



Análisis de mecanismos focales de sismos volcanotectónicos en el volcán Galeras, Colombia, mediante los métodos manual y computacional

Focal mechanism analysis of volcano-tectonic seismic events in Galeras Volcano, Colombia, with manual and computational methods.

Mariana Vergara Herrera¹✉, John Jairo Sánchez²✉; Óscar E. Cadena³✉; Víctor H. Márquez⁴✉

¹Red Sismológica Nacional de Colombia, Servicio Geológico Colombiano, Bogotá D.C. Colombia.

²Departamento de Geociencias y Medio Ambiente, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia-Medellín, Colombia.

³Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto, Servicio Geológico Colombiano, Pasto, Colombia.

⁴Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM Campus Juriquilla, México

RESUMEN

Se calcularon 120 soluciones de mecanismos focales para sismos volcanotectónicos localizados en el Complejo Volcánico Galeras (CVG), durante 2005 – 2018, utilizando como datos de entrada la localización del hipocentro, el acimut, ángulo de incidencia y polaridad dentro del catálogo de eventos detectados por la red de monitoreo del Servicio Geológico Colombiano, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP). Se determinaron soluciones manuales y computacionales. Las soluciones manuales se graficaron con el programa *Stereonet*, y las soluciones computacionales se modelaron con el programa HASH. Los datos de rumbo (φ) y buzamiento (δ) obtenidos por cada método fueron comparados, para calcular los desajustes entre ambas aproximaciones para φ y δ ; de otro modo, se realizaron comparaciones entre las soluciones manuales y datos teóricos de estudios previos, del rumbo (φ) y buzamiento (δ) de la falla de Buesaco. A su vez, los desajustes revelaron variaciones espaciales y temporales en el estado de esfuerzos del sistema tectónico-magmático del volcán Galeras (VG), integrándose con información geológica y estructural. En particular se concluye que existen diferencias en el estado de esfuerzos respecto al tiempo y la profundidad bajo el VG entre los 3 km y 6 km, igualmente se detectan variaciones en el área circundante al volcán definidas para la distancia de acuerdo con coordenadas de latitud entre 1° - $12.94'$ y 1° - $14.70'$ y de longitud entre 77° - $20.73'$ y 77° - $18.16'$, y diferencias en el estado de esfuerzos medidas a lo largo de la falla de Buesaco, principalmente a lo largo del segmento NE.

Palabras clave: volcán Galeras, sismos volcanotectónicos, mecanismos focales, sistema tectónico-magmático, método de desajuste acumulado, campo de esfuerzos.

Abstract

Focal mechanism solutions of 120 volcano-tectonic earthquakes (VT) were calculated at the Galeras Volcanic Complex (CVG) during 2005 - 2018, using as input data the hypocenter location, azimuth, take-off angles and polarities of the catalog of events compiled by the monitoring network at the Colombian Geological Service, Volcanological and Seismological Observatory of Pasto (SGC-OVSP). Manual and computational solutions were determined. The manual solutions were plotted with the *Stereonet* program, and computational solutions with the HASH software. Strike (φ) and dip (δ) data obtained by each method were compared to calculate the misfits between both approaches for (φ) and (δ); moreover, comparisons were made between the manual solutions and theoretical data from previous studies, of the strike (φ) and dip (δ) of the Buesaco fault. The misfits revealed spatial and temporal variations in the stress state of the tectonic-magmatic system of the Galeras volcano (VG), integrating with geological and structural information. In particular, it is concluded that there are differences in the state of stresses with respect to time and depth under the VG between 3 km and 6 km, variations are also detected in the area surrounding the volcano defined for the distance according to latitude coordinates between 1° - $12.94'$ and 1° - $14.70'$ and longitude between 77° - $20.73'$ and 77° - $18.16'$, and differences in the state of stress measured along the Buesaco fault, mainly along the NE segment.

Key words: Galeras volcano, volcano-tectonic earthquakes, focal mechanisms, tectonic-magmatic system, cumulative misfit method, stress field.

1. INTRODUCCIÓN

El volcán Galeras (VG) se encuentra localizado en el departamento de Nariño, a 9 km al occidente de la ciudad San Juan de Pasto en las coordenadas geográficas $1^{\circ}13'43,8''N$ y $77^{\circ}21'33,0''W$, y con una elevación aproximada máxima de 4.130 m.s.n.m (Figura 1). El VG hace parte de la etapa más reciente del Complejo Volcánico Galeras (CVG) (Cepeda, 1984; Calvache *et al.*, 1997), es uno de los volcanes compuestos más activos de Colombia, caracterizado por tener registro explosivo típicamente vulcaniano (Servicio Geológico Colombiano -SGC, 2015). En el VG se evidencia particularmente su relación con la geología estructural ya que el edificio volcánico se desarrolló en una zona de confluencia de dos

fallas activas por lo que la actividad magmática se relaciona estrechamente con el estilo tectónico predominante en la zona. Entre las fallas principales cercanas al VG, se encuentra la falla de Buesaco la cual se extiende en dirección SW-NE, presenta una longitud aproximada de 29 km, una inclinación promedio vertical y de alto ángulo hacia el oeste, con desplazamientos laterales a la derecha. Soluciones del plano de falla del evento sísmico histórico del 4 de marzo de 1995 ($M = 5.1$), indican que es una falla de componente normal dextral en un plano $N53^{\circ}E$ y buza $73^{\circ}W$ (Paris *et al.*, 2000). A partir de 1989 la actividad del VG ha sido monitoreada con vigilancia permanente, dirigida por el SGC-Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP) (Méndez, 1989).

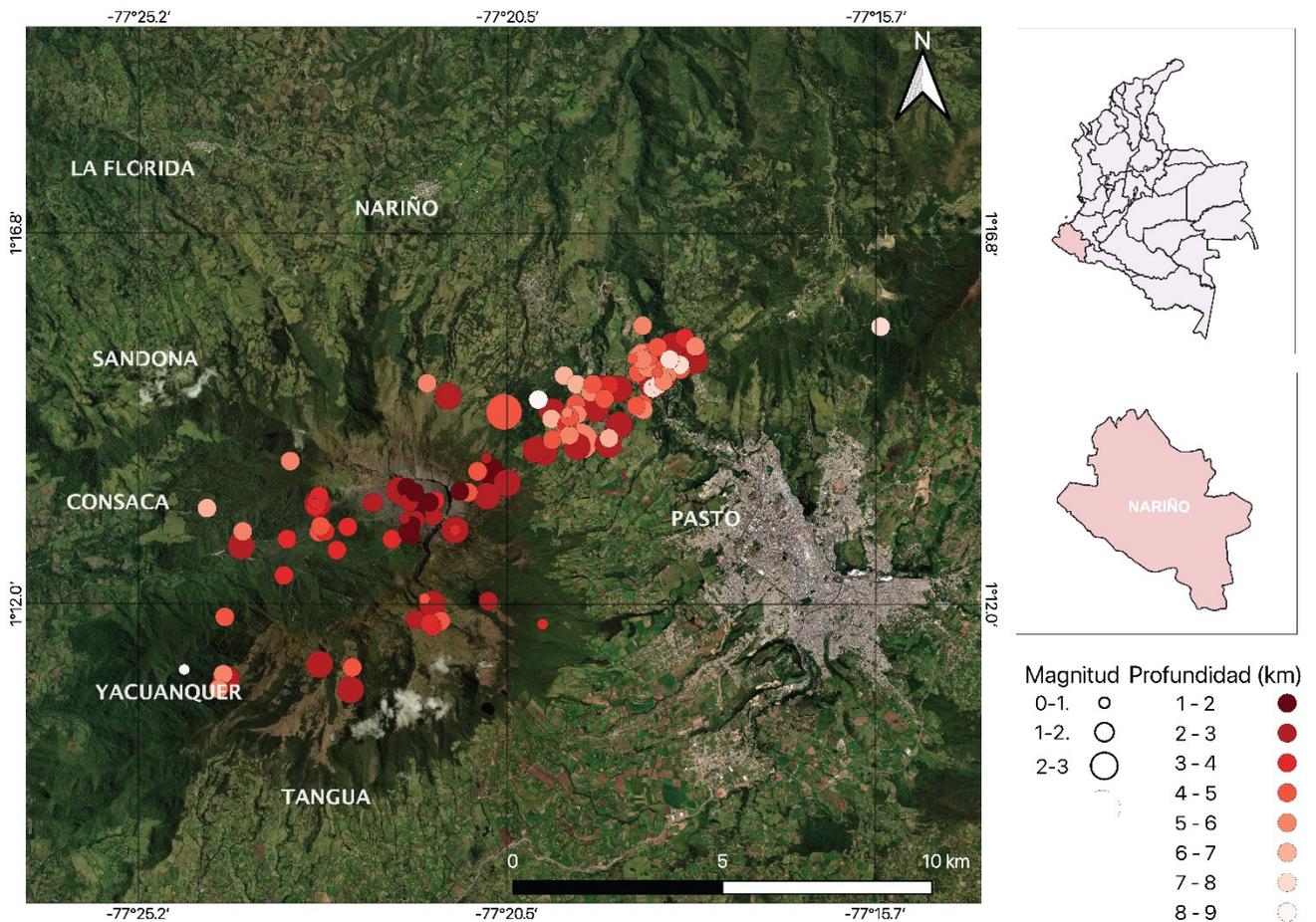


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio con epicentros de sismos

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Sismos volcánotectónicos. Los sismos volcánotectónicos (VT) se asocian al movimiento de fallas favorecido por cambios de esfuerzos inducidos por procesos magmáticos. Estos sismos contienen frecuencias dominantes entre 5 y 15 Hz y tienen arribos de ondas P y S, claramente diferenciables en frecuencia y amplitud, y con diferencia temporal que no supera los 5 segundos (McNutt & Roman, 2015; Wassermann, 2012).

La clasificación de los sismos VT tiene que ver con la profundidad del foco: los sismos VT profundos, también llamados volcánotectónicos tipo VT-A, tienen profundidades mayores a 2 km y resultan cuando planos de fallas de dimensiones pequeñas se desplazan por acumulación de esfuerzos de corte. Adicionalmente muestran frecuencias altas (>5 Hz) y los arribos más claros de las ondas de cuerpo; por otra parte, los sismos VT someros corresponden a eventos volcánotectónicos llamados tipo VT-B, los cuales ocurren a profundidades entre 1-2 km, el foco superficial genera un efecto de dispersión durante la propagación de la onda, por tanto, las frecuencias disminuyen, con rangos entre 1 y 5 Hz.

2.2 Mecanismos focales. Los mecanismos focales son la representación de la fuente de energía sísmica y uno de los modelos más utilizados para su determinación es el de doble par de fuerzas (doble cupla), en el que se asumen pares de fuerzas paralelas y en dirección contraria actuando simultáneamente a lo largo de dos planos ortogonales (planos nodales). Estos dos planos dividen la fuente sísmica en cuatro regiones en las cuales el carácter de los primeros arribos de onda P cambia entre compresión y dilatación. Buforn (1994) y Miller (2014) exponen el método del primer arribo de onda P para el hallazgo de la orientación del deslizamiento en el plano de falla, el cual, está basado en el patrón de radiación de la onda P.

2.3 Construcción de mecanismos focales con el método de polaridades de onda P Para construir un mecanismo focal a partir de los primeros arribos de onda P, se determina la distancia entre la estación y el epicentro y se usa un modelo estándar de velocidad de onda primaria (V_p), esto, con el fin de definir los tiempos de arribo de la onda P a la estación. La energía de la onda P llega a los sismógrafos desde el foco sísmico siguiendo una trayectoria conocida como rayo fuente - estación. Posteriormente, se calcula la orientación de cada rayo sísmico (acimut y ángulo de

incidencia) desde el hipocentro a cada estación (Muñoz y de Vicente, 2010a). Usando una red estereográfica, el acimut se mide desde el norte en sentido horario y la inclinación del rayo se mide desde el centro de la proyección estereográfica hacia afuera. Los datos de las primeras llegadas de la onda P se representan en el hemisferio inferior de una esfera con dos símbolos: puntos sólidos (negros), indican que el primer arribo de onda es hacia arriba y corresponden a compresión; puntos blancos, cuando la primera llegada de onda es hacia abajo y corresponde a dilatación. Posteriormente, rotando la red estereográfica se buscan dos planos ortogonales que separen los cuadrantes de compresión y dilatación, estos planos representan los planos nodales y uno de ellos es el mejor modelo de la falla que produjo el sismo, mientras que el otro se denomina el plano auxiliar (Muñoz y de Vicente, 2010b); para el lector interesado en la representación gráfica de la construcción de mecanismos focales a partir de la onda P, se recomienda consultar a Bormann (2002). Para la determinación de la mejor solución, se usó el método de Baumbach y Grosse (2002), en el que se hallan los ejes de presión y tensión y se grafican los vectores de deslizamiento del plano de falla, los cuales, muestran la dirección de desplazamiento del bloque colgante; el método emplea los ángulos de rumbo (φ): con una variación entre 0° y 360° , buzamiento (δ): variando de 0° a 90° y ángulo de deslizamiento (λ): que varía entre 180° y -180° .

2.4 Determinación de las variaciones en estado de esfuerzos. Los sismos a lo largo de fallas geológicas y en regiones volcánicas ocurren bajo la influencia de esfuerzos regionales y locales que actúan en conjunto. Debido al constante impulso que imparte la tectónica, la variabilidad en la actividad volcánica y a la heterogeneidad de la corteza terrestre, el estado de esfuerzos de una región varía en el espacio y en el tiempo. Por ejemplo, los esfuerzos alrededor de un volcán pueden ser diferentes para diferentes latitudes o para diferentes rangos de profundidad. Similarmente, las variaciones en actividad magmática y volcánica pueden representar cambios en los esfuerzos a lo largo del tiempo. Los datos de mecanismos focales pueden ser usados para obtener una aproximación del estado de esfuerzos dominante (Gephart y Forsyth, 1984) y las variaciones en esfuerzos pueden ser detectadas utilizando la información de los mecanismos focales para un grupo de sismos siguiendo el método del desajuste acumulado (Wyss y Lu, 1995), el cual utiliza la diferencia entre un mecanismo focal y un tensor de

esfuerzo de referencia que representa algún estado de esfuerzos actuante en la región.

Los desajustes son ángulos que representan la mínima rotación requerida para que un mecanismo focal sea consistente con el tensor de esfuerzo tomado como referencia. Si los desajustes se grafican en forma de suma acumulada con respecto a los eventos sísmicos organizados espacial o temporalmente, la curva resultante puede mostrar cambios en pendiente cuando grupos de sismos están de acuerdo o en desacuerdo con el tensor de referencia elegido. De este modo los diferentes segmentos de la curva de desajuste acumulado representarían regiones o lapsos temporales donde dominan diferentes condiciones de esfuerzo.

3. METODO

3.1 Selección inicial de datos. Un catálogo de 10.327 sismos volcanotectónicos localizados, comprendidos entre 2004 – 2018 suministrado por el OVSP-SGC, fue utilizado para seleccionar el grupo de sismos al cual se le determinaron sus mecanismos focales. Fue necesaria la aplicación de los siguientes criterios de selección para obtener un grupo coherente de eventos: el número de estaciones sismográficas utilizadas en la localización > 15 estaciones; calidad de la localización, A (Excelente) y B (Bueno); magnitud tal que garantizara detección en un número suficiente de estaciones con arribos claros; ocurrencia proporcionada de polaridades compresivas y dilatacionales. La aplicación de estos criterios redujo la muestra de sismos utilizables a 120 eventos comprendidos en los años 2005 – 2018, con magnitudes en el rango 0,24 a 3,34.

3.2 Determinación de mecanismos focales. La construcción manual de los mecanismos focales se basó en la guía de [Baumbach y Grosser \(2002\)](#), mientras que para la determinación computacional se utilizó el programa HASH ([Hardebeck y Shearer, 2008](#)). Para graficar las soluciones se utilizó el programa *Stereonet* ([Allmendinger et al., 2013](#)). Los mecanismos focales se calcularon manual y computacionalmente por completitud y para tener idea de las variaciones que se encuentran en las soluciones al utilizar estos dos procedimientos.

3.3 Cálculo de desajustes y determinación de lapsos de tiempo y regiones con diferente estado de esfuerzos. Se

calcularon las diferencias angulares entre los mecanismos focales y un tensor de esfuerzos representado por el valor de rumbo y buzamiento de alguno de los siguientes escenarios: la mejor solución computacional calculada con HASH y la orientación conocida de la falla de Buesaco, estos fueron denominados caso 1 y caso 2, respectivamente. Luego se procedió a graficar la suma acumulada de los desajustes con respecto a los sismos organizados de acuerdo al tiempo o algún parámetro espacial ([Wyss y Lu, 1995](#)). Posteriormente, se inspeccionaron de modo visual las curvas obtenidas para detectar los puntos de cambio de pendiente que a su vez definen lapsos temporales o segmentos espaciales donde los esfuerzos varían respecto al resto. En cada gráfica se resaltan con una flecha los eventos en los cuales se identifica, por inspección visual, un cambio de pendiente notorio señalando el respectivo valor del parámetro para ese evento, clasificando la importancia del cambio en dos categorías: muy notorio o incipiente con flechas negras o grises, respectivamente. Aunque el método del desajuste acumulado utiliza el ángulo de desajuste calculado por inversión formal de un grupo de mecanismos focales, en este trabajo el método implementado constituye una aproximación al método formal.

4. RESULTADOS

4.1 Localización de eventos y estilos resultantes de falla del cálculo de mecanismos focales manuales. A partir del cálculo de los mecanismos focales mediante el método manual, se proponen ciertas variabilidades en los tipos de falla que resultan de los primeros arribos de onda P y sus polaridades. Se realiza un mapa de localización de los eventos calculados para observar su distribución espacial vista en planta y a profundidad (Figura 2).

Los perfiles A y B se realizaron a partir de una altura de 4.200 msnm (altura máxima del VG). En el mapa, se observa una concentración de epicentros hacia el NE – SE, a lo largo del Sistema de Fallas de Romeral y de la Falla de Buesaco.

La mayoría de estos se alinean a la Falla de Buesaco y de acuerdo a las posibles componentes obtenidas de cada evento, se evidencia la predominancia de eventos con soluciones de falla normal con componente oblicua; de otro lado, en los epicentros concentrados hacia el NW – SW (área volcánica) predominan los eventos con solución de falla inversa con componente oblicua.

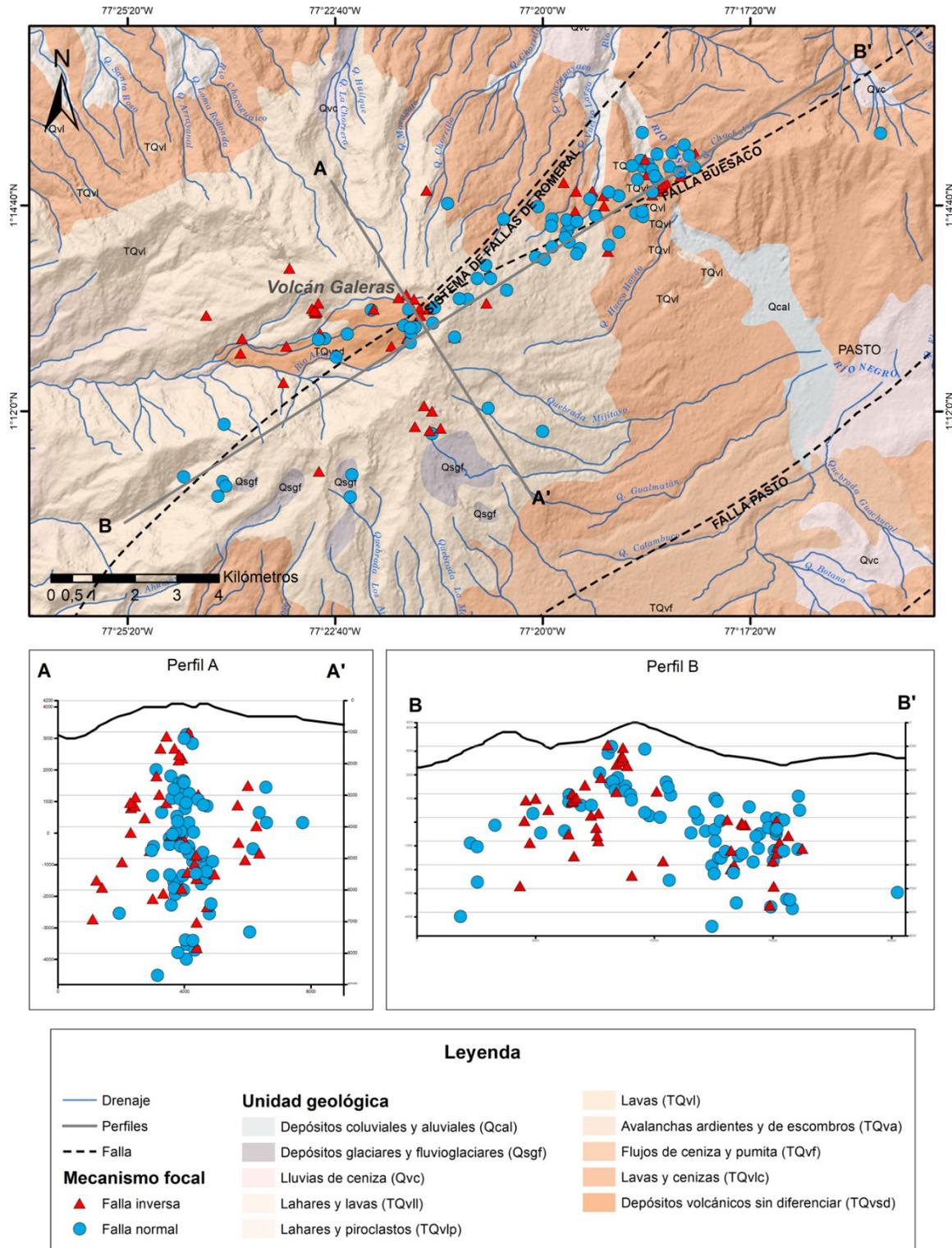


Figura 2. Mapa con localización epicentral e hipocentral de sismos con mecanismos focales calculados manualmente, perfiles a profundidad del VG y geología de la zona. Metadatos tomados de Murcia y Cepeda (1991)

El perfil A, se traza orientado en dirección NW – SE; en este se observa una relación (alineación) de los eventos con las fallas dominantes, principalmente con la Falla inversa con componente oblicua hacia el SW del VG, con profundidades entre 3 – 7 km; mientras que hacia el NE del VG, predominan eventos con soluciones de falla normal con componente oblicua, con profundidades más variables, entre 2 – 8 km.

4.2 Desajuste acumulado vs. tiempo (2005-2018). En la figura 3, se representan los valores de desajuste acumulado para (ϕ , δ), con los sismos organizados de acuerdo al tiempo (2005-2018). En el caso 1 para el rumbo (ϕ) (Figura 3-a), se aprecian cuatro cambios de pendiente, de izquierda a derecha, el primero ocurrió en 2013/03/14, el segundo en 2017/03/27, el tercer cambio de pendiente ocurrió en 2018/06/12 (14:02 UTC) y el último en 2018/06/12 (19:30 UTC); por tanto, se reconocen cinco segmentos de curva con pendientes diferentes, cada uno enmarcado entre las fechas mostradas. Para la gráfica de buzamiento (δ), se reconocen cinco cambios de pendiente, que delimitan seis segmentos de curva diferentes a los de la curva de (ϕ) (Figura 3-b). En el caso 2 para el rumbo (ϕ) (Figura 3-c), se aprecian cuatro cambios de pendiente notorios, que, de izquierda a derecha, ocurrieron en 2017/03/01, 2018/06/13, 2018/06/17 y en

Buesaco. En el perfil B, orientado en sentido SW – NE, se observa una divergencia de los hipocentros desde el volcán, con predominancia de eventos con soluciones de falla 2018/06/27; por tanto, se reconocen cinco segmentos con pendientes diferentes. Para la gráfica de buzamiento (δ) se reconocen cuatro cambios de pendiente, que, de modo similar al caso anterior, difieren con respecto a la curva (ϕ) (Figura 3-d).

4.3 Desajuste acumulado vs. Profundidad. En la figura 4, se muestra la variación en desajuste acumulado para (ϕ , δ), con los sismos organizados de acuerdo a la profundidad. En el caso 1 para el rumbo (ϕ) (Figura 4-a), se aprecian cinco cambios de pendiente, en las siguientes profundidades (en km): 1,36; 2,19; 2,98; 3,40 y 5,10. Así, se reconocen seis rangos de profundidad con diferentes regímenes de esfuerzo. Para la gráfica de buzamiento (δ), también se reconocen cinco cambios de pendiente a partir de una profundidad de 4,16 km (Figura 4-b). En el caso 2 para el rumbo (ϕ) (Figura 4-c), se aprecian tres cambios de pendiente, en 4,17; 4,50 y 5,52 km, que definen cuatro segmentos diferentes. En la gráfica de buzamiento (δ), se reconocen seis cambios de pendiente, entre 3,06 km y 6,0 km (Figura 4-d).

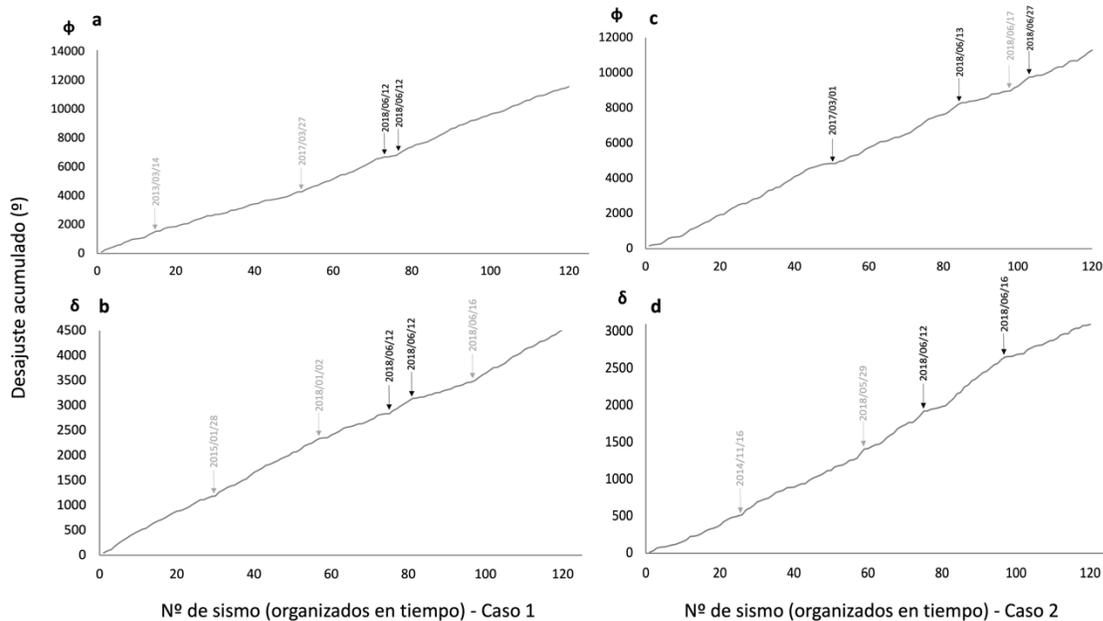


Figura 3. Gráficas de desajuste acumulado para ángulos de rumbo y buzamiento, para los casos 1 y 2, con eventos ordenados de acuerdo al tiempo (2005-2018).

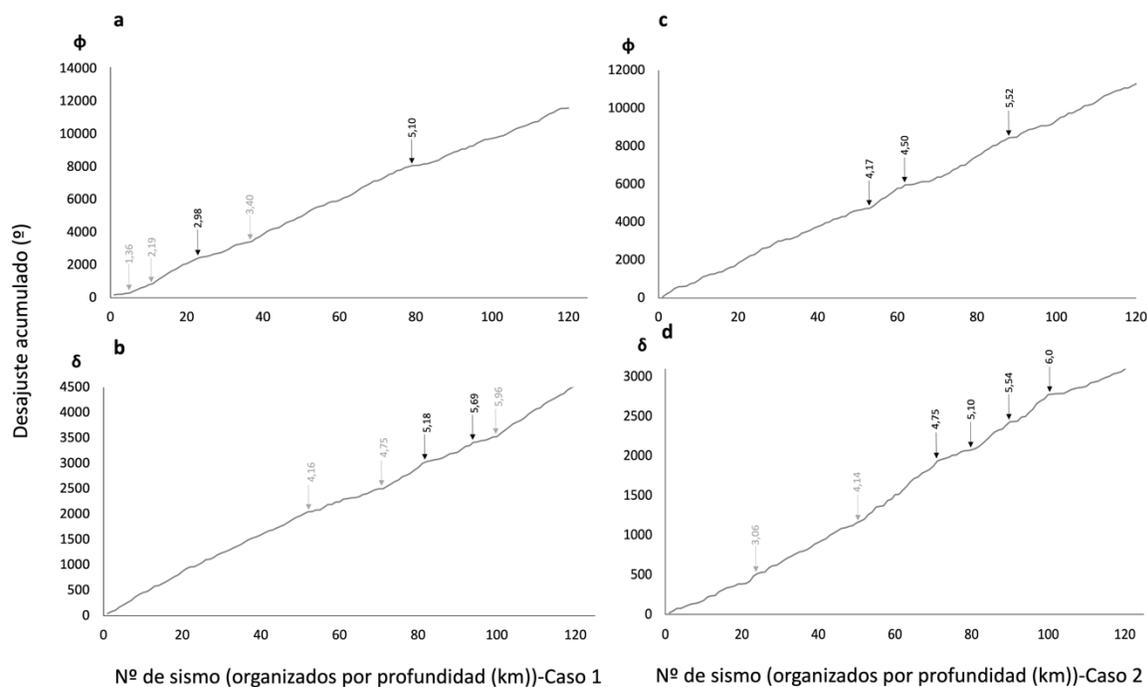


Figura 4. Gráficas de desajuste acumulado para ángulos de rumbo y buzamiento, para los casos 1 y 2 con eventos ordenados de acuerdo a la profundidad.

4.4 Desajuste acumulado vs. Latitud. Los cambios de desajuste acumulado con respecto a la latitud de los sismos se muestran en la figura 5. En el caso 1 para el rumbo (ϕ) (Figura 5-a), se definen cinco cambios de pendiente en las siguientes coordenadas: 1-13,31; 1-13,45; 1-14,80; 1-14,96 y en 1-15,20; que limitan seis regiones en las cuales el esfuerzo es diferente. Para el buzamiento (δ), se distinguen seis cambios de pendiente (Figura 5-b). En el caso 2 para el rumbo (ϕ) (Figura 5-c), se marcan cuatro cambios de pendiente (cinco segmentos), a partir de 1-11,18 hasta 1-14,96. Al utilizar el buzamiento (δ) solo se marcan dos cambios de pendiente (Figura 5-d).

4.5 Desajuste acumulado vs. Longitud. Al analizar la variación en desajuste acumulado con respecto a la longitud, en el caso 1 para el rumbo (ϕ) (Figura 6-a), se identificaron tres cambios de pendiente en las longitudes: 77-21,70; 77-20,09; 77-18,53. En la gráfica del buzamiento (δ), también se identifican tres cambios de pendiente (Figura 6-b). En el caso 2, la gráfica del rumbo (ϕ) (Figura 6-c), incluye cuatro cambios de pendiente, entre las coordenadas 77-23,29 y 77-19,02; mientras que para el buzamiento (δ), se señalan tres cambios de pendiente (Figura 6-d).

4.6 Desajuste acumulado vs. distancia entre sismos a lo largo de la falla de Buesaco. También se analizó la variación del desajuste acumulado organizando los sismos con respecto a su posición a lo largo de la falla de Buesaco (Figura 7). Los resultados para el caso 1, curva del rumbo, se muestran en la figura 7-a, en la que se detectan cuatro cambios de pendiente en las siguientes distancias a partir del cono activo del VG: 0,19; 4,64; 7,63 y 8,63 km. En la curva de buzamiento, se aprecian cuatro cambios de pendiente (Figura 7-b). En el caso 2, el análisis de rumbo, se definen cuatro cambios de pendiente así: 4,25; 5,16; 6,5 y 7,26 km (Figura 7-c); mientras que para el buzamiento se detectan cinco cambios de pendiente (Figura 7-d).

4.7 Diagramas triangulares. Se construyeron diagramas triangulares con los mecanismos focales calculados manualmente, usando la rutina propuesta por [Miroslav \(2019\)](#), en la cual, la solución de cada mecanismo focal es clasificada en uno de cuatro grupos correspondientes a los tres vértices (soluciones normales, inversas y de rumbo) y el área central (soluciones mixtas) del diagrama. Los límites entre estas agrupaciones corresponden a los sugeridos originalmente en el método de [Frohlich \(1992\)](#). Para clasificar los mecanismos focales utilizando los diagramas

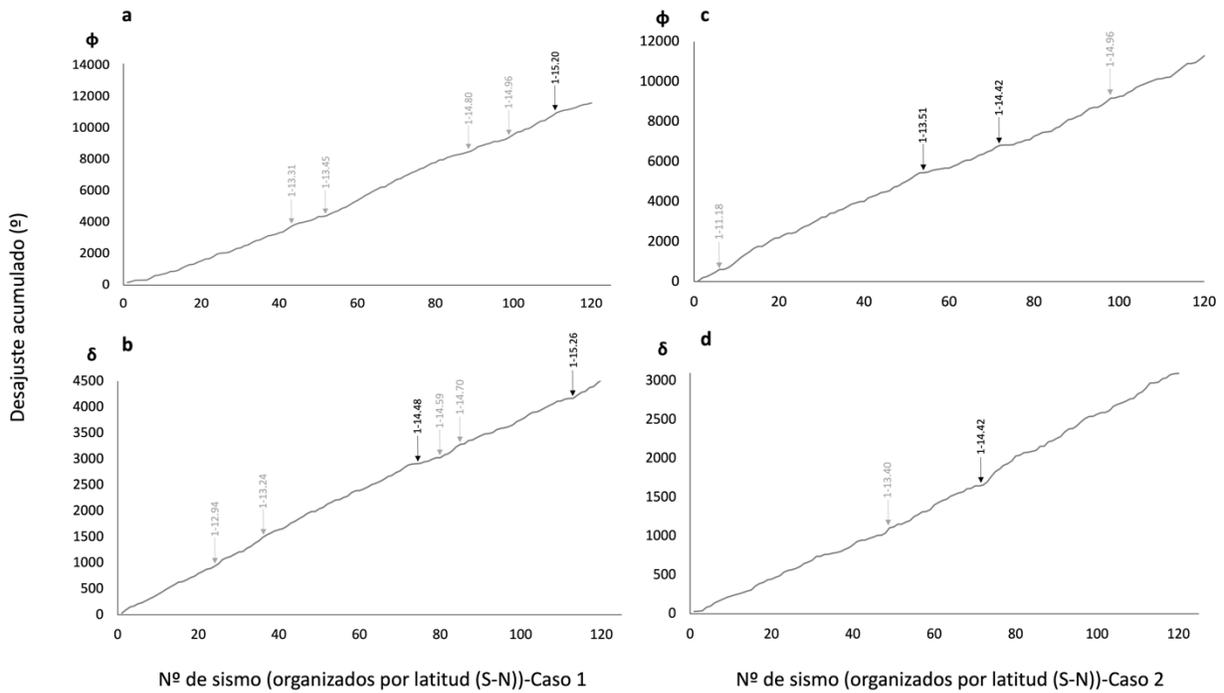


Figura 5. Gráficas de desajuste acumulado para ángulos de rumbo y buzamiento, para los casos 1 y 2 con eventos ordenados de acuerdo a la latitud.

triangulares se seleccionaron subgrupos de mecanismos de acuerdo a las áreas limitadas por los sitios donde se detectan cambios en el estado de esfuerzo así: Área 1 – la zona alrededor del CVG; Área 2 – el segmento SW de la falla de Buesaco; Área 3 – el segmento NE de la falla de Buesaco. En la figura 8, se muestra la clasificación de todos los eventos de acuerdo a la zona de ocurrencia.

En la figura 8, se muestra la localización de los sismos dentro de las áreas que se delimitan por el conjunto de longitudes y latitudes obtenidas del desajuste acumulado, discriminando los mecanismos focales de acuerdo a la profundidad. Teniendo en cuenta estas áreas, se incluyen solamente 103 eventos cuyas agrupaciones señalan regiones

con esfuerzos diferentes. En el Área 1 en todo el rango de profundidades mostrado, se observan principalmente fallas inversas. En el Área 2 a profundidades entre 0 y 3 km se observan algunos eventos con componentes normal y normal oblicua, mientras que para profundidades > 3 km, se observa predominancia de fallas normales, algunos eventos con componente normal oblicua y en menor cantidad se encuentran eventos de falla inversa. Para el Área 3 no se encontraron eventos entre 0 y 3 km; y a profundidades > 3 km predominan los eventos con falla normal, eventos con componente normal oblicua y en menor cantidad, fallas inversas.

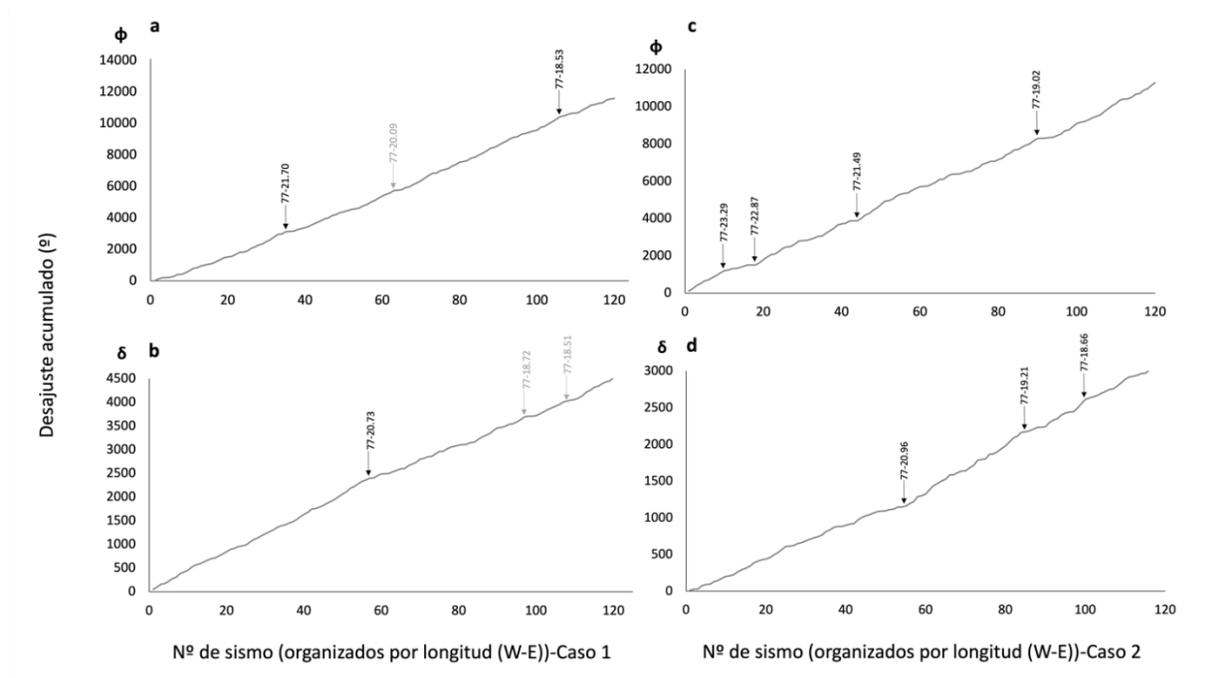


Figura 6. Gráficas de desajuste acumulado para ángulos de rumbo y buzamiento, para los casos 1 y 2 con eventos ordenados de acuerdo a la longitud.

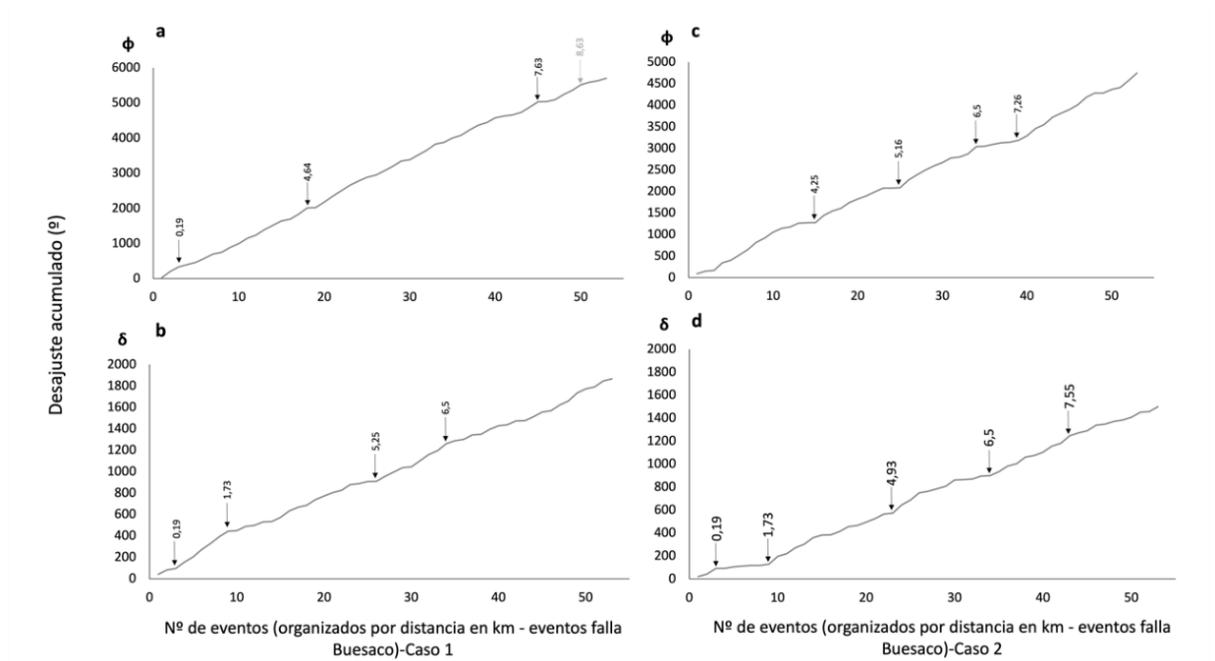


Figura 7. Gráficas de desajuste acumulado para ángulos de rumbo y buzamiento, para los casos 1 y 2 con eventos ordenados de acuerdo a la distancia a lo largo de la falla de Buesaco.

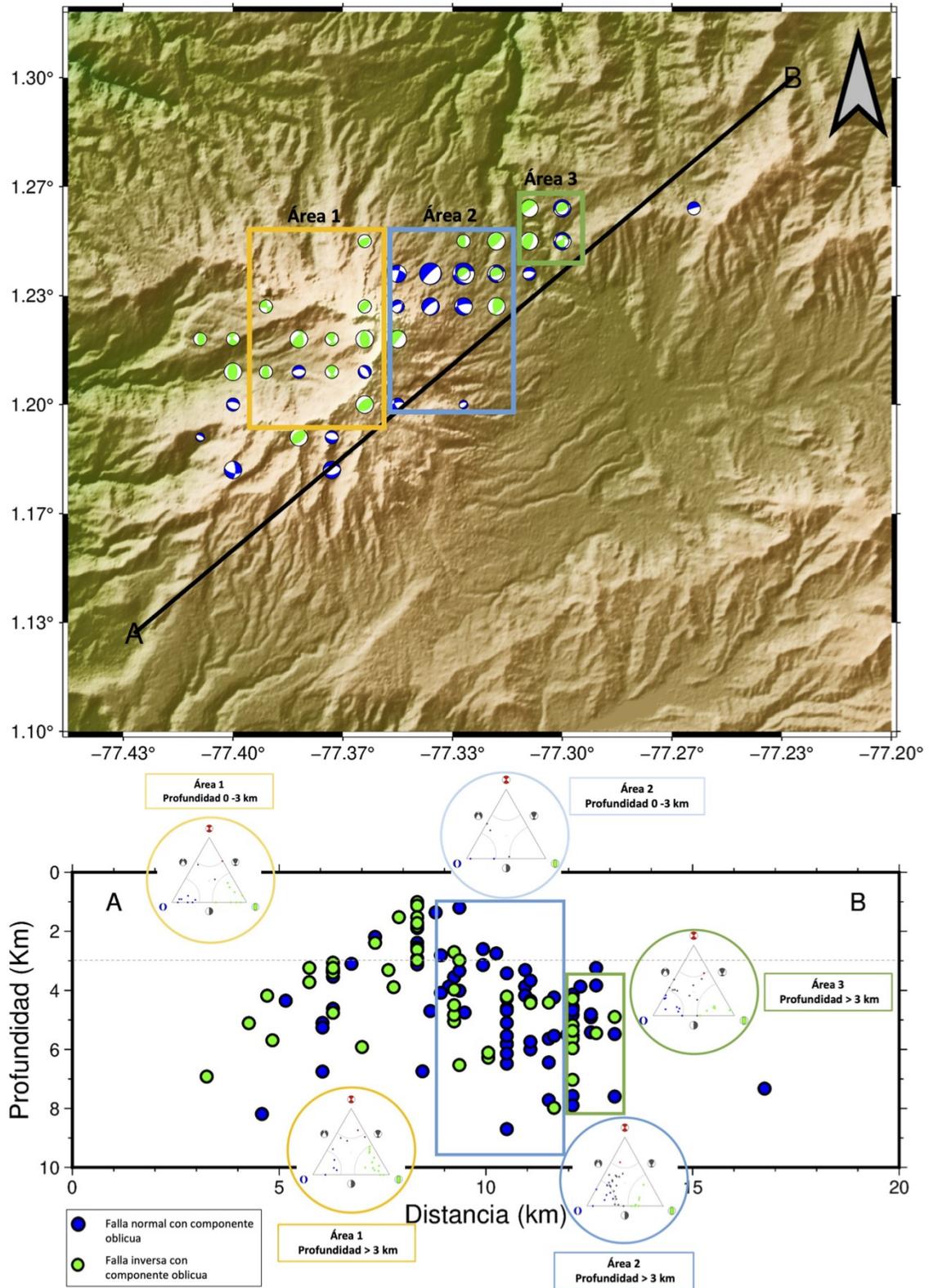


Figura 8. Mapa con localización epicentral de los sismos con mecanismos focales calculados manualmente, perfil a profundidad del VG con localización de hipocentros y diagramas triangulares de mecanismos focales divididos por áreas.

5. DISCUSIÓN

Las regiones volcánicas y las fallas geológicas son lugares donde deben ocurrir cambios de esfuerzos en el espacio y en el tiempo, esto obedece a una combinación de factores como la heterogeneidad de la corteza, diversidad litológica, variación en orientación de las estructuras geológicas, variabilidad en la actividad magmática a lo largo del tiempo. Lo importante es definir si estos cambios pueden ser detectados y cuál es la precisión con la cual se determinan los sitios o momentos de cambio en el régimen de esfuerzo. Se ha utilizado un catálogo extenso de sismos volcanotectónicos del cual se extrajo una muestra de 120 eventos a los cuales se les calcularon sus mecanismos focales y esta información fue contrastada con modelos del estado de esfuerzos en la región del volcán Galeras. De esta comparación surgieron diferencias llamadas desajustes que contienen la señal acerca de una discrepancia entre un modelo de esfuerzos y cada mecanismo focal resultante. Los datos indican que tales sitios y momentos de cambio de esfuerzo existen en el área de estudio porque las discrepancias sumadas de forma acumulada y graficadas vs. los sismos ordenados de acuerdo a parámetros espaciales o temporales, muestran que el esfuerzo cambia porque la pendiente de la suma acumulada cambia.

Un aspecto crucial en la definición de los sitios o momentos de cambio de esfuerzos es la certidumbre acerca del punto de inflexión en las curvas de desajuste acumulado. Por ejemplo, si observamos la figura 3, verificamos que existen múltiples segmentos con pendientes diferentes, pero no todos son significativamente diferentes de los otros, así que se ha optado por elegir mediante inspección visual aquellos puntos de quiebre que separan segmentos con pendientes muy diferentes y asignar cualitativamente dos categorías de confiabilidad del cambio a saber: muy confiable o incipiente. Luego, estos puntos de inflexión son contrastados con aspectos geológicos o tectónicos conocidos en la región, y de este modo se corrobora la solidez del método del desajuste acumulado para señalar las regiones de la corteza que se encuentran bajo regímenes de esfuerzo cambiantes.

Una fuente de incertidumbre en la definición de sitios o momentos de cambios de esfuerzo es la resolución espacial y temporal de los datos. En un escenario ideal se tendrían mecanismos focales para todos los sismos del catálogo, con lo cual se llegaría a la detección de sitios de cambio de esfuerzo con resolución espacial del orden de cientos de metros y resolución temporal del orden de días, sin embargo,

la selección necesaria de los mejores mecanismos focales reduce significativamente la resolución espacial y temporal de modo que existe un rango de distancias y momentos posibles de cambio de esfuerzos, una incertidumbre inevitable conocida como “efecto de la banda elástica” (*rubber-band effect*) (Sánchez *et al.*, 2004).

El cálculo de mecanismos focales mediante métodos conocidos, como manual o computacional, permite obtener información sobre la actividad sísmica en áreas volcánicas. En ambos métodos, resultan diferencias que demuestran la naturaleza del procedimiento realizado en cada caso. En los resultados de los ángulos de la orientación de los datos de rumbo (φ) y buzamiento (δ) hallados manualmente, se obtuvieron ángulos promedio de 171° y 48° respectivamente, mientras que los datos seleccionados de rumbo (φ) y buzamiento (δ) del mecanismo focal calculado computacionalmente son de 295° y 11° . Se evidencian promedios variables dando como resultado variaciones en la orientación de los planos nodales en ambos métodos. Para el cálculo de los mecanismos focales mediante el método manual se tienen en cuenta las ventajas asociadas a los procedimientos a seguir en su cálculo, como la investigación sismológica y geológica previa, permitiendo una perspectiva más amplia del área de estudio. Por otro lado, el cálculo de mecanismos focales mediante el método computacional permite obtener múltiples opciones de soluciones aceptables, sin embargo, puede presentar desventajas como el sesgo en interpretaciones debido a la limitación de calcular un plano de falla basado solo en parámetros estadísticos (Vergara, 2020).

En la región del volcán Galeras existen diferentes unidades litológicas cartografiadas y se conoce el carácter de varias fallas significativas (Figura 2). Dentro de las unidades litológicas más importantes se encuentran las lavas y los depósitos piroclásticos y como fallas representativas, se tienen el Sistema de fallas de Romeral y la falla de Buesaco. Es en los contactos litológicos y a lo largo de las estructuras geológicas donde podemos esperar variaciones en el régimen de esfuerzos. Efectivamente, al graficar las latitudes en las cuales se detectan cambios de esfuerzo se encuentra que estas corresponden a rasgos geológicos prominentes; por ejemplo a la latitud de $1^\circ 15' 00''$ y la longitud 77° se observa que coinciden cambios de pendiente significativos en las curvas de desajuste acumulado que concuerdan espacialmente con lugares donde hay cambios litológicos (Figura 2) y la latitud del cono activo del volcán Galeras,

donde está enfocada la actividad superficial y se interceptan las dos fallas más importantes, también coincide espacialmente con sitios donde se detectan cambios de esfuerzo.

Según el (SGC, 2017), durante marzo de 2017, la actividad sísmica registrada estuvo dominada por sismos de fractura de roca bajo el VG, (sismos VT); estos contribuyeron el 98% de la energía sísmica durante el mes. De acuerdo con los resultados del presente artículo, en las gráficas de desajuste acumulado temporal para el rumbo de los casos 1 y 2, (Figura 3-a y 3-c), se observan cambios de pendiente en sismos registrados el 01 y 27 de marzo de 2017, fechas mencionadas en el boletín mensual realizado para el VG. Durante 2013 y 2015 también se detectaron algunos cambios de pendiente que no están relacionados a cambios significativos en la actividad del volcán.

La actividad sísmica notoria durante mayo-junio de 2018 fue reportada en los boletines extraordinarios emitidos por el SGC para el volcán. El 12 de junio se evidenció un enjambre de sismos VT, asociados a fractura de material cortical (SGC, 2018). La mayor cantidad de mecanismos focales fue calculada para el año 2018, durante el cual se encontraron cambios de pendiente notorios en las gráficas de desajuste acumulado temporal en rumbo y buzamiento, de los casos 1 y 2, (Figura 3), específicamente en las siguientes fechas; para el rumbo (caso 1): 12 de junio de 2018, (caso 2): 13, 17 y 27 de junio de 2018; para el buzamiento (caso 1): 02 de enero, 02, 12 y 16 de junio de 2018, (caso 2): 29 de mayo, 12 y 16 de junio de 2018. Hay correlación entre los resultados reportados y la evolución temporal de actividad del VG (SGC, 2018). Algunos cambios de pendiente en las curvas se detectan días o semanas antes o después de las fechas reportadas en los boletines, específicamente el día 12 de junio durante el cual ocurrió el enjambre de sismos VT.

En las gráficas de desajuste acumulado para el rumbo y buzamiento de sismos organizados por profundidad para los casos 1 y 2 se observan cambios de pendiente a 1,36 km, 2,19 km, 2,98 km, 3,06 km, 3,40 km, 4,14 km, 4,16 km, 4,17 km, 4,50 km, 4,75 km, 5,10 km, 5,18 km, 5,52 km, 5,54 km, 5,69 km, 5,96 km, 6,0 km (Figura 4). Algunos de estos cambios corresponderían a límites entre rasgos geológicos (contactos litológicos, cambios en propiedades mecánicas de las rocas, estructuras, etc.). Las profundidades superficiales entre 0 y 3 km, se asocian a fracturamiento de material rígido por intrusión de magma en niveles relativamente superficiales (INGEOMINAS, 2006); o a cambios en el comportamiento de las ondas P en las áreas cercanas al volcán atribuibles a variaciones en la geología o las estructuras, por ejemplo, la

presencia de emplazamientos de lava y el trazo principal de las fallas Romeral y Buesaco, las cuales intersecan en el cono activo y pasan por el volcán en una dirección N45E y N10E hacia el sur (Londoño y Ospina, 2008). A mayores profundidades, al este del cráter activo, entre 3 y 4 km bajo la superficie, al oeste del cráter entre 4 y 6 km y bajo el cono activo entre 4 y 8 km, se ha sugerido la existencia de un conducto o de zonas de almacenamiento temporal de magma (Londoño y Ospina, 2008; Sánchez *et al.*, 2005).

La inspección visual de las gráficas de desajuste acumulado de rumbo y buzamiento para sismos ordenados por latitud y longitud en los casos 1 y 2 revela cambios de pendiente en las latitudes entre 1° 11,18'N, (marcando el límite estructural de la caldera Urcunina) y 1° 15,26'N y entre las longitudes 77° 23,29'W (marcando el límite occidental de la cicatriz de colapso de la caldera Urcunina) y 77° 18,51'W (Figuras 5 y 6). En la región comprendida entre las coordenadas 1° 12,50'N - 1°13'N y 77° 23'W - 77° 21,50'W, se ha propuesto la ocurrencia prevalente de sismos tipo VT-B más someros; mientras que en la región comprendida entre las coordenadas 1° 13'N - 1° 15'N y 77° 21,50'W - 77° 18'W, domina la ocurrencia de sismos tipo VT-A más profundos (Lizarazo *et al.*, 2013). Este cambio en el tipo de sismicidad VT señala que en diferentes zonas y a diferentes profundidades alrededor del VG operan diversos mecanismos de generación de sismos.

Igualmente, las fallas geológicas son estructuras donde obviamente los esfuerzos deben cambiar, lo cual puede ser producido por cambios en la litología que la falla corta o por cambios en la geometría de la falla tanto en planta como en profundidad. Efectivamente, la evaluación de las gráficas de desajuste acumulado en rumbo y buzamiento para sismos organizados de acuerdo con la distancia a lo largo de la falla de Buesaco, en los casos 1 y 2 (Figura 7), indica cambios de pendiente que limitan segmentos de falla con estados de esfuerzo variables. El primer segmento, que tiene una longitud de 0,19 km, incluye el actual cono activo del VG y el sitio de convergencia entre las fallas Romeral y Buesaco, implicando una zona relativamente más débil. Un segundo segmento (detectado con el ángulo del rumbo para el caso 2), tiene una longitud entre 4,25 km y 5,16 km, al final del cual se localizan varios rasgos importantes: un cambio en la configuración de la falla en vista de planta (doblamiento), un contacto litológico entre lavas (TQvl) y depósitos volcánicos sin diferenciar (TQvsd) y un cambio morfológico (Figuras 2 y 8). Vergara (2020) propone estados de esfuerzo diferentes hacia esta misma zona, ya que predominan las fallas con componente normal, indicando una zona distensiva.

Las soluciones de mecanismos focales permiten entender y demostrar las diferentes variaciones de esfuerzo que pueden ocurrir en zonas volcánicas. Los mecanismos focales manuales graficados de acuerdo al método de Frohlich indican algo de heterogeneidad en el campo de esfuerzos en el área de interés (Figura 8).

6. CONCLUSIONES

Se calcularon las diferencias en rumbo y buzamiento entre mecanismos focales y dos posibles representaciones de tensores de esfuerzo en el área del CVG para encontrar sitios o tiempos de cambio en el estado de esfuerzos. Al usar dos tensores de referencia alternativos se obtuvo mayor resolución de datos para los cálculos de desajustes acumulados.

Las gráficas de desajuste acumulado para sismos ordenados de acuerdo a parámetros temporales y espaciales (profundidad, latitud, longitud, distancias a lo largo de la falla de Buesaco) indican cambios de pendiente que son asociables a cambios en el estado de esfuerzos, coincidiendo con límites geológicos o cambios en el sistema tectónico-magmático del CVG.

Los cambios de pendiente observados en las gráficas de desajuste acumulado de acuerdo al parámetro temporal coinciden con épocas de variaciones en sismicidad dominada por sismos de fractura (sismos VT) asociables a cambios en los estados de esfuerzo.

Se detectaron cambios en el estado de esfuerzos del VG a profundidades entre 1,3 km y 6 km, consistentes con la posible ubicación de contrastes en materiales bajo el volcán (contactos litológicos, variaciones en fracturamiento de material por intrusión de magma, zonas de contacto entre roca caja y almacenamiento temporal de magma, etc.).

En las gráficas de desajuste acumulado usando las latitudes y las longitudes de los epicentros de sismos, se observan cambios en pendiente que serían asociables a contactos litológicos y a las variaciones en estados de esfuerzos que surgen como consecuencia de la presencia del volcán y su actividad.

La falla de Buesaco presenta segmentos con variabilidad en el estado de esfuerzos, los cuales incluyen el cono activo, zonas de debilidad y contactos litológicos.

Se halló consistencia entre las soluciones de mecanismos focales manuales y las soluciones obtenidas en los diagramas de Frohlich, indicando heterogeneidad en el campo de esfuerzos.

RECONOCIMIENTOS

Agradecemos a la Universidad EAFIT (Departamento de Ciencias de la Tierra), a la Universidad Nacional de Colombia - sede Medellín, y al Servicio Geológico Colombiano por el apoyo recibido. Los autores agradecen a David Robayo Robayo por su disposición de enseñanza y guía en la construcción de los diagramas triangulares y a los evaluadores por las sugerencias dadas para mejorar la legibilidad y calidad del artículo.

CONFLICTO DE INTERESES

Los autores declaran que no tienen intereses económicos o relaciones personales en competencia que podría haber influido en el trabajo informado en este documento.

REFERENCIAS

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., Fisher, D. (2013). *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge, England, Cambridge University Press, (pp. 289).
- Baumbach, M. & Grosser, H. (2002). Seismic Sources and Source Parameters, in: Bormann, P. (Eds.), *New Manual of Seismological Observatory Practice* (pp. 120-213). Germany: GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Bormann, P. (2002). *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*. Germany: GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Bufo, M. (1994). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. *Física de la Tierra*, (6), 113-139.
- Calvache, M. L., Cortés, G. P. & Williams, S. N. (1997). Stratigraphy and chronology of the Galeras volcanic complex, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (77), 5-19. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00083-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00083-2)
- Cepeda, H. (1984). *Anotaciones acerca de la geología del Volcán Galeras [informe interno]*. Colombia: INGEOMINAS.
- Frohlich, C. (1992) Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, (75), 193-198.
- Gephart, J., Forsyth, W. (1984) An Improved Method for Determining the Regional Stress Tensor Using Earthquake Focal Mechanism Data: Application to the San Fernando Earthquake Sequence. *Journal of Geophysical Research*, (89), 9305-9320. <https://doi.org/10.1029/JB089iB11p09305>
- Hardebeck, J., Shearer, P. (2008). HASH: A FORTRAN Program for Computing Earthquake First-Motion Focal Mechanisms – v1.2 [manual].
- Murcia, A, Cepeda, H. (1991). *Geología de la Plancha 429 Pasto. Escala 1:100.000*. INGEOMINAS. Versión año 1991. <https://miig.sgc.gov.co/Paginas/Resultados.aspx?k=130100101010021455000000000>
- INGEOMINAS (2006). *Boletín semestral de actividad del Volcán Galeras Julio a Diciembre de 2005*. Disponible: <https://www2.sgc.gov.co/Noticias/boletinesDocumentos/Bolet>

- in_de_Actividad_del_Volcan_Galeras-Segundo_Semestre_de_2005.pdf
- Lizarazo, M. J., Sánchez, J. J., Cadena, O., Torres, R. A., Tinjacá, M. I. (2013). Relocalización de sismos tipo A en el Volcán Galeras usando la correlación cruzada de formas de onda, Memorias del XIV Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Julio 31-Agosto 2, 104-105. (Editorial: Sociedad Colombiana de Geología).
- Londoño, J. M., Ospina, L. F., (2008), Estructura tridimensional de velocidad de onda P para el volcán Galeras, Boletín geológico (42) (pp. 1-138).
- McNutt, R. S., Roman, C. D. (2015). Volcanic Seismicity. Encyclopedia of volcanoes (59), 1011-1034.
- Méndez, R. A. (1989). Catálogo de los volcanes activos de Colombia. Boletín Geológico, (30), 1-75.
- Miller, M. (2014). Mecanismo focal. Sismología Aplicada y de Exploración, 1-6.
- Miroslav Hallo Software. (2019). Charles University Prague – Department of Geophysics. Open source Matlab functions for plotting PT-axes into polar diagram, and triangle diagram of DC focal mechanisms. Disponible en: <http://geo.mff.cuni.cz/~hallo/#Software>
- Muñoz, M. A., y de Vicente, G. (2010a). Análisis de esfuerzos tectónicos- Fallas y sismos. Reduca (Geología), (2), 1-2.
- Muñoz, M. A., y de Vicente, G. (2010b). Cálculo del mecanismo focal de un terremoto. Reduca (Geología), (2), 22-40.
- Paris, G., Machette, M. N., Dart, R. L., Haller, K. M. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. U.S. Geological Survey, 1-66.
- Sánchez, J.J., Wyss, M., MacNutt, S. R. (2004). Temporal-spatial variations of stress at Redoubt volcano, Alaska, inferred from inversion of fault plane solutions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, (130), 1-30.
- Sánchez, J.J., Gómez, D. M., Torres, R. A., Calvache, M. L., Ortega, A., Ponce, A. P., Acevedo, A. P., Gil-Cruz, F., Londoño, J. M., Rodríguez, S. P., Patiño, de J. J., Bohórquez, O. P. (2005). Spatial mapping of the b-value at Galeras volcano, Colombia, using earthquakes recorded from 1995 to 2002. Earth Sciences Research Journal. (9) 30-36.
- Servicio Geológico Colombiano. (2015). Actualización del mapa de amenaza volcánica del Volcán Galeras – Colombia. Disponible: https://www2.sgc.gov.co/sgc/volcanes/VolcanGaleras/PDF/Memoria_Actualizacion_Mapa_Amenaza_Volcanica_Volcan_Galeras_2015.pdf
- Servicio Geológico Colombiano. (2018). Boletín extraordinario de actividad del Volcán Galeras. Disponible: https://www2.sgc.gov.co/Noticias/boletinesDocumentos/Boletin_extraordinario_volcan_galeras_18_junio_2018.pdf
- Servicio Geológico Colombiano. (2017). Boletín mensual No. 03-2017 Volcanes: Galeras, Chiles, Cerro Negro, Cumbal, Azufral, Doña Juana y Las Ánimas. Periodo evaluado: Marzo de 2017. Disponible: https://www2.sgc.gov.co/Noticias/boletinesDocumentos/Boletin_volcanes_sur_marzo_2017.pdf
- Vergara, M. (2020). Mecanismos focales de sismos volcanotectónicos en el Volcán Galeras. Proyecto de Grado, Universidad EAFIT, 94 p.
- Wassermann, J. (2012). Volcano Seismology, in: Bormann, P. (Eds.), New Manual of Seismological Observatory Practice (pp. 674-715). Germany: GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Wyss, M., Lu, Z (1995). Plate boundary segmentation by stress directions: Southern San Andreas fault, California. Geophys. Res. Lett. (22), 547-550.