- 3929 y 3574-3407 años A.P.)

La actividad volcánica correspondió a una erupción que posiblemente se prolongó por decenas a centenas de años (?), con intervalos de reposo que variaron de meses a decenas de años (?). Los eventos explosivos de origen magmático predominante fueron de estilo pliniano, con columnas eruptivas que alcanzaron posiblemente más de 30 km de altura con un IEV máximo de cinco (5). La dispersión predominante fue hacia el noroeste-oeste-suroeste del centro de emisión. Estos eventos eruptivos se agruparon en la Unidad Eruptiva Toche. Con relación a esta actividad volcánica se asocia un depósito de lahar diluido en la parte baja del río Coello de la Unidad el Espinal (Cortés, 2020).

- Unidad eruptiva Toche (4150- 3929 y 3574-3407 años A.P.)

La unidad Toche está conformada por depósitos de corrientes de densidad y caída piroclásticas por transporte eólico.

Los depósitos de CDP afloran en la parte proximal-media como conjuntos de capas interestratificadas que representan diferentes unidades de flujo, de muy gruesas a gruesas (50 cm a 15 m de espesor), con geometría lenticular a tabular, de contactos netos y transicionales, con armazón masiva, matriz y clasto soportadas (figura 8). Algunas de las capas medias y delgadas presentan laminación gruesa plano paralela y ondulada. En los alrededores de Toche y Tapias la unidad alcanza espesores máximos aproximados hasta de 30 m. Los depósitos son principalmente de pómez y ceniza y pómez y líticos volcánicos. Varias de las capas contienen fragmentos de madera carbonizada. Estos depósitos corresponden a corrientes de densidad piroclástica concentradas y diluidas producto del colapso parcial de columnas eruptivas inestables. Las unidades de flujo más grandes tienen volúmenes de hasta 0,36 km³.

Los depósitos de caída piroclástica afloran principalmente hacia la parte media-distal, al occidente de la estructura volcánica. Corresponden a 10 capas (denominadas T1 a T10), interestratificadas (figura 8) de geometría tabular con contactos netos y transicionales. Las capas, son masivas, algunas laminadas que varían de ceniza extremadamente fina a lapilli medio, compuestas por pómez, líticos volcánicos y cristales. En la sección tipo, cerca del alto de La Línea, a 18 km al suroeste del actual VCM, la unidad presenta 3,5 m de espesor. Los depósitos se interpretan producto de erupciones plinianas múltiples de capas diferenciadas por variaciones en la granulometría y distribución que indican posiblemente columnas eruptivas inestables y oscilatorias, que se depositaron en un rango de semanas a años (p. ej. Rossi, 1996). En la sección estratigráfica tipo se definieron mínimo cinco (5) fases eruptivas. Se determinó un volumen de ~1,6 km³ y una altura de columna de ~30 km de altura, para la fase eruptiva más amplia de esta unidad.

- Unidad cronoestratigráfica Espinal (3800 y 3618-3136 años A.P.)

Esta unidad corresponde a un depósito de lahar secundario y diluido (hiperconcentrado). En general este depósito es masivo, matriz soportada de arena fina, con fragmentos de pómez predominantemente subredondeadas y en menor proporción líticos vítreos de color gris oscuro. La matriz contiene principalmente cristales de biotita, anfíbol, plagioclasa y cuarzo (Cortés, 2020). El depósito presenta un espesor promedio de 2 m (figura 10) y una distribución amplia de aproximadamente 294 km² entre los sectores hoy comprendidos como Chicoral, El Espinal y el Guamo. El volumen mínimo de depósito calculado para esta unidad es de 0,588 km³ (Cortés, 2020).

2.1.5. Domo San Juan (> 3382-3217 años A.P.)

La actividad volcánica fue efusiva y se asocia con el emplazamiento del Domo de San Juan. El domo se ubica sobre el flanco norte del VCM. Este cuerpo volcánico es cubierto por depósitos de CDP de las unidades que conforman el anillo piroclástico actual. Cubre una extensión de 1 km².

Petrográficamente se clasifica como una Dacita. En general el domo presenta una textura porfírica/hipocristalina compuesta por cristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo, en una matriz microlítica a criptocristalina.

2.1.6. Época (3382-3217 y 1872-1178 años A.P.)

La actividad volcánica de esta época fue explosiva, se prolongó al menos 2600 años y generó el conjunto de anillos piroclásticos actual. Esta actividad, comprende tres (3) erupciones principales que presentaron intervalos de reposo entre ~600 a 200 años. La actividad explosiva se caracterizó por eventos eruptivos de origen predominante freático y freatomagmático. Las explosiones generaron corrientes de densidad piroclástica diluidas principalmente de oleadas basales (*ground surge*), algunos flujos concentrados y posiblemente columnas eruptivas de baja altura. Adicionalmente esta actividad eruptiva generó caídas piroclásticas (ceniza y *lapilli*) por transporte eólico y proyección balística de corto alcance. Esta actividad fue la predecesora del emplazamiento del complejo de domos actual. Asociada a esta actividad volcánica en la parte baja del río Coello se generaron lahares canalizados de flujos de escombros e hiperconcentrados (Cortés, 2020).

Estas unidades eruptivas hacen parte de las geoformas definidas por un conjunto de varios anillos piroclásticos. Los depósitos corresponden a una interestratificación de capas medias a muy gruesas (20 cm - 1m) (figura 8). En mayor proporción las capas se presentan laminadas y en menor proporción masivas y matrices soportadas con tamaños de grano de lapilli-ceniza y ceniza-lapilli-bloques. La composición de los depósitos es de cristales y líticos volcánicos alterados y frescos. Las unidades se encuentran limitadas por paleosuelos de extensión local. En la sección estratigráfica tipo, que se ubica en el sector sureste del VCM, los depósitos alcanzan más de 30 m de espesor.

- Unidad eruptiva Anillo Inferior (< 3382-3217 años A.P.)

Esta unidad eruptiva se caracteriza por presentar una capa muy espesa (~30 m) con fragmentos de tamaño de grano de bloques-*lapilli* y ceniza de composición lítica. La capa es masiva y matriz soportada conformada por líticos volcánicos de dacitas. Esta capa se presenta interestratificada con capas muy delgadas masivas y laminadas. Estos depósitos se asocian a una CDP concentrada de bloques y ceniza. Esta unidad presenta una edad menor de 3382-3217 años A.P.

- Unidad eruptiva Anillo Intermedio (2303-2008 años A.P.)

La Unidad Eruptiva Anillo Intermedio presenta hasta 20 m de espesor (figura 8). Se caracteriza por el dominio de capas medias a gruesas (30 - 1,5 m) con fragmentos de lapilli-ceniza de composición lítico-cristalina y lítica (dacitas). En general dominan las capas con laminación plano-paralela continua, inclinada de bajo ángulo y ondulada. En menor proporción se presentan capas masivas matriz soportadas y de moderada selección. Los depósitos en su mayoría corresponden a corrientes de densidad piroclástica diluida u oleadas basales. Esta unidad presenta una edad entre 2303-2008 años A.P.

- Unidad eruptiva Anillo Superior (1872-1178 años A.P.)

La Unidad Anillo Superior (~3 m espesor máximo) aflora sobre la superficie, en el fondo del cráter y en el tope del anillo piroclástico actual de la estructura volcánica. Corresponde a una interestratificación de capas medias (20-60 cm), masivas, matrices soportadas a clasto soportadas de depósitos de tamaño de *lapilli* y ceniza de composición lítica (dacitas). La capa superior de la sucesión presenta alta concentración de fragmentos líticos volcánicos con alteración hidrotermal. La edad de esta unidad es 1872-1178 años A.P.

- Unidad cronoestratigráfica Chicoral (2743-2367 y 1569-1416 años A.P.)

Esta unidad cronoestratigráfica presenta dos depósitos de *lahar* de flujos de escombros. Los depósitos son de color de color gris, masivos, mal seleccionados, con composiciones predominantes de lavas dacíticas y en menor proporción fragmentos vesiculados de pómez y ocasionales fragmentos de rocas metamórficas. La matriz es de arena media a gruesa, deleznable a endurecida y de composición similar al de los fragmentos (Cortés, 2020). En la zona distal cerca a la población de Coello se identificaron depósitos de unidades de flujo de *lahar* diluido (hiperconcentrados). Esta unidad forma terrazas que varían en espesor entre 3 y 20 m. Remanentes de estos depósitos afloran en la margen derecha del río Magdalena, en los sectores donde actualmente se encuentran las poblaciones de Girardot y Nariño (Cundinamarca) a 114 km del VCM (Cortés, 2020). Para uno de estos depósitos se estimó un volumen mínimo de flujo de 0,74 km³, con un área mínima cubierta de 62 km² y variables de picos de descarga mínima de 112 000 m³/s, coeficientes de movilidad de 0,014, velocidades promedio de 30 km/h y caracterizados por su bajo contenido de arcilla en la matriz como depósitos de flujos de escombros no cohesivos (Hurtado y Murcia, 2003; Murcia *et al.*, 2008; Cortés, 2020).

- Unidad cronoestratigráfica Chagualá (< 1569-1416 años A.P.)

Esta unidad cronoestratigráfica corresponde a un depósito de *lahar* de flujo de escombros con alto contenido de material pumítico y esporádicos líticos dacíticos vítreos de color gris oscuro. La unidad tiene un espesor promedio de 3 m (figura 10). Esta unidad aflora como pequeños remanentes de terrazas de poca continuidad lateral y espesor. El evento de *lahar* generado fue canalizado por el río Coello (Cortés, 2020).

- Unidad cronoestratigráfica El Carmen (< 1569-1416 años A.P.)

La unidad del Carmen corresponde a un depósito de *lahar* de flujo de escombros con espesor promedio de 3,5 m (figura 10). El registro geológico es localizado y esporádico y se encuentra en proceso de erosión directamente sobre el cauce actual del río Coello. Las características del depósito indican posiblemente que el flujo se transformó de escombros a hiperconcentrado a una distancia aproximada de 70 km respecto al VCM. Esta unidad corresponde al registro geológico más reciente de los depósitos de *lahar* asociados a la actividad eruptiva del VCM (Cortés, 2020).

2.1.7. Complejo de Domos Intracraterico Actual (< 1872-1178 años A.P.)

Corresponde a la actividad volcánica más reciente y de estilo efusivo asociado con el emplazamiento del complejo de domos actual (figura 11). Petrográficamente, estas rocas se clasifican como dacitas con plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo con contenidos de SiO₂ (64-71 %). Este complejo de domos fue

alimentado por un magma dacítico producto de la mezcla entre un fundido silíceo hidratado residente y un magma máfico más caliente. El almacenamiento ocurrió a profundidades medias corticales que coinciden con niveles sísmicos actuales bajo el volcán (Laeger *et al.*, 2013). Para este complejo de domos se ha estimado un volumen aproximado de 0,35 km³.



Figura 11. Panorámica donde se observa el Complejo de Domos Intracraterico
Fuente: Milton Ordóñez (SGC-OVSMA).

3. Registro geo-arqueológico

Los estudios geo arqueológicos realizados en el departamento del Quindío y en la región del Cauca Medio han mostrado que las erupciones volcánicas, la caída de cenizas por transporte eólico y los lahares influyeron en la formación del paisaje y en la disponibilidad de suelos habitables, favoreciendo ciclos de asentamiento, abandono y reocupación en distintos momentos del Holoceno por ocupaciones humanas prehispánicas.

En el Abanico Volcanoclástico del Quindío-Risaralda (Pulgarín *et al.*, 2020), se han reportado ocupaciones precerámicas superpuestas a capas de ceniza volcánica, entre ellas, las procedentes del VCM, con cronologías que oscilan entre ~13 540 y 3600 años A.P. (Cano *et al.*, 2020). De otro lado, la actividad volcánica no actuó únicamente como un factor de riesgo, sino también como un proveedor ambiental. Los suelos derivados de ceniza, fértiles y bien drenados, favorecieron la productividad vegetal y los sistemas agrícolas tempranos, lo que permitió la consolidación de asentamientos (Orozco, 2001).

En el sector de Chagualá (Quindío), las interpretaciones geoarqueológicas indican una relación directa entre la ocupación prehispánica y los eventos volcánicos asociados al VCM (figura 12). Los hallazgos de materiales líticos y cerámicos que datan de ocupaciones precerámicas (7000-1000 años A.P.) junto con evidencias estratigráficas de depósitos de caída piroclástica sugieren que las poblaciones antiguas desarrollaron estrategias de asentamiento y uso del paisaje condicionadas por la recurrencia eruptiva, la fertilidad de los suelos volcánicos y los riesgos asociados a la actividad explosiva (Cano *et al.*, 2016).

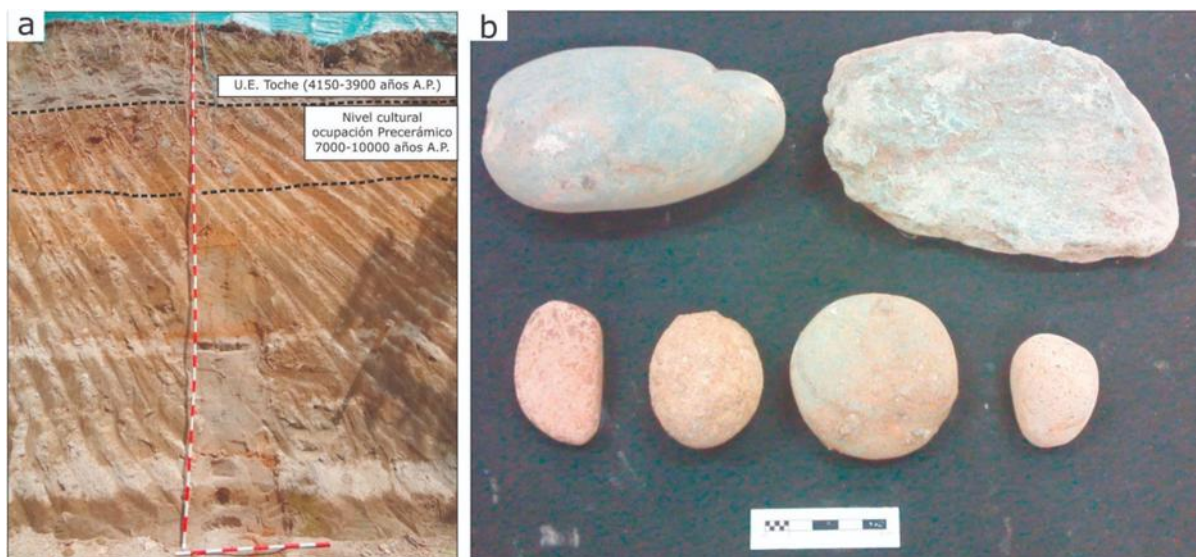


Figura 12. Registro geo arqueológico en la región del departamento del Quindío

En a) se representa la sección estratigráfica del sector Chagualá (Quindío). Fuente: modificado de Cano *et al.* (2021).

En b) se visualizan los artefactos estándar que datan de los tiempos precerámicos. Fuente: tomado de Cano (2018).

No obstante, la recurrencia eruptiva y la inestabilidad geomorfológica generada por estos episodios dieron lugar a interrupciones en la ocupación humana, dejando en el registro arqueológico huellas de abandono temporal, recolonización y reorganización sociocultural asociada a la variabilidad volcánica regional (Orozco y González, 1992; Cano, 2020).

En el sector del corregimiento de Anaime (Cajamarca), recientes estudios reportaron 14 tumbas prehispánicas (en su mayoría de tipo cancel construidas con grandes lajas de piedra), asociadas a una comunidad indígena con cronologías entre ~2400 y 500 años antes del presente (~500 a. C.–1500 d. C.) de tradición Pijao/Quimbaya (Losada *et al.*, 2025). Aunque las investigaciones desarrolladas allí no hacen explícita la estratigrafía volcánica ni se menciona de manera directa al VCM, la relación con la actividad volcánica es evidente por la localización del sitio y por el marco cronológico de las tumbas.

En el corredor vial que recorre 42,5 km en el valle del río Magdalena a la altura de Flandes-Girardot-Guataquí, en trabajos de recuperación y análisis de material arqueológico fueron identificadas tres ocupaciones prehispánicas diferenciadas en el tiempo y el espacio, y los primeros años de la ocupación hispánica. La interpretación del registro relata múltiples historias de paisaje y relaciones de las comunidades con su entorno, entre ellas la posible supervivencia a eventos fortuitos como los lahares del VCM (Buitrago, 2021a; 2021b).

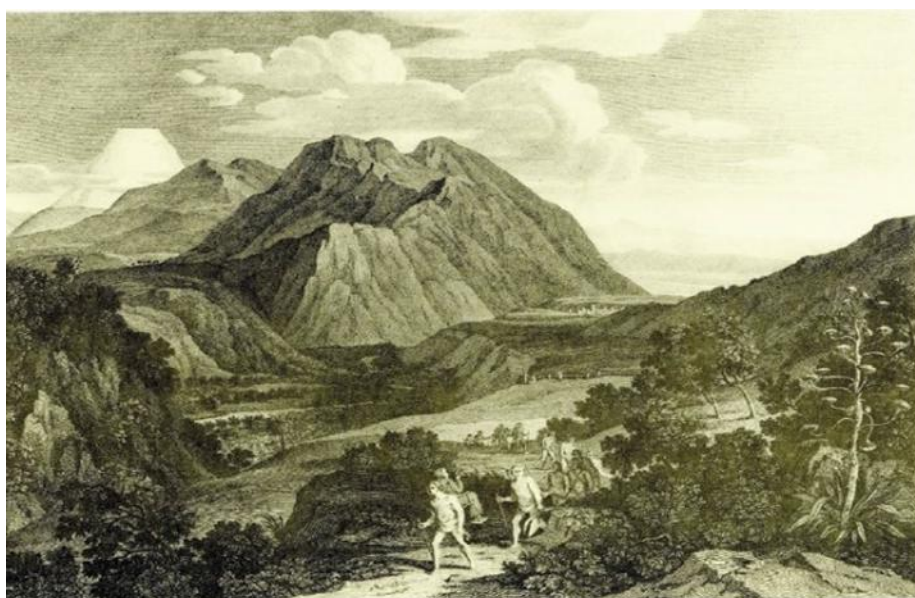
4. Actividad histórica

Desde el siglo XVI, el VCM cuenta con múltiples reportes de actividad fumarólica y presencia de fuentes termales por parte de naturalistas, investigadores e historiadores, que realizaron el recorrido del denominado “Camino del Quindío”, el cual comunicaba a las antiguas ciudades de Ibagué y Cartago (Méndez *et al.*, 2023).

Desde 1550 hasta 1853, a la zona del volcán Cerro Machín se la denominó “Alto Machín”, como un tramo del trayecto al oeste de Ibagué del denominado Camino del Quindío. Sólo fue hasta 1843, cuando Pastor

Ospina lo identificó como un volcán. Hacia finales del siglo XIX y especialmente en las primeras décadas del siglo XX, un considerable número de naturalistas (inspirados en las descripciones y observaciones de Alexander von Humboldt y Aimé Bonpland), expertos en diversas ramas de las ciencias (vulcanólogos, geógrafos, botánicos, zoólogos), visitaron la región del actual departamento del Tolima, empleando como ruta de sus observaciones y recolección de especímenes y muestras, según su enfoque científico, el antiguo camino del Quindío, siendo el área del volcán Cerro Machín un paso obligado en sus travesías (Méndez *et al.*, 2023).

Durante los últimos 500 años (figura 13) no existe evidencia histórica (de acuerdo con consultas en fondos documentales físicos a nivel nacional y de manera virtual, en sistemas de información en línea) que permitiera evidenciar actividad eruptiva del VCM. Esta información también es importante en la evaluación de la amenaza volcánica, ya que confirma largos períodos de reposo de la estructura volcánica (Méndez *et al.*, 2023).



LAMINA 5

Passage du Quindiu, dans la Cordillere des Andes

Figura 13. Grabado en xilografía en donde se aprecia el edificio del volcán Cerro Machín. No se evidencia actividad superficial apreciable y al fondo el volcán Nevado del Tolima (Humboldt, 1801).

5. Amenaza volcánica

La amenaza volcánica es definida como: “Peligro latente de que un evento de origen volcánico se presente con una severidad suficiente para causar pérdida de vidas, lesiones u otros impactos en la salud, así como también daños y pérdidas en los bienes, la infraestructura, los medios de sustento, la prestación de servicios y los recursos ambientales” (adaptado de la Ley 1523 de 2012).

Los fenómenos volcánicos que pueden ocurrir durante una erupción asociados a la actividad volcánica del VCM (figura 14) corresponden a corrientes de densidad piroclástica (concentradas y diluidas), lahares, caídas piroclásticas, emplazamiento de domos de lava, avalanchas de escombros, onda de choque, gases y sismos volcánicos.

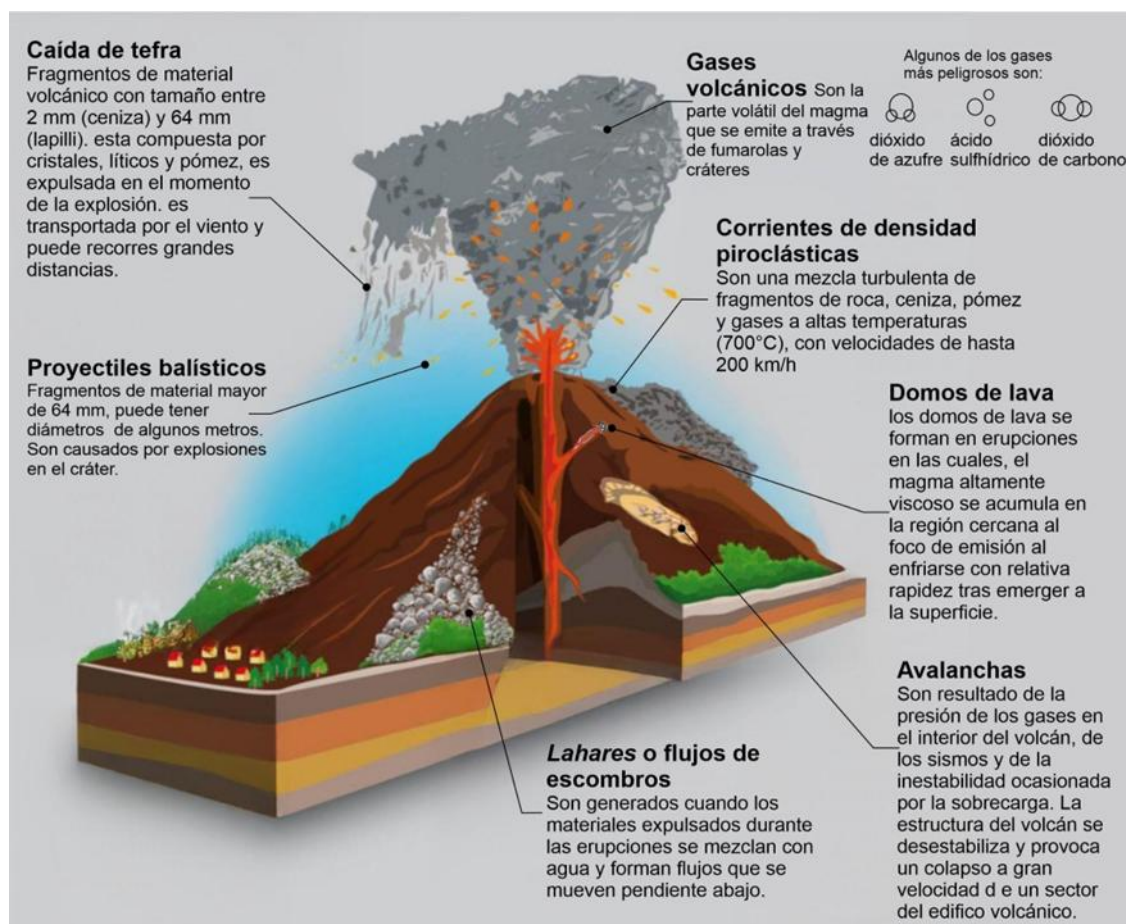


Figura 14. Esquema de un volcán con los diferentes fenómenos volcánicos que pueden ocurrir durante una erupción volcánica

Fuente: modificado de la infografía del Centro Nacional de Prevención de Desastres CENAPRED (México). https://www.cenapred.unam.mx/publicacioneswebgobmx/buscar_buscasubcategoria?Categoria=Riesgos+geol%26oacute;gi+cos+/&subcategoria=Volcanes&palabraclave=Volcanes

Los fenómenos que según el registro geológico y estilo eruptivo se podrían generar en una erupción del VCM y que representan multiamenaza se describen a continuación:

5.1. Amenaza por corrientes de densidad piroclástica (concentradas y diluidas)

Las Corrientes de Densidad Piroclástica (CDP) son nubes de material incandescente compuestas por fragmentos densos (líticos) y/o vesiculados (pómez o escoria), cenizas y gases calientes, con temperaturas entre 300 ° a más de 800 °C, que se mueven a grandes velocidades (de decenas a varios centenares de km/h) desde el centro de emisión, desplazándose por los flancos del volcán tendiendo a seguir los valles y depresiones topográficas, arrasando y sepultando todo lo que encuentra en su trayectoria (https://www.youtube.com/watch?v=xrqrj5x5RVQ&list=PLfQrRLVgrlwj-2uZaQrJHMOgVaD7rm_7v).

Estos fenómenos se pueden originar a partir del colapso gravitacional de columnas eruptivas y por la destrucción gravitacional y/o explosiva de domos y flujos de lava. La mayoría de las CDP tienen dos partes: una concentrada, que corresponde a un flujo basal de fragmentos gruesos que se mueven a lo largo de la superficie del suelo y se canalizan en los valles de los ríos y quebradas y una nube turbulenta de ceniza

que se expande por encima, frontal y lateralmente del flujo basal. La ceniza puede caer desde esta nube y distribuirse en un área más amplia. Las CDP diluidas son corrientes turbulentas de baja densidad, que fluyen a grandes velocidades y no están controladas topográficamente.

Los efectos que podrían causar estos fenómenos incluyen (<http://volcanology.geol.ucsb.edu/hazards.htm>; <https://www.usgs.gov/programs/VHP/pyroclastic-flows-move-fast-and-destroy-everything-their-path>):

- Muerte de seres vivos. Destrucción de infraestructura.
- Arrasamiento e incendio de los elementos expuestos en su trayectoria.
- Cubrimiento y enterramiento del área expuesta, incluidos obstrucción de cauces, relleno de depresiones topográficas e interrupción de vías.
- Oscurecimiento y dificultades respiratorias por partículas finas suspendidas en el aire.
- Afectación del transporte aéreo.

En el VCM, la amenaza por CDP es alta y corresponde a uno de los fenómenos que se ha presentado con más frecuencia en la historia eruptiva del volcán con mayor alcance y distribución. A partir del análisis integral de los resultados obtenidos sobre la interpretación del comportamiento de este fenómeno a partir del registro estratigráfico de los depósitos volcánicos, simulaciones computacionales, la evaluación de las condiciones actuales de la estructura volcánica y el análisis de las condiciones geomorfológicas del área de influencia, se realizó la delimitación de la zona de amenaza alta para este fenómeno volcánico (figura 15).

En el registro geológico del VCM el fenómeno de CDP ha sido frecuente durante su historia eruptiva. Las CDP generadas se han asociado al colapso parcial de columnas plinianas inestables (> 25 km de altura) que han generado fenómenos recurrentes de CDP concentradas de pómez y ceniza de gran volumen y alcance, en conjunto con su parte diluida (nube acompañante). A partir de la caracterización de los depósitos del registro geológico se determinó que las unidades de flujo de la Unidad Eruptiva Espartillar, han presentado mayor alcance, con cerca de 15 km hacia el sector oeste y suroeste respecto al origen, dejando depósitos con espesores promedio de 10 a 20 m y volúmenes de hasta $0,65 \text{ km}^3$. De acuerdo con la interpretación de la dinámica eruptiva se estimaron alturas de colapso de hasta 700 m respecto al centro de emisión. Para la parte concentrada de los flujos se definieron ángulos de fricción basal de 10° .

Las CDP de bloques y ceniza por explosión y/o colapso de domos se han presentado en la historia eruptiva del VCM con una distribución restringida (hasta 5,5 km hacia el sureste respecto a la fuente de emisión). En la evaluación de la amenaza se definió, un escenario potencial de explosión para el complejo de domos intracraterico actual con base en la estimación de un volumen aproximado de $\sim 0,35 \text{ km}^3$ de material disponible y velocidades de inicio para las CDP de hasta 100 m/s, y sin velocidad inicial para el escenario de colapso gravitacional de este complejo de domos. Para la propagación de este tipo de flujos se definieron ángulos de fricción basal de 18° .

A partir de la caracterización de los tipos de depósitos de CDP del registro geológico se obtuvieron los parámetros necesarios para realizar simulaciones computacionales (Muñoz *et al.*, 2026). En el modelamiento de este fenómeno volcánico se empleó el código Titan2D para simulaciones de CDP concentradas (CDP de pómez-ceniza y bloques-ceniza) y cono de energía (Takarada, 2017) para las CDP diluidas.

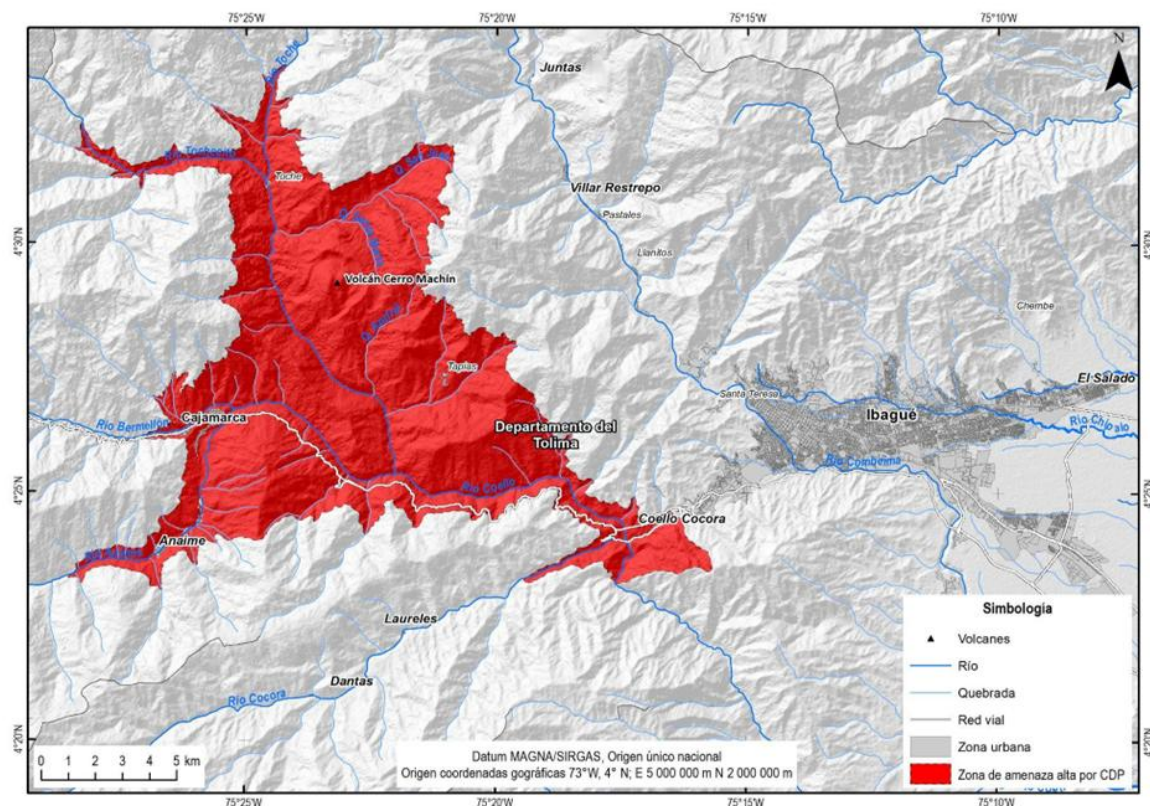


Figura 15. Zona de amenaza volcánica alta correspondiente a las corrientes de densidad piroclástica (CDP)

Como una aproximación metodológica para tratar de obtener una zonificación de CDP concentradas, tipo flujos piroclásticos de pómez y ceniza (con mayor alcance para la unidad eruptiva Espartillal) que involucre o incluya la componente diluida este tipo de flujos (nube acompañante), se aplicó el método del cono de energía (Hsü, 1975, 1978; Wholetz y Heiken, 1992; Malin y Sheridan, 1982; Sheridan y Malin, 1983) que ha sido utilizado ampliamente para realización de mapas de amenaza en varios volcanes del mundo (Wholetz y Heiken, 1992; Malin y Sheridan, 1982; Sheridan y Malin, 1983; Wadge y Isaacs, 1988; Barberi *et al.*, 1992; Sheridan y Macías, 1995; Thouret *et al.*, 2000; Alberico *et al.*, 2002, 2008; Macias *et al.*, 2008; Sulpizio *et al.*, 2010; Delgado *et al.*, 2017). En la evaluación de la amenaza asociada a la propagación de este fenómeno, se determinaron alturas de colapso de columna eruptiva de máximo 700 m y un coeficiente de Heim (H/L) mínimo de 0,18 equivalentes a un ángulo de fricción aparente (basal) de 10° .

Se encontraron resultados coherentes entre las simulaciones efectuadas con Titan2D y cono de energía (en general, la zonificación de cono de energía embebió la de Titan2D, con algunos ajustes de acuerdo con el criterio geológico) interpretándose la diferencia de áreas entre ambas zonificaciones, como una aproximación inicial a estimar el área potencialmente afectada por nubes acompañantes.

Teniendo en cuenta que el modelo empírico-heurístico de cono de energía funciona bien para estimaciones rápidas del alcance del fenómeno, pero no representa procesos internos de las CDP como la disipación turbulenta, transporte de partículas finas, pérdida de energía a lo largo del flujo o desacople entre la fase densa y la fase diluida (Ogburn y Calder, 2017), a los resultados obtenidos de la evaluación de la amenaza del máximo escenario posible estimado de la historia eruptiva del VCM de CDP concentrada y diluida de pómez y ceniza, se consideró una zona de seguridad (*zona buffer*), con base a la evaluación del registro estratigráfico y de las características geomorfológicas del área de influencia de la estructura

volcánica. Esta adición se efectuó con el fin de incluir y complementar las áreas que podrían ser afectadas por este fenómeno, en toda su complejidad, y para compensar el posible grado de incertidumbre generado debido a las limitaciones existentes en el modelamiento fisicomatemático de la nube acompañante.

De igual forma, también se adicionó esta zona de seguridad para compensar la posible subestimación de las dimensiones del fenómeno a partir de la información obtenida a partir de la cartografía de los depósitos volcánicos preservados, los cuales posiblemente eran de mayor extensión y alcance, pero su registro geológico se perdió por procesos erosivos.

5.2. Amenaza por lahares (flujos hiperconcentrados y flujos de escombros)

Los lahares son una mezcla de fragmentos de roca, arena, limo, arcilla y agua que se desplazan por los cauces y valles de las quebradas y ríos. Estos eventos varían en tamaño y velocidad. Un *lahar* en movimiento se comporta como una masa de concreto húmedo que carga fragmentos que varían desde arcilla hasta bloques de más de 10 metros en diámetro; los *lahares* grandes, son de cientos de metros de ancho y decenas de metros de profundidad y pueden fluir a varias decenas de metros por segundo. Los *lahares* pequeños, con pocos metros de ancho y varios centímetros de profundidad, pueden fluir a pocos metros por segundo.

Estos tipos de flujos pueden ser primarios, generados durante la erupción volcánica, o secundarios, producidos por diferentes mecanismos que permiten la interacción del agua con materiales volcánicos y no volcánicos. Las fuentes de agua para formar lahares pueden provenir de nieve, hielo, lagos cratéricos, lluvias o de corrientes fluviales o reservorios de agua en el interior del volcán. Los principales mecanismos de origen pueden estar asociados con la transición de flujos piroclásticos a lahares, erosión - transporte de material piroclástico suelto en laderas por agua lluvia y corrientes fluviales y rotura de presas. Los *lahares* secundarios pueden generarse durante varios años después de la ocurrencia de las erupciones volcánicas debido a la removilización de depósitos piroclásticos a causa del aporte de agua procedente de corrientes fluviales, precipitaciones intensas o la ruptura de embalses naturales. Estos represamientos se forman cuando los depósitos de caída piroclástica y CDP generan una obstrucción temporal del cauce, favoreciendo la acumulación de agua y su posterior liberación súbita (<http://volcanology.geol.ucsb.edu/hazards.htm>; <https://sveurop.org/gb/articles/articles/volchazards2.htm>).

Entre los principales efectos por *lahares* se encuentran:

- Arrasamiento y destrucción de vegetación, cultivos e infraestructura existentes a lo largo de su trayectoria (puentes, caseríos en las orillas de los ríos, carreteras).
- Enterramiento y aislamiento pasivo y tardío de grandes extensiones de terreno (cerca los cauces y por fuera de ellos) incluida la infraestructura ubicada sobre las mismas.
- Relleno de cauces naturales y artificiales.
- Inundación de las regiones planas donde se abren los cañones de los ríos.
- Inundación de áreas aledañas en el caso de presentarse represamiento de los ríos.

El fenómeno de lahares ha sido recurrente y se ha asociado con la actividad explosiva del VCM durante los últimos 10 000 años. La génesis de estos flujos ha correspondido a la interacción del material piroclástico procedente de los depósitos de CPD y caídas piroclásticas con fuentes de agua, lo cual ha generado lahares de gran volumen que han alcanzado distancias de más de 100 km a lo largo del río Coello

y del valle del río Magdalena. En este sector se han definido al menos seis unidades cronoestratigráficas de depósitos de *lahares* entre los sectores de Carmen de Bulira (Tolima) y Nariño (Cundinamarca) (a ~15–70 km del volcán), que han cubierto un área de más de 1000 km² (Cortés, 2020).

Los tipos de *lahares* generados han sido secundarios de flujos de escombros y flujos hiperconcentrados. Los mecanismos principales de generación han sido de la transición de CDP a *lahares* primarios que se han canalizado y depositado principalmente por el cauce del río Coello (unidades Chicoral, Chagualá y el Carmen) como flujos de escombros no cohesivos y flujos hiperconcentrados con volúmenes de hasta ~1 km³.

En el área de influencia del VCM, los *lahares* secundarios se han generado producto de la removilización por el agua de corrientes fluviales, lluvias y ruptura de embalses naturales. Los represamientos se han producido por la obstrucción temporal de cauce asociada a la depositación de CDP y caídas piroclásticas. Estos procesos favorecieron la acumulación de agua y su posterior liberación súbita. Como resultado se generaron sucesivas y extensas unidades de flujo, separadas por intervalos de reposo y episodios de retrabajo fluvial, que corresponden a los depósitos de las unidades Coello y el Guamo con volúmenes por unidad de flujo de lahar de hasta ~6 km³. Estos procesos posiblemente ocurrieron a lo largo de un intervalo de tiempo comprendido entre 9100 y 5750 años A.P. La propagación de estos flujos fue progresivamente desplazando el curso del río Magdalena hacia el oriente en el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (Cortés, 2020). La depositación de estas unidades de flujo fue condicionada por la ruptura de represamientos temporales en los valles de San Luis y San Juan y el antiguo trayecto del paleo cauce del río Coello que, a la altura del sector de Gualanday, posiblemente cambiaba su trayectoria de sentido oeste-este hacia el sur por los valles de San Juan y San Luis, debido posiblemente a la presencia de una barrera constituida por rocas sedimentarias del Grupo Gualanday.

Esta barrera litológica actualmente no está presente. Esta condición morfológica ha controlado la trayectoria y depósito de las unidades de lahar más recientes (< 4150 años A.P.) relacionadas al VCM como son las unidades de El Espinal, Chicoral, Chagualá y el Carmen por el nuevo trayecto del río Coello en sentido suroeste-noreste hasta el cauce actual del río Magdalena a la altura del municipio de Coello (Tolima). De estos flujos de lahar generados, la unidad de flujo de *lahar* hiperconcentrado El Espinal se depositó como un flujo no canalizado que desbordó la zona sur y sureste de la parte baja del río Coello cubriendo un área aproximada de 294 km² con un volumen aproximado de ~0,6 km³ (Cortés, 2020).

En la evaluación de la amenaza potencial (figura 16) se estimaron dos escenarios máximos por afectación de *lahares* de flujos de escombros y flujos hiperconcentrados por los cauces de los ríos Bermellón, San Juan, Toche, Coello y el Valle del río Magdalena. Para el escenario de flujo de escombros se definió un volumen de 1,6 km³ y para los flujos hiperconcentrados volúmenes potenciales de hasta 1,4 km³, por cada unidad de flujo, como escenario máximo para los *lahares* que pueden generarse debido a la actividad eruptiva del VCM.

Se definió a partir del registro de depósitos lacustres presentes en las unidades eruptivas de Espartillal y Toche, evidencias de represamientos en las confluencias de los ríos Bermellón-Anaime, Coello - Toche y Coello-Cocora. A partir de la evaluación de las condiciones geomorfológicas actuales, estos sitios constituyen puntos críticos de acumulación y posterior liberación de *lahares* secundarios, lo cual fue evaluado mediante simulaciones numéricas (Muñoz *et al.*, 2026) llevadas a cabo con el software RiverFlow2D, que integran la respuesta hidráulica de las cuencas ante diferentes escenarios de aporte de agua y la propagación bidimensional de flujos no newtonianos.

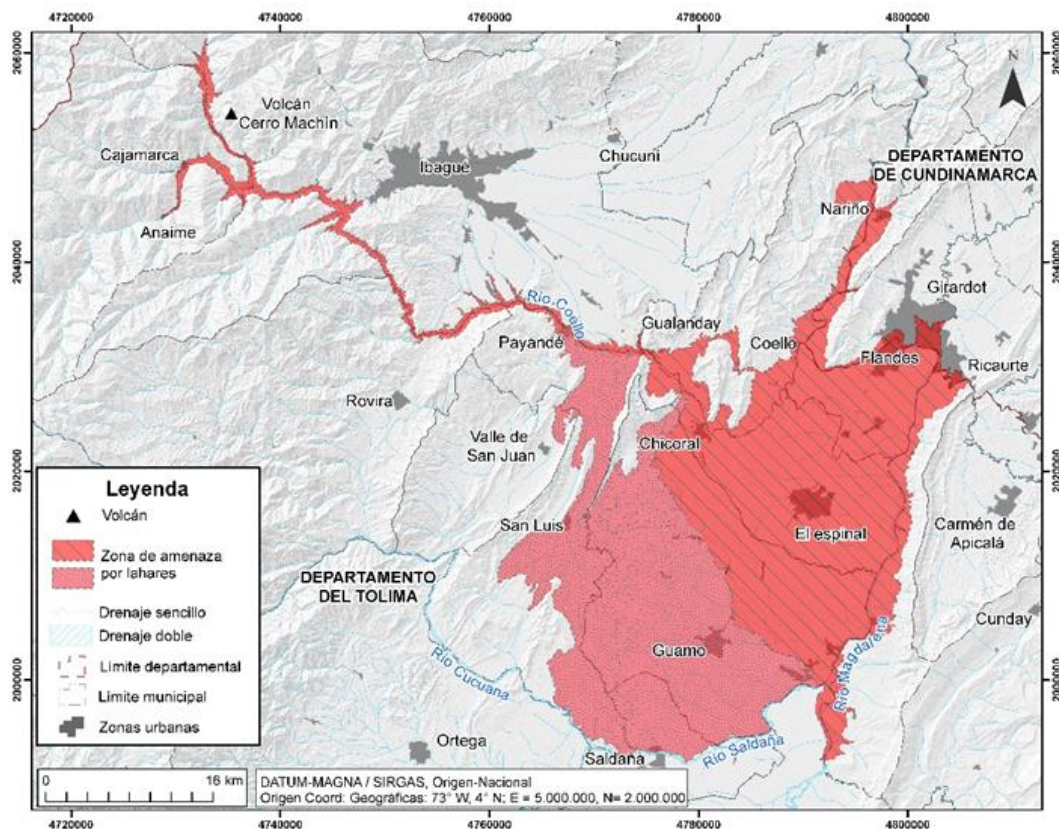


Figura 16. Zona de amenaza volcánica alta para el fenómeno de lahares del VCM

El polígono de color rojo con achurado diagonal corresponde a la zona de amenaza alta definida para escenarios de lahares primarios y secundarios con volúmenes por unidad de flujo de hasta $1,6 \text{ km}^3$. El polígono de color rojo claro con relleno punteado corresponde a la zona de amenaza definida a partir del registro geológico de las unidades cronoestratigráficas Coello y el Guamo.

Los resultados hidrológicos obtenidos para eventos de lluvia extrema en caso de una erupción del volcán fueron evaluados, sin embargo, el escenario más crítico en términos de generación de lahares secundarios corresponde a los represamientos de los ríos principales mencionados con anterioridad y posterior rompimiento súbito (Muñoz *et al.*, 2026). Este escenario cuenta con evidencias geológicas. En el caso de los lahares secundarios, existen casos documentados como el del volcán Pinatubo, en donde la remoción sostenida de material volcánico no consolidado puede generar múltiples episodios de lahares en lapsos de tiempos de semanas a incluso años, después del evento eruptivo (p. ej. Hoblitt *et al.*, 1996; Newhall y Punongbayan 1996; Major *et al.*, 2000; Rodolfo *et al.*, 1996).

En los escenarios de amenaza evaluados se determinó, como escenarios menores potenciales y posibles (Cepeda, 2009 y Méndez *et al.*, 2002) la ocurrencia de lahares secundarios y de lahares de tipo inundaciones rápidas de menor volumen, hacia el flanco occidental de la Cordillera Central, donde se canalizan todos los pequeños cauces que nacen en las inmediaciones del Alto de La Línea, los cuales vierten sus aguas al río Quindío, afluente del río La Vieja y éste del río Cauca. A pesar de que no se evidenció un registro geológico característico, se considera la posibilidad de ocurrencia de estos flujos, los cuales serían generados a partir de la acumulación de depósitos de caídas piroclásticas por transporte eólico.

Los escenarios de *lahar* evaluados y simulados contemplan el trayecto de flujos de escombros y flujos hiperconcentrados con posible arribo al cauce actual del río Magdalena, entre los sectores de los municipios de Suárez (Tolima) y Nariño (Cundinamarca) (figura 16). Estos flujos potencialmente pueden generar represamientos. Respecto al alcance y afectación de los posibles represamientos y a la generación de lahares secundarios aguas abajo por el río Magdalena, se deberá establecer un monitoreo permanente, así como la evaluación y planteamiento de escenarios de alcance del fenómeno, para la toma de decisiones en el momento de que se presente la crisis.

Se incluyó una zona adicional de amenaza alta por lahares (figura 16) que comprende los sectores en cercanías de Payandé y los valles de los ríos Luisa, Cucuana, Saldaña, Magdalena y las áreas que hacen parte del actual Abanico del Guamo (Cortés, 2020). En esta zona se contempla que estos flujos pueden ocurrir inclusive años después (p. ej. Newhall y Punongbayan, 1996) de ocurrida una fase eruptiva del VCM. Este escenario se determinó considerando que los lahares se desborden desde el río Coello en las cercanías de los sectores de Payandé hacia los cauces de los ríos Luisa, Cucuana, Saldaña y Magdalena con un potencial de afectación de un área mayor a los 1000 km². Este escenario ha ocurrido en el pasado (en un posible lapso entre 9130 y 4646 años A.P.) y presenta evidencia en el registro geológico de los depósitos de lahar de las unidades Coello y el Guamo.

Los factores que pueden facilitar escenarios de desborde del río Coello en los alrededores de Payandé son la acumulación sucesiva de unidades de flujo. En este caso, a medida que se sucediera la acumulación, las alturas con respecto a la parte superior de la barrera topográfica serían cada vez menores y, lógicamente, más fáciles de superar. A demás de represamientos de gran volumen en el sector de la barrera de Gualanday ubicada 8 km aguas abajo del posible sitio de desborde (Méndez *et al.*, 2002). No se descartan que fenómenos de super elevación contribuyan a los escenarios de desborde de lahares en el sector mencionado. En esta zona están comprendidos los centros poblados de Payandé, Valle de San Juan, San Luis, Guamo y Saldaña (figura 16).

5.3. Amenaza por caída de piroclastos (de transporte eólico y por proyección balística)

Como consecuencia de erupciones explosivas los volcanes lanzan a la atmósfera fragmentos de roca (piroclastos) que al descender hacia a la superficie se denominan piroclastos de caída. De acuerdo con su tamaño se clasifican: ceniza (menor de 2 mm); *lapilli* (2 a 64 mm); bloques y bombas volcánicas (mayor de 64 mm). Los bloques y bombas son transportados por proyección balística y depositados en las partes cercanas del volcán a distancias menores a 10 km desde el punto de emisión. La ceniza y *lapilli* son transportados por el viento y llevados hasta zonas alejadas del volcán (cientos o miles de kilómetros) y depositados por efecto de la gravedad, formando capas que siguen la topografía preexistente, cubriendo en general áreas muy extensas. El espesor de las capas de piroclastos y el tamaño de grano disminuyen con la distancia al volcán. En la mayoría de las erupciones se producen caídas piroclásticas y su distribución dependerá de la dirección de los vientos y la altura de la columna eruptiva al momento de la erupción. (<https://www.usgs.gov/programs/VHP/ashfall-most-widespread-and-frequent-volcanic-hazard>).

La dirección del viento y la distribución del material volcánico dependerá de la circulación atmosférica regional, la altura de la columna eruptiva en la atmósfera (por lo que puede haber dispersión de material en diferentes direcciones), condiciones climáticas temporales (tormentas, huracanes, etc.), la temporada del año y en menor medida la topografía local.

Los principales efectos causados por caídas piroclásticas incluyen (Blong, 1984; Tilling, 1993; <http://volcanology.geol.ucsb.edu/hazards.htm>; <http://volcanoes.usgs.gov/ash/health/VolcanicAsh>):

- Oscurecimiento del ambiente y dificultades respiratorias por la presencia de partículas finas suspendidas en el aire. Intoxicaciones.
- Pérdida parcial o total de cultivos y ganado. Cubrimiento y enterramiento de la superficie. Incendios forestales o de viviendas.
- Obstrucción de drenajes. Contaminación de fuentes de agua por sólidos y químicos. Daños por sobrecarga en estructuras livianas y líneas de conducción eléctrica. Corrosión a elementos metálicos.
- Afectación al transporte aéreo y terrestre.

Los efectos por caída de proyectiles balísticos son:

- Muerte de seres vivos por impacto de fragmentos.
- Destrucción de infraestructuras.
- Daños en cultivos.
- Obstrucción de drenajes. Contaminación de fuentes de agua.
- Incendios forestales localizados o de viviendas.

5.3.1. Amenaza por caída de piroclastos transportados por el viento

Los depósitos de caída piroclástica por transporte eólico asociados a la actividad eruptiva del VCM, se relacionan principalmente con las unidades Espartillar y Toche. Para la evaluación de la amenaza por este fenómeno a partir de mapas de isopacas e isopletras se estimó un volumen de $\sim 1,6 \text{ km}^3$ y una altura de columna de hasta 27 km, para una de las fases eruptivas ampliamente distribuida, calculada a partir de la interpretación del registro geológico, con un IEV de 5, de la unidad eruptiva Toche (4150- 3929 y 3574-3407 años A.P.).

En el modelamiento computacional del fenómeno volcánico se empleó la herramienta *Tephra2* (Bonnadonna *et al.*, 2005, 2012; Connor y Connor, 2006; Volentik *et al.*, 2009). Para la estimación de las trayectorias de dispersión de las plumas de ceniza se realizaron simulaciones mediante los códigos *TError* (Biass *et al.*, 2016), *Tephra2* (Bonnadonna *et al.*, 2010) y *TephraProb* (Biass *et al.*, 2016). Estas herramientas permitieron modelar la dispersión de material piroclástico transportado por el viento y son ampliamente empleadas para estimar las zonas que podrían verse afectadas en futuras erupciones.

La cuantificación de la intensidad de la amenaza por caída de material piroclástico se inició con la definición de escenarios eruptivos a partir de análisis estratigráficos detallados de los depósitos. Estos estudios permitieron establecer parámetros de la fuente eruptiva como la altura de la columna, el volumen o masa emitida, la distribución granulométrica, la densidad de las partículas emitidas y de los depósitos. Debido a la incertidumbre existente para la estimación en estas variables, se empleó la herramienta *TError* (Biass *et al.*, 2014) para realizar análisis estadísticos y evaluaciones probabilísticas que mejoran la confiabilidad de los resultados, entre ellas la estimación del volumen de referencia para la evaluación de la amenaza.

Finalmente, mediante *TephraProb* se incorporaron perfiles de viento obtenidos de bases de datos globales. En este caso se utilizaron los registros ERA5 del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), obteniendo perfiles para 37 niveles de altitud entre 0 y 48 000 m s.n.m. y recopilados cada seis horas desde 1959 hasta 2022, lo cual permitió modelar dicho fenómeno en *Tephra2*, el cual

aplica soluciones analíticas de las ecuaciones de advección-difusión para calcular la acumulación de masa de *tephra* en función de las condiciones eruptivas y atmosféricas.

Se definieron tres zonas de amenaza: alta, en color rojo, la cual corresponde al área donde el espesor del depósito sería mayor a 10 cm; media, en color naranja donde el espesor del depósito varía entre 1 y 10 cm y baja en color amarillo con espesores entre 1cm y 0,5 mm (figura 17).

Como parte de la metodología para la zonificación por caídas piroclásticas dispersadas por el viento, adicionalmente, se consideró el trazado de tres círculos concéntricos con líneas discontinuas, cuyos radios son los ejes máximos en cada una de las zonas de amenaza por este tipo de evento volcánico. Cada uno de estos círculos definen las áreas de amenazas que pueden ser afectadas por las caídas piroclásticas, cubriendo todas las direcciones alrededor del foco de emisión (si hay cambios en la dirección preferencial de los vientos en el momento de la erupción). Estas zonas también se categorizan, respectivamente, en amenaza alta, media y baja y sus trazos llevan los colores correspondientes a dichas amenazas (figura 17).

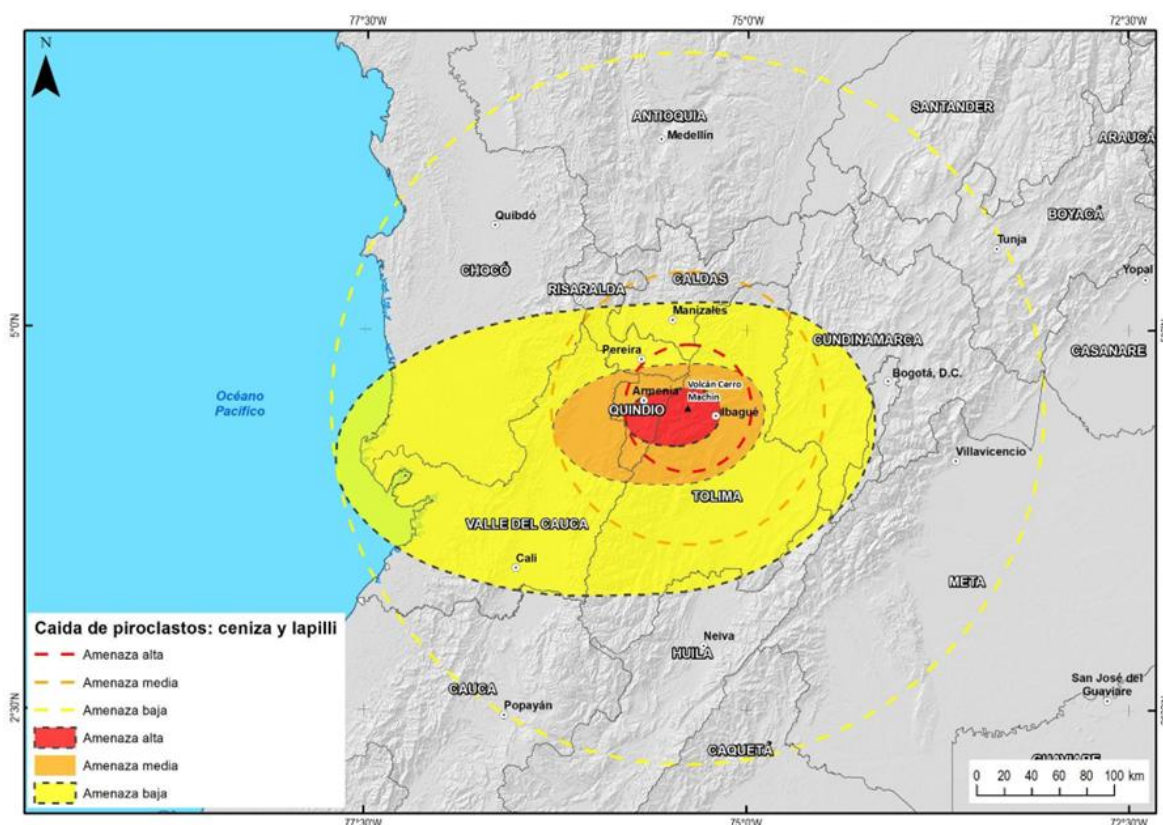


Figura 17. Zonificación de la amenaza por caídas de piroclastos (ceniza y lapilli) para el volcán Cerro Machín. En color rojo amenaza alta para espesores mayores a 10 cm. En color naranja amenaza media para espesores entre 10 y 1 cm y en color amarillo amenaza baja para espesores entre 1 cm y 0,5 mm. Los círculos a trazos cubren todas las direcciones alrededor de la cima del volcán no contempladas en la tendencia principal de los vientos.

La zona de amenaza alta por caída de piroclastos transportados por el viento se extiende hasta 46 km al oeste en la dirección predominante de los vientos; la infraestructura podría tener una carga sobrepuesta $> 123 \text{ kg/m}^2$ por acumulación de ceniza y lapilli en condiciones secas. Esta zona incluye las cabeceras y/o zonas rurales de los municipios de Cajamarca e Ibagué, norte de Rovira y Roncesvalles y sur

de Anzoátegui en el departamento del Tolima; Córdoba, Calarcá, Armenia, Buenavista, centro-norte de Pijao, centro-sur de Salento, oriente de La Tebaida y sureste de Circasia en el departamento del Quindío. Para esta misma zona de amenaza alta, considerando el área que incluye todas las direcciones del viento alrededor del volcán además de las contempladas en la tendencia principal de los vientos (círculo en color rojo a trazos en el mapa; figura 17). Se podría afectar casi la totalidad del departamento de Quindío incluyendo a la ciudad de Armenia, la parte central del Tolima (incluyendo su capital Ibagué), el sureste de Risaralda y una pequeña parte del sur de Caldas.

La zona de amenaza media por caída de piroclastos transportados por el viento se extiende hasta 100 km al oeste-suroeste en la dirección predominante de los vientos; la infraestructura podría ser potencialmente afectada con una carga sobrepuesta entre 12 y 123 kg/m² por acumulación de ceniza y *lapilli* en condiciones secas. Los piroclastos de caída en esta zona podrían afectar cabeceras y/o zonas rurales en mayor o menor medida los municipios de Rovira, Anzoátegui, Roncesvalles, Santa Isabel, Alvarado, San Luis, Coello, Espinal, Guamo, Murillo, Ortega, Piedras, San Antonio, Venadillo, Ibagué y Valle de San Juan en el departamento del Tolima; así como norte, occidente y sur del Quindío y alrededor de 18 municipios en el departamento del Valle del Cauca (Caicedonia, Sevilla, Zarzal, Obando, La Victoria, Alcalá, Roldanillo, Ulloa, Versalles, La Unión, Bolívar, Bugalagrande, Toro, Andalucía, Cartago, Tuluá, El Dovio y Trujillo).

Para esta misma zona de amenaza media, considerando el área que incluye todas las direcciones del viento alrededor del volcán además de las contempladas en la tendencia principal de los vientos (círculos en color naranja a trazos en el mapa; figura 17) podría verse afectada la parte centro norte del Tolima, el segmento centro sur de Caldas y Risaralda, la parte nororiental del Valle del Cauca y el sector occidental de Cundinamarca.

La zona de amenaza baja por caída de piroclastos de tamaño ceniza, transportados en la dirección predominante del viento, tiene un alcance para el eje principal de depositación hasta 260 km al oeste respecto al foco de emisión, siguiendo la dirección de la tendencia principal de los vientos a infraestructura podría verse afectada por una carga sobrepuesta entre 0,6 y 12 kg/m². Podría afectar la parte sur del departamento de Chocó, casi la totalidad de los departamentos de Valle del Cauca y Tolima, parte centro sur de Risaralda, sur de Caldas, suroccidente de Cundinamarca y en menor extensión, la parte más norte del departamento de Huila. En esta zona de amenaza baja se podrían ver afectadas ciudades capitales de departamentos como Manizales, Pereira y Santiago de Cali.

Para esta misma zona de amenaza baja, considerando el área que incluye todas las direcciones del viento alrededor del volcán además de las contempladas en la tendencia principal de los vientos (círculos en color amarillo a trazos en el mapa; figura 17) podría verse afectada casi la totalidad de los departamentos de Cundinamarca, Chocó, centro-sur de Antioquia, centro-sur del Valle del Cauca, nororiente del Cauca, centro-norte del Huila, norte de Caquetá, noroccidente del Meta, suroccidente de Santander y occidente de Boyacá.

5.3.2. Amenaza por caída de piroclastos de proyección balística

En el VCM la zona de amenaza alta para este fenómeno (figura 18) se delimitó teniendo en cuenta el registro geológico en el que se encontraron fragmentos de roca (bloques y *lapilli*) expulsados con trayectoria balística, con el cual se obtuvieron parámetros de entrada para simulaciones computacionales (Muñoz *et al.*, 2025) con la herramienta Great Balls of Fire (Biass *et al.*, 2015 y Biass *et al.*, 2016) de

tamaños submétricos (hasta 30 cm), que afectarían el área en un radio de ~7 km alrededor del Complejo de Domos Actuales.

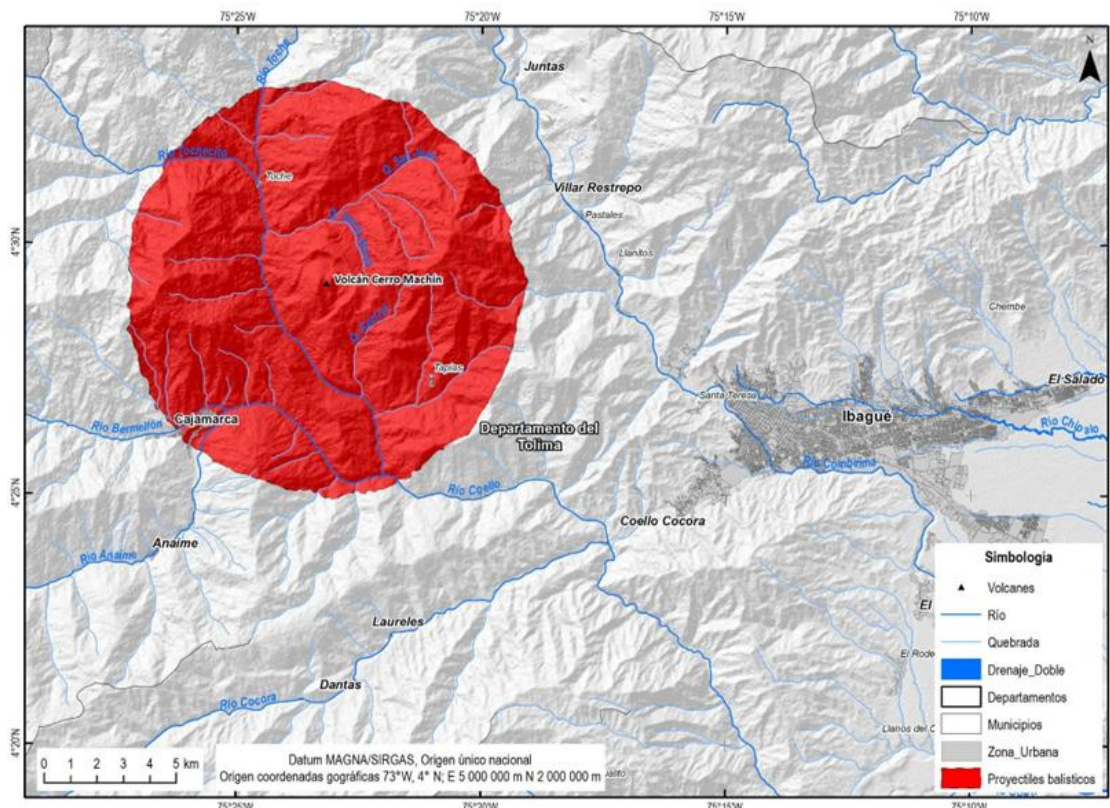


Figura 18. Zona de amenaza alta por caída de piroclastos de proyección balística en el VCM
La zona que se podría ver afectada cubre un área de aproximadamente 7 km de radio alrededor del volcán.

5.4. Otras amenazas

Antes, durante y después de una erupción, principalmente en las partes más cercanas del volcán, se pueden presentar otros fenómenos que no dejan registro geológico y no están representados en el mapa, y pueden representar amenaza:

5.4.1. Gases volcánicos:

Los gases disueltos en el magma se liberan antes, durante y después de las erupciones volcánicas. En general están constituidos por H_2O , CO_2 y SO_2 , según William y McBirney (1979, en Tilling, 1993). Sus efectos incluyen:

- Irritaciones de las vías respiratorias.
- Intoxicaciones por inhalación.
- Lluvias ácidas cuando se mezclan con las cenizas en la atmósfera, que pueden ser nocivas para las personas, la vegetación y la infraestructura.
- Envenenamiento.
- Contaminación del aire y agua.

5.4.2. Onda de choque

En una onda de choque ocasionada por una erupción volcánica, el frente de choque corresponde a discontinuidades en la velocidad, densidad, presión y temperatura. Las ondas de choque se pueden presentar en diferentes tipos de erupciones incluyendo las plinianas (Dragoni y Santoro, 2020). Los efectos de las ondas de choque son:

- Ruptura de cristales, paneles, daños a estructuras.
- Afectación auditiva y lesiones por cortaduras a personas expuestas.

5.4.3. Sismos de origen volcánico

Los sismos volcánicos ocurren antes de una erupción debido al movimiento ascendente del magma, pero también durante las erupciones debido a explosiones de gas poco profundas, fracturas del suelo y colapso de caldera o domo (Schick, 1981). Su origen poco profundo (típicamente < 5 km) da como resultado un sismo fuerte y dañino del suelo a unos pocos kilómetros de la fuente volcánica, pero con una atenuación rápida al aumentar la distancia (Jenkins *et al.*, 2014). Sus efectos pueden incluir:

- Colapso del edificio volcánico.
- Deslizamientos y daños a estructuras.

6. Escenarios eruptivos

Un escenario eruptivo corresponde a la descripción de la dinámica, las características y propiedades de una erupción en un volcán específico, así como la identificación del área sujeta a su influencia directa. Dichos escenarios pueden ser pasados, presentes, de referencia, potenciales y posibles (Méndez *et al.*, 2002; Cepeda, 2009).

6.1. Escenarios eruptivos potenciales y posibles del VCM

Los escenarios eruptivos potenciales considerados del VCM se basan en el registro geológico y la dinámica eruptiva pasada del volcán, simulaciones computacionales de los fenómenos volcánicos, las condiciones geomorfológicas actuales del edificio volcánico y los escenarios eruptivos de volcanes de referencia.

El evento eruptivo principal del VCM iniciaría posiblemente con la destrucción total del complejo de domos intracrático que ocupa actualmente la cima del edificio volcánico. Este escenario se daría inicialmente por la explosión de domos, lo que permitiría la salida de magma de las cámaras magmáticas y la ocurrencia de fases eruptivas plinianas, con alturas de columna mayores a 25 km. Esta actividad eruptiva generaría los fenómenos volcánicos con mayor alcance y distribución contemplados en la evaluación de la amenaza volcánica. La actividad volcánica en esta instancia de crisis podría perdurar incluso de semanas a meses. Otro escenario eruptivo potencial sería la actividad efusiva asociada al emplazamiento de nuevos domos, que tendría lugar, en las zonas de debilidad del edificio volcánico y en el sector oriental, específicamente, entre el fondo del cráter y el anillo piroclástico actual. Este escenario puede suceder antes o incluso después de la destrucción de los domos actuales. Escenarios menores y posibles se pueden presentar previo al evento eruptivo más grande (fase eruptiva paroxismal) durante varias etapas en la pre-tesis y la tesis (p. ej. Méndez *et al.*, 2002) que estarían asociadas a un aumento gradual de la actividad volcánica definida por el aumento de la sismicidad en número y energía,

incremento en la actividad fumarólica (representada por aumento muy significativo en la tasa de emisión de vapor de agua y SO_2), cambios importantes en la química de los gases y aguas, deformación en el edificio volcánico y erupciones freáticas menores (IEV 0-2). En un estado avanzado de la crisis se pueden presentar erupciones magmáticas (IEV > 3) y el emplazamiento de domos, que pueden generar fenómenos volcánicos de corto alcance comparados con los estimados en la evaluación de la amenaza potencial.

Escenarios de remoción en masa importantes asociados al colapso parcial del complejo intracrático de domos actual pueden ocurrir relacionados a la actividad sísmica y volcánica.

6.2. Escenarios eruptivos de referencia

En los escenarios eruptivos de referencia tenidos en cuenta como complemento para la evaluación de la amenaza del VCM se valoraron las erupciones de los volcanes Pinatubo y el Chichón.

La erupción del volcán Pinatubo (Filipinas) en 1991, correspondió a la erupción más grande ocurrida en el mundo durante siglo XX, de IEV 6 después de más de 500 años de reposo (Newhall y Punongbayan, 1996). Este volcán se reactivó en marzo 15 de 1991 y, durante tres meses, ocurrieron seis fases eruptivas (Newhall y Punongbayan, 1996). Esta actividad se evidenció en sismos sentidos, erupciones freáticas menores, liberación constante de energía sísmica, incremento y descenso en la emisión de SO_2 , cambios en la deformación del terreno, emplazamiento y crecimiento de un domo de lava. Después de la erupción más grande ocurrida el 15 de junio se presentaron al menos dos fases en las cuales la actividad disminuyó, pero siguen presentándose emisiones de cenizas continuas e intermitentes que finalizaron con la formación de un pequeño domo a mediados de julio de 1992. Durante y después de las fases principales de actividad se generaron múltiples unidades de flujo de lahares secundarios, cuya removilización y depositación se prolongó por años (Hoblitt *et al.*, 1996, en Newhall y Punongbayan, 1996).

La erupción del volcán El Chichón (México) en 1982 fue un evento explosivo mayor de tipo pliniano–subpliniano (IEV 5) (Sigurdsson *et al.*, 1984; Tilling, 2009). La erupción estuvo marcada por explosiones violentas, el colapso parcial de la columna eruptiva, la generación de corrientes de densidad piroclástica, caídas extensas de ceniza y la destrucción del domo previo, dando lugar a la formación de un nuevo cráter (Luhr, 1984; Sigurdsson *et al.*, 1984). El material piroclástico emitido durante el evento provocó la obstrucción de cauces y la formación de represas naturales, cuyo colapso posterior, en combinación con lluvias posteriores a la erupción, generó lahares secundarios que afectaron los sistemas fluviales aguas abajo (Macías *et al.*, 2002; Tilling, 2009).

6.3. Escenario presente (actual)

El VCM es un volcán activo que al año 2025 se encuentra en estado de alerta amarilla. Desde que empezó su monitoreo en el año de 1987, la actividad volcánica ha estado caracterizada predominantemente por variaciones en la sismicidad volcano-téctonica (o asociada a fracturamiento de roca) (Castaño *et al.*, 2022). El VCM ha mantenido un comportamiento estable de las manifestaciones en fuentes termales, campos fumarólicos y desgasificación difusa de CO_2 en suelo (fuente: Grupo de monitoreo SGC-OVSMA). Las variaciones observadas están contempladas dentro del nivel base de los parámetros monitoreados y otras manifestaciones. Este comportamiento de la actividad volcánica a la fecha no manifiesta un proceso eruptivo latente (Castaño *et al.*, 2022).

7. Zonificación de la amenaza volcánica para el VCM

La zonificación de la amenaza volcánica para el volcán Cerro Machín (VCM), es el resultado de integrar los resultados del análisis del registro geológico de los depósitos volcánicos, la interpretación de la dinámica eruptiva, las condiciones actuales del edificio volcánico, la evaluación de las condiciones geomorfológicas del área de influencia y las simulaciones computacionales de los fenómenos volcánicos que pueden ocurrir en erupciones futuras del volcán, teniendo en cuenta el tipo de fenómeno y el grado de afectación de las áreas expuestas a los mismos.

Esta zonificación está definida en tres categorías de amenaza volcánica que se describen a continuación:

7.1. Zona de amenaza volcánica alta



La zona de amenaza volcánica alta corresponde al área que podría ser potencialmente afectada por uno o varios fenómenos volcánicos simultáneamente, como las corrientes de densidad piroclástica (concentradas y diluidas), caídas piroclásticas por transporte eólico y proyección balística, lahares, onda de choque y gases volcánicos (figura 15, figura 16, figura 17 y figura 18).

En el caso del fenómeno de corrientes de densidad piroclástica, las CDP concentradas (tanto de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, como de ceniza y pómez) afectaría las áreas cercanas al volcán y se canalizarían por las quebradas Santa Marta, Azufra y Aguas Calientes. Los ríos San Juan y Tochechito también pueden verse afectados. Los flujos avanzarían por los ríos Toche y Coello, con alcances de hasta 16 km hacia el suroriente, en el sector de Coello-Cocora. Las CDP diluidas (nube acompañante) podrían afectar todas las laderas del volcán y sobrepasar altos topográficos, como la cuchilla de San Lorenzo (ubicada al suroeste del VCM). Estas CDP diluidas pueden originarse como fenómenos que acompañan a las CDP concentradas, alcanzando distancias incluso mayores que su contraparte concentrada. El área de afectación por CDP sería de ~162 km². Entre los sitios que pueden ser impactados se encuentran las áreas pobladas de Anaime, Cajamarca, Toche y Tapias.

Los proyectiles balísticos de tamaños submétricos afectarían el área en un radio aproximado de 7 km alrededor del cráter. Otros fenómenos que se podrían presentar son: Emisión y acumulación de gases volcánicos, como CO₂, SO₂, H₂S, HCl, HF, entre otros, emitidos antes, durante y después de las erupciones. Sismos de origen volcánico que podrían producir afectaciones de acuerdo con la distancia al foco sísmico, dependiendo de la profundidad y magnitud del sismo.



Zona de amenaza alta por lahares primarios y secundarios definida con base en información del registro geológico, análisis geomorfológico y simulaciones numéricas.

Corresponde al área que podría ser potencialmente afectada por lahares tipo flujo de escombros e hiperconcentrados que se movilizarían por los principales cauces que nacen en la parte alta del VCM. Los lahares se canalizarían por los ríos Toche, Bermellón y el río Coello. Estos flujos pueden moverse hasta alcanzar distancias de más de 100 km, desde su punto de origen, con potencial de afectar todo lo que encuentre a su paso, por los valles de estos ríos y poblaciones cercanas a los cauces en los municipios de Cajamarca, Ibagué, Rovira, San Luis, Espinal, Guamo, Flandes, Coello, Suárez y Purificación en el departamento de Tolima. Nariño, Girardot y Ricaurte en Cundinamarca. En la parte baja del río Coello, estos flujos pueden desbordarse hacia el sur y suroriente, y alcanzar las áreas urbanas y rurales del Espinal, Flandes, El Guamo y Suarez (Tolima). La trayectoria de los lahares puede alcanzar el cauce actual del río Magdalena con la generación de potenciales represamientos.



Zona de amenaza por lahares secundarios definida con base en información del registro geológico, la cual se determinó considerando escenarios de desborde del río Coello en cercanías de Payandé; estos flujos pueden ocurrir inclusive años después de ocurrida una fase eruptiva del VCM. En esta zona podrían ser afectados los centros poblados de Payandé, Valle de San Juan, San Luis, El Guamo y Saldaña (Tolima).



La zona de amenaza alta por caída de piroclastos por transporte eólico corresponde al área que puede ser potencialmente afectada con acumulaciones mayores a 10 cm, y con una carga sobrepuesta sobre estructuras $> 123 \text{ kg/m}^2$, para ceniza y *lapilli* en condiciones secas. La zona de amenaza está valorada para una erupción de IEV 5 con una columna eruptiva de rango entre 27 y 35 km de altura sobre la cima del centro de emisión. El área de afectación podría extenderse hasta 46 km en la dirección predominante de los vientos al oeste. En esta zona se podrían afectar las cabeceras y/o zonas rurales de los municipios de Cajamarca e Ibagué, norte de Rovira y –Roncesvalles y sur de Anzoátegui en el departamento del Tolima (aproximadamente 370 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Quindío se afectarían los municipios de Córdoba, Calarcá, Armenia, Buenavista, centro-norte de Pijao, centro-sur de Salento, oriente de La Tebaida y sureste de Circasia (aproximadamente 370 000 habitantes, censo DANE 2018).

Como parte de la metodología para la zonificación por caídas piroclásticas dispersadas por el viento, adicionalmente, se consideró el trazado de tres círculos concéntricos con líneas discontinuas, cuyos radios son los ejes máximos en cada una de las zonas de amenaza por este tipo de evento volcánico (alta, media y baja). Cada uno de estos círculos definen las áreas de amenazas que pueden ser afectadas en caso de cambios de la dirección preferencial de los vientos, cubriendo todas las direcciones alrededor del foco de emisión (incluso aquellas contempladas por la tendencia principal) (figura 17).



Para esta misma zona de amenaza alta, se considera el área que incluye todas las direcciones del viento alrededor del volcán incluyendo la contemplada en la tendencia principal de los vientos (círculo en color rojo a trazos en el mapa, figura 17).

En esta área se pueden afectar las cabeceras y/o zonas rurales de los municipios de Cajamarca, Ibagué, Anzoátegui, y Rovira, norte de Roncesvalles, San Antonio y San Luis, casi la totalidad de Santa Isabel y Valle de San Juan en el sector más al norte de Ortega, sector suroeste de Piedras, oeste de Alvarado, extremo suroeste de Venadillo, Coello y Líbano, y sector centro-sur de Murillo en el departamento del Tolima (aproximadamente 560 000 habitantes, Censo DANE 2018). Córdoba, Pijao, Salento, Circasia, Filandia, casi la totalidad de Calarcá, Buenavista y Armenia, este de Quimbaya, Montenegro y La Tebaida, y sector más al noreste de Génova en el Quindío (aproximadamente 500 000 habitantes, censo DANE 2018). En el sector del Valle del Cauca, se afectaría la parte oriental de Ulloa y Alcalá (aproximadamente 5000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento de Risaralda se afectaría el este de Pereira, sector centro-sur de Santa Rosa de Cabal y el sector más sureste de Dosquebradas (aproximadamente 30 000 habitantes, censo DANE 2018).

En la zona de influencia del VCM teniendo en cuenta todos los fenómenos asociados con amenaza alta, en caso de presentarse el evento eruptivo mayor con los escenarios extremos evaluados, posiblemente se verían afectados aproximadamente 490 000 habitantes en el departamento del Tolima (censo DANE 2018), 370 000 habitantes en el departamento del Quindío (censo DANE 2018) y aproximadamente 30 000 habitantes en Cundinamarca (censo DANE 2018), los cuales corresponden a la población asentada en los

valles de los ríos del departamento. Estos valores de población pueden ser incluso mayores por el posible aumento poblacional en los últimos años.

7.2. Zona de amenaza volcánica media



La zona de amenaza media corresponde a la zona que sería potencialmente afectada por caída de piroclastos transportados por el viento (ceniza y *lapilli*) con acumulaciones entre 1 y 10 cm (carga sobreimpuesta sobre estructuras entre 12 y 123 kg/m², para ceniza y *lapilli* secos). Esta zona de amenaza está valorada para una erupción de IEV 5, con una columna eruptiva de rango entre 27 y 35 km de altura sobre la cima del centro de emisión. El área de afectación puede extenderse hasta 100 km en la dirección predominante de los vientos al oeste.

Las áreas que pueden ser afectadas corresponden a las cabeceras y/o zonas rurales de los municipios de Santa Isabel, Valle de San Juan, Roncesvalles, Rovira, Alvarado y Anzoátegui. El centro-norte de San Antonio y San Luis, oeste de Coello y Piedras. El sector más al norte de El Guamo y la parte más occidental de El Espinal y Venadillo, norte de Ortega, el sector más sur de Murillo y este de Ibagué en el departamento del Tolima. (aproximadamente 210 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Quindío se verían afectados los municipios de Génova, Finlandia, Quimbaya y Montenegro, casi la totalidad de Circasia y La Tebaida, centro-norte de Salento, sector más suroeste de Buenavista y Calarcá, sur de Pijao y parte este de Armenia (aproximadamente 140 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Valle se verían afectados los municipios de Caicedonia, Zarzal, La Victoria, Obando, Alcalá y La Unión, casi la totalidad de Ulloa, Sevilla, Roldanillo y Bugalagrande, noreste de Tuluá, Andalucía y Trujillo, sureste de Bolívar, El Dovio, Toro y Cartago, y el extremo más sureste de Versalles en el Valle del Cauca (aproximadamente 260 000 habitantes, censo DANE, 2018). En el departamento de Risaralda, se vería afectado el sur de Pereira y Santa Rosa de Cabal (aproximadamente 15 000 habitantes, censo DANE 2018).



Para esta misma zona de amenaza media, se considera el área que incluye todas las direcciones del viento alrededor del volcán incluyendo la contemplada en la tendencia principal de los vientos (círculos en color naranja a trazos en el mapa, figura 17).

Los sectores que se podrían afectar corresponden a las cabeceras y/o zonas rurales de los municipios de Herveo, Casabianca, Palocabildo, Villahermosa, Fresno, Falán, Armero Guayabal, Lérida, Ambalema, Coello, El Espinal, Flandes, El Guamo, Carmen de Apicalá, Suárez, Líbano, Melgar, Saldaña y Coyaima, casi la totalidad de Chaparral, Purificación, Piedras, San Antonio, Ortega y Cunday, sector centro-sur de Mariquita y Roncesvalles, suroeste de Honda, oeste de Icononzo, sureste de San Luis, noreste de Alvarado y Murillo, noroeste de Prado, sector norte de Natagaima, Ataco y Rioblanco, el sector más noreste de Anzoátegui, el sector más al sur de Rovira, sector más nororiental de Santa Isabel, el extremo sureste de Valle de San Juan, y el sector más oriental de Ibagué en el departamento del Tolima (aproximadamente 525 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Quindío, se afectaría la casi totalidad de Génova, oeste de La Tebaida, Montenegro y Quimbaya, extremo suroeste de Calarcá, Buenavista y Pijao (aproximadamente 15 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento de Risaralda se afectarían los municipios de Dosquebradas, Marsella, La Virginia, Balboa, La Celia y Santuario, casi la totalidad de Belén de Umbría y Apía, sector centro-sur de Quinchía, sector más al sureste de Guática, y oeste de Santa Rosa de Cabal y Pereira (aproximadamente 755 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento de Caldas se afectarían los municipios de Palestina, Chinchiná, Belalcázar, Viterbo, San José, Risaralda, Anserma, Filadelfia, Aranzazu, Neira, Marulanda, Manzanares y Manizales, casi la totalidad de Villamaría, sector centro-sur de Salamina, sur de La Merced y Pensilvania, suroeste de Marquetalia y el extremo más al sur de Riosucio (aproximadamente 665 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento de

Cundinamarca se afectarían los municipios de Ricaurte, Girardot, Nariño, Guataquí, Beltrán, San Juan de Rioseco, Pulí, Jerusalén, Tocaima, Apulo, Agua de Dios y Nilo, casi la totalidad de Anapoima y Quipile, oeste de Viotá, La Mesa y Chaguaní, extremo oeste de Arbeláez, extremo sur de Vianí, suroeste de Tibacuy, Fusagasugá, y extremo más suroeste de Bituima, El Colegio y Guaduas (aproximadamente 190 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Valle se afectarían los municipios de Cartago, Obando, La Victoria, Caicedonia, Zarzal, Sevilla, Bugalagrande, Andalucía, El Águila, Ansermanuevo, Argelia, Toro, La Unión y Roldanillo, casi la totalidad de Alcalá, Ulloa, Tuluá, El Cairo y Versalles, este de Bolívar y El Dovio, extremo sureste de San Pedro, noreste de Trujillo y Guadalajara de Buga (aproximadamente 445 000 habitantes, censo DANE 2018).

7.3. Zona de amenaza volcánica baja



La zona de amenaza baja corresponde al área que sería potencialmente afectada por caída de piroclastos de tamaño ceniza, transportados en la dirección predominante del viento con acumulaciones entre 0,5 mm y 1 cm (carga sobrepuesta sobre estructuras entre 0,6 y 12 kg/m² en condiciones secas). Esta zona de amenaza está valorada para una erupción de IEV 5, con una columna eruptiva de rango entre 27 y 35 km de altura sobre la cima del centro de emisión. El área de afectación puede extenderse hasta 260 km en la dirección predominante de los vientos al oeste.

Las áreas que pueden ser afectadas en el departamento de Cundinamarca corresponden a las cabeceras y/o zonas rurales de los municipios de Chaguaní, Vianí, Bituima, Guayabal de Siquima, Albán, Anolaima, Zipacón, Cachipay, Bojacá, Soacha, Sibaté, Pasca, San Bernardo, Venecia, Cabrera, Pandí, Arbeláez, Fusagasugá, Silvania, Granada, Tequendama, Tena, Quipile, San Juan de Rioseco, Beltrán, Pulí, La Mesa, El Colegio, Viotá, Tibacuy, Anapoima, Apulo, Jerusalén, Guataquí, Nariño, Girardot, Ricaurte, Tocaima, Nilo y Agua de Dios, sur de Guaduas y Villeta, suroeste de Sasaima y Madrid, y oeste de Facatativá, Mosquera y Bogotá D. C (aproximadamente 1 500 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Tolima se afectarían los municipios de Herveo, Casabianca, Palocabildo, Falán, Armero, Guayabal, Ambalema, Flandes, Melgar, Suárez, Carmen de Apicalá, Icononzo, Villarrica, Prado, Coyaima, Natagaima, Saldaña, Purificación, Cunday, Lérída, Líbano y Villahermosa, casi la totalidad de Murillo, Venadillo, Chaparral, El Guamo, Ortega, Rioblanco, Ataco y Dolores, sur de Fresno y Honda, sector más sur de Mariquita y Roncesvalles, norte de Alpujarra y Planadas, noroeste de Alvarado, Piedras y Santa Isabel, sector centro-sur de San Antonio, sureste de San Luis y este de Coello (aproximadamente 430 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento de Risaralda se afectarían los municipios de Dosquebradas, Marsella, La Virginia, Balboa, La Celia y Santuario, casi la totalidad de Santa Rosa de Cabal y Pereira, el sector centro-sur de Apía y el sur de Belén de Umbría (aproximadamente 740 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento de Caldas se afectarían los municipios de Villamaría, Chinchiná, Belalcázar, San José, Viterbo, Palestina y Manizales, casi la totalidad de Risaralda, sector centro-sur de Neira, sur de Anserma y Marulanda, y el sector más al sur de Manzanares (aproximadamente 580 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Chocó se afectarían los municipios de El Litoral del San Juan (Ducordó), Nóbita y Sipí, casi la totalidad de San José del Palmar y Medio San Juan, sector centro-sur de Istmina y Condoto, y sur de Bajo Baudó (Pizarro) (aproximadamente 40 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Valle del Cauca se afectarían los municipios de El Águila, Ansermanuevo, El Cairo, Argelia, Versalles, Riofrío, Calima (El Darién), Dagua, La Cumbre, Restrepo, Vijes, Yumbo, Palmira, Candelaria, Pradera, El Cerrito, Ginebra, Buga, San Pedro, Yotoco y Guacarí, casi la totalidad de Florida, El Dovio, Trujillo, Bolívar, Andalucía y Santiago de Cali, noroeste de Cartago y Toro, extremo noroeste de Obando y La Unión, oeste de Roldanillo, sector centro-sur de Tuluá, sector más al sur de Sevilla, extremo más al suroeste de Bugalagrande, sector más norte de Jamundí, y gran parte del centro-norte de

Buenaventura (aproximadamente 3 360 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Cauca se afectarían los municipios de Puerto Tejada en su sector norte y el sector más al norte de Miranda (aproximadamente 8000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Huila se afectarían los municipios del norte de Aipe y Villavieja, y noroeste de Colombia (aproximadamente 5000 habitantes, censo DANE 2018).



Para esta misma zona de amenaza baja, se considera el área que incluye todas las direcciones del viento alrededor del volcán incluyendo la contemplada en la dirección principal de los vientos (círculos en color amarillo a trazos en el mapa, figura 17).

Lo cual podría afectar cabeceras y/o zonas rurales de los municipios de Bolívar, El Peñón, Guavatá, Puente Nacional, Sucre, La Belleza, El Florián, Jesús María, Albania y Barbosa, sector centro-sur de Vélez y Cimitarra, y suroeste de Landázuri, Chipatá y Güepesa en el departamento de Santander (115 000 habitantes, censo DANE). En el departamento de Boyacá se afectarían los municipios de Santa María, Chivor, Guayatá, Almeida, Macanal, Garagoa, Sutatenza, Guateque, Somondoco, Chinavita, Pachavita, Tenza, La Capilla, Úmbita, Ramiriquí, Tibaná, Ciénaga, Soracá, Boyacá, Jenesano, Nuevo Colón, Turmequé, Motavita, Cucaita, Sora, Samacá, Ventaquemada, Chiquiza, Villa de Leyva, Gachantivá, Santa Sofía, Sutamarchán, Sáchica, Ráquira, Tinjacá, San Miguel de Sema, Chiquinquirá, Saboyá, Caldas, Briceño, Tununguá, Pauma, Maripí, Buenavista, Coper, Muzo, San Pablo de Borbur, Otanche, Quipama, La Victoria, Puerto Boyacá y Tunja, casi la totalidad de San Luis de Gaceno, Campohermoso, Miraflores, Viracachá, Arcabuco y Moniquirá, suroeste de Zetaquirá, Rondón, extremo suroeste de Siachoque, San José de Pare, Togüí, Oicatá y Cómbita, extremo oeste de Chivatá (aproximadamente 560 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento de Antioquia se afectarían los municipios de Andes, Jardín, Jericó, Támesis, Caramanta, Valparaíso, La Pintada, Betania, Ciudad Bolívar, Salgar, Concordia, Betulia, Anzá, Caicedo, Giraldo, Santa Fé de Antioquia, Abriaquí, Liborina, Olaya, Sopetrán, San Jerónimo, Ebéjico, Heliconia, Armenia, Angelópolis, Titiribí, Amagá, Venecia, Tarso, Pueblorrico, Hispania, Santa Bárbara, Fredonia, Caldas, La Estrella, Sabaneta, Bello, San Pedro de Los Milagros, Belmira, Entreríos, Abejorral, Montebello, Retiro, Envigado, Itagüí, Guarne, Copacabana, Girardota, Barbosa, Don Matías, Carolina, La Unión, La Ceja, Rionegro, San Vicente Ferrer, Concepción, Santo Domingo, Cisneros, San Roque, Maceo, Caracolí, Puerto Nare, Puerto Triunfo, Sonsón, Argelia, Nariño, El Carmen de Viboral, San Francisco, Cocorná, San Luis, Granada, El Santuario, Marinilla, Peñol, Guatapé, Alejandría, San Rafael, San Carlos y Medellín, casi la totalidad de Puerto Berrío, Yolombó, Yalí, Gómez Plata, Santa Rosa de Osos y Urrao, extremo suroeste de Vegachí y Angostura, sector sur de Amalfi, Yarumal, San José de la Montaña, Guadalupe, Sabanalarga, Buriticá y Cañasgordas, el sureste de Frontino, el sector centro-sur de Vigía del Fuerte y extremo sur de San Andrés de Cuerquía (aproximadamente 4 930 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Chocó se afectarían los municipios de El Litoral de San Juan, Sipí, Istmina, Bajo Baudó, Medio Baudó, Medio San Juan, Condoto, Nóvita, Río Iró, Río Quito, Tadó, Unión Panamericana, El Cantón de San Pablo, El Carmen de Atrato, Bagadó, Cértegui, Atrato, Lloró y Medio Atrato, casi la totalidad de San José del Palmar, Nuquí, Alto Baudó y Quibdó, extremo sureste de Bojayá (Bellavista) (aproximadamente 340 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento de Cundinamarca se afectarían los municipios de Gutiérrez, Une, Chipaque, Ubaque, Choachí, La Calera, Choachí, Sopó, Chía, Cota, Funza, El Rosal, San Francisco, Tenjo, La Vega, Nocaima, Quebradanegra, Útica, Caparrapí, La Palma, Yacopí, Puerto Salgar, Topaipí, Nimaima, La Peña, El Peñón, Villagómez, Pacho, Supatá, Vergara, Subachoque, Paima, San Cayetano, Tabio, Cajicá, Zipaquirá, Guasca, Cogua, Tausa, Carmen de Carupa, Susa, Simijaca, Fúquene, Ubaté, Nemocón, Gachancipá, Tocancipá, Guatavita, Sesquilé, Suesca, Cucunubá, Sutatausa, Guachetá, Lenguaque, Villapinzón, Chocontá, Tibirita, Machetá, Manta, Gachetá, Junín, Fómeque, Cáqueza, Fosca, Quetame, Guayabetal, Gama, Ubalá, Gachalá, Medina, Paratebuena, Cabrera, Venecia, Pandí, Arbeláez,

San Bernardo, Pasca, Silvania, Sibaté, Soacha, Granada, Tequendama, Mosquera, Tena, El Colegio, Cachipay, Anolaima, Bituima, Villeta, Sasaima, Albán, Guayabal de Siquima, Zipacón, Facatativá, Madrid, Bojacá y Bogotá D.C, casi la totalidad de Fusagasugá, Tibacuy, La Mesa, Vianí y Guaduas, este de Viotá y Chaguaní, y el sector más al este de Anapoima y Quipile (aproximadamente 9 770 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento de Caldas se afectarían los municipios de Riosucio, Supía, Marmato, Pácora, Aguadas, Samaná, Victoria, Norcasia y La Dorada, casi la totalidad de Pensilvania y La Merced, norte de Salamina, el este de Marquetalia, extremo noroeste de Anserma y extremo norte de Filadelfia (aproximadamente 250 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento de Risaralda se afectarían los municipios de Pueblo Rico y Mistrató, casi la totalidad de Guática, noroeste de Belén de Umbría y Apía, y sector centro-norte de Quinchía (aproximadamente 60 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Tolima se afectarían los municipios de Villarrica, Dolores, Alpujarra y Planadas, casi la totalidad de Icononzo, Natagaima, Ataco y Rioblanco, centro-norte de Honda y San Sebastián de Mariquita, este de Cunday y Prado, sureste de Purificación, y sur de Chaparral (aproximadamente 120 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Valle del Cauca se afectarían los municipios de San Pedro, Riofrío, Ginebra, Guacarí, El Cerrito, Palmira, Pradera, Florida, Yotoco, Calima, Candelaria, Jamundí, Dagua, La Cumbre, Yumbo, Vijes, Restrepo y Santiago de Cali, casi la totalidad de Trujillo, Bolívar, Guadalajara de Buga y Buenaventura, oeste de Tulúa, El Dovio, Versalles y El Cairo, y extremo noroeste de Andalucía (aproximadamente 3 310 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Cauca se afectarían los municipios de Inzá, Páez, Toribío, Corinto, Miranda, Puerto Tejada, Villa Rica, Guachené, Caloto, Caldon, Padilla, Totoró, Silvia, Morales, Suárez, Buenos Aires, Piendamó, Jambaló y Santander de Quilichao, casi la totalidad de Cajibío, noreste de Puracé, El Tambo y Popayán, y el este de López de Micay (aproximadamente 665 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Huila se afectarían los municipios de Colombia, Baraya, Tello, Villavieja, Aipe, Palermo, Santa María, Rivera, Campoalegre, Algeciras, Hobo, Yaguará, Gigante, Pital, Agrado, Paicol, Tesalia, Nátaga, Iquira, Teruel y Neiva, casi la totalidad de La Plata, este de La Argentina, extremo norte de Tarqui y Altamira, y sector centro-norte de Garzón (aproximadamente 650 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento del Meta se afectarían los municipios de Mesetas, San Juan de Arama, Fuente de Oro, Granada, El Castillo, Lejanías, Cubarral, Guamaral, Acacías, Castilla la Nueva, San Carlos de Upía, Cumaral, Restrepo, El Calvario, San Juanito y Villavicencio, casi la totalidad de Uribe, noroeste de La Macarena, Vistahermosa y Puerto Lleras, extremo oeste de Puerto López, Cabuyaro y Barranca de Upía, y oeste de San Martín (aproximadamente 760 000 habitantes, censo DANE 2018). En el departamento de Caquetá se afectarían los sectores en el norte de San Vicente del Caguán y Puerto Rico (aproximadamente 7100 habitantes, censo DANE 2018).

Conclusiones y recomendaciones

El registro geológico del volcán Cerro Machín (VCM) ha evidenciado actividad eruptiva principalmente explosiva, de estilo Plinianiano de IEV de hasta 5, con alturas de columna que han alcanzado más de 25 km de altura, así como el ascenso y emplazamiento de domos de composición dacítica y la ocurrencia de al menos once eventos eruptivos importantes. Esta dinámica eruptiva ha generado fenómenos frecuentes de Corrientes de Densidad Piroclástica (concentrada y diluida), lahares y caídas piroclásticas de ceniza y *lapilli* por transporte eólico.

En la segunda versión del mapa de amenaza del VCM, se realizó una evaluación integral del registro geológico, simulaciones computacionales de los fenómenos volcánicos, las condiciones actuales de la estructura volcánica y las características geomorfológicas de su área de influencia. Esta evaluación permitió definir la delimitación de la afectación en zonas de amenaza alta para los fenómenos media y baja, según su potencialidad de daño de los fenómenos volcánicos, en caso de presentarse un evento eruptivo mayor.

En el mapa de amenaza se catalogan como amenaza alta los fenómenos de CDP, *lahares* y caídas piroclásticas por proyección balística. Las caídas piroclásticas por transporte eólico presentan zonificación de la amenaza de acuerdo con su modo de ocurrencia tomando en cuenta el escenario eruptivo máximo evaluado.

La zonificación de la amenaza volcánica es resultado de la delimitación de las áreas que pueden ser afectadas por los diferentes fenómenos volcánicos y la potencialidad de los daños que estos pueden ocasionar. Los límites de las áreas de amenaza son transicionales y no absolutos. Además, se considera la posibilidad de afectación en áreas por uno o varios de estos fenómenos al mismo tiempo.

En la elaboración del mapa de amenaza se definió como centro de emisión, en caso de erupción, el actual complejo de domos intracratérico. Si ocurre un escenario eruptivo potencial diferente o incluso mayor al registrado en el pasado geológico del volcán, si hay cambios considerables en su morfología y topografía, o si cambia su foco de emisión, el mapa de amenaza deberá actualizarse.

Referencias

- Alberico, I., Lirer, L., Petrosino, P. y Scandone, R. (2002). A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegrei (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116(1), 63–78.
- Alberico, I., Lirer, L., Petrosino, P. y Scandone, R. (2008). Volcanic hazard and risk assessment from pyroclastic flows at Ischia Island (southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(1), 118–136.
- Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P. y Principe, C. (1992). A review on phreatic eruptions and their precursors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52(4), 231 – 246. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90046-G](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90046-G)
- Biass, S., Falcone, J. F. y Bonadonna, C. (2015). *The great Balls of Fire. User manual*. Université de Genève. Faculty of sciences. Department of Earth Sciences.
- Biass, S., Falcone, J., Bonadonna, C., Traglia, F., Pistolesi, M., Rosi, M. y Lestuzzi, P. (2016). Great Balls of Fire: A probabilistic approach to quantify the hazard related to ballistics. A case study at La Fossa volcano, Vulcano Island, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 325, 1-14. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.006>
- Blong, R. J. (1984). *Volcanic hazards: a sourcebook on the effects of eruptions*. North Ryde, Australia: Academic Press.
- Bonadonna, C., Connor, C. B., Houghton, B. F., Connor, L., Byrne, M., Laing, A. y Hincks, T. K. (2005). Probabilistic modeling of tephra dispersal: Hazard assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B3). doi:10.1029/2003JB002896
- Bonadonna, C. y Costa, A. (2012). Estimating the volume of tephra deposits: A new simple strategy. *Geology*, 40(5), 415–418. doi: <https://doi.org/10.1130/G32769.1>
- Brook, M. (1984). *New radiometric age data from S.W. Colombia*. Rep. Tec. 10, Ingeominas - Misión Británica. Cali.
- Buitrago, L. (2021a). *Ejecución del plan de manejo arqueológico para el proyecto de construcción, rehabilitación, mejoramiento, operación y mantenimiento del corredor vial Honda – Puerto Salgar – Girardot*. Unidades funcionales 1, 2 y 3. Tomo 1.
- Buitrago, L. (2021b). *Ejecución del plan de manejo arqueológico para el proyecto de construcción, rehabilitación, mejoramiento, operación y mantenimiento del corredor vial Honda – Puerto Salgar – Girardot*. Unidades funcionales 1, 2 y 3. Tomo 2.
- Cano, M., Cortés, G., López, C. y Méndez, R. (2016). *Relación geoarqueológica en depósitos de caída piroclástica del volcán Cerro Machín en el sector de Chagualá, Calarcá (Quindío-Colombia)*. En: J. C. Rubin de Rubin, C. Favier–Dubois, y R. T. da Silva (eds.), *Geoarqueología Na América do Sul* (pp. 221–264). Editora Pontificia Universidade Católica de Goiás. Goiânia, Brasil.
- Cano, M. (2018). *Cambios ambientales del pleistoceno final al holoceno medio e impactos humanos en el paisaje: estudio geoarqueológico en el abanico fluvio-volcánico Pereira-Armenia, Colombia* (Tesis doctoral). Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (UNCPBA).
- Cano, M. (2020). Aproximación geoarqueológica en los ciclos de poblamiento y abandono del Cauca Medio colombiano. *Revista Mosaico-Revista de História*, 13, 125-139.
- Cano-Echeverri, M. C., López, C. E. y Méndez, R. A. (2021). Archaeological evidences on early peopling in the fluvio-volcanic Pereira-Armenia fan (Colombia): Volcanic activity influence on cultural adaptation and depopulation events. *Quaternary International*, 578, 131 – 138. DOI: 10.1016/j.quaint.2020.08.037.

- Castaño, L. M., Trujillo, N., Chacón, Z., Ceballos, J., Idárraga, J. J., Montes, A., Acevedo, Á. E., Galvis, B. E., Álvarez, C. P., Ramírez, J., Vélez, L. D., Martínez, L. M., García, L. C., Valencia, L. G., Cardona, L. M., Vélez, M. A., Ordoñez, M., Méndez, R. y Duque, S. (2022). *Informe técnico anual de la actividad volcánica, Segmento Volcánico Norte de Colombia – 2022*. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales (OV SMA).
- Ceballos, J. A., Martínez, L. M., Valencia, L. G., Obando, M. G., Monsalve, M. L., Raigosa, S. y Ávila, H. (2026). *Geología y dinámica eruptiva del volcán Cerro Machín*. [Manuscrito en preparación]. Servicio Geológico Colombiano.
- CHEC (Central Hidroeléctrica de Caldas S.A.). (1983). *Investigación geotérmica del macizo volcánico del Ruiz. Fase II, etapa A. Vol III geovulcanología*. Bogotá, D. C.
- Cepeda, H., Murcia, A., Monsalve, M., Méndez, R. y Nuñez, A. (1995). *Volcán Cerro Machín, departamento del Tolima, Colombia: pasado, presente y futuro*. Informe interno Ingeominas I-2305 inédito.
- Cepeda, H. (2009). *Escenarios eruptivos posibles y la gestión de riesgo volcánico. Versión 1.0*. Informe interno. Ingeominas, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales.
- Congreso de Colombia. (2012). *Ley 1523 de 2012 “Por la cual se adopta la política nacional de gestión del riesgo de desastres y se establece el Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres y se dictan otras disposiciones”*.
- Connor, L. J. y Connor, C. B. (2006). Inversion is the key to dispersion: Understanding eruption dynamics by inverting tephra fallout. En: H. Mader, S. Cole, C. B. Connor y L. G. Connor (eds.), *Statistics in Volcanology* (pp. 231–242). Geological Society, London.
- Cortés-Jimenez, G. P. (2001). *Lahares asociados a la actividad eruptiva del VCM, Colombia*. Memorias VIII Congreso Colombiano de Geología. Ingeominas.
- Cortés-Jiménez, G. P. (2020). Holocene lahar deposits associated with the eruptive activity of Cerro Machín Volcano, Colombia: Impact on landscape and associated potential hazard. In: J. Gómez y A. O. Pinilla Pachon (eds.), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary* (pp. 297-331). Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38. Bogotá, D. C. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.08>
- Delgado Granados, H., Alatorre-Ibargüengoitia, M., Arana-Salinas, L., Bonasia, R., Capra, L., Cassata, W., Córdoba, G., Cortés-Ramos, J., Ferrés-López, M. D., Fonseca-Álvarez, R., García-Reynoso, J. A., Gisbert, G., Guerrero-López, D. A., Jaimes-Viera, M. C., Macías-Vázquez, J. L., Martin Del Pozzo, A. L., Nieto-Obregón, J., Nieto-Torres, A., Paredes-Ruiz, P. A. y Téllez-Ugalde, E. (2017). *Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatepetl* (Monografías del Instituto de Geofísica, Vol. 22). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Dragoni, M. y Santoro, D. (2020). A model for the atmospheric shock wave produced by a strong volcanic explosion. *Geophysical Journal International*, 222(2), 735–742. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa205>
- Feininger, T., Barrero, D. y Castro, N. (1972). Geología de Antioquia y Caldas (Subzona II-B). *Boletín Geológico*, 20(2), 1-173.
- Fernández de Piedrahita, L. (1688). *Historia general de las conquistas del nuevo reyno de Granada*. Impreso por Juan Baptista Verdussen en Amberes, España.
- Fisher, R. V. y Schmincke, H. U. (1984). *Pyroclastic rocks*. Berlín: Springer Verlag.
- Friedlaender, I. (1927). *Über Einige Vulkane Columbiens*. Teil II. Zeitschr F. Vulkanologie, X.
- García, R., Restrepo, P., Deweese, M., Ziemer, M., Palmer, J., Thornburg, J., Murillo, J., Morales, M., García-Navarro, P. y Lacasta, A. (2015). *Advanced GPU Parallelization for two-dimensional operational river flood forecasting*. Proceedings of the 36th IAHR World Congress, junio 28-Julio 3. The Hague, The Netherlands.
- Gómez, J., Montes, N., Nivia, A. y Diederix, H. (2015). *Mapa geológico de Colombia. Escala 1:1000.000*. Bogotá, D. C.: Servicio Geológico Colombiano.

- González, H. (1989). *Análisis de la nomenclatura estratigráfica de las rocas metamórficas (Litodema "A") al este del límite oriental de la zona de Falla de Romeral, Cordillera Central, Colombia*. Informe interno Ingeominas (pp. 1-21).
- Hoblitt, R. P., Wolfe, E. W., Scott, W. E., Couchman, M. R., Pallister, J. S. y Javier, D. (1996). The preclimactic eruptions of Mount Pinatubo, June 1991. En C. G. Newhall y R. S. Punongbayan (eds.), *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines* (pp. 81–92). University of Washington Press.
- Hsü, K. J. (1975). Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, 86(1), 129–140. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<129:CDSSGB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<129:CDSSGB>2.0.CO;2)
- Hsü, K. J. (1978). Albert Heim: Observations on landslides and relevance to modern interpretations. En *Rockslides and avalanches*, 1: Natural phenomena (pp. 71–93). Elsevier.
- Humboldt, A. (1801). *Libreta de campo*. Journal VII a/b 1801–1802 in the Digitised Collections of the Berlin State Library. <https://humboldt.staatsbibliothek-berlin.de/work/?lang=en>
- Hurtado, B. y Murcia, H. (2003). *Caracterización del depósito de flujo de escombros de Chicoral, volcán Cerro Machín, Colombia* (Tesis de grado). Universidad de Caldas, Manizales, Colombia.
- Jenkins, S. F., Spence, R. J. S., Fonseca, J. F. B. D., Solidum, R. U. y Wilson, T. M. (2014). Volcanic risk assessment: Quantifying physical vulnerability in the built environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 105-120.
- Laeger, K., Halama, R., Hansteen, T., Savov, I. P., Murcia, H. F., Cortés, G. P. y Garbe-Schönberg, D. (2013). Crystallization conditions and petrogenesis of the lava dome from the ~900 years BP eruption of Cerro Machín Volcano, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 193-208. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.09.009>.
- Losada, L. A., Rubio, L. T. y Álvarez, M. P. (2025). Excavación arqueológica en el sitio La Leona, Cajamarca, Tolima. Aportes recientes a la arqueología de la región. *Arqueología y patrimonio*, 5(1), 107-143.
- Luhr, J. F. (1984). The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1–2), 69–108. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90057-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90057-X)
- Major, J. J., Pierson, T. C., Dinehart, R. L. y Costa, J. E. (2000). Sediment yield following severe volcanic disturbance—A two-decade perspective from Mount St. Helens. En C. G. Newhall y R. S. Punongbayan (eds.), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines* (pp. 895–918). Philippine Institute of Volcanology and Seismology and University of Washington Press.
- Macías, J. L., Espíndola, J. M., Godínez, M. L. y Jiménez, Z. (2002). La erupción de 1982 del volcán Chichón, Chiapas, México. En M. Inbar y C. Lugo-Hubp (eds.), *Desastres naturales en América Latina* (pp. 37–54). Fondo de Cultura Económica.
- Macías, J. L., Capra, L., Arce, J. L., Espíndola, J. M., García-Palomo, A. y Sheridan, M. F. (2008). Hazard map of El Chichón volcano, Chiapas, México: Constraints posed by eruptive history and computer simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175(4), 444 - 458. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.02.023.
- Malin, M. C. y Sheridan M. F. (1982). Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science*, 217(4560), 637-640. PMID: 17817534. doi: 10.1126/science.217.4560.637
- Méndez, R. (2000). *Modelo eruptivo del VCM, flujos piroclásticos*. Informe Interno, inédito. Manizales: Ingeominas.
- Méndez, R. (2001). *Informe sobre la geología y estratigrafía de flujos piroclásticos asociados al VCM*. Ingeominas. Informe interno. Inédito.
- Méndez, R., Cortés, G. y Cepeda, H. (2002). Evaluación de la amenaza potencial del volcán Cerro Machín. Memoria explicativa. Bogotá, D. C.: Ingeominas.

- Méndez Fajury, R. A., Laverde Castaño, C. A. y Monsalve Bustamante, M. L. (2023). El volcán Cerro Machín en el registro histórico, Tolima, Colombia. *Boletín Geológico*, 50(2). <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.50.2.2023.703>
- Monsalve-Bustamante, M. L. (2020). The volcanic front in Colombia: Segmentation and recent and historical activity. In: J. Gómez y A. O. Pinilla-Pachon (eds.), *The geology of Colombia, Volume 4 Quaternary* (pp. 97–159). Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38. Bogotá, D. C. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.03>
- Mosquera, D., Núñez, A. y Vesga, C. (1982). *Geología de la plancha 244 Ibagué. Escala 1:100.000*. Ibagué: Ingeominas.
- Muñoz, C., Laverde, C., Galarza, J., Medina, E., Vallejo, J., Valencia, G., Martínez, L., Ceballos, J., Cortés, G. P., Monsalve, M. L., Obando, M., Ávila, H., Raigosa, S. y Méndez, R. (2026). *Implementación de herramientas computacionales para la simulación de fenómenos volcánicos, como apoyo en la actualización del mapa de amenaza volcánica del Volcán Cerro Machín*. Pasto, Popayán, Manizales: Servicio Geológico Colombiano.
- Murcia, H. F., Hurtado, B. O., Cortés, G. P., Macías, J. L. y Cepeda, H. (2008). The ~2500 r B.P. Chicoral non-cohesive debris flow from Cerro Machín Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(3-4), 201-214. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.11.016
- Murcia, H., Sheridan, M., Macías, J. y Cortés, G. (2010). TITAN2D simulations of pyroclastic flows at Cerro Machín Volcano, Colombia: Hazard implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 161-170.
- Nelson, H. W. (1957). Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. *Leidse geologische Mededelingen*, 22, 1-76.
- Newhall, C. G. y Self, S. (1982). The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87(C2), 1231 – 1238. <https://doi.org/10.1029/JC087iC02p01231>
- Newhall, C. G. y Punongbayan, A. S. (1996). *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Quezon City: Philippine Institute of Volcanology and Seismology.
- Obando, M. G. y Ramos, R. A. (2003). *Evaluación de la amenaza por flujos piroclásticos en la localidad de Cajamarca (Tolima) ante una probable erupción del Volcán Cerro Machín* (Tesis de grado). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, D. C., Colombia.
- Obando, M., Ramos, R., Cepeda, H. y Portilla, M. (2003). Modelamiento asistido por computador de flujos piroclásticos en el volcán Cerro Machín (Tolima, Colombia). *Geología Colombiana*, 28, 21–37.
- Ogburn, S. E. y Calder, E. S. (2017). The relative effectiveness of empirical and physical models for simulating the dense undercurrent of pyroclastic flows under different emplacement conditions. *Frontiers in Earth Science*, 5, Article 83. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00083>
- Orozco, J. y González, J. (1992). *Los depósitos torrenciales de Santa Rosa de Cabal: Evidencias de posibles fenómenos catastróficos ajenos a la actividad volcánica y glaciación en los Andes colombianos, en épocas precolombinas*. Memorias II Simposio Latinoamericano de Riesgo Geológico Urbano. Pereira, Colombia.
- Orozco, J. (2001). *Las cenizas volcánicas en el territorio de Pereira y sus alrededores. Suelos del Eje Cafetero*. Pereira: Proyecto UTP-GTZ, 9-15.
- Osorio, J., Montes, N., Velandia, F., Acosta, J., Romero, J., Diederix, H., Audemard, F. y Núñez, A. (2008). *Paleosismología de la Falla de Ibagué*. Ingeominas, Publicaciones Geológicas Especiales, No. 29.
- Ospina, P. (1843). *Observaciones sobre los terrenos de Toche i sus inmediaciones*. Gaceta de la Nueva Granada del 7 de mayo de 1843, Trimestre 46, No 618. Bogotá, D. C.
- Patra, A. K., Bauer, A. C., Nichita, C. C., Pitman, E. B., Sheridan, M. F., Bursik, M., Rupp, B., Webber, A., Stinton, A. J. y Namikawa, L. M. (2005). Parallel adaptive numerical simulation of dry avalanches over natural terrain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139(1-2), 1–21.

- Pulgarín-Alzate, B., Tamayo-Alzate, M., Correa-Tamayo, A. M., Ceballos-Hernández, J. A., Cruz-Toro, Y. P., Méndez-Fajury, R. (2020). Stratigraphy and geological evolution of the Paramillo de Santa Rosa Volcanic Complex and its Pleistocene to Holocene eruptive history. In: J. Gómez y A. O. Pinilla-Pachon (eds.), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary* (pp. 197 – 226). Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38. Bogotá, D. C. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.05>
- Ramsey, C. B. (2021). *OxCal Program (Version 4.4)* [Software]. Radiocarbon Accelerator Unit, University of Oxford. <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R. ... y Talamo, S. (2020). Curva de calibración de edad radiocarbonada IntCal20 del hemisferio norte (0 – 55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725 – 757. doi:10.1017/RDC.2020.41
- Rodolfo, K. S., Umbal, J. V., Alonso, R. A., Remotigue, C. T., Paladio-Melosantos, M. L., Salvador, J. H. G., Evangelista, D. y Miller, Y. (1996). Two years of lahars on the western flank of Mount Pinatubo: Initiation, flow processes, deposits, and attendant geomorphic and hydraulic changes. In: C. G. Newhall y R. S. Punongbayan (eds.), *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines* (pp. 989–1013). University of Washington Press. Seattle, USA.
- Rossi, M. J. (1996). Morphology and mechanism of eruption of postglacial shield volcanoes in Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 57(7), 530-540.
- Rueda, H. (2000). *Depósitos de caída piroclástica asociados a la actividad del VCM. Caracterización y evaluación de su amenaza potencial* (trabajo de grado). Universidad de Caldas, Manizales.
- Rueda, H. (2005). *Erupciones plinianas del Holoceno en el volcán Cerro Machín, Colombia. Estratigrafía, petrografía y dinámica eruptiva*. Instituto de Geofísica. Posgrado en Ciencias de la Tierra. México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Salvador, A. (1994). *International Stratigraphic Guide — An abridged version*. International Subcommission on Stratigraphic Classification, International Commission on Stratigraphy, International Union of Geological Sciences; Geological Society of America.
- SGC (Servicio Geológico Colombiano). (2017). *Evaluación de amenaza volcánica: Procedimiento PR-AME-VOL-001* (Versión 5) [Procedimiento institucional].
- Sheridan, M. F. y Malin, M. C. (1983). Computer application assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari and Vesuvius. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 187-202.
- Sheridan M. F. y Macías J. L. (1995). Estimation of risk probability for gravity-driven pyroclastic flows at Volcan de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 251-256.
- Schick, R. (1981). Source mechanism of volcanic earthquakes. *Bulletin Volcanologique*, 44, 491–497. <https://doi.org/10.1007/BF02600579>
- Sigurdsson, H., Carey, S. N. y Espíndola, J. M. (1984). The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Mexico: Stratigraphy of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1–2), 1–69. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90055-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90055-6)
- Sulpizio, R., Capra, L., Sarocchi, D., Saucedo, R., Gavilanes-Ruiz, J. y Varley, N. (2010). Predicting the block-and-ash flow inundation areas at Volcán de Colima (Colima, Mexico) based on the present day (february 2010) estatus. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(1), 49-66.
- Takarada, S. (2017). The volcanic hazards assessment support system for the online hazard assessment and risk mitigation of Quaternary volcanoes in the World. *Front. Earth Sci.*, 5, 102. doi:10.3389/feart.2017.00102
- Thouret, J. C., Cantagrel, J. M., Robin, C., Murcia, A., Salinas, R. y Cepeda, H. (1995). Quaternary eruptive history and hazard zone model at Nevado del Tolima and Cerro Machin Volcanoes, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 66, 397-426. Amsterdam.

- Thouret, J. C., Lavigne, F., Kelfoun, K. y Bronto, S. (2000). Toward a revised hazard assessment at Merapi volcano, Central Java. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100(1-4), 479-502. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00152-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00152-9)
- Tilling, R. (1993). *Volcanic hazards*. World Organization of Volcano Observatories (WOVO - IAVCEI). Santa Fe, New Mexico.
- Tilling, R. (2009). *El Chichón's "surprise" eruption in 1982*. U.S. Geological Survey Fact Sheet 2009-3026. U.S. Geological Survey. DOI: 10.22201/igeof.00167169p.2009.48.1.96
- Valentine, G. y Krogh, K. (2006). Emplacement of shallow dikes and sills beneath a small basaltic volcanic center – The role of pre-existing structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA). *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4), 217-230. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.031>
- Vesga, C. J. y Barrero, D. (1978). *Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica*. II Congreso Colombiano de Geología (Resúmenes). Bogotá, D. C.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T. y Kammer, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3), 875 - 896. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003>
- Volentik, A. C. M., Connor, B., Connor, L. J. y Bonadonna, C. (2009). Aspects of volcanic hazards assessment for the Bataan nuclear power plant, Luzon Peninsula, Philippines. In: C. B. Connor, N. Chapman y L. Connor (eds.), *Volcanic and tectonic hazard assessment for nuclear facilities* (pp. 229-256). Cambridge University Press, New York.
- Wadge, G. y Isaacs, M. (1988). Mapping the volcanic hazards from the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies, using an image processor. *Journal of the Geological Society*, 145, 541-551. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.145.4.0541>

Índice de figuras

Figura 1. Metodología vigente para la elaboración de mapas de amenaza volcánica	8
Figura 2. Características del VCM y principales amenazas volcánicas	10
Figura 3. Fotografía panorámica del edificio del volcán Cerro Machín	14
Figura 4. Mapa de localización del volcán Cerro Machín	15
Figura 5. Sistema de drenaje en el área de influencia del volcán Cerro Machín	16
Figura 6. Vista panorámica del flanco oeste-suroeste del volcán Cerro Machín (VCM)	20
Figura 7. Esquema de los estilos eruptivos y el tamaño de las erupciones volcánicas	20
Figura 8. Columna generalizada de los depósitos volcánicos de las unidades eruptivas (UE) Espartillal, Toche, Domo San Juan, Anillo y el complejo de domos actual	23
Figura 9. Columna generalizada de los depósitos volcánicos de la UE Entre Ríos y los depósitos de avalanchas de escombros de Puente Tierra	24
Figura 10. Columna cronoestratigráfica generalizada de los depósitos de lahar aflorantes en los valles de los ríos Coello y Magdalena	25
Figura 11. Panorámica donde se observa el Complejo de Domo Intracrático	32
Figura 12. Registro geo arqueológico en la región del departamento del Quindío	33
Figura 13. Grabado en xilografía en donde se aprecia el edificio del volcán Cerro Machín	34
Figura 14. Esquema de un volcán con los diferentes fenómenos volcánicos que pueden ocurrir durante una erupción volcánica	35
Figura 15. Zona de amenaza volcánica alta correspondiente a las corrientes de densidad piroclástica (CDP)	37
Figura 16. Zona de amenaza volcánica alta para el fenómeno de lahares del VCM	40
Figura 17. Zonificación de la amenaza por caídas de piroclastos (ceniza y lapilli) para el volcán Cerro Machín	43
Figura 18. Zona de amenaza alta por caída de piroclastos de proyección balística en el VCM	45

Índice de tablas

Tabla 1. Actividad eruptiva del volcán Cerro Machín	21
---	----