

Inestabilidad volcánica y formación de flancos de colapso en la Zona Volcánica Norte de Suramérica

Dumar Alexander Palacios Benavides

Trabajo de grado para optar por el título de Geólogo

Asesor:

PhD. José Fernando Duque Trujillo

Universidad EAFIT

Departamento de Ciencias de la tierra

Medellín – Colombia

2021

Dedicatoria

A mi madre, por todo el amor, cariño, enseñanzas y valores que me ha inculcado, a mi padre, por ser un ejemplo en mi vida y su apoyo incondicional y a mi hermana por ser mi compañera y cómplice desde que nació.

Los amo.

Agradecimientos

A cada una de las personas que me acompañaron en los últimos años, profesores, compañeros y amigos. Sin ustedes mi vida no sería lo que es, gracias.

Quiero nombrar a personas que me han motivado a mejorar, los respeto y admiro, ahora son parte de mi vida: José Duque, Diana Ortega, Jhon Rosero, Jimena Restrepo, Linda Casanova, Juan Garces, Daniela Ruiz, Santiago Blanco, Valentina Alzate, Mauricio Benavides, David Coral, Angela Zamudio, Juan Diego Morales, Juan Diego Montoya, Camilo Martínez.

A la Universidad EAFIT por todos estos maravillosos años de aprendizaje.

Tabla de contenido

RESUMEN	7
PALABRAS CLAVE.....	7
ABSTRACT	8
KEYWORDS	8
INTRODUCCIÓN	9
GENERALIDADES	10
PREGUNTA DE LA INVESTIGACIÓN	10
HIPÓTESIS	10
OBJETIVO	10
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	10
UBICACIÓN	11
MARCO TEORICO	13
GEOLOGIA REGIONAL	16
GEOLOGIA ESTRUCTURAL	19
SISTEMA DE FALLAS DE ROMERAL	19
SISTEMA DE FALLAS DE ALGECIRAS	19
VOLCANISMO	20
METODOLOGÍA	21
RECOLECCIÓN DE INFORMACIÓN SECUNDARIA	21
CREACIÓN DE GEODATABASE EN QGIS.	22
OBTENCIÓN DE DATOS ESPACIALES BASADOS EN SIG	23
DIAGRAMAS DE ROSA	23
ANÁLISIS ESTADÍSTICO.....	24
RESULTADOS	24
BASE DE DATOS (SIG).....	24
DIRECCIONES DE FALLAS Y FLANCOS DE COLAPSO	25
DIAGRAMAS DE ROSA.....	25
ANÁLISIS ESTADÍSTICO.....	28
DISCUSIÓN	29
CONCLUSIONES	33
REFERENCIAS	36
ANEXOS	42

Lista de figuras

Fig. 1. Mapa de ubicación. A) Zonas volcánicas de Suramérica. B) Segmentos D, E, F (separados por puntos rojos) y la delimitación del valle interandino, después de Hall y Wood, 1985 y Duque Trujillo, 2016. C) Zona de estudio. Donde se ve en Naranja a volcanes y en líneas punteadas fallas.....	12
Fig. 2. Factores que contribuyen a la formación de inestabilidad volcánica. Tomado de McGuire, (1996).....	13
Fig. 3. Formación de inestabilidad en edificios volcánicos respecto a la posición de la falla. Cuando la falla se ubica en el centro la inestabilidad será oblicua, pero si la falla se ubica en el frente o parte trasera del volcán la inestabilidad será perpendicular (Wooler et al., 2009).....	14
Fig. 4. Modelo analógico con inestabilidad oblicua a la dirección del movimiento de la falla. Falla sinistral a) Se muestra el modelo análogo, con la dirección de la falla y escala; b) La interpretación del modelo, en donde se observan las estructuras Sigmoidales I y II y el graben que forma la cumbre (Andrade et al., 2019).	15
Fig. 5. Modelos analógicos con inestabilidad perpendicular a la dirección del movimiento de la falla. En A y B se muestra la inestabilidad producida cuando la mayor parte del edificio está en el bloque que sube, en C y D se muestra la inestabilidad cuando la mayor parte del edificio está en el bloque que baja. E y F muestran la zona de inestabilidad que produce una falla de rumbo al costado de un cono, siendo similar al caso A y B. Tomado de Wooler et al., 2009.....	16
Fig. 6. Orden metodológico.	22
Fig. 7. Base de datos. a) Volcanes usados en este trabajo, la numeración se puede revisar en el Anexo 1. b) Fallas, para más información, revisar Anexo 2. También se puede ver la zona que ocupa este trabajo, destacando los volcanes de la región y las fallas que cruzan ambos países... ..	26
Fig. 8. Diagrama de rosas. Triángulos (rojo): fallas; Diamantes (Azul): flancos de colapso. El plano de falla promedio se definió a los 030°, hay varias tendencias de formación de flancos hacia el SW-W-NW y en menor medida hacia el E.....	28
Fig. 9. Histograma de frecuencias. Se puede observar que hay una tendencia en formarse colapsos de flanco hacia el occidente.	29
Fig. 10. Mapa de direcciones de flancos de colapso. Con flechas se indica las direcciones de cada volcán en la zona de estudio. También se adjuntó el diagrama de rosas que resume la información de las direcciones tanto de fallas como de flancos de colapso.	30
Fig. 11. Flancos oblicuos a las fallas. Se observan los diagramas que representan a las sigmoidales I y II, la zona preferencial de formación del flanco de colapso en a) fallas de rumbo dextral y b) fallas de rumbo sinistral Después de Lagmay et al., (2000), Andrade et al., (2019) y Grosse et al., (2020).....	31
Fig. 12. Flancos perpendiculares a las fallas. Se observan los diagramas que representan a las fallas normales, transtensional. La zona preferencial de formación del flanco de colapso. Después de Wooler et al., (2009).....	32
Fig. 13. Zonas de inestabilidad formadas por la falla 030°, a) Zonas de inestabilidad sobrepuestas en el diagrama de rosas (amarillo: inestabilidad oblicua formada por movimiento dextral; morado: inestabilidad oblicua formada por movimiento sinistral; verde: inestabilidad oblicua formada por fallas de rumbo), b) Flancos que se han formado por fallas dextrales, c) Flancos que se han formado por fallas sinestrales, c) Flancos perpendiculares formados por falla de rumbo. 33	33

Fig. 14. Clasificación de volcanes en la ZVN según la inestabilidad que sufre. 35

Lista de tablas

Tabla 1. Lista de volcanes, donde están señalados los respectivos flancos de colapso y fallas que los atraviesan, también el segmento definido por Hall y Wood (1985) al que pertenecen..... 27

Anexos

Anexo 1. Configuración usada en Stereonet. La imagen de la izquierda muestra la configuración para fallas, la imagen de la derecha muestra cómo se configuro la herramienta para fallas 42

Anexo 2. Lista de volcanes usados en este trabajo. Se puede observar información como la numeración usada en Qgis, país, tipo de volcán, edad de formación, coordenadas y ambiente de formación. En general todos los volcanes se formaron por subducción. Sin embargo, la evidencia de actividad o las erupciones reportadas están disponibles para volcanes del Holoceno, aun activos a diferencia de los volcanes del pleistoceno (inactivos). Tomado y modificado de Aster Volcano Archive (NASA – METI)..... 43

Anexo 3. Lista de fallas. Se indica la numeración usada en Qgis, el nombre de la falla y el sistema de fallas al que pertenece. 44

RESUMEN

El norte de Suramérica es marcado por la subducción de la placa de Nazca y Cocos bajo la placa continental Suramericana, esta subducción ha dado origen a la Cordillera de los Andes y ha permitido la formación del volcanismo norte de los Andes.

Esta zona volcánica se forma en un ambiente transpresivo donde se han formado fallas de rumbo, las cuales son la principal fuente de inestabilidad en volcanes, cuya respuesta física son los flancos de colapso, que son grandes movimientos en masa que modifican por completo el edificio volcánico.

Para determinar si hay una relación directa en la formación de flancos de colapso con la dirección, ubicación y desplazamiento de las fallas en la Zona Volcánica Norte, se midieron las direcciones de fallas y flancos de colapso en 37 volcanes entre Colombia y Ecuador. Se encontró que las fallas tienen una dirección media de 030° (NE), los flancos de colapso tienen dos tendencias de formación con respecto a la dirección de las fallas, oblicuos $\sim 340^{\circ}$ (NW) o perpendiculares $\sim 290^{\circ}$ (W). Esto concuerda con datos obtenidos en experimentos análogos por Lagmay et al. (2000), Wooler et al (2009) y Andrade et al., (2019).

La formación de los flancos en las direcciones medidas confirma que hay una relación directa con las fallas y, por lo tanto, se puede afirmar que en la zona volcánica norte de los Andes estos colapsos tienden a formarse hacia el WNW o NNW principalmente.

Palabras clave

Flancos de colapso, zona volcánica norte, ambiente compresivo-transcurrente, fallas de rumbo, inestabilidad volcánica, volcanotectónica, Colombia, Ecuador.

ABSTRACT

The north of South America is marked by the subduction of the Nazca and Cocos plate under the South American continental plate, this subduction has given rise to the Andes Mountains and has allowed the formation of the Northern Volcanism of the Andes.

This volcanic area is formed in a transpressive environment where shear faults have been formed, which are the main source of instability in volcanoes, whose physical response is the collapse flanks, which are large mass movements that completely modify the volcanic building.

To determine if there is a direct relationship in the formation of collapse flanks with the direction, location and displacement of the faults in the Northern Volcanic Zone, the directions of the faults and collapse flanks were measured in 37 volcanoes between Colombia and Ecuador. It was found that the faults have a mean direction of 030° (NE), the collapse flanks have two formation trends with respect to the direction of the faults, oblique 340° (NW) or perpendicular 290° (W). This is consistent with data obtained in analogous experiments by Lagmay et al. (2000), Wooler et al (2009) and Andrade et al., (2019).

The formation of the flanks in the measured directions confirms that there is a direct relationship with the faults and, therefore, it can be stated that in the northern volcanic zone of the Andes these collapses tend to form mainly towards the WNW or NNW.

Keywords

Collapse flanks, north volcanic zone, compressive-transcurrent environment, transcurrent faults, volcanic instability, volcanotectonic, Colombia, Ecuador.

INTRODUCCIÓN

Este trabajo se desarrolla en la Zona Volcánica Norte (Fig. 1.a), caracterizada por un ambiente transpresivo, producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Suramericana y el movimiento del bloque noroccidental de Suramérica con respecto a la placa Caribe, permitiendo la formación del volcanismo (Hall et al, 2008).

Los volcanes son estructuras geológicas que cambian drásticamente si se comparan con otros ambientes, debido a que sus edificios volcánicos sufren procesos constructivos y destructivos en periodos cortos (Tibaldi et al., 2008). Para McGuire (1996), los volcanes presentan inestabilidad estructural durante su vida, que puede producir desde pequeños deslizamientos de rocas hasta los movimientos en masa más grandes del planeta.

La inestabilidad volcánica en los volcanes de la ZVN es inducida por fallas de rumbo que posteriormente pueden formar flancos de colapso, los cuales son movimientos en masa que han modificado por completo los edificios volcánicos (Lagmay, 2000; Tibaldi y Romero Leon, 2000; Donnadieu et al., 2001; Tibaldi et al., 2008; Wooler et al., 2009; Andrade, 2019).

Este trabajo pretende evaluar si los modelos análogos propuesto por Lagmay et al., (2000), Wooler et al., (2009), Andrade et al., (2019), Grosse et al., (2020), Navarrete et al., (2020) para identificar zonas de inestabilidad volcánica, se cumplen de manera general en la zona de estudio. Debido a que la mayoría de los flancos de colapso se forman cuando el volcán está en erupción y pueden llegar a ser eventos periódicos con una frecuencia promedio de 150 a 200 años, dependiendo del tipo de volcán y su entorno geológico, llegando a afectar áreas urbanas (Begét y Kienle, 1992; Tibaldi et al., 2008).

Por lo tanto, el entendimiento de los procesos que generan estos colapsos mediante modelamiento análogo y constante monitoreo volcánico puede prevenir o anticipar catástrofes en las comunidades que se encuentran alrededor de los volcanes (McGuire y Williams, 1995; Tibaldi et al., 2008; Pinel et al., 2014).

GENERALIDADES

Pregunta de la investigación

¿Qué tipo de control tienen las fallas sobre la estabilidad de los edificios volcánicos en la Zona Volcánica Norte?

Hipótesis

La formación de flancos de colapso en los volcanes de la ZVN es condicionada por inestabilidades al carácter transcurrente de las fallas sobre las cuales se asientan estos volcanes.

Objetivo

Determinar la relación entre la formación de flancos de colapso con las fallas de rumbo que atraviesan la corteza entre la Cordillera Occidental, Cordillera Central y el Valle Interandino entre Colombia y Ecuador en la Zona Volcánica Norte.

Objetivos específicos

- Elaboración de una geodatabase con la información recolectada sobre fallas, flancos de colapso y sus direcciones, también, la ubicación de los volcanes que se usan para este estudio.
- Identificar si las zonas de inestabilidad en volcanes de la ZVN se generan acorde a lo propuesto en modelos analógicos desarrollados por Lagmay (2000), Wooler (2009) y Andrade (2019).

- Desarrollar un análisis estadístico que permita clasificar los volcanes por zonas en las que se vea un patrón en la formación de flancos de colapso.

UBICACIÓN

El área de trabajo está ubicada en la cadena montañosa de los Andes, donde se encuentran tres zonas volcánicas: **1)** Zona volcánica Norte, entre Colombia y Ecuador. **2)** Zona volcánica Central, entre Perú y Chile. **3)** Zona volcánica Sur, Chile (Hall y Wood, 1985; Gutscher et al., 1999) (*Fig. 1.A*).

Este estudio se realizó en la Zona Volcánica Norte, donde Hall y Wood (1985) proponen una segmentación de los volcanes, teniendo en cuenta lineamientos, diferencias entre el volcanismo cenozoico y el actual, sismicidad, entre otros. Evaluando los segmentos: **D)** Segmento del Puracé, desde el volcán Puracé a el volcán Doña Juana. **E)** Segmento de Guairapungo, desde el volcán Galeras al volcán Cerro Negro. **F)** Segmento del Rio Mira, desde el volcán Cuicocha hasta el volcán Cotopaxi (*Fig. 1.B*).

La zona está limitada por las cordilleras Central y Occidental en los Andes del norte, las cuales a su vez están divididas por el Valle Interandino, donde se ha desarrollado gran parte del volcanismo (*Fig. 1.B y 1.C*).

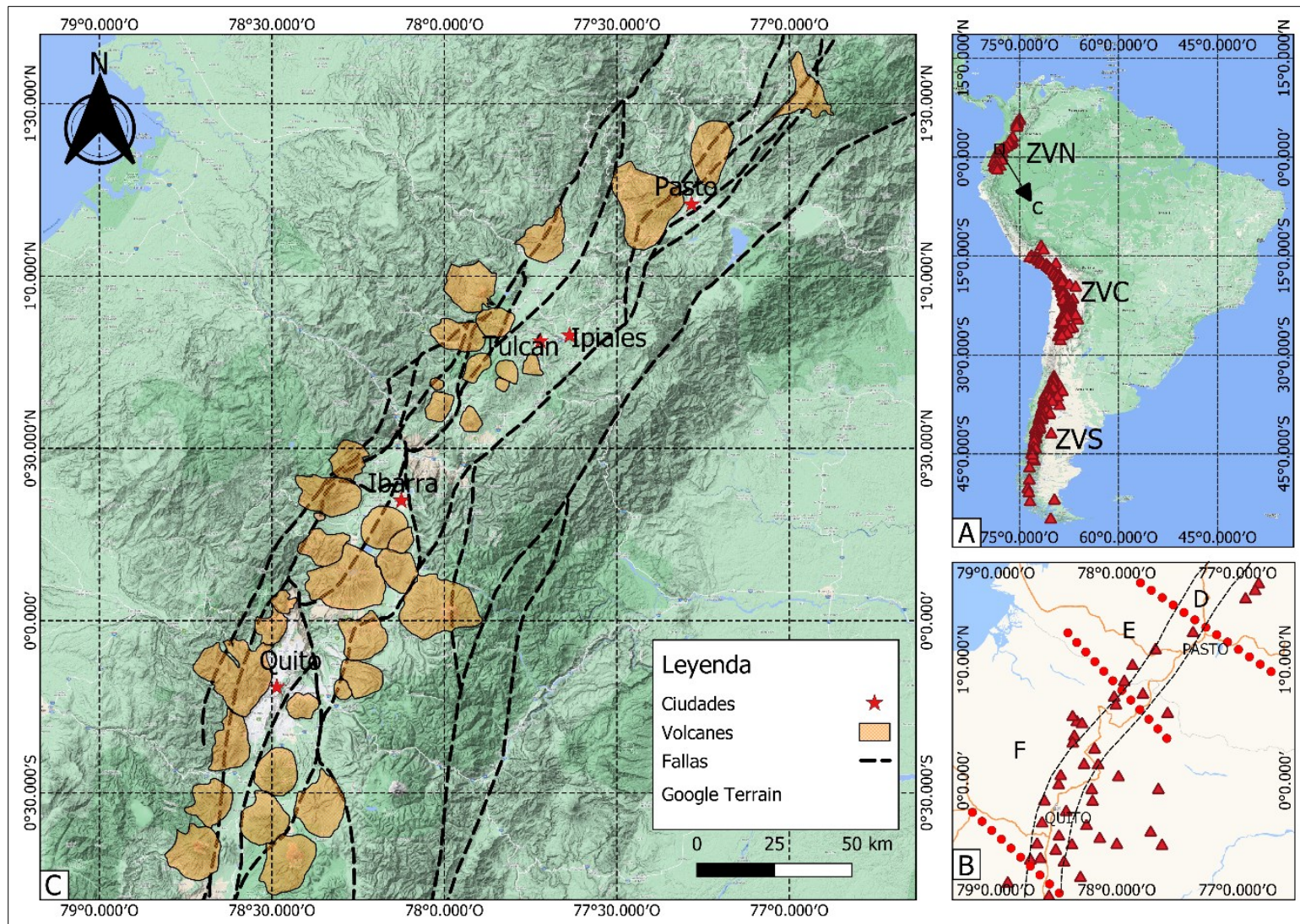


Fig. 1. Mapa de ubicación. A) Zonas volcánicas de Suramérica. B) Segmentos D, E, F (separados por puntos rojos) y la delimitación del valle interandino, después de Hall y Wood, 1985 y Duque Trujillo, 2016. C) Zona de estudio. Donde se ve en Naranja a volcanes y en líneas punteadas fallas.

MARCO TEORICO

De acuerdo con McGuire (1996), la inestabilidad volcánica se puede definir como la condición en la cual un edificio volcánico se ha desestabilizado en un grado suficiente para aumentar la probabilidad de que ocurra un colapso en parte o en la totalidad del edificio volcánico. Estos colapsos son la respuesta a una deformación activa o la exposición en un largo período de tiempo a excesos de inclinación, sobrecarga o erosión, otras variables pueden ser el clima, el levantamiento o subsidencia del basamento, la carga superficial, la expansión del edificio, la actividad volcánica y tectónica entre otros (Fig. 2).

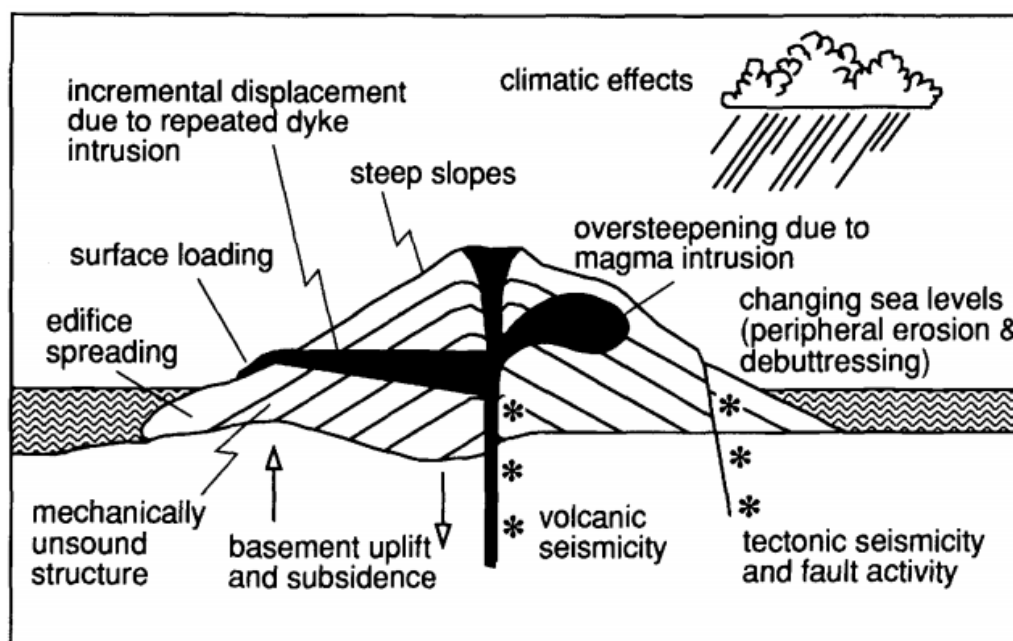


Fig. 2. Factores que contribuyen a la formación de inestabilidad volcánica. Tomado de McGuire, (1996).

En ambientes transpresivos como la ZVN de Suramérica la inestabilidad es causada principalmente por las fallas de rumbo que atraviesan cada uno de los edificios volcánicos, diferentes trabajos de modelamiento análogo (Lagmay et al., 2000; Wooler et al., 2009; Andrade et al., 2019; Grosse et al., 2020; Navarrete et al., 2020) han recreado estas condiciones y muestran

dos tendencias en la formación de inestabilidad volcánica: oblicua o perpendicular, que dependerán directamente de la posición de la falla que atraviesa al edificio volcánico.

Teniendo en cuenta lo anterior, cuando la falla atraviesa el centro del edificio la inestabilidad será oblicua al fallamiento, pero si la falla atraviesa los costados del edificio, entonces la inestabilidad será perpendicular al fallamiento (*Fig. 3.*).

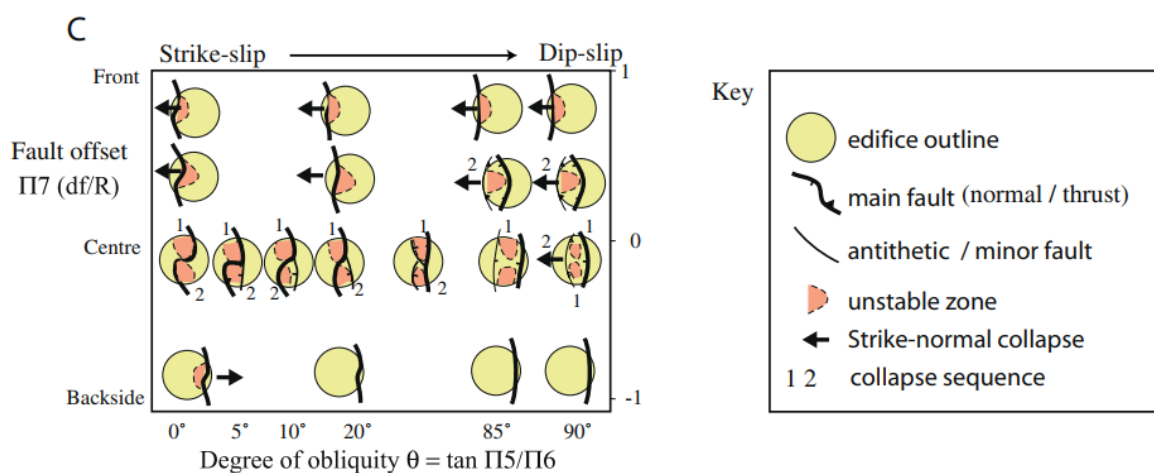


Fig. 3. Formación de inestabilidad en edificios volcánicos respecto a la posición de la falla. Cuando la falla se ubica en el centro la inestabilidad será oblicua, pero si la falla se ubica en el frente o parte trasera del volcán la inestabilidad será perpendicular (Wooler et al., 2009)

Cuando la zona de inestabilidad formada es oblicua se debe a que el fallamiento de rumbo en los edificios volcánicos genera tres tipos de estructuras importantes: **1)** Sigmoidales I, son zonas que tienen un carácter transpresional, esto significa que se ejerce compresión con respecto a la dirección de la falla; **2)** Sigmoidales II que tienen un carácter transtensional, en donde se genera extensión con respecto al movimiento de la falla siendo esta la que genera zonas de inestabilidad y **3)** una estructura tipo graben que forma la cumbre del edificio (Lagmay et al., 2000; Wooler et al., 2009; Andrade et al., 2019; Grosse et al., 2020; Navarrete et al., 2020) (*Fig. 4.*).

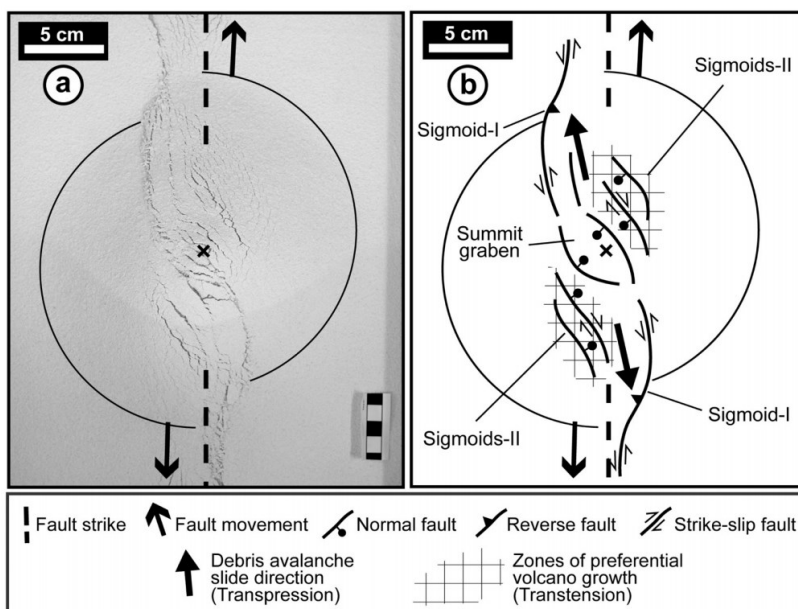


Fig. 4. Modelo analógico con inestabilidad oblicua a la dirección del movimiento de la falla. Falla sinistral a) Se muestra el modelo análogo, con la dirección de la falla y escala; b) La interpretación del modelo, en donde se observan las estructuras Sigmoidales I y II y el graben que forma la cumbre (Andrade et al., 2019).

Cuando la zona de inestabilidad es perpendicular es porque la falla atraviesa uno de los costados del edificio volcánico formando un sector extensional que induce la formación de un fallamiento normal. En este caso la inestabilidad que se genera depende más de la componente vertical de la falla que de la dirección de su movimiento, debido a que, si la mayor parte del edificio volcánico se posiciona en el bloque que sube, la zona de inestabilidad será mayor porque se desarma una parte del edificio volcánico (Fig. 5A, 5B, 5E y 5F), pero si por el contrario, la mayor parte del edificio está en el bloque que baja se produce una modificación estructural mínima (Wooler et al., 2009) (Fig. 5 C y 5D).

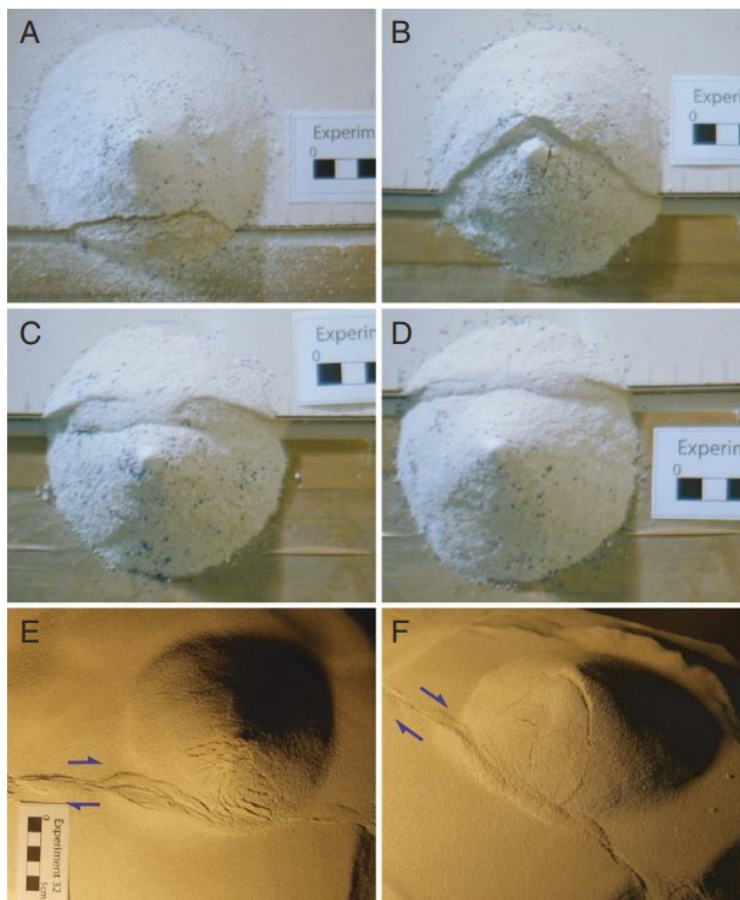


Fig. 5. Modelos analógicos con inestabilidad perpendicular a la dirección del movimiento de la falla. En A y B se muestra la inestabilidad producida cuando la mayor parte del edificio está en el bloque que sube, en C y D se muestra la inestabilidad cuando la mayor parte del edificio está en el bloque que baja. E y F muestran la zona de inestabilidad que produce una falla de rumbo al costado de un cono, siendo similar al caso A y B. Tomado de Wooler et al., 2009.

GEOLOGIA REGIONAL

El noroccidente de Suramérica está controlado por la interacción entre las placas tectónicas oceánicas de Nazca, Caribe y Cocos que subducen bajo la placa tectónica continental Suramericana (Toussaint, 1993; Gutscher et al., 1999; Tibaldi et al., 2007), a tasas de entre 5 y 7 cm/año (Trenkamp et al., 2002). El producto de esta subducción es la cadena montañosa de los Andes y el volcanismo norte de los Andes (ZVN) (Hall y Wood, 1985; Tibaldi et al., 2007), acompañada de varias acreciones de terrenos alóctonos con basamentos oceánicos o continentales

que han ramificado la Cordillera de los Andes. Diferenciándola de la zona central de los Andes entre Perú y Bolivia., (Toussaint, 1993).

La Cordillera de los Andes entre Colombia y Ecuador está formada por la Cordillera Occidental que tiene un basamento de afinidad oceánica de edad Cretácica, que posteriormente se amalgamó a terrenos de afinidad continental de edades Precámbricas - Cretácicas que actualmente son el basamento de la Cordillera Central. (Toussaint, 1993).

Geográficamente en Ecuador aproximadamente a 2° S la Cordillera de los Andes se divide en dos, la Cordillera Occidental y la Cordillera Real separadas por el Valle Interandino que se extiende hasta Colombia conocido como el valle de Cauca-Patía (Henderson, 1979; Hall y Wood, 1985; Tibaldi et al., 2007). En Colombia la zona conocida como el “Nudo de los Pastos” marca el nacimiento de la Cordillera Oriental, que se forma al este de la Cordillera Real (Central en Colombia) y marca el límite entre terrenos alóctonos con la parte continental de Suramérica (Tibaldi et al., 2007, Hall y Wood, 1985).

La Cordillera Central está formada por un basamento continental polimetamórfico de edad Precámbrica – Cretácica (Botero, 1963, en Duque-Trujillo, 2016), compuesto por rocas metamórficas de grado medio a alto de edad Pérmica a Triásico Medio que posteriormente fueron intruidos por rocas magmáticas entre el Jurásico tardío y el Cretácico tardío (e.g. Batolito de Ibagué y Antioquia). Este magmatismo está relacionado a un arco volcánico formado por la subducción de la placa oceánica de Farallones en el margen noroccidental de Suramérica (Maya y González, 1995; Vinasco et al, 2006; Leal-Mejía, 2011; Villagómez, 2011; Bustamante et al., 2016).

La Cordillera Occidental está formada por un basamento oceánico de ~ 35 km de espesor de edades Cretácicas (Toussaint, 1933), de composición máfica y ultramáficas intercaladas con

secuencias sedimentarias marinas del Paleoceno - Eoceno y una secuencia terrestre del Eoceno Tardío – Oligoceno, estas secuencias fueron posteriormente intruidos por granitoides tipo I en el Eoceno Tardío, al sur se encuentran secuencias calco-alcalinas de margen continental depositadas entre el Eoceno Medio – Mioceno. (Aspden et al., 1987; Hughes y Pilatasig, 2000; Villagomez et al., 2011).

El Valle Interandino se forma entre la Cordillera Real y la Cordillera Occidental. Está delimitado al oeste por el sistema de fallas Pallatanga-Romeral y al este por la falla Chingual-Algeciras. Estas son fallas reactivadas, formadas en el Cretácico debido a los procesos de acreción oceánica a Suramérica. (Fiorini y Tibaldi, 2012).

Está relleno con depósitos vulcano - sedimentarios y piroclastos con edades entre Mioceno y Plioceno. En general, son depósitos de caídas (cenizas, bombas volcánicas y bloques), depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de oleadas piroclásticas (Velandia et al, 2005; Fiorini y Tibaldi, 2012).

Un análisis facial, litológico y estratigráfico de los depósitos volcánicos y volcanoclasticos realizado por Velandia et al (2008) demostró que estos depósitos son el resultado de eventos efusivos y explosivos. Además, que estos depósitos son controlados por barreras topográficas que permiten o no la acumulación de estos.

La génesis de esta depresión está relacionada a un ambiente compresional, con un marcado esfuerzo principal (σ_1) que favorece la formación de pliegues y fallas transcurrentes. Estas últimas muestran deformación activa en el cuaternario. (Fiorini y Tibaldi, 2011).

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Sistema de fallas de Romeral

El sistema de fallas de Romeral (RFS) es uno de los principales elementos estructurales en los Andes del Norte, se extiende desde Ecuador $\sim 2^\circ$ S donde recibe el nombre de Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puna (Navarrete, 2019) hasta $\sim 8^\circ$ N en Colombia, tienen una tasa de movimiento $\sim 1-4$ mm/año (Costa et al., 2020). Durante el Cretácico separó las rocas Precámbricas-Paleozoicas polimetamórficas, de la Cordillera Central de las rocas Mesozoicas – Cenozoicas de la Cordillera Occidental, luego en el Cenozoico, se producen importantes fallamientos de rumbo cuyos sentidos parecen variar de dextral a sinistral en función de los cambios sucesivos en las direcciones de convergencia de las placas (Toussaint y Restrepo, 1987; Ego y Yepes, 1995).

Análisis de mecanismos focales e información estructural desarrollada por Ego y Yepes (1995) muestra que las fallas son sinestrales cuando tienen direcciones N-S como en el norte de Ecuador en el Valle Interandino debido a que no hay oblicuidad entre la convergencia de la placa de Nazca con la placa Suramericana, por el contrario las fallas dextrales ocurren cuando tienden a tener una dirección NNE-SSW como en el sur de Colombia ya que la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Suramérica es mayor.

Sistema de fallas de Algeciras

El sistema de fallas Algeciras, Dolores – Guayaquil en Ecuador es considerado como el límite entre el Bloque Norandino que se está moviendo hacia el NE con respecto a la placa Suramericana a tasas de 6 ± 2 mm/año, son fallas de rumbo dextrales con dirección SW-NE (Trenkamp et al., 2002).

Nacen en Ecuador y se extiende hasta los flancos orientales de la Cordillera Oriental en Colombia ~ 330 km de extensión, muchas de las fallas que conforman este sistema son sub –

verticales a profundidad que han generado movimientos importantes desde el Neógeno hasta la actualidad (Trenkamp et al., 2002; Velandia et al., 2005).

Esta falla forma en el sur de Colombia varias depresiones en su recorrido, como son las cuencas de pull-apart del Valle de Sibundoy y la Laguna de la Cocha que son el resultado de tensión local por el avance de las fallas (Velandia et al., 2005), en Ecuador esta falla conforma un conjunto de fallas con una divergencia máxima de 30° que por su trazado principal que sugiere un patrón de cola de caballo. (Trenkamp et al., 2002; Velandia et al., 2005; Diederix et al., 2020).

VOLCANISMO

El volcanismo en la Cordillera Occidental se ha ido desarrollando desde el Pleistoceno Tardío él Holoceno, se han encontrado composiciones andesíticas silíceas o dacíticas principalmente. Se han formado estratovolcanes con edificios de 10 a 20 km de ancho compuestos principalmente de andesitas pobres en sílice, la mayoría de los centros volcánicos son conos compuestos construidos por migración de conductos que tienen calderas de hasta 2 km de ancho (Hall et al., 2008).

Las rocas volcánicas de la Cordillera Occidental tienden a estar composicionalmente en los rangos de 60 – 66% SiO_2 y 0.9 – 1.5% K_2O , tienen fenocristales de tamaño medio – grande de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno, biotita y cuarzo (Hall et al., 2008; Robin et al., 2008).

El volcanismo en la Cordillera Central fue activo durante el Holoceno, ha formado grandes volcanes andesíticos de hasta 20 km de ancho, estos volcanes pueden alcanzar elevaciones de hasta 5700 – 5900 msnm que han formado colapsos de 2 a 10 km^3 , volcanes como Cotopaxi ha tenido erupciones periódicas cada 150 +/- 50 años (Hall y Mothes, 2007). Estos volcanes tienen una composición andesítica y riolítica, numerosos flujos de lava andesítica conforman sus flancos inferiores (Hall y Mothes, 2007; Hall et al., 2008).

Los productos eruptivos más jóvenes del volcanismo en la Cordillera Central composicionalmente están formados por andesitas con bajo – alto contenido de sílice de afinidad calco alcalina (56 – 61% SiO₂ y 1- 2% K₂O), se puede encontrar plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, óxidos de Fe – Ti y ocasionalmente olivino (Hall y Mothes, 2007; Hall et al., 2008).

En el Valle Interandino se encuentran viejos centros volcánicos andesíticos, que son el resultado del volcanismo producido en el Pleistoceno medio, son estratovolcanes que tienen un ancho de 10 – 20 km y elevaciones de 3800 – 4700 msnm. Estos volcanes tienen calderas remanentes con domos de lava, la mayoría están extintos, sin embargo, volcanes como Imbabura y Mojanda - Fuya (Robin et al., 2009; Andrade et al., 2019) tienen depósitos de flujos de lava y escombros de avalancha del Pleistoceno Tardío (Hall et al., 2008; Roverato et al., 2018; Andrade et al., 2019; Navarrete et al., 2020). Los volcanes en el Valle Interandino representan un volcanismo andesítico que aparentemente migró hacia la Cordillera Occidental, posiblemente como resultado de menor inclinación en la zona de subducción.

En general, el volcanismo joven del Valle Interandino muestra andesitas básicas de dos piroxenos, plagioclasa y ocasionalmente anfíboles; químicamente tienen 57–60% de SiO₂ y 0.5–1.0% de K₂O (Hall et al., 2008; Roverato et al., 2018; Navarrete et al., 2020).

METODOLOGÍA

Recolección de información secundaria

Se recolecto información secundaria, para hacer la construcción del aspecto geológico, estructural y de los eventos volcánicos ocurridos desde el Pleistoceno a él Holoceno. Se tomó la información cartográfica del Servicio Geológico Colombiano (SGC) y el Instituto Geofísico del Ecuador (IGE), sobre la cual se ubicaron las fallas, volcanes y geología importante de la región (*Fig. 6*).

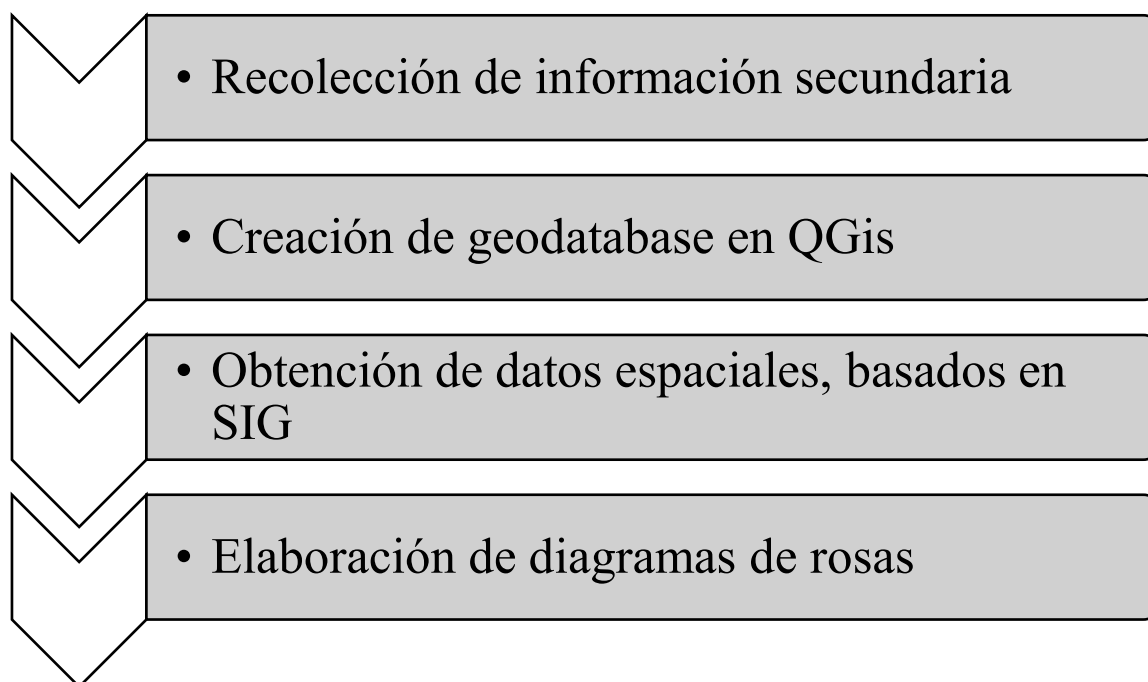


Fig. 6. Orden metodológico.

En zonas donde había vacíos o no era claro el trazado de la falla, ubicación de un volcán o los flancos de colapso, se recurrió a la información publicada en libros y revistas científicas de zonas particulares. Lo anterior se usó para construir y graficar una base de datos en Qgis 3.16.9. “Hannover” (versión más estable actualmente) (*Fig. 6*).

Creación de geodatabase en Qgis.

Se usó Google Earth Pro-7.3.4 y QGis 3.16.9. “Hannover” (Versión más estable actualmente), Google Earth se usó la superposición de imágenes y las herramientas de polígonos y rutas para marcar el trazado de fallas o marcar el área de un volcán, estos polígonos y líneas se guardaron como archivos kml que posteriormente en Qgis se convirtieron a archivos shp.

En Qgis se clasificaron los archivos en fallas y volcanes, en este punto se pasó a hacer corrección de los datos, basados en cartografía proporcionada por Google Terrain y el modelo de

elevación digital (30 px) obtenido de Global Multi-Resolution Topography (GMRT) (Ryan et al. 2009) usando GeoMapApp 3.6.14.

Obtención de datos espaciales basados en SIG

A partir de la geodatabase se obtuvieron las direcciones de fallas que atraviesan los edificios volcánicos y los flancos de colapso asociados a esos edificios, estas mediciones se hicieron basados en geomorfología y en mapas de riesgo que son proporcionados por los servicios geológicos de cada país.

Se uso la herramienta “Send to Google Earth” en Qgis, la que permite ubicar zonas de la base de datos en Google Earth Pro, aquí se usó la herramienta “Regla” que mide la dirección en grados de una línea, de esta manera se hizo para cada uno de los flancos y fallas asociados a un volcán.

Estas mediciones se hicieron para identificar la distribución de los datos, que posteriormente se usara para analizar la relación que tiene la formación de flancos de colapso con la geología estructural, a través de diagramas de rosa.

Diagramas de Rosa

Se uso Stereonet v11.3.0 (Allmendinger et al., 2013; Cardozo et al., 2013) para la creación de diagramas de rosas, es una herramienta bastante interactiva que permite identificar como se distribuyen los datos de fallas y flancos. Las fallas son planos que en el diagrama se muestran como ejes, los flancos por el contrario solo tienen una dirección y se muestran como líneas. En el programa se usó un intervalo tamaño de 15°, esto quiere decir que cada 15° se recolecta datos, las barras más grandes se forman porque hay muchos datos que entran en ese contenedor. La configuración usada en el programa se muestra en el *Anexo 1*.

Se hicieron dos diagramas de rosas para flancos de colapso y fallas, luego se superpusieron para facilitar la interpretación de estos datos.

Análisis estadístico

Se hizo un histograma para los flancos, con el propósito de identificar frecuencias de formación de flancos y corroborar lo visto en los diagramas de rosa.

RESULTADOS

El trabajo se realizó con 37 volcanes que tienen flancos de colapso asociados a los que se les midió su dirección, un resumen de estos volcanes se puede ver en el *Anexo 2*. Las fallas que atraviesan la región se agruparon en tres sistemas de fallas usando la nomenclatura de ambos países A) Cauca – Toache. B) Romeral – Pallatanga. C) Algeciras – Chingual (*Anexo 3*). Los sistemas de fallas Cauca – Toache y Romeral – Pallatanga son parte de un sistema de fallas más grande, Cauca – Romeral en Colombia y Cosanga – Cuna – Pallatanga – Latacunga (CCPL) en Ecuador (Ego et al., 1995)

Base de datos (SIG)

Se observa que los volcanes se ubican en su mayoría entre el costado oriental de la Cordillera Occidental, el Valle Interandino y el costado occidental de la Cordillera Central, la mayor concentración de volcanes está en Ecuador, en el segmento F definido por Hall y Wood (1985) (*Fig. 7a*).

Pequeños edificios volcánicos inactivos se ubican en el centro del Valle Interandino en la zona fronteriza de Colombia con Ecuador, son cerros remanentes que han conservado sus flancos de colapso, sin embargo, al no tener actividad volcánica no han tenido eventos constructivos que eleven o amplíen su tamaño.

Todos los volcanes se han emplazado paralelos al rumbo de las fallas que atraviesan las cordilleras y el valle, se puede observar que las fallas tienen un marcado cambio de rumbo entre los 0° y 1° N, en Colombia, en los segmentos D y E, tienen una orientación NNE – SSW, mientras que en Ecuador en el segmento F, tienen una orientación N – S.

Entre la Cordillera Occidental y el Valle Interandino por donde cruza el sistema de fallas Romeral – Latacunga hay mayor densidad de volcanes, esto corresponde al arco volcánico activo de la ZVN que se ha formado desde el Pleistoceno Tardío a él Holoceno (Hall et al., 2008), el volcanismo en la Cordillera Central en Colombia inicia desde la formación del “Nudo de los Pastos” donde se encuentran volcanes como Galeras o Doña Juana

Direcciones de fallas y flancos de colapso

Después de la obtención de datos espaciales se observa que distintos sistemas de fallas atraviesan la región, los edificios volcánicos se emplazan sobre esas fallas, esto genera inestabilidad en los volcanes que produjo su posterior colapso. Varios edificios volcánicos tienen más de un flanco asociado y también varias fallas que lo pueden atravesar. Las direcciones de fallas solo se midieron en la zona que cruza al volcán, para hacer una analogía con los trabajos de modelos análogos de Lagmay et al., (2000), Wooler et al., (2009), Andrade et al., (2019), Grosse et al., (2020), Navarrete et al., (2020) (*Tabla 1*).

Diagramas de rosa

En este diagrama de rosas se puede observar que las fallas tienen un rango entre 0° a 070° (N – NNE a S – SSW), la dirección promedio de las fallas es 030° (NNW – SSW), esta dirección promedio será el eje principal representativo de las fallas, sobre este eje se definirá como se han formado las zonas de inestabilidad en la ZVN (*Fig. 8*).

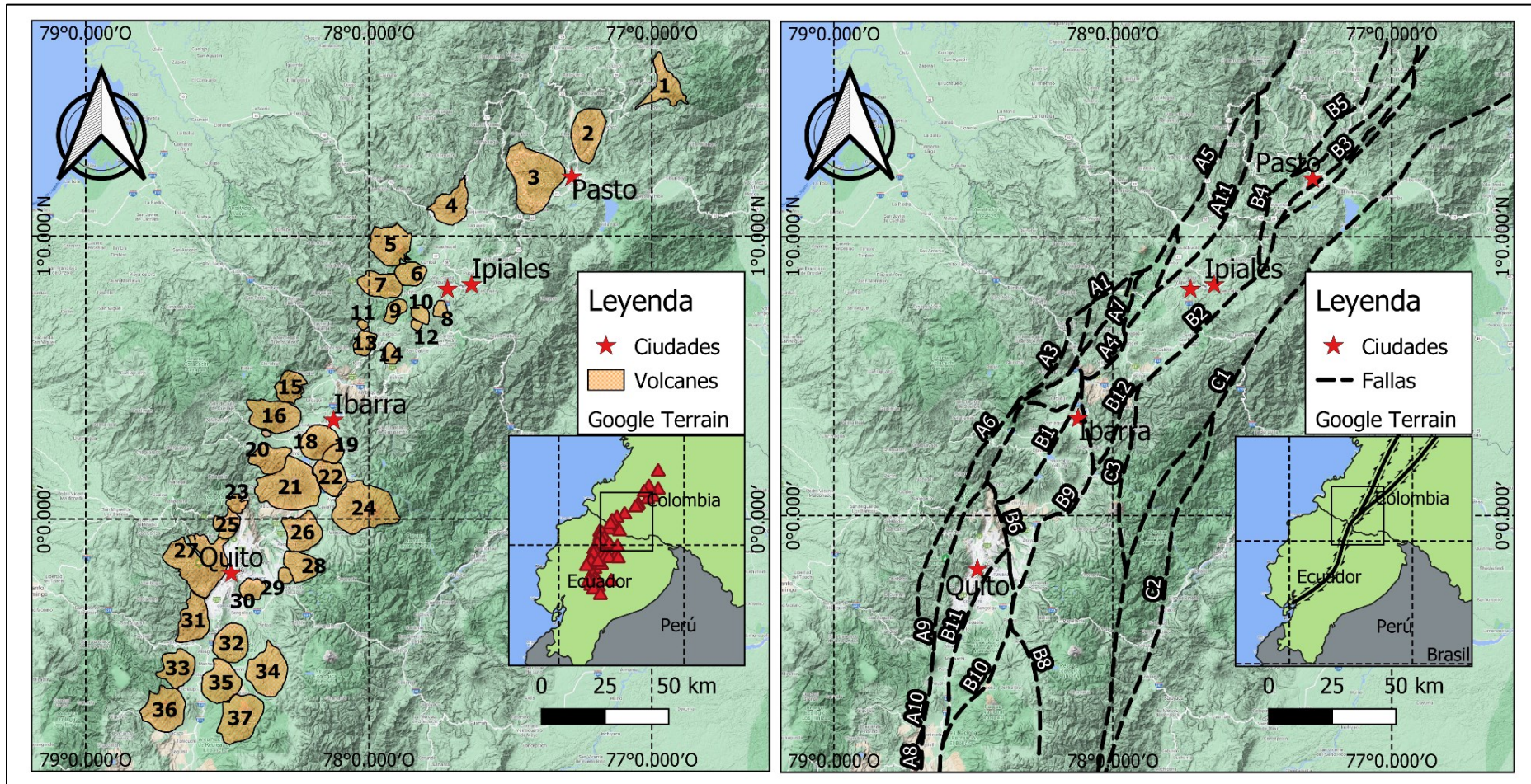


Fig. 7. Base de datos. a) Volcanes usados en este trabajo, la numeración se puede revisar en el Anexo 1. b) Fallas, para más información, revisar Anexo 2. También se puede ver la zona que ocupa este trabajo, destacando los volcanes de la región y las fallas que cruzan ambos países.

Segmento	Nº	Volcán	Flanco (°)	Falla (°)	Segmento	Nº	Volcán	Flanco (°)	Falla (°)
D	1	Doña Juana	266.78	43.7	17	Cotacachi		116.84	75.86
				38.54				289.54	43.3
				22.62				194.83	10.59
				24.42					
E	2	Morasurco	357.71 330.55 332.62	36.31	18	Imbabura	92.51	28.41	
				36.15				342.5	
				40.67				333.25	100.06
	3	Galeras	251.77		67.1	19	Cunru	252.74	109.68
					50.07				277.17
	4	Azufra	29.99		26.29	20	Cushnirumi	76.35	28.73
					92.25				272.92
	5	Cumbal			38.9	21	Mojanda		28.46
					21.05				303.2
	6	Cumbal-Chiles			106.41	22	Pululahua	290.54	25.17
					49.14				9.67
	7	Chiles	358.46		12.67	23	Cayambe		26.09
16.37					340.85				29.15
8	Cerro Negro	241.82		46.87	24	Casitahua		58.9	
				12.67				252.15	346.44
9	Chulamuez	26.35		16.37	25	Pambamarca		24.88	
				46.87				278.78	20.95
F	10	Potrerillo	103.17	11.99	26	Guagua Pichincha		26.9	
				37.46				253.03	18.69
	11	Chalapatan	354.56		40.69	27	Cerro Puntas	253.03	26.9
					35.19				335.18
	12	Chiltazon	182.42		41.94	28	León Dormido		13.39
					37.12				297.15
	13	Horqueta	203.9		19.25	29	Ilalo		358.74
					36.14				230.41
	14	Iguán	307.53		41.86	30	Atacazo		29.58
					38.2				313.87
	15	Chaquilulo	303.16		36.14	31	Pasocha		346.91
					36.14				288.13
16	Chachimero	163.55 118.32		58.55	32	Corazón		25.1	
				61.15				12.25	319.01
					33	Sincholagua	12.25	10.55	
								288.1	42.13
					34	Rumiñahui	288.1	9.46	
								226.7	9.46
					35	Iliniza	226.7	59.98	
								218.25	59.98
					36	Cotopaxi	218.25		
					37				

Tabla 1. Lista de volcanes, dirección del colapso de flanco y dirección de la falla que cruza el edificio volcánico además el segmento definido por Hall y Wood (1985) al que pertenecen.

Se encuentran varias direcciones de flancos que tienden a formarse de manera oblicua al plano de falla (030°), la primera entre 330° y 030° (NNW – N – NNE) y la segunda de 210° a 270° (WSW) en menor medida también se ven flancos que se han desarrollado entre 150° y 210° (SSW – S – SSE), hay solo 2 datos de flancos que se han formado entre 030° - 090° (ENE) (Fig. 9).

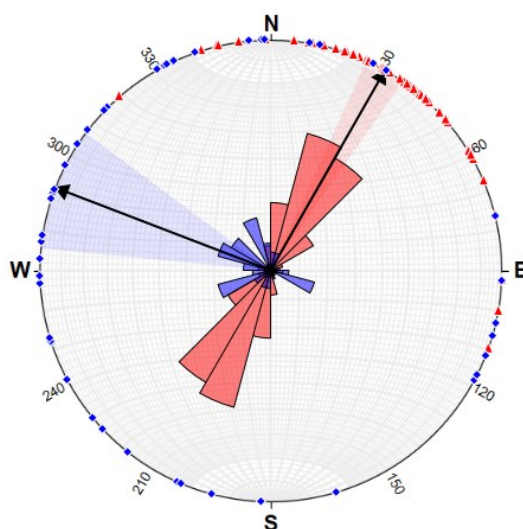


Fig. 8. Diagrama de rosas. Triángulos (rojo): fallas; Diamantes (Azul): flancos de colapso. El plano de falla promedio se definió a los 030°, hay varias tendencias de formación de flancos hacia el SW-W-NW y en menor medida hacia el E.

Análisis estadístico

Los datos se dividen en seis clases: 1) N: 330° a 030°. 2) NE: 030° a 090°. 3) SE: 090° a 150°. 4) S: 150° a 210°. 5) SW: 210° a 270°. 6) NW: 270° a 330°. Se observa que las clases 4, 5 y 6 son las que tienen mayor frecuencia en la formación de flancos de colapso por lo tanto la tendencia en la ZVN de formar flancos de colapso es principalmente hacia SW, W y NW (Fig. 9).

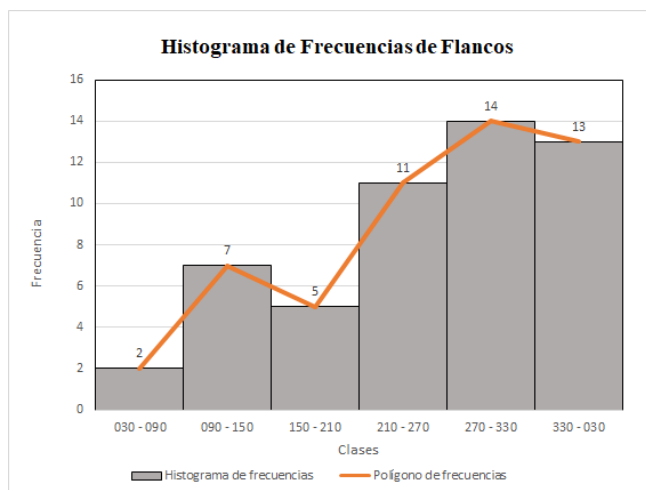


Fig. 9. Histograma de frecuencias. Se puede observar que hay una tendencia en formarse colapsos de flanco hacia el occidente.

DISCUSIÓN

Los datos obtenidos sugieren que la inestabilidad volcánica que formó flancos de colapso se ha desarrollado tanto de manera perpendicular como oblicua a la dirección de las fallas las cuales tienen una media de 030° (NE), sobre este plano se pueden identificar las zonas de inestabilidad que se han generado en la ZVN y formaron los flancos de colapso (Fig. 10).

En el plano de falla con dirección 030° se observan dos zonas de inestabilidad oblicua y una zona de inestabilidad perpendicular, concordando con los modelos análogos propuestos por Lagmay et al., (2000), Wooller et al., (2009), Andrade et al., (2019), Grosse et al., (2020), en los cuales los flancos se forman N – S, SW – NE y SE – NW bajo la influencia de fallas de rumbo (Fig. 11, 12 y 13a).

La primera zona de inestabilidad oblicua se genera entre 360° a 030° y entre 150° a 210° y corresponde a la inestabilidad producida por fallas de tipo dextral (Sistema de Fallas Romeral – Latacunga), donde la inestabilidad se forma en la zona de extensión (Lagmay et al., 2000; Andrade et al., 2019; Grosse et al., 2020) (Fig. 11a).

Los volcanes que han desarrollado flancos en estas direcciones se ubican principalmente en el Valle Interandino al norte de Ecuador y en menor medida en la Cordillera Occidental ($0^{\circ}3' N$ y $1^{\circ}3' N$), esto concuerda con lo expuesto por Ego y Yepes (1995) quienes afirman que en la parte sur de Colombia se encuentran fallas con direcciones SW – NE de tipo dextral (Fig. 13b).

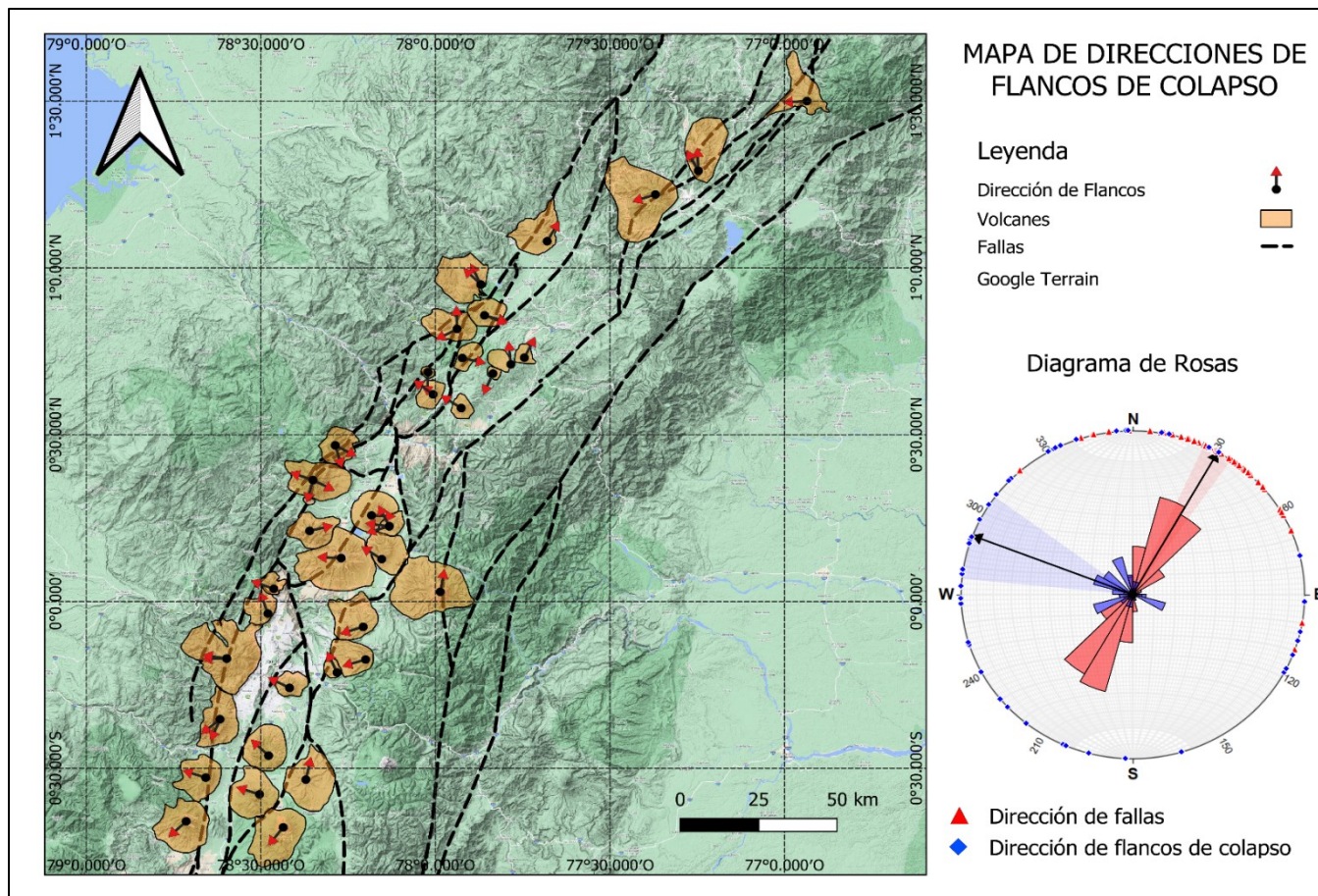


Fig. 10. Mapa de direcciones de flancos de colapso. Con flechas se indica las direcciones de cada volcán en la zona de estudio. También se adjuntó el diagrama de rosas que resume la información de las direcciones tanto de fallas como de flancos de colapso.

La segunda zona de inestabilidad oblicua se genera entre 030° a 090° y entre 210° a 270° , producto de fallas de movimiento sinistral (Ego y Yepes, 1995; Andrade et al., 2019) (Fig. 11b). En el intervalo de 030° a 090° se han formado muy pocos flancos, por lo que no se considera que exista una tendencia. Esto podría ser el resultado de esfuerzos mayores relacionados al movimiento del Bloque Norandino hacia el NE con respecto a Suramérica (Trenkamp et al., 2002).

Los volcanes que han desarrollado colapsos en estas direcciones se ubican principalmente en la parte central del Valle Interandino y algunos volcanes en la Cordillera Occidental más al sur ($0^{\circ}3' S$ y $0^{\circ}3' N$). Según Ego y Yepes (1995) en el Valle Interandino se forman fallas sinestrales con direcciones N – S, lo cual es coherente con los datos obtenidos en este trabajo (Fig. 13c).

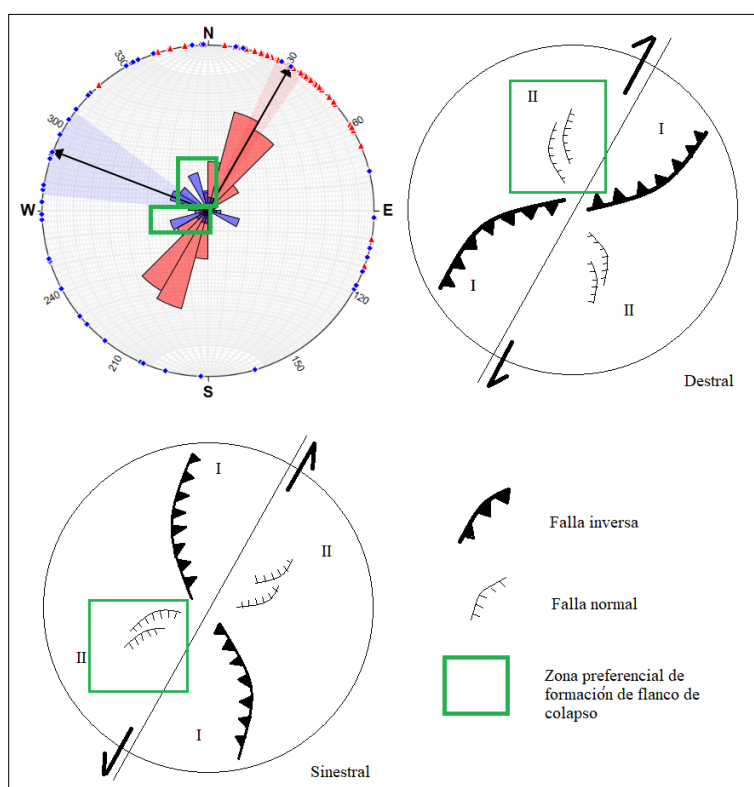


Fig. 11. Flancos oblicuos a las fallas. Se observan los diagramas que representan a las sigmoidales I y II, la zona preferencial de formación del flanco de colapso en a) fallas de rumbo dextral y b) fallas de rumbo sinistral Después de Lagmay et al., (2000), Andrade et al., (2019) y Grosse et al., (2020)

La zona de inestabilidad perpendicular al plano de falla se desarrolla principalmente entre 090° a 150° y entre 270 a 330° , causada por la distancia que separa al volcán de la falla y la componente vertical que esta tenga (Wooler et., 2009) (Fig. 12).

La inestabilidad tiende a formarse en su mayoría hacia 270° y 330° y de menor forma entre los 090° y 150° , lo cual puede deberse a un mayor movimiento vertical hacia el W, que facilita la formación de flancos de colapso hacia esas direcciones (Wooler et al., 2009).

Los volcanes que han formado flancos en estas direcciones están ubicados en la Cordillera Occidental principalmente y en el Valle Interandino ($0^{\circ}2' S$ y $0^{\circ}3' N$) (Fig. 13d).

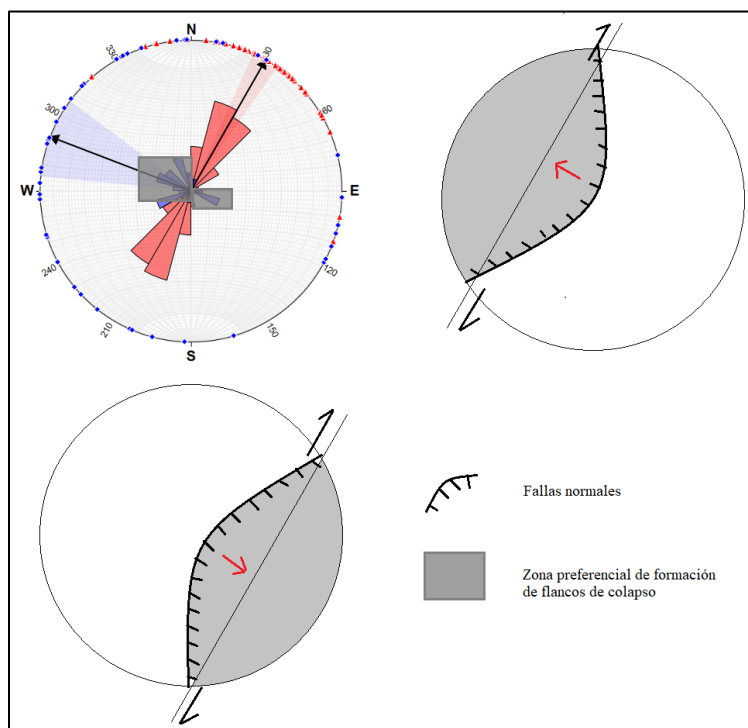
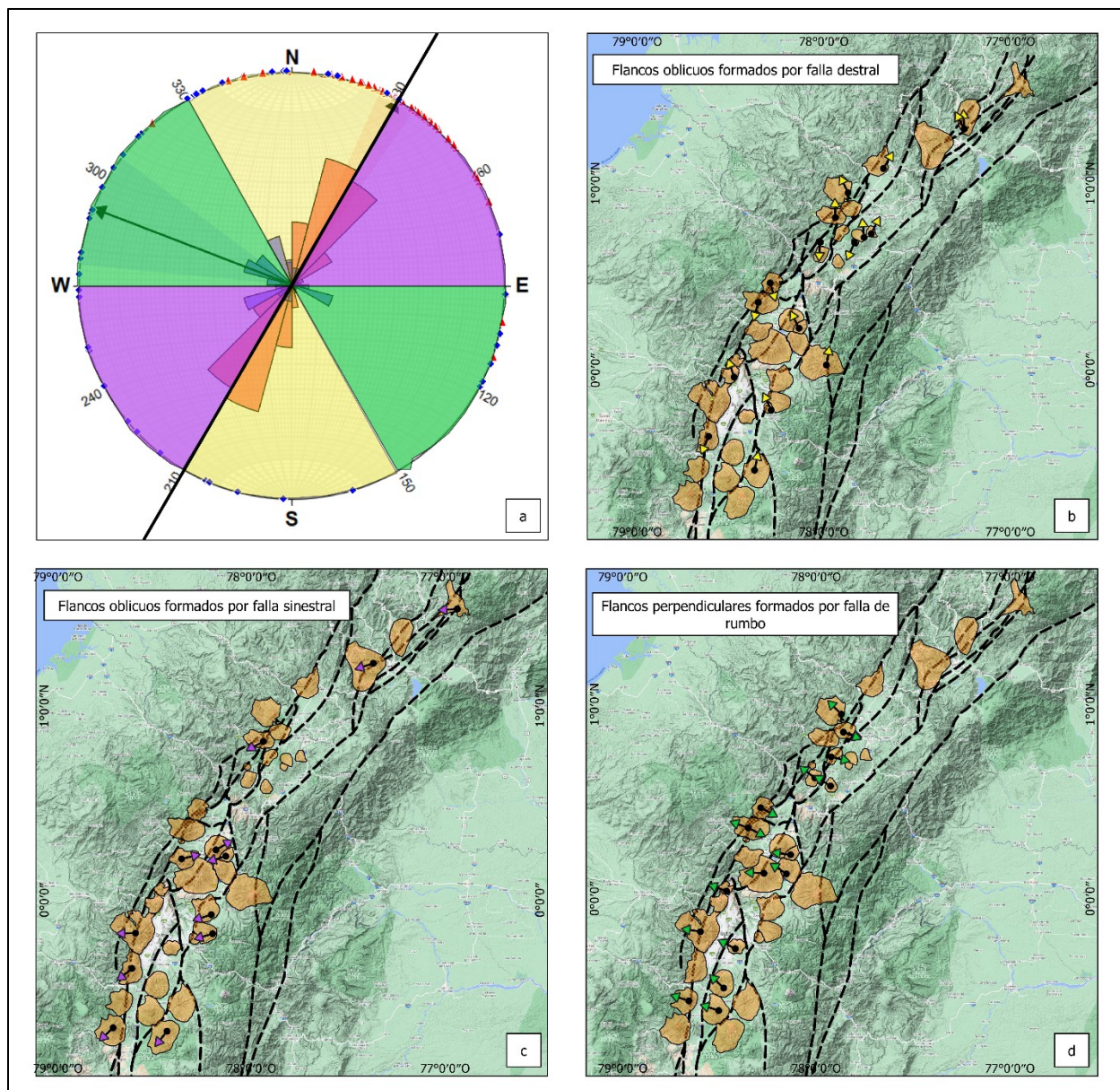


Fig. 12. Flancos perpendiculares a las fallas. Se observan los diagramas que representan a las fallas normales, transtensional. La zona preferencial de formación del flanco de colapso. Después de Wooler et al., (2009).

Las direcciones de flancos de colapso concuerdan con lo propuesto en trabajos anteriores (Ego et al., 1995; Lagmay et al., 2000; Wooler et al., 2009; Andrade et al., 2019), respaldando los datos obtenidos y esclareciendo el efecto de las fallas en los volcanes de la región influyen la dirección de formación de flancos de colapso.

Hay que mencionar que para este trabajo no se tomaron en cuenta otras variables como el clima, tipo de material, pendientes o sismicidad. Se priorizó el efecto compresional que tiene la geología estructural de la región en la formación de flancos de colapso.



A

Fig. 13. Zonas de inestabilidad formadas por la falla 030°, a) Zonas de inestabilidad sobrepuestas en el diagrama de rosas (amarillo: inestabilidad oblicua formada por movimiento dextral; morado: inestabilidad oblicua formada por movimiento sinistral; verde: inestabilidad oblicua formada por fallas de rumbo), b) Flancos que se han formado por fallas dextrales, c) Flancos que se han formado por fallas sinistral, c) Flancos perpendiculares formados por falla de rumbo.

CONCLUSIONES

Los flancos de colapso que se han formado en la ZVN son el resultado del tipo de esfuerzos que ejercen las fallas, las cuales han formado zonas transtensionales en los volcanes, que han

favorecido la inestabilidad del edificio volcánico y finalmente la formación de un flanco de colapso en el momento de una erupción volcánica, flujo piroclástico u otros.

Los modelos análogos de Lagmay (2000), Wooler (2009) y Andrade (2019), muestran que se pueden formar dos tipos de inestabilidad en un volcán: 1) Oblicuo, dependiendo de la dirección del desplazamiento de la falla y 2) Perpendicular, que se forma por la distancia que hay entre el volcán y la falla, además de su componente vertical. Los resultados obtenidos en este trabajo corroboran esos modelos análogos y muestran que las zonas de inestabilidad oblicuas han formado flancos de colapso hacia el N y SW principalmente y en menor medida hacia el S y NE. Por otra parte, la inestabilidad perpendicular en la zona muestra formación de flancos hacia el NW en su mayoría y al SE en menor cantidad.

Los volcanes que han formado flancos de colapso relacionados a fallas dextro-laterales se ubican en la parte sur de Colombia entre la Cordillera Occidental y el Valle Interandino, favorecidos por las direcciones de fallas SW – NE que se forman en este segmento (e.g. Cerro Negro, Azufral, Casitahua). Los volcanes con flancos relacionados a movimiento sinistral se ubican en la parte central del Valle Interandino en Ecuador, son favorecidos por la formación de fallas N – S con desplazamiento sinistral, también algunos volcanes de la Cordillera Central (e.g. Chiles, Imbabura, Pichincha). Volcanes con flancos de colapso perpendiculares al rumbo de la falla se forman principalmente en la Cordillera Occidental y algunos volcanes del Valle Interandino (e.g. Cotacachi, Mojanda, Rumiñahui) (*Fig. 13*).

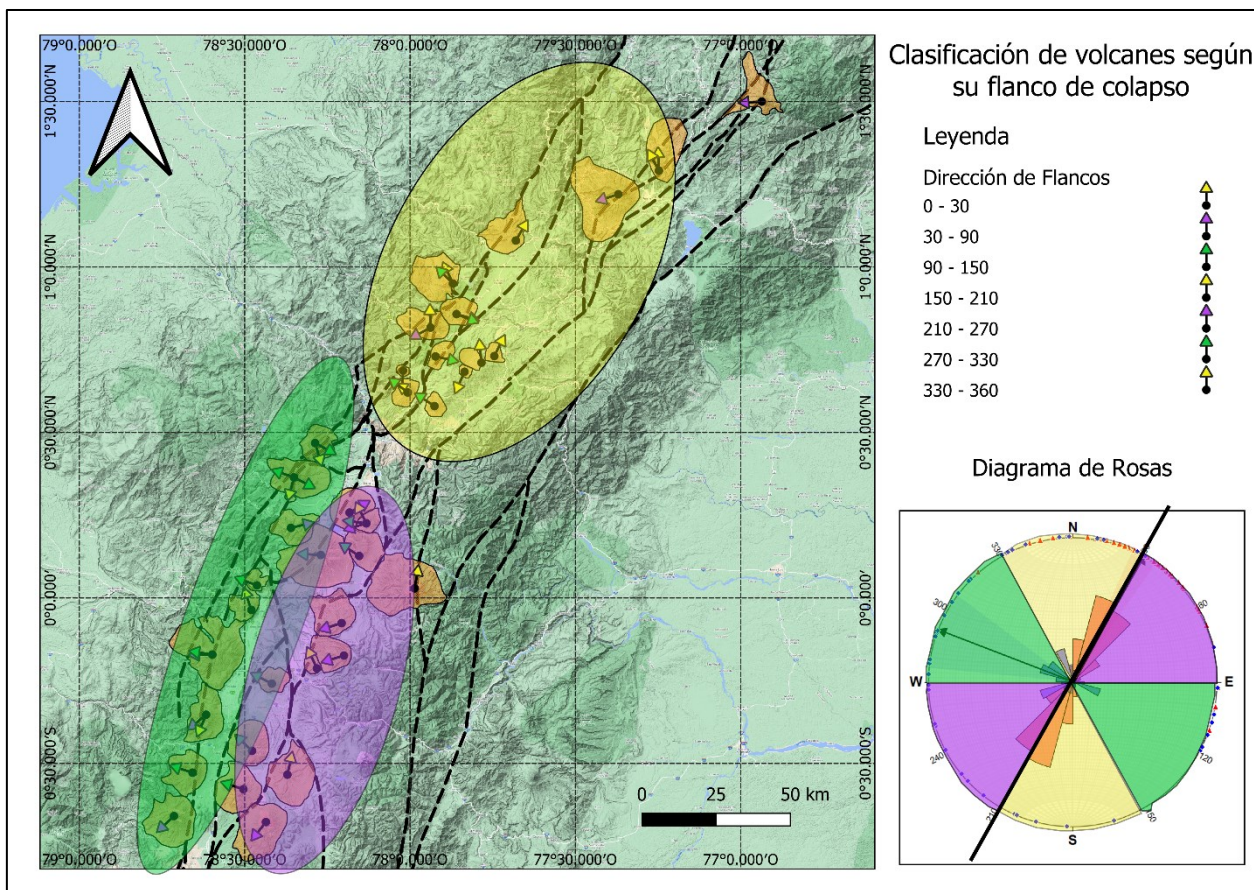


Fig. 14. Clasificación de volcanes en la ZVN según la inestabilidad que sufre.

Aunque con la teoría se puede explicar el hecho de que hacia el SE no se formen flancos de colapso por inestabilidad perpendicular debido a que la componente vertical de la zona no favorece la inestabilidad hacia el SE (Wooler et al., 2009), no se puede afirmar completamente y puede ser el objetivo de nuevas investigaciones, teniendo en cuenta más factores geológicos e incorporando un trabajo de campo y con la obtención de mecanismos focales.

La formación de los flancos de colapso también podría estar relacionada a otras variables como el clima, sismos, composición del edificio volcánico entre otros, sin embargo, ese análisis no está en los alcances de este trabajo.

Una de las principales dificultades en el desarrollo de este trabajo fue la obtención de datos, la mayor parte de estos se obtuvo de información secundaria, mapas de riesgo y geomorfología. Por lo tanto, es información que puede variar dependiendo de la interpretación.

REFERENCIAS

Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., and Fisher, D., 2013, *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.

Almeida Vaca, M. A., (2016). Estudio petrográfico y geoquímico del volcán Cotacachi–provincia de Imbabura (Bachelor's thesis, Quito, 2016.)

Andrade, S. D., de Vries, B. V. W., & Robin, C., (2019). Imbabura volcano (Ecuador): The influence of dipping-substrata on the structural development of composite volcanoes during strike-slip faulting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 385, 68-80.

Aspden, J.A; McCourt, W.J.; Brook, M., (1987). Geometrical control of subduction related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia. *Journal of the Geological Society*.144, 893-905.

Aster Volcano Archive (NASA – METI).

Botero, G., (1963). Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. *Annals of the Mine Faculty, National University of Colombia*, 57, 1-101.

Begét, J. E., Kienle, J., 1992. Cyclic formation of debris avalanches at Mount St Augustine volcano. *Nature*, 356 (6371), 701-704.

Bustamante, C., Archanjo, C. J., Cardona, A.; Vervoort, J. D., (2016). Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. Sao Paulo: The geological society of America.

Calvache, M. L., & Duque-Trujillo, J. F., (2016). Geomorphological Features of the Galeras Volcanic Complex. In *Landscapes and Landforms of Colombia* (pp. 193-202). Springer, Cham.

Cardozo, N., and Allmendinger, R. W., 2013, Spherical projections with OSXStereonet: *Computers & Geosciences*, v. 51, no. 0, p. 193 - 205, doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021

Costa, C., Alvarado, A., Audemard, F., Audin, L., Benavente, C., Bezerra, F. H., ... & Garro, H., (2020). Hazardous faults of South America; compilation and overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102837.

Diederix, H., Bohórquez, O. P., Mora-Páez, H., Peláez, J. R., Cardona, L., Corchuelo, Y., ... & Díaz-Mila, F., (2020). The Algeciras Fault system of the upper Magdalena Valley, Huila department. *The Geology of Colombia*, 4, 423-452.

Donnadieu, F., Merle, O., Besson, J. C., 2001. Volcanic edifice stability during cryptodome intrusion. *Bulletin of Volcanology*, 63 (1), 61-72.

Duque-Trujillo, J. F., Hermelin, M., & Toro, G. E., (2016). The Guamuéz (La Cocha) Lake. In *Landscapes and Landforms of Colombia* (pp. 203-210). Springer, Cham.

Ego, F., Sébrier, M., & Yepes, H., (1995). Is the Cauca-Patia and Romeral Fault System left or rightlateral? *Geophysical Research Letters*, 22(1), 33-36.

Fiorini, E., & Tibaldi, A., (2012). Quaternary tectonics in the central Interandean Valley, Ecuador: Fault-propagation folds, transfer faults and the Cotopaxi Volcano. *Global and Planetary Change*, 90, 87-103.

Grosse, P., Poppe, S., Delcamp, A., de Vries, B. V. W., & Kervyn, M., (2020). Volcano growth versus deformation by strike-slip faults: Morphometric characterization through analogue modelling. *Tectonophysics*, 781, 228411.

Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. Y., (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255-270.

Hall, M. and Wood, C., 1985. Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*, 13(3), p.203-207.

Hall, M., & Mothes, P., (2008). The rhyolitic–andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 70(6), 675-702.

Hall, M. L., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., & Johnson, J. B., (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 1-6.

Henderson, W. G., (1979). Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society*, 136(3), 367-378.

Hughes, R. A., & Pilatasig, L. F., (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1-4), 29-48.

Lagmay, A. M. F., De Vries, B. V. W., Kerle, N., & Pyle, D. M., (2000). Volcano instability induced by strike-slip faulting. *Bulletin of Volcanology*, 62(4), 331-346.

Leal-Mejía, H., (2011). Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: a tectonomagmatic approach. PhD dissertation, Universitat de Barcelona

Leal-Mejía, H., Shaw, R. P., & i Draper, J. C. M., (2019). Spatial-temporal migration of granitoid magmatism and the Phanerozoic tectono-magmatic evolution of the Colombian Andes. In *Geology and tectonics of northwestern South America* (pp. 253-410). Springer, Cham.

Maya, M., & González, H., (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico*, 35(2-3), 44-57.

McGuire, B., Williams, S. N., 1995. Monitoring active volcanoes: strategies, procedures, and techniques. *Nature*, 376 (6540), 478.

McGuire, W. J., 1996. Volcano instability: a review of contemporary themes. *Geological Society, London, Special Publications*, 110 (1), 1-23.

Navarrete, W. F., Le Pennec, J. L., Solano, S., Liorzou, C., & Ruiz, G. A., (2020). A first reconstruction of the evolution of Cubilche Volcanic Complex, Imbabura Province, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 406, 107023.

Pinel, V., Poland, M. P., & Hooper, A., (2014). Volcanology: Lessons learned from synthetic aperture radar imagery. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, 81-113.

Planchas geológicas 1:1'000,000 Instituto Geofísico del Ecuador

Planchas geológicas 1:100,000 Servicio Geológico Colombiano

Robin, C., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., Mothes, P., & van der Plicht, J., (2008). Late Holocene phases of dome growth and Plinian activity at Guagua Pichincha volcano (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 7-15.

Robin, C., Eissen, J. P., Samaniego, P., Martin, H., Hall, M., & Cotten, J., (2009). Evolution of the late Pleistocene Mojanda–Fuya volcanic complex (Ecuador), by progressive adakitic involvement in mantle magma sources. *Bulletin of volcanology*, 71(3), 233-258.

Roverato, M., Larrea, P., Casado, I., Mulas, M., Béjar, G., & Bowman, L., (2018). Characterization of the Cubilche debris avalanche deposit, a controversial case from the northern Andes, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 360, 22-35.

Ryan, W.B.F., S.M. Carbotte, J.O. Coplan, S. O'Hara, A. Melkonian, R. Arko, R.A. Weissel, V. Ferrini, A. Goodwillie, F. Nitsche, J. Bonczkowski, and R. Zensky (2009), Global Multi-Resolution Topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q03014, doi:10.1029/2008GC002332.

Tibaldi, A., Corazzato, C., Kozhurin, A., Lagmay, A. F., Pasquarè, F. A., Ponomareva, V. V., Rust, D., Tormey, D., Vezzoli, L., 2008. Influence of substrate tectonic heritage on the evolution of composite volcanoes: Predicting sites of flank eruption, lateral collapse, and erosion. *Global and Planetary Change*, 61 (3-4), 151-174.

Tibaldi, A., Leon, J. R., 2000. Morphometry of late Pleistocene-Holocene faulting and volcanotectonic relationship in the southern Andes of Colombia. *Tectonics*, 19 (2), 358-377.

Tibaldi, A., Rovida, A., & Corazzato, C., (2007). Late Quaternary kinematics, slip-rate and segmentation of a major Cordillera-parallel transcurrent fault: The Cayambe-Afiladores-Sibundoy system, NW South America. *Journal of Structural Geology*, 29(4), 664-680.

Toussaint, J. F., (1993). Evolución geológica de Colombia. Universidad Nacional de Colombia.

Toussaint, J. F., & Restrepo, J. J., (1987). Límites de placas y acortamientos recientes entre los paralelos son y son, Andes Colombianos. *Andean Geology*, (31), 95-100.

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & Mora, H. P., (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171.

Velandia, F., Acosta, J., Terraza, R., & Villegas, H., (2005). The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, 399(1-4), 313-329.

Velandia, F., Salazar, E., Pulgarín, B., Hincapié, G., & Forero, H., (2008). Estratigrafía de los depósitos volcánicos del Altiplano Nariñense, Colombia. *Geología Colombiana*, 33, 57-68.

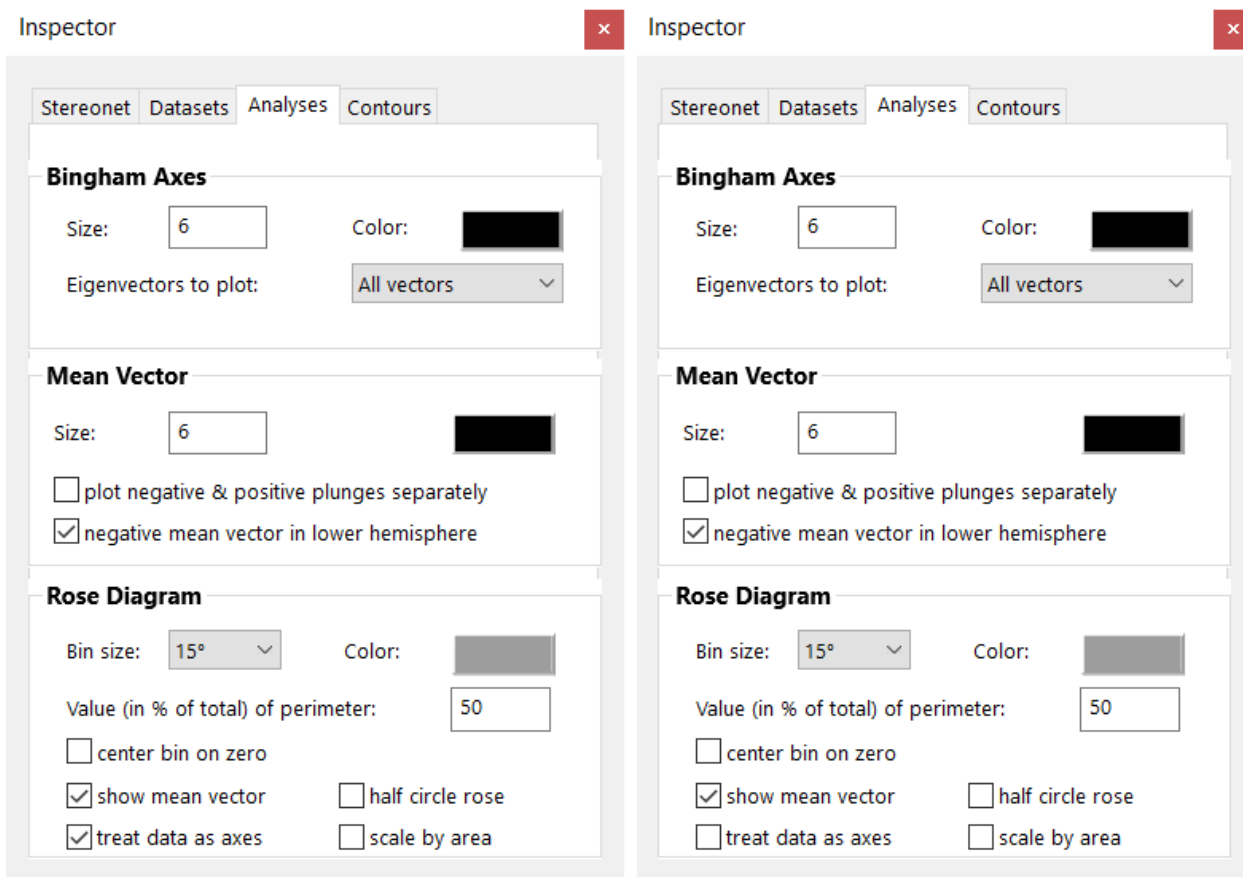
Villagómez, D., Spikings, R. Magna, T. Kammer, A. Winkler, W Beltrán, A., (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos* 125 pp. 875–896.

Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M., Pelaez, C., (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 355–371.

Wooller, L., de Vries, B. V. W., Cecchi, E., & Rymer, H., (2009). Analogue models of the effect of long-term basement fault movement on volcanic edifices. *Bulletin of Volcanology*, 71(10), 1111-1131.

Yépez, S., & Paúl, S., (2018). Mecanismos y condiciones de emplazamiento de una explosión dirigida (blast): volcán Imbabura–Ecuador (Bachelor's thesis, Quito: UCE).

ANEXOS



Anexo 1. Configuración usada en Stereonet. La imagen de la izquierda muestra la configuración para fallas, la imagen de la derecha muestra cómo se configuró la herramienta para fallas

Nº	Nombre	País	Tipo	Edad	Evidencia de actividad	Última erupción	Latitud	Longitud	Elevación (m)	Tipo de roca dominante	Configuración tectónica
1	Dona Juana	Colombia	Estratovolcán	Holoceno	Erupción observada	1906 CE	1.500	-76.936	4137	Andesita / Andesita basáltica	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
2	Morasurco	Colombia	Estratovolcán	Pleistoceno			1.291	-77.247	2937		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
3	Galeras	Colombia	Complejo	Holoceno	Erupción observada	2014 CE	1.220	-77.370	4276	Andesita / Andesita basáltica	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
4	Azufra	Colombia	Estratovolcán	Holoceno	Erupción datada	930 BCE	1.080	-77.680	4070	Dacita	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
5	Cumbal	Colombia	Estratovolcán	Holoceno	Erupción observada	1926 CE	0.950	-77.870	4764	Andesita / Andesita basáltica	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
6	Cumbal - Chiles	Colombia	Estratovolcán	Pleistoceno			0.858	-77.859	3596		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
7	Chiles-Cerro Negro	Colombia-Ecuador	Estratovolcán	Holoceno	Erupción incierta	1936 CE	0.817	-77.938	4698	Dacita	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
8	Chulamuez	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			0.731	-77.745	3524		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
9	Potrillo	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			0.730	-77.923	4134		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
10	Chalpatán	Ecuador	Caldera	Pleistoceno			0.711	-77.784	3624		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
11	Chiltazon	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			0.687	-78.021	3967		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
12	Horqueta	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			0.684	-77.835	3675		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
13	Iguan	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			0.621	-78.007	3870		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
14	Chaquilulo	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			0.580	-77.926	3460		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
15	Chachimbiro	Ecuador	Estratovolcán	Holoceno	Erupción datada	3740 BCE	0.468	-78.287	4106	Dacita	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
16	Cotacachi	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			0.364	-78.351	4939		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
17	Cuicocha	Ecuador	Caldera	Holoceno	Erupción datada	650 CE	0.308	-78.364	3246	Dacita	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
18	Imbabura	Ecuador	Compuesto	Holoceno	Erupción datada	5550 BCE	0.258	-78.183	4609	Andesita / Andesita basáltica	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
19	Cunru	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			0.226	-78.132	3756		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
20	Cushnirumi	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			0.212	-78.360	3276		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
21	Mojanda	Ecuador	Estratovolcán	Holoceno	Erupción incierta	Desconocida	0.130	-78.270	4263	Andesita / Andesita basáltica	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
22	Cusin	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			0.127	-78.154	3989		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
23	Pululahua	Ecuador	Caldera	Holoceno	Erupción datada	290 CE	0.038	-78.463	3356	Dacita	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
24	Cayambe	Ecuador	Compuesto	Holoceno	Erupción observada	1786 CE	0.029	-77.986	5790	Andesita / Andesita basáltica	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
25	Casitagua	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			-0.036	-78.480	3501		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
26	Pambamarca	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			-0.076	-78.207	4076		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
27	Guagua Pichincha	Ecuador	Estratovolcán	Holoceno	Erupción observada	2002 CE	-0.171	-78.598	4784	Andesita / Andesita basáltica	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
28	Puntas, Cerro	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			-0.174	-78.200	4348		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
29	León Dormido	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			-0.213	-78.282	3405		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
30	Ilalo	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			-0.259	-78.418	3185		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
31	Atacazo	Ecuador	Estratovolcán	Holoceno	Erupción datada	320 BCE	-0.353	-78.617	4463	Andesita / Andesita basáltica	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
32	Pasochoa	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			-0.462	-78.478	4199		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
33	Corazón	Ecuador	Estratovolcán	Holoceno			-0.528	-78.658	4786		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
34	Sincholagua	Ecuador	Estratovolcán				-0.534	-78.371	4893		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
35	Ruminahui	Ecuador	Estratovolcán	Pleistoceno			-0.578	-78.504	4712		Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
36	Illiniza	Ecuador	Estratovolcán	Holoceno	Evidencia creíble	Desconocida	-0.659	-78.714	5248	Andesita / Andesita basáltica	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)
37	Cotopaxi	Ecuador	Estratovolcán	Holoceno	Erupción observada	2016 CE	-0.677	-78.436	5911	Andesita / Andesita basáltica	Zona de subducción / Corteza continental (>25km)

Anexo 2. Lista de volcanes usados en este trabajo. Se puede observar información como la numeración usada en Qgis, país, tipo de volcán, edad de formación, coordenadas y ambiente de formación. En general todos los volcanes se formaron por subducción. Sin embargo, la evidencia de actividad o las erupciones reportadas están disponibles para volcanes del Holoceno, aun activos a diferencia de los volcanes del Pleistoceno (inactivos). Tomado y modificado de Aster Volcano Archive (NASA – METI).

