

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

## **FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS**

### **EVOLUCIÓN ESPACIO-TIEMPO DEL PARÁMETRO $b$ EN EL VOLCÁN COTOPAXI**

**TRABAJO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO  
GEÓLOGO**

**OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN**

**DANNY MAURICIO PÉREZ GALLEGOS**

**danny.perez01@epn.edu.ec**

**DIRECTOR: ING. MARIO CALIXTO RUIZ ROMERO, Ph.D.**

**mruiz@igepn.edu.ec**

**Quito, agosto 2017**

## DECLARACIÓN

Yo Danny Mauricio Pérez Gallegos, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondiente a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente

---

Danny Mauricio Pérez Gallegos

## CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Danny Mauricio Pérez Gallegos, bajo mi supervisión

---

Ing. Mario Ruiz, Ph.D.

Director del Trabajo

## **AGRADECIMIENTOS**

A Dios y a mi mamá por todo el cariño, cuidado, apoyo y enseñanzas; y a la vida por todos los buenos y malos momentos.

Muchas gracias al Dr. Mario Ruiz por su ayuda, paciencia, consejos y por todas sus sugerencias para realizar este trabajo.

Muchas gracias María Fernanda por ser mi compañera durante estos últimos 3 años, gracias por toda tu ayuda, por tu apoyo, tus consejos, tus cuidados en especial cuando enfermaba y por estar pela y pela para que acabe la tesis. No lo hubiese logrado sin ti.

Muchas gracias a la familia Reyes Once por haberme abierto la puerta de su casa y tratarme como un miembro más.

Al personal del Instituto Geofísico, desde su directora hasta las personas encargadas de la recepción, quienes siempre me recibieron de la mejor manera, en especial el área de registradores, gracias por toda su ayuda y camaradería, en especial a Vero, Andrés y Marcelo. También a Stephen Hernández por su ayuda con el Matlab y con varias de mis inquietudes.

Al Dr. Pedro Reyes por su amistad y por toda su confianza.

A mis amigos Charles B., Williams O., Cristian P., Alejandro V. y Milton G. por todas las anécdotas y vivencias y también por toda su ayuda brindada desde que nos conocemos.

También a los panas del mejor equipo de la facultad Acreción F.C.

Finalmente, y no menos importante, gracias Beto, mi muy querido y peludo amigo de cuatro patas, gracias por la compañía y por hacer las de despertador.

## DEDICATORIA

*A mi querida madre Marilú Gallegos*

# Índice de Contenido

DECLARACIÓN.....	I
CERTIFICACIÓN.....	II
AGRADECIMIENTOS.....	III
DEDICATORIA .....	IV
Índice de Contenido.....	V
Índice de Figuras .....	IX
Índice de Tablas .....	XIX
Lista de acrónimos y abreviaturas.....	XX
RESUMEN.....	XXII
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Antecedentes y alcance .....	1
1.2 Objetivos .....	3
1.2.1 Objetivo General.....	3
1.2.2 Objetivos Específicos.....	3
1.2.3 Hipótesis.....	3
2. MARCO TEÓRICO .....	4
2.1 Historia geológica del Volcán Cotopaxi .....	4

2.2 Actividad reciente .....	5
2.3 Volcano-Sismología .....	6
2.3.1 Eventos volcano-tectónicos .....	7
2.3.1.1 Eventos volcano-tectónicos tipo A .....	7
2.3.1.2 Eventos volcano-tectónicos tipo B .....	8
2.3.2 Eventos de largo período LP .....	9
2.3.3 Evento Híbridos .....	11
2.3.4 Tremor Volcánico .....	12
2.3.5 Eventos de muy largo período (VLP) .....	14
2.3.6 Explosiones .....	14
2.3.7 Lahares .....	15
2.3.8 Icequakes .....	16
2.4 Marco conceptual del valor b .....	17
2.4.1 Ley de Gutenberg-Richter .....	17
2.4.2 Comportamiento del valor b en regiones volcánicas .....	18
2.4.3 El valor b y su naturaleza fractal .....	19
2.4.4 Magnitud de homogeneidad ( $m_0$ ) .....	19
2.4.4.1 Método de Máxima Curvatura (MAXC: Wiemer y Katmasuta, 1999; Wiemer y Wyss, 2000) .....	20
2.4.4.2 Método de Bondad de Ajuste (GFT: Wiemer y Wyss, 2000) .....	21
2.4.4.3 Método de estabilidad del valor b (MBS: Cao y Gao, 2002) .....	22

2.4.5 Cálculo del valor b .....	24
2.4.5.1 Mínimos cuadrados .....	24
2.4.5.2 Máxima verosimilitud .....	25
3. METODOLOGÍA .....	27
3.1 Selección de datos .....	27
3.1.1 Red de monitoreo del Volcán Cotopaxi .....	27
3.1.2 Localización de eventos volcano-tectónicos .....	29
3.2 Catálogo Sísmico .....	34
3.2.1 Magnitud .....	35
3.3 Variación espacial del valor b .....	38
3.3.1 Mapeo del valor b .....	38
3.3.2 Perfiles .....	42
3.4 Variación del valor b con el tiempo .....	42
4. EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA SISMICIDAD .....	45
4.1 Sismicidad de fondo desde el 01 de enero de 2013 hasta el 01 de abril de 2015...	46
4.2 Actividad premonitoria inicial desde abril hasta mayo 2015 .....	50
4.3 Actividad premonitoria desde el 01 de junio de 2015 hasta el 13 de agosto de 2015 .....	51
4.4 Inicio de la actividad eruptiva desde el 14 de agosto de 2015 hasta 09 de septiembre de 2015 .....	52
4.5 Actividad magmática desde el 10 de septiembre de 2015 hasta el 19 de mayo de 2016 .....	54



4.6 Periodo post eruptivo desde el 21 de mayo al 12 de diciembre de 2016 .....	59
5. RESULTADOS .....	61
5.1 Magnitud de homogeneidad .....	61
5.2 Variación del valor b con el espacio .....	64
5.3 Perfiles .....	70
5.4 Variación del valor b con el tiempo .....	74
5.5 Variación del valor b con la profundidad .....	77
5.6 Comportamiento del valor b en los periodos pre-eruptivo, eruptivo y post-eruptivo	79
5.6.1 Periodo pre-eruptivo .....	79
5.6.2 Periodo eruptivo.....	79
5.6.3 Periodo post-eruptivo .....	80
5.7 Cálculo de b en las zonas de 4 y 8 km. ....	82
6. DISCUSIÓN.....	85
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....	92
7.1 Conclusiones.....	92
7.2 Recomendaciones.....	93
8. BIBLIOGRAFÍA.....	94
9. ANEXOS.....	I
9.1 Anexo I: Código del algoritmo en R Project para calcular la magnitud de homogeneidad. Tomado de Mignan & Woessner (2012).....	II

## Índice de Figuras

Figura 2. 1: Columna estratigráfica que resume la historia geológica del volcán Cotopaxi. Modificado de Hall & Mothes (2007). .....	5
Figura 2. 2: Tasa de sismicidad ocurrida en volcán Cotopaxi desde 1989 hasta 2005. Se observa que el periodo normal se localiza entre 1989 y finales del 2000, en tanto que el periodo anómalo se extiende desde enero del 2001 hasta enero del 2005. Tomado de Andrade et al. (2005). .....	6
Figura 2. 3: Señal sísmica de un terremoto volcano tectónico (VT) registrado en la estación BREF el 13/01/2017 a las 11:51. En la parte derecha se observa el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG. ....	8
Figura 2. 4: Mecanismo de origen de los eventos VT-A (izquierda) y VT-B (derecha), indicando que su única diferencia es la profundidad a la que ocurren. Tomado de Wassermann (2012). .....	9
Figura 2. 5: Señal sísmica de un terremoto LP registrado en la estación VC1 el 10/04/2015 a las 23:02. En la parte derecha se observa el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG. ....	10
Figura 2. 6: Mecanismo de origen de un evento LP. Para eventos generados en profundidad se acepta el modelo de una grieta resonante, mientras que para los que ocurren en partes someras, se admite el modelo de variación de presión ocasionada por el ascenso de burbujas de gas dentro de un fluido. Tomado de Wassermann (2012). .....	11
Figura 2. 7: Señal sísmica de un terremoto híbrido registrado en la estación BREF el 12/01/2017 a las 10:45. En la parte derecha se muestra el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG. ....	12
Figura 2. 8: Señal sísmica de un tremor volcánico registrado en la estación BREF el 10/08/2015 a las 09:04. En la parte derecha se muestra el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG. ....	13
Figura 2. 9: Modelo de fractura rellena de fluido. Tomado de Chouet (2003). ....	14

Figura 2. 10: Señal sísmica de un terremoto de muy largo periodo registrado en la estación BREF el 10/07/2016 a las 19:43. En la parte derecha se muestra el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG. ....14

Figura 2. 11: Señal sísmica de una explosión volcánica registrada en la estación BREF el 20/12/2016 a las 18:23. En la parte izquierda se muestra su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG.....15

Figura 2. 12: Señal sísmica de un lahar registrado en la estación BREF el 15/10/2015 a las 18:45. En la parte derecha se muestra el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG. ....16

Figura 2. 13: Señal sísmica de un icequake registrado en la estación BREF el 21/05/2015 a las 08:41. En la parte derecha se muestra el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG.....16

Figura 2. 14: Distribución frecuencia-magnitud, en la cual se traza la recta (color verde) con mejor ajuste a los datos observados a partir de la magnitud de homogeneidad  $m_0 = 2.0$ , cuya pendiente representa el valor  $b$  y su intersección con el eje de las ordenadas representa el valor  $a$ . Tomado de Wiemer (sf) .....18

Figura 2. 15: Estimación de la  $m_0$  mediante el método de MAXC. Se observa una inflexión en la DFM no acumulada, en donde se marca mediante un diamante gris la  $m_0$ . Tomado de (Woessner & Wiemer, 2005).....21

Figura 2. 16: Estimación de la  $m_0$  mediante el método de GFT. Se observa que el residuo disminuye con forme aumenta el nivel de confianza. La flecha gris indica la  $m_0$  calculada con el 95% de confianza. Tomado de Woessner & Wiemer (2005).....22

Figura 2. 17: Estimación de la  $m_0$  mediante el método de MBS. Tomado de Woessner & Wiemer (2005).....23

Figura 3. 1: Ubicación de las estaciones de monitoreo del volcán Cotopaxi, en círculos rojos se muestran las estaciones de banda ancha, en círculos verdes la sísmica de período corto y en amarillo las estaciones con banda ancha e infrasonido. Tomado de la base de datos del IG.....	27
Figura 3. 2: Interfaz del software SeisComp3 para la identificación manual de eventos VT registrados en las diferentes estaciones de monitoreo. Se observa un inicio claro de las ondas P y S. Tomado de la base de datos del IG. ....	29
Figura 3. 3: Identificación manual de evento VT. La flecha verde indica el inicio del pulso de la onda P. Tomado de la base de datos del IG. ....	30
Figura 3. 4: Imagen del sismograma del 21 de enero de 2017 en la estación BREF del volcán Cotopaxi. Se distinguen varios sismos locales con altas amplitudes y cortas duraciones. El más grande de estos sismos se presenta a las 10h45. A las 16h08 se observa un sismo regional con mayor duración y menores frecuencias. Tomado de la base de datos del IG. ....	31
Figura 3. 5: Ventana de localización de un VT, en el cual se muestran todos los parámetros asociados, tales como la latitud, longitud, RMS, profundidad, fases y el perfil del Hypo71 del volcán. Tomado de la base de datos del IG. ....	32
Figura 3. 6: Ventana del SeisComp3 donde se calcula la magnitud de un sismo VT mediante el promedio de cinco estaciones. Tomado de la base de datos del IG.....	32
Figura 3. 7: Espectro de un evento sísmico analizado con el SIPASS. Tomado de la base de datos del IG. ....	33
Figura 3. 8: Histograma de eventos VT localizados con un $RMS \leq 0.3$ segundos (1475 eventos). Tomado de la base de datos del IG.....	34
Figura 3. 9: Serie de tiempo para el catálogo definitivo, desde el año 2013 hasta el 2016 (1475 eventos). Se observa que la sismicidad VT es muy baja entre los años 2013 y 2014, sin embargo, a partir de los primeros meses de 2014 experimenta un incremento notorio y a mediados de 2015 se aprecia un aumento muy importante. Tomado de la base de datos del IG.....	35

Figura 3. 10: Magnitud local de Richter, donde se observa el cálculo de la misma mediante la máxima amplitud y la diferencia de tiempo de los arribos de las ondas P y S. En la gráfica se observa en la primera columna la distancia epicentral y el tiempo S-P, en la tercera columna se coloca la amplitud registrada en el sismograma y la segunda columna representa la magnitud del sismo. Tomado de Bolt (1973) en Stein & Wysseson (2003).36

Figura 3. 11: Histograma de magnitudes de eventos VT (1475 sismos) en el cual se observan magnitudes entre 0.3 y 3.2, también se aprecia que la mayor cantidad de eventos se ubican entre 0.8 y 1.3 mientras que muy pocos tienen magnitudes superiores a 2.5. .37

Figura 3. 12: Histograma de eventos VT ocurridos en el tiempo (1475 sismos). Se observa que la cantidad de sismos VT fue menor entre 2013 y los primeros meses de 2015, en cambio, a partir de mediados de 2015 la actividad VT aumenta con notoriedad. ....38

Figura 3. 13: Proyección de los eventos VT en el plano superficial, donde se observa que la mayor parte de la sismicidad se concentra en la parte sur-occidental del volcán. Debido a su lejanía los eventos en rojo no se tomaron en cuenta para la metodología.....39

Figura 3. 14: Proyección de los eventos VT en el plano superficial, donde se observa que los eventos se concentran en el edificio volcánico. ....40

Figura 3. 15: Proyección de los eventos VT en el plano superficial, en la cual se observa la grilla creada para el mapeo del valor b. ....41

Figura 3. 16: Mapeo del valor b mediante cilindros verticales. Tomado de Garza (2014).41

Figura 3. 17: Mapeo del valor b mediante perfiles. Tomado de Garza (2014). ....42

Figura 3. 18: Gráfico magnitud vs cantidad de sismos. En la parte superior se observan todos los eventos del catálogo, la línea roja indica la  $m_0 = 1.2$  para todo el conjunto de datos; la parte inferior muestra las magnitudes que se usarán para ser agrupadas en ventanas. ....43

Figura 3. 19: Ubicación de los dos contornos analizados en el volcán. En color rojo corresponde a un radio de 4 km., mientras que el amarillo, a un radio de 8 Km. ....44

Figura 4. 1: Número de eventos registrados en el volcán Cotopaxi desde enero-2013 hasta diciembre-2016. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. La línea punteada roja representa la energía sísmica liberada por los sismos entre 2013 y 2016. El eje x representa los meses desde 2013 a 2016, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados en el período 2013-2016. La línea naranja indica el periodo de fondo, en donde se observa que el conteo de eventos sísmicos no supera los 50 terremotos por mes. La línea entrecortada roja muestra el incremento en la energía sísmica desde 2013 a 2016. Tomado de la base de datos del IG. ....45

Figura 4. 2: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre enero 2013 y marzo 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa los meses desde enero 2013 a marzo 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados en el periodo enero 2013 a marzo 2015. Tomado de la base de datos del IG. ....46

Figura 4. 3: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi durante 2013. Las barras de color verde representan a los eventos LP, el color celeste a los HB, el color amarillo a los TR, el color rojo a los VT. El eje x representa los meses de 2013, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados en el año 2013. Tomado de la base de datos del IG. ....47

Figura 4. 4: Número de eventos registrados en el volcán Cotopaxi durante 2013. El eje x representa los meses del año 2013 y el eje y el conteo de sismos. Tomado de la base de datos del IG. ....47

Figura 4. 5: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi durante 2014. Las barras de color verde representan a los eventos LP, el color celeste a los HB, el color amarillo a los TR, el color rojo a los VT. El eje x representa los meses de 2014, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados en el año 2014. Tomado de la base de datos del IG. ....48

Figura 4. 6: Número de eventos registrados en el volcán Cotopaxi durante 2014. Tomado de Instituto Geofísico (Informe mensual volcán Cotopaxi, diciembre-2014). ....49

Figura 4. 7: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre enero y marzo 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT. El eje x representa los meses de enero a marzo de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados en el periodo enero a marzo de 2015. Tomado de la base de datos del IG. ...49

Figura 4. 8: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre abril y mayo 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT y el color rosa a los VLP. El eje x representa los meses de abril y mayo de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados durante los meses de mayo y abril de 2015. Tomado de la base de datos del IG. ....50

Figura 4. 9: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre junio y 13 de agosto 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo de junio y 13 de agosto de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre junio y 13 de agosto de 2015. Tomado de la base de datos del IG. ....52

Figura 4. 10: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre 14 de agosto y 09 de septiembre de 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo de 14 de agosto y 09 de septiembre de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre 14 de agosto y 09 de septiembre de 2015. Tomado de la base de datos del IG. ....53

Figura 4. 11: Eventos registrados en las estaciones sísmicas del volcán Cotopaxi entre 10 septiembre de 2015 y 20 de mayo de 2016. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 10 de septiembre de 2015 al 20 de mayo de 2016, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 10 de septiembre de 2015 al y 20 de mayo de 2016. Tomado de la base de datos del IG.....54

Figura 4. 12: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre 10 de septiembre y 07 de octubre de 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 10 de septiembre de 2015 al 07 de octubre de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 10 de septiembre de 2015 al y 07 de octubre de 2015. Tomado de la base de datos del IG. ....55

Figura 4. 13: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre el 08 y 27 de octubre de 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 08 de octubre de 2015 al 27 de octubre de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 08 de octubre de 2015 al 27 de octubre de 2015. Tomado de la base de datos del IG. ....56

Figura 4. 14: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre el 28 de octubre de 2015 y el 28 de marzo de 2016. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 28 de octubre de 2015 al 28 de marzo de 2016, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 28 de octubre de 2015 al 28 de marzo de 2016. Tomado de la base de datos del IG. ....58

Figura 4. 15: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre el 29 de marzo y el 19 de mayo de 2016. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 29 de marzo al 19 de mayo de 2016, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 29 de marzo al 19 de mayo de 2016. Tomado de la base de datos del IG.....59

Figura 4. 16: Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre el 21 de mayo y el 31 de diciembre de 2016. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 21 de mayo al 12 de diciembre



de 2016, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 29 de marzo al 19 de mayo de 2021 de mayo al 12 de diciembre de 2016. Tomado de la base de datos del IG. ....60

Figura 5. 1: Histograma de número absoluto de eventos de acuerdo a su magnitud. Se observan dos flechas: una roja y otra verde, indicando el valor de  $m_0$  calculado mediante los métodos de MAXC y GFT. También se observa un quiebre importante en la gráfica, en el punto 1.2. ....61

Figura 5. 2: Distribución frecuencia-magnitud para todo el conjunto de datos (1475 sismos VT), la línea naranja representa el mejor ajuste mediante mínimos cuadrados, siendo  $m_0 = 1.2$ . El eje x representa los intervalos de magnitud con un ancho de clase de 0.1, el eje y representa el logaritmo en base 10 del número acumulado de eventos de acuerdo a su magnitud. ....63

Figura 5. 3: Distribución frecuencia-magnitud para todo el conjunto de datos (1475 sismos VT), la línea naranja representa el mejor ajuste mediante mínimos cuadrados, siendo  $m_0 = 1.1$ . El eje x representa los intervalos de magnitud con un ancho de clase de 0.1, el eje y representa el logaritmo en base 10 del número acumulado de eventos de acuerdo a su magnitud. ....63

Figura 5. 4: Mapeo del valor b mediante una grilla de 0.1 km x 0.1 km de espaciamiento y con radios de 2 km. El triángulo rojo indica la posición del cráter (UTM: X=785304,77 Y=9924289,82), en tanto que la barra de colores indica los diferentes rangos del valor b estimados mediante MV. Los puntos naranjas representan los hipocentros proyectados en la superficie. Las estrellas de color violeta muestran los puntos en donde se centran las circunferencias que contienen a los datos para realizar una DFM, como se verá más adelante. La topografía fue tomada del portal del Instituto Geográfico Militar, el intervalo de cada curva es de 40 m. ....65

Figura 5. 5: Valor b en la región norte del volcán, con una estimación mediante MV de  $1.09 \pm 0.095$  y  $1.13 \pm 0.03$  mediante MC. El centro de la circunferencia se localiza a 1.01 km en dirección norte del cráter. Se observa que, en la estimación, todos los sismos se localizan hacia el norte donde se pintan los valores menores o iguales a 1.3. ....68

Figura 5. 6: Valor b en la región sur-occidental del volcán, con una estimación mediante MV de  $1.4 \pm 0.13$  y  $1.45 \pm 0.02$  mediante MC. El centro de la circunferencia se localiza a 3.11 km en dirección sur-oeste del cráter. Se observa que, en la estimación, casi en su totalidad, los sismos se localizan hacia el este donde se pinta la anomalía de 1.4 y de 1.3. ....69

Figura 5. 7: Valor b en la región occidental del volcán, con una estimación mediante MV de  $1.68 \pm 0.13$  y  $2.06 \pm 0.05$  mediante MC. El centro de la circunferencia se localiza a 2.74 km en dirección oeste del cráter. Se observa que, en la estimación, casi en su totalidad, los sismos se localizan hacia el este donde se pintan las anomalías altas. ....70

Figura 5. 8: Representación espacial de los perfiles empleados para el cálculo del valor b. Los perfiles están representados por los segmentos de recta de color verde AB (representado con dos estrellas café en los extremos), CD (representado con dos estrellas rojas en los extremos), EF (representado con dos estrellas rosas en los extremos), GH (representado con dos estrellas azules en los extremos). Se observa que ciertos sismos se alinean en forma recta tanto horizontal como verticalmente, esto es ocasionado por el redondeo al momento de expresar las coordenadas de su ubicación. ....72

Figura 5. 9: Perfiles del valor b, reflejando su variación en función de la profundidad, se observa que los valores son similares a los que se determinaron mediante ventanas de 100 eventos, en donde en ambos casos b toma valores entre 0.8 y 1.8. El triángulo rojo representa el cráter del volcán. ....73

Figura 5. 10: Variación temporal del valor b (línea azul), desviación estándar  $+\sigma$  (línea naranja) y desviación estándar  $-\sigma$  (línea gris). El eje x indica las ventanas de tiempo en las cuales se fueron agrupando los sismos en un número de 100 eventos por cada ventana, el eje y representa el valor b para cada ventana de tiempo. ....76

Figura 5. 11: Variación temporal del valor b (línea azul), desviación estándar  $+\sigma$  (línea naranja) y desviación estándar  $-\sigma$  (línea gris). El eje x indica las ventanas de profundidad en las cuales se fueron agrupando los sismos en un número de 100 eventos por cada ventana, el eje y representa el valor b para cada ventana de profundidad, las misma que fue establecida promediando los valores de profundidad para cada ventana.....78

Figura 5. 12: Distribución frecuencia-magnitud para el período 01/01/2015-13/08/015, calculando el valor b mediante MC, usando como  $m_0=1.2$ . La regresión lineal muestra un valor de  $R^2$  de 0.9643. La magnitud máxima encontrada fue 2.6. ....79

Figura 5. 13: Distribución frecuencia-magnitud para el período 13/08/2015-31/12/015, calculando el valor b mediante MC, usando como  $m_0=1.2$ . La regresión lineal muestra un valor de  $R^2$  de 0.9873. La magnitud máxima encontrada fue 3.2. ....80

Figura 5. 14: Distribución frecuencia-magnitud para el período 01/01/2016-12/12/016, calculando el valor b mediante MC, usando como  $m_0=1.2$ . La regresión lineal muestra un valor de  $R^2$  de 0.9665. La magnitud máxima encontrada fue 2.8. ....81

Figura 5. 15: Distribución frecuencia-magnitud para el período 01/01/2016-12/12/016, calculando el valor b mediante MC, usando como  $m_0=1.2$ . La regresión lineal muestra un valor de  $R^2$  de 0.9801. La magnitud máxima encontrada fue 3.0. ....83

Figura 5. 16: Distribución frecuencia-magnitud para el período 01/01/2016-12/12/016, calculando el valor b mediante MC, usando como  $m_0=1.2$ . La regresión lineal muestra un valor de  $R^2$  de 0.9393. La magnitud máxima encontrada fue 3.2. ....84

Figura 6. 1: Imagen que representa las fallas tectónicas (color rojo) reconocidas por Fiorini & Tibaldi (2012). Se observan dos segmentos, uno ubicado al sur-oeste y el otro al nor-oeste del volcán. La falla ubicada al nor-oeste es inversa con una componente dextral. Tomado de Fiorini & Tibaldi (2012). ....86

Figura 6. 2: Ubicación de un reservorio magmático pequeño en el sur-oeste del volcán Cotopaxi. Se observa que los fluidos migran desde el sur-oeste hacia el nor-este mediante un sistema de fallas, los cuales provocan la sismicidad en el flanco nor-este. Tomado de Hickey et al. (2015). ....87

## Índice de Tablas

Tabla 2. 1: Métodos usados para estimar la $m_0$ , indicando sus ventajas y desventajas. Modificado de Mignan & Woessner (2012). .....	23
Tabla 3. 1: Estaciones de monitoreo sísmico localizadas en el volcán Cotopaxi. Tomado de la base de datos del IG. ....	28
Tabla 5. 1: Cálculo de la $m_0$ mediante los métodos MAXC (máxima curvatura) y GFT (bondad de ajuste) y del valor b mediante MV y MC. ....	62
Tabla 5. 2: Resultados del valor b en los períodos pre-eruptivo, eruptivo y post-eruptivo. ....	82
Tabla 5. 3: Resultados del valor b en los contornos de 4 km y 8 km. ....	84

## Lista de acrónimos y abreviaturas

DFM: Distribución frecuencia-magnitud

E: Este

EXP: Explosión volcánica

GFT: Método de bondad de ajuste

HB: Sismo híbrido

IG: Instituto Geofísico EPN

ka: mil años

Ley G-R: Ley Gutenberg-Richter

LP: Sismo de largo periodo

m: Magnitud

Ma: Millones de años

MAXC: Método de máxima curvatura

MBS: Método de estabilidad del valor b

MC: Método de mínimos cuadrados

mco: Magnitud mínima

ml: Magnitud local

mlv: Magnitud local vertical

mmáx: Magnitud máxima esperada

mo: Magnitud de homogeneidad

msnm: metros sobre el nivel del mar

MV: Método de máxima verosimilitud

N: Norte

R<sup>2</sup>: Factor de correlación de una regresión lineal

RMS: Root mean square

S: Sur

TR: Tremor volcánico

VEI: Índice de explosividad volcánica

VLP: Sismo de muy largo periodo

VT: Sismo volcano tectónico

VT-A: Sismo volcano tectónico tipo A

VT-B: Sismo volcano tectónico tipo B

W: Oeste

$\sigma$ : Desviación estándar

## RESUMEN

En el presente trabajo se estudió la evolución en espacio y tiempo del valor  $b$  en el volcán Cotopaxi. Este parámetro es una constante de la Relación Gutenberg-Richter que comúnmente es usado en estudios de peligro sísmico, pero desde hace varias décadas ha sido aplicado a los volcanes. Para esto se empleó un catálogo sísmico con 1475 terremotos volcano tectónicos (VT), registrados desde 2013 hasta 2016, con localizaciones hipocentrales muy confiables ( $RMS \leq 0.3$  segundos) y con magnitudes que oscilan entre 0.3 y 3.2. Se estableció una magnitud de homogeneidad ( $m_0$ ) de 1.2 para todo el conjunto de datos, estimada mediante dos métodos diferentes e independientes. Para realizar la variación espacial, temporal y en profundidad del valor  $b$  se tomaron los sismos con magnitud mayor o igual que la  $m_0$  (652 eventos).

El valor  $b$  se calculó mediante los métodos de mínimos cuadrados y máxima verosimilitud, que, a pesar de ser métodos independientes, presentaron valores similares, buenos ajustes en la regresión lineal y bajos valores de desviación estándar.

Se determinó que el valor  $b$ , en el volcán Cotopaxi no es único, varía en espacio, tiempo y profundidad, y toma valores entre 0.8 y 2.0. Espacialmente, los valores más altos de  $b$  (1.3-2.0) se encuentran en el flanco occidental del volcán (fuera del edificio volcánico) y posiblemente estén relacionados con la acción de un sistema de fallas o con la actividad hidrotermal, representando una zona de intrusiones ocasionadas por el transporte de magma, a través de un medio discontinuo desde un pequeño reservorio magmático ubicado al sur-oeste del volcán. Los valores de 1.4 al sur-oeste y nor-este del volcán son ocasionados por este reservorio y por la migración de fluidos mediante un sistema de fallas. En la zona del cráter, al sur y este del volcán,  $b$  tiene valores bajos entre 1.0-1.2 y corresponden al edificio consolidado. Temporalmente,  $b$  tiene cuatro comportamientos, al inicio del ciclo (14/02/2013-09/06/2014) toma valores de hasta 1.6, días previos a la erupción del 14 de agosto de 2015 disminuye (0.9-1.0), durante la erupción (14/08/2015-20/05/2016) toma los valores más altos (1.9) y después de la erupción (21/05/2016) disminuye y permanece constante (1.2). En profundidad  $b$  tiene valores altos (1.5-1.9) entre los 3-6 km, a partir de esta profundidad  $b$  disminuye y se mantiene constante (0.8).

**Palabras clave:** Valor  $b$ , Ley Gutenberg-Richter, volcano-sismología, geología, volcán Cotopaxi.

## ABSTRACT

The evolution in space and time of b value at Cotopaxi volcano was carried out in the present study. The b value is a parameter of the Gutenberg-Richter Law that commonly is used in seismic hazard evaluation, but in the last decades has been implemented on volcanos. For this purpose, a seismic catalog was used with 1475 volcano tectonic earthquakes (VT), registered from 2013 to 2016, with very reliable hypocentral locations ( $RMS \leq 0.3$  seconds) and magnitudes ranging from 0.3 to 3.2. A magnitude of homogeneity ( $m_0$ ) of 1.2 was established for the entire data set, estimated by two different and independent methods. To perform the spatial, temporal and depth variation of the value b, 652 earthquakes with magnitude larger or equal to  $m_0$  were considerate.

The b value was calculated using least squares and maximum likelihood methods, which presented similar values, good adjustments in linear regression and low standard deviation values.

It was determined that the value b in the Cotopaxi volcano is not unique, varies in space, time and depth, and takes values between 0.8 and 2.0. Spatially, the highest values of b (1.3-2.0) are on the western flank of the volcano (outside the volcanic building) and possibly related to the action of a fault system or hydrothermal activity, representing a zone of intrusions caused by the transport of magma, through a discontinuous medium from a small magmatic reservoir located to the south-west of the volcano. The values of 1.4 located to the south-west and north-east of the volcano are caused by this reservoir and by the migration of fluids through a fault system. In the area of the crater, to the south and east of the volcano, b has low values, between 1.0-1.2 and corresponds to the consolidated substratum. Temporally, b has four behaviors, at the beginning (14/02/2013-09/06/2014) it takes values up to 1.6, days and before the eruption of August 14, 2015, it decreases to the range 0.9-1.0; during the eruption (14/08/2015-20/05/2016) takes the highest values (1.9) and after eruption (21/05/2016) decreases and remains constant (1.2). In depth, b has high values (1.5-1.9) between 3-6 km, and at larger depths b decreases and remains constant (0.8).

**Keywords:** b value, Gutenberg-Richter Law, volcano-seismology, geology, Cotopaxi volcano.



# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 Antecedentes y alcance

Ecuador es un país sujeto a una evolución geológica compleja, afectado por la convergencia de placas tectónicas, cuya interacción, ha dado origen al volcanismo y a la sismicidad.

De acuerdo con Pennington (1981), el sistema de subducción actual tuvo origen hace 27 Ma, cuando la placa Farallón se separó en las actuales Cocos y Nazca.

Tanto la sismicidad como el volcanismo se encuentran segmentados a lo largo de la cordillera de los Andes. En Ecuador, la placa oceánica se subduce hacia el este con un moderado buzamiento, generando alta sismicidad y volcanismo. Este último, puede observarse al norte de 2° sur (Gutscher et al., 1999), en tanto que al sur no existe, debido a que la placa oceánica se subduce con un ángulo pequeño ~15° (Barragán et al., 1998).

En Ecuador se han reconocido 84 volcanes cuaternarios, muchos de ellos activos (Bernard & Andrade, 2000) y con procesos eruptivos históricos (Hall, 1977); tal es el caso del Volcán Cotopaxi, ubicado al norte de la provincia del mismo nombre.

El Cotopaxi, un estrato volcán cónico con una altura de 5897 msnm., se asienta sobre la Cordillera Real, tiene como rasgos importantes: un diámetro de 22 Km., flancos con pendiente fuerte, un cono casi simétrico construido de lava y tefra y un cráter con 800 m. de ancho y 334 m. de profundidad carente de hielo y nieve (Barberi et al., 1995).

Su cobertura de hielo al combinarse con flujos piroclásticos, en numerosas ocasiones ha generado lahares que arrasaron con todo lo que encontraron a su paso, constituyendo el principal peligro en la actualidad, para la población ubicada en los alrededores de las principales redes de drenaje del volcán (Mothes et al., 1998).

Al ser un volcán activo, en su interior ocurren interacciones entre fluidos, gases, magma, roca y agua subterránea provocando perturbaciones que guardan características similares a los sismos tectónicos, por lo tanto, se puede cuantificar el tamaño de estos sismos, en especial de los volcano tectónicos (VT) que están relacionados a fracturas produciendo sistemas de doble cupla.

Se ha observado que las magnitudes de los sismos volcánicos pueden ajustarse a una distribución logarítmica, similar a los tectónicos, siendo su pendiente el valor  $b$ .

A nivel mundial, los primeros trabajos acerca del valor  $b$  fueron exclusivos para terremotos tectónicos y para grandes fallas (Falla de San Andrés), sin embargo, con el avance del conocimiento, este parámetro se ha podido aplicar a volcanes, en diferentes partes del mundo (Kilohuea: Wyss et al., 2001; St. Helens: Wiemer & McNutt, 1997; Pinatubo: Sánchez et al., 2004; Etna: Murru et al., 2005, entre otros).

El presente trabajo pretende analizar la variación espacial y temporal de un parámetro sísmico conocido como valor  $b$ , el cual indica el grado de fracturación y de debilidades de la corteza, así como el estado de esfuerzos de una región y principalmente la relación entre la cantidad de eventos de magnitud grande y pequeña.

El estudio enmarca la zona del Volcán Cotopaxi, comprende todo el edificio volcánico, entre las coordenadas:  $-0.45$  S a  $-0.9$  S y  $-78.2$  W a  $-78.65$  W. Los datos fueron recopilados de las estaciones de monitoreo sísmico del volcán, desde enero 2013 hasta diciembre 2016, usando eventos volcano tectónicos (VT), agrupados en un catálogo sísmico.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo General**

- ❖ Determinar la evolución espacial y temporal del parámetro  $b$ , mediante su mapeo espacial y la construcción de ventanas de tiempo.

### **1.2.2 Objetivos Específicos**

- ❖ Identificar zonas con alto grado de fracturamiento y con alta concentración de la sismicidad.
- ❖ Confección de un catálogo sísmico.
- ❖ Determinar posibles reservorios magmáticos/intrusiones dentro del volcán, de acuerdo a la existencia de valores altos de  $b$ .
- ❖ Analizar el comportamiento y la relación del parámetro  $b$  con la tasa de sismicidad o con la cantidad de emisiones de gases, antes, durante y después de la erupción del 14 de agosto del 2015
- ❖ Determinar la variación en profundidad del valor  $b$  en el volcán.

### **1.2.3 Hipótesis**

- ❖ En base a los datos recolectados y al método aplicado se determinará si la actividad eruptiva previa a la erupción de agosto 2015 a noviembre 2015 estuvo asociada a un incremento en el parámetro  $b$ .

## **2. MARCO TEÓRICO**

### **2.1 Historia geológica del Volcán Cotopaxi**

La evolución del volcán Cotopaxi consiste de tres fases, siendo éstas, en orden cronológico: Cotopaxi I, Cotopaxi II A y Cotopaxi II B, durante las cuales ha experimentado magmatismo bimodal riolítico y andesítico (Hall & Mothes, 2007).

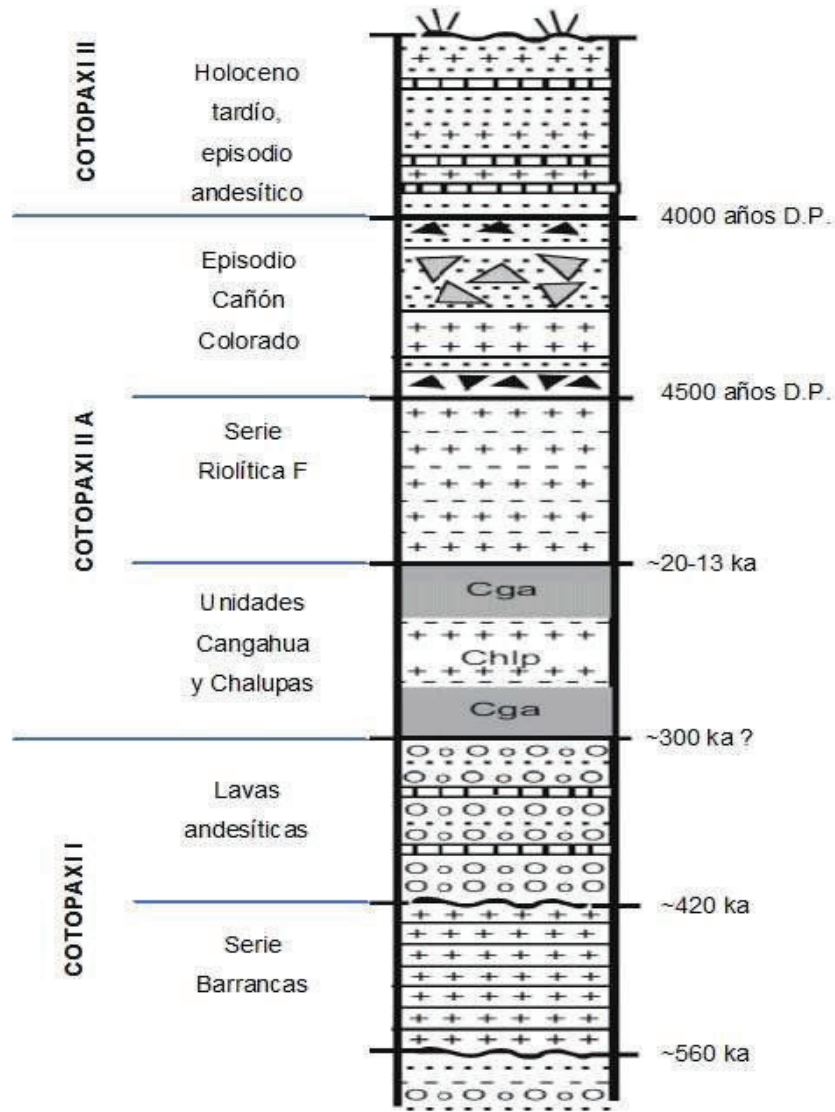
La etapa de Cotopaxi I se desarrolló hace 0.5 Ma y se caracterizó por su composición riolítica (Barberi et al., 1995), reflejándose en el depósito conocido como Series Barrancas, localizado hacia el flanco sur-sur-occidental del volcán; este período finalizó hace aproximadamente 20-13 ka, marcado por un cambio en el magmatismo a andesítico (Hall & Mothes, 2007).

El período Cotopaxi II A tuvo lugar entre los 20-13 ka y los 4000 años antes del presente; se caracterizó por el evento riolítico Cañón Colorado, posteriormente, el flanco nor-este del volcán colapsó, posiblemente a causa de la desestabilización ocasionada por las erupciones (Hall & Mothes, 2007), desencadenando un fenómeno de importantes dimensiones conocido como Lahar del Valle de los Chillos (Mothes et al., 1998).

Finalmente, la tercera etapa, Cotopaxi II B, inició hace 4000 años antes del presente, con el fin del episodio Cañón Colorado, la composición del magma cambió a andesítica, la cual se mantiene hasta el presente (Hall & Mothes, 2007).

La actividad eruptiva en épocas históricas ha sido conocida en base a recopilaciones históricas (Hall, 1977; Barberi et al., 1995). Además, se han reconocido depósitos de las erupciones que ocurrieron en 1534, 1742, 1744, 1766, 1768, 1803, 1853, 1877 y 1880 (Pistolesi et al., 2011). Aunque hay otros 8 episodios con referencias históricas, pero sin evidencias geológicas, que incluyen a los recientes 1903-1904, 1906, 1912 y 1942 (Pistolesi et al., 2011).

A continuación, se presenta la Figura 2.1 que resume la historia geológica del volcán.



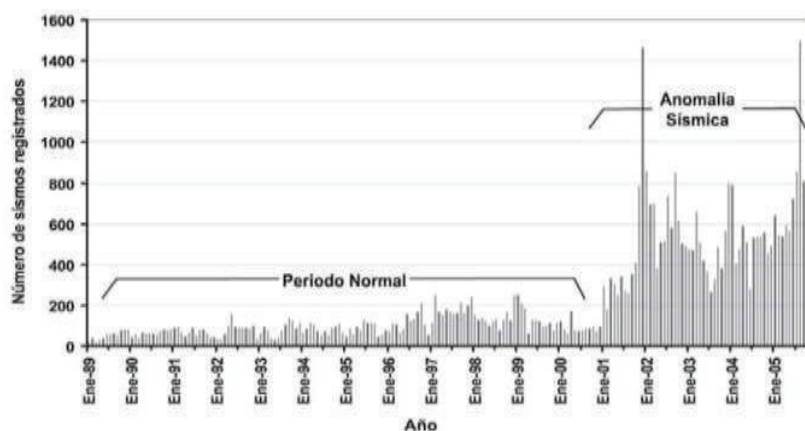
**Figura 2. 1:** Columna estratigráfica que resume la historia geológica del volcán Cotopaxi. Modificado de Hall & Mothes (2007).

## 2.2 Actividad reciente

En los últimos 26 años, el volcán ha presentado dos períodos de crisis sísmicas, la primera a finales del 2001 hasta 2002 y la segunda, la más reciente, en el 2015.

Durante la década de los 90, el volcán estuvo afectado por una actividad sísmica baja, en donde solamente se registraron eventos de largo período y volcano-tectónicos, con un máximo de 6 sismos por día; a finales del año 2001, experimentó una actividad anómala, mostrando un considerable aumento en el número de eventos (Figura 2.2) y en la aparición

de señales no registradas durante el período de calma; a pesar de esto no se produjo una erupción (Troncoso, 2005).



**Figura 2. 2:** Tasa de sismicidad ocurrida en volcán Cotopaxi desde 1989 hasta 2005. Se observa que el período normal se localiza entre 1989 y finales del 2000, en tanto que el período anómalo se extiende desde enero del 2001 hasta enero del 2005. Tomado de Andrade et al. (2005).

En el año 2015, a partir del mes de abril, se observó una importante variación tanto en la sismicidad del volcán como en la emisión de gases. Los episodios tremor aumentaron considerablemente y disminuyeron los sismos de largo período, indicando movimiento de fluidos en el interior del volcán; los sismos volcano tectónicos fueron escasos con un promedio de 1 o 2 por día; eventualmente se reportaba olor a azufre y emisiones de vapor y SO<sub>2</sub> que esporádicamente eran considerables, superando las 4640 ton/día.

El 14 de agosto de 2015 ocurrió una erupción pequeña, asociada a una explosión hidromagmática (Gaunt et al., 2016), la actividad eruptiva persistió hasta finales de 2015 y comienzos de 2016, generando pequeñas explosiones internas, lahares secundarios y emisiones de ceniza.

Durante el 2016, la actividad sísmica ha ido disminuyendo y de acuerdo al monitoreo del Instituto Geofísico (IG), la actividad actual del volcán es baja, con ligeras emisiones de gases.

### 2.3 Volcano-Sismología

Los estudios sísmicos en regiones volcánicas son una herramienta muy importante al momento de conocer el estado de su actividad y los procesos que ocurren en su interior (Kawakatsu & Yamamoto, 2007). Tales procesos internos se manifiestan como señales

sísmicas, las cuales se registran en estaciones de monitoreo (Minakami, 1960). La amplia variedad de señales y formas de onda de los eventos indican diversas geometrías y mecanismos para las fuentes donde se originan (Kawakatsu & Yamamoto, 2007), diferenciándose de aquellas que se observan en los terremotos tectónicos clásicos (Wassermann, 2012).

McNutt, S.R. (1996) indica que los eventos volcánicos se pueden diferenciar de los tectónicos, para esto considera que los primeros se presentan en forma de enjambres, tienen una magnitud pequeña, generalmente menor a 5, presentan similares formas de onda, altos valores de  $b$ , aumentan en número antes de una erupción y sus focos se localizan bajo o cerca del lugar de una erupción.

Los primeros estudios de Minakami (1960), en el volcán Usu, del norte de Japón, arrojaron una primera clasificación para las señales sísmicas registradas en las estaciones de monitoreo, siendo usada hasta la actualidad, sin embargo, con el pasar de los años se han propuesto otras clasificaciones como la de McNutt S.R. (1996) y la más reciente Wassermann (2012) con ligeras variaciones que las anteriores.

La clasificación de terremotos volcánicos se sustenta en la forma de onda de la señal, en su espectro de frecuencia y en el mecanismo de su origen; a pesar de que se han realizado varios estudios y experimentos en laboratorios, el mecanismo de la fuente de las señales aún presenta cierta incertidumbre (Wassermann, 2012).

A continuación, se describen las señales observadas en el volcán Cotopaxi.

### **2.3.1 Eventos volcano-tectónicos**

#### **2.3.1.1 Eventos volcano-tectónicos tipo A**

Se caracterizan por un arribo impulsivo<sup>1</sup> de la onda P, además se puede reconocer el pulso de la onda S en el sismograma, su espectro tiene frecuencias mayores a 5 Hz (Figura 2.3), por lo general sus magnitudes son menores a 4 y sus profundidades van más allá de los 2

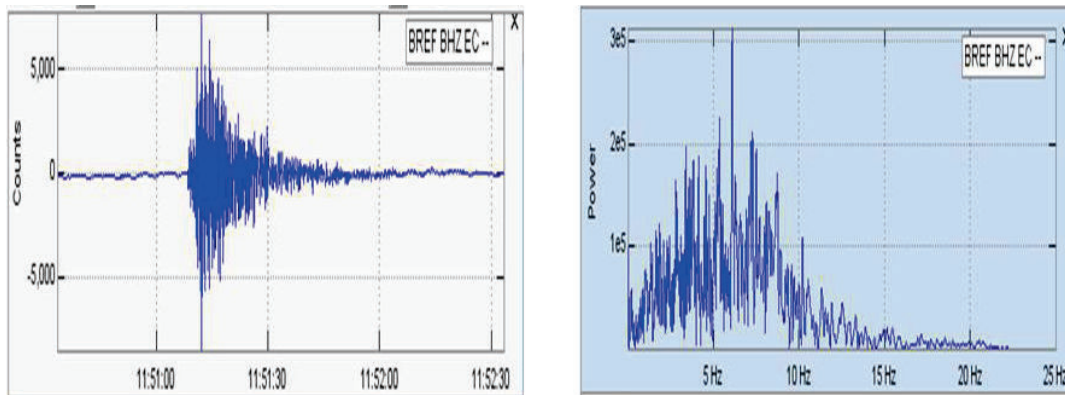
---

<sup>1</sup> Un arribo es impulsivo cuando el inicio de una señal sísmica es claro y distinguible del ruido de fondo

Km, pudiendo alcanzar la base del edificio volcánico (Ibañez & Carmona, sf; Kawakatsu & Yamamoto, 2007; McNutt S.R., 1996; Minakami, 1960; Minakami, 1974a; Zobin V., 2012). Se cree que sus altas frecuencias y sus arribos claros son ocasionados por una débil atenuación a causa de un corto viaje de las ondas a través de un medio con alta reverberación (*scatering*<sup>2</sup>) (Wassermann, 2012).

### 2.3.1.2 Eventos volcano-tectónicos tipo B

Presentan un arribo más emergente de la onda P en comparación con los VT-A y en muchos casos la onda S es casi indistinguible, sus frecuencias son bajas, varían entre 1 y 5 Hz, sus hipocentros se localizan a profundidades someras, entre 1 y 2 km. (Minakami, 1960; Minakami, 1974a; Wassermann, 2012). Al parecer su arribo y su frecuencia son ocasionados por la poca profundidad de sus focos, debido a un alto *scatering* en la propagación de las ondas (Wassermann, 2012).



**Figura 2. 3:** Señal sísmica de un terremoto volcano tectónico (VT) registrado en la estación BREF el 13/01/2017 a las 11:51. En la parte derecha se observa el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG.

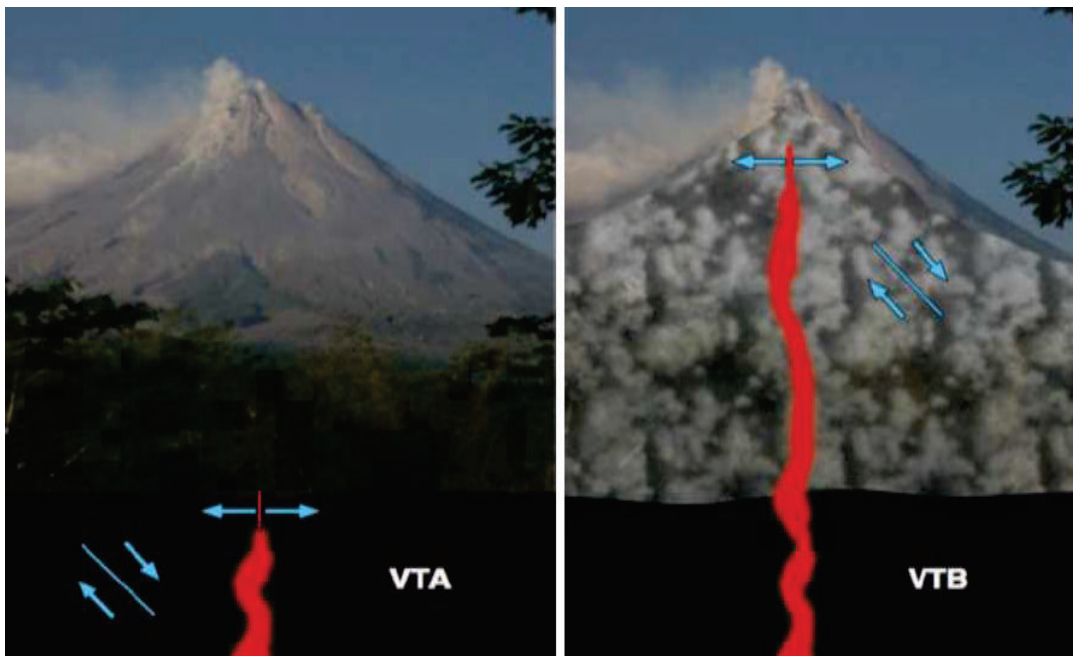
Los eventos VT (sean A o B) como se indica en la Figura 2.4, presentan un mecanismo de origen asociado al fracturamiento cizallante y/o tensional producido por el transporte del magma en conductos, diques y otras estructuras (Wassermann, 2012; Zobin V., 2012); se asume que, durante el ascenso del magma, éste actúa como una fuente adicional de esfuerzo, produciendo una reactivación en fallas existentes mientras que otra posibilidad

<sup>2</sup> Es la alteración en la dirección de movimiento una onda debido a la colisión con otra, representando el cambio en sus propiedades.



es el fracturamiento tensional cuando el magma se emplaza en el conducto (Wassermann, 2012).

Su aparición característica es en forma de enjambres (Ibañez & Carmona, sf; Minakami, 1974a; Zobin V., 2012), pudiendo manifestarse antes, durante o después de una erupción (McNutt S.R., 2005), sin embargo, ya que los eventos VT se asocian al ascenso del magma, en muchas ocasiones es difícil diferenciar si se trata de una etapa eruptiva o de un proceso intrusivo (Wassermann, 2012).



**Figura 2. 4:** Mecanismo de origen de los eventos VT-A (izquierda) y VT-B (derecha), indicando que su única diferencia es la profundidad a la que ocurren. Tomado de Wassermann (2012).

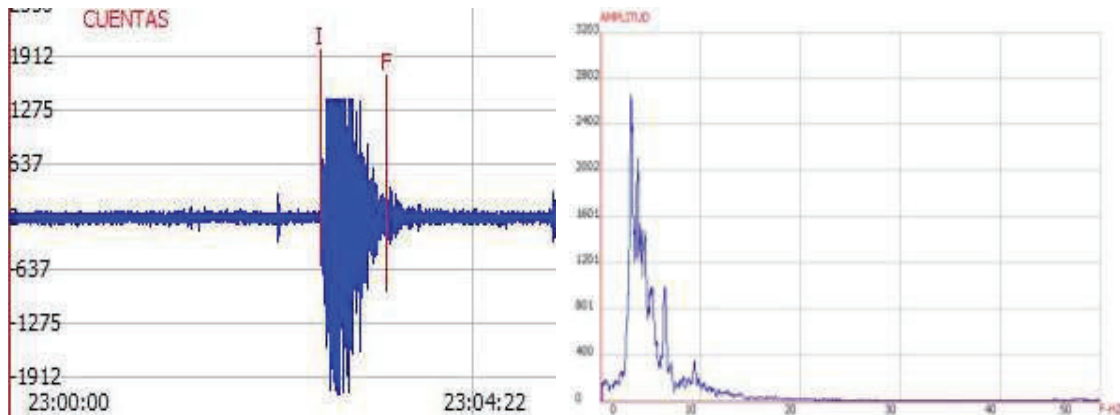
### 2.3.2 Eventos de largo período LP

Sus siglas en inglés significan long period. Generalmente presentan arribos emergentes<sup>3</sup> de la onda P, ocasionalmente pueden tener arribos algo impulsivos (Zobin V., 2012), no se distingue el inicio de la onda S, tienen una frecuencia entre 0.2 y 10 Hz (Figura 2.5), se sitúan a menos de 2 km de profundidad, en la parte más somera del edificio (Wassermann, 2012), pero también pueden ser más profundos, cercanos a los 30 km como en el volcán

---

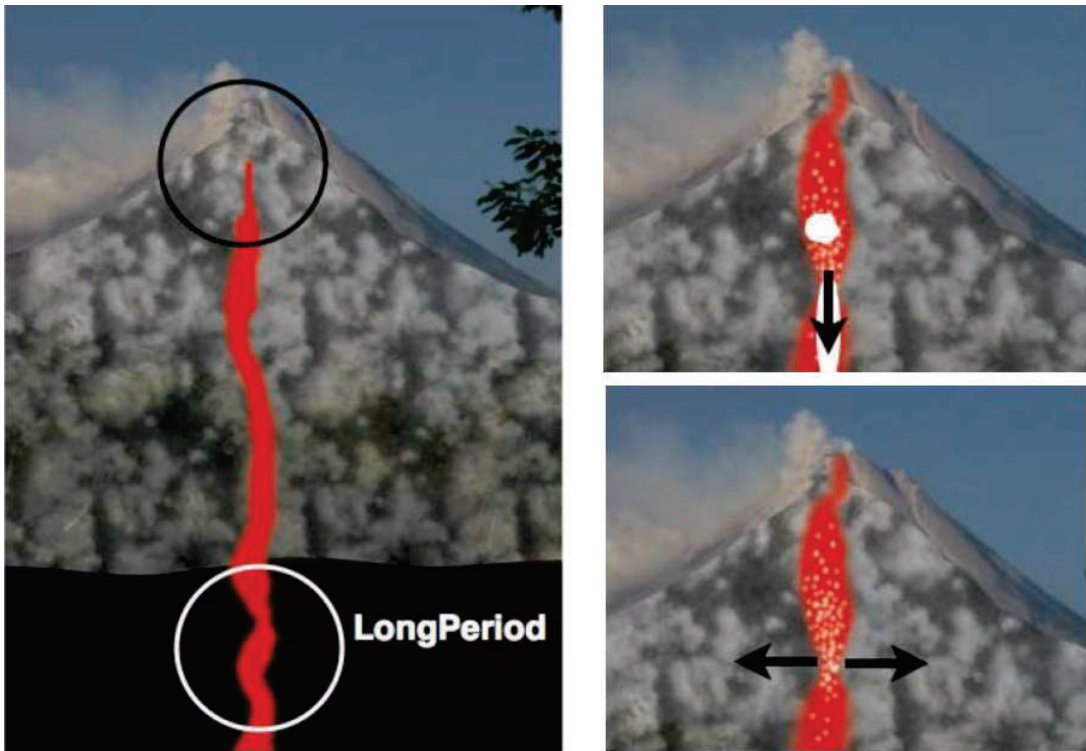
<sup>3</sup> Un arribo es emergente cuando su inicio es gradual y no se distingue con claridad el inicio de la señal

Pinatubo o entre 30 y 60 km en el volcán Kilahuea (Chouet, 1996a); debido a sus arribos emergentes, estos eventos se localizan con técnicas especiales (Ibañez & Carmona, sf; McNutt S.R., 2005; Wassermann, 2012), su forma de onda decae lentamente (Chouet, 2003) y sus codas son grandes (McNutt S.R., 2005).



**Figura 2. 5:** Señal sísmica de un terremoto LP registrado en la estación VC1 el 10/04/2015 a las 23:02. En la parte derecha se observa el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG.

El monitoreo de eventos LP y de variaciones de presión son importantes, ya que se los considera como indicativos tempranos de una posible erupción (Chouet, 1996a; Wassermann, 2012). A pesar de que se tiene información acerca de las características de los LP, su mecanismo de origen aún presenta algunas incertidumbres. Chouet (1996a) propone el modelo de una grieta controlada por fluidos, en la que los LP se generan por la resonancia de fracturas selladas en los extremos y rellenas con fluidos (magma o agua) con una cierta cantidad de gas disuelto, cuando se produce un cambio de presión durante el ascenso del magma (Figura 2.6).



**Figura 2. 6:** Mecanismo de origen de un evento LP. Para eventos generados en profundidad se acepta el modelo de una grieta resonante, mientras que para los que ocurren en partes someras, se admite el modelo de variación de presión ocasionada por el ascenso de burbujas de gas dentro de un fluido. Tomado de Wassermann (2012).

De acuerdo con Ruiz et al. (1998) la más alta concentración de energía de los sismos LP del Cotopaxi se observa entre las frecuencias 0.5 y 3.5 Hz, presentando codas monocromáticas con una duración de 30 segundos.

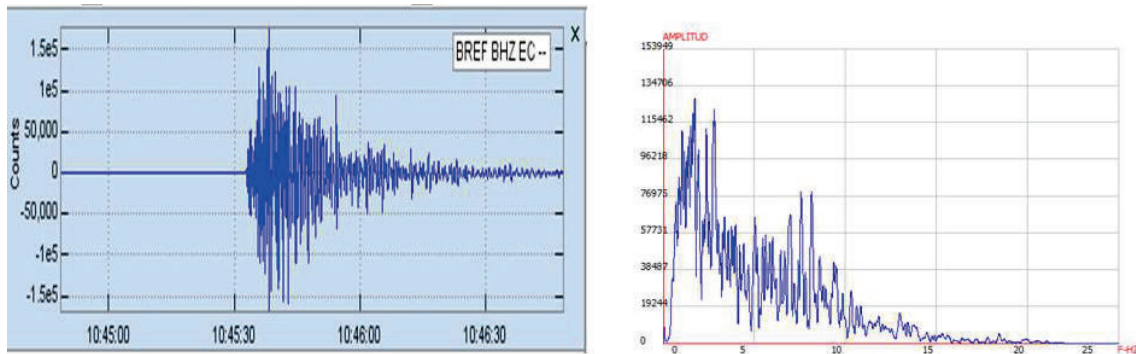
A pesar de que autores como Chouet (1996a), han catalogado a la actividad LP como una señal temprana para una eminente erupción, en el volcán Cotopaxi, estas señales son normales y solamente representan la interacción entre el magma y el agua subterránea; y por tal razón para ser un indicio de una posible erupción en este volcán se necesita de evidencias mucho más fuertes como un abrupto incremento en la sismicidad LP o un incremento en la energía liberada (Ruiz et al., 1998).

### 2.3.3 Evento Híbridos

Presentan rasgos tanto de VT como LP, podrían ser ocasionados por la mezcla de los mecanismos de los dos eventos (Wassermann, 2012). Como se observa en la Figura 2.7, estos eventos presentan un arribo con alta frecuencia (>10 Hz) (Zobin V., 2012), pudiendo

observarse los arribos de las ondas P y S, después se observa la llegada de su coda de baja frecuencia (Ibañez & Carmona, sf).

Aparecen ligados a eventos eruptivos inminentes (Ibañez & Carmona, sf) y podrían ser síntomas de crecimiento de domos de lava viscosa (Wassermann, 2012)



**Figura 2. 7:** Señal sísmica de un terremoto híbrido registrado en la estación BREF el 12/01/2017 a las 10:45. En la parte derecha se muestra el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG.

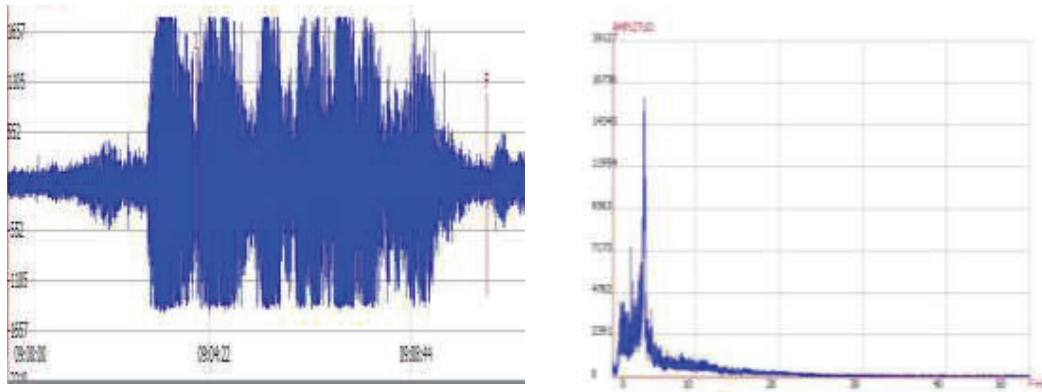
### 2.3.4 Tremor Volcánico

Su espectro, como lo indica la Figura 2.8, muestra una imagen con varios picos agudos con uno dominante (McNutt S.R., 2005; Wassermann, 2012), tienen bajas frecuencias, muy similares a los LP (Aki et al., 1977b; McNutt S.R., 2005).

Es una señal continua que puede durar minutos, horas e incluso días (McNutt S.R., 1996), son producidos por la desgasificación del conducto, existe una relación entre el material expulsado y las amplitudes, éstas son mayores cuando es ceniza, vapor o gas, son bajas cuando expulsa lava (Wassermann, 2012), debido a esto son muy importantes al momento de determinar el VEI<sup>4</sup> de una erupción mientras ésta se encuentra en progreso (McNutt S. R., 2005). Se cree que se originan por la acción de un resonador igual al de los LP solamente que en los tremores la excitación es prolongada en el tiempo (Chouet, 2003), debido a esto, se considera a los LP como una parte elemental de la actividad tremórica (Chouet, 1986).

---

<sup>4</sup> VEI: Índice de explosividad volcánica, es una escala que usan los vulcanólogos para cuantificar el tamaño de una erupción mediante el volumen de piroclastos expulsados.



**Figura 2. 8:** Señal sísmica de un tremor volcánico registrado en la estación BREF el 10/08/2015 a las 09:04. En la parte derecha se muestra el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG.

La causa de la presencia de picos en estos eventos posiblemente se deba a dos factores: 1) efecto de fuente y/o 2) efecto de la trayectoria (Wassermann, 2012). A pesar de que se tienen incertidumbres en el mecanismo de la fuente del tremor, muchos trabajos plantean un origen común a los LP.

Aki et al. (1977b), proponen el modelo de una fractura accionada por un fluido, ya que al realizar experimentos de hidrofracturamiento en rocas, observaron que presentaban similares señales que los tremores. Éste modelo considera a una fractura rellena con fluido, el cual está sometido a una misma presión hidrostática al igual que la roca circundante, la fractura se propagará si el factor de intensidad de esfuerzo es mayor a la intensidad de esfuerzo crítico, esto ocurre cuando aumenta la presión del fluido o cuando existe variación espacial en la resistencia del material.

Chouet (1986) propone un modelo de una fractura rellena por fluido en tres dimensiones (Figura 2.9), al aplicarse una presión transitoria en una de las paredes de la fractura, produce resonancia acústica de la grieta y una repetitiva resonancia por el flujo del fluido puede producir señales tremor.

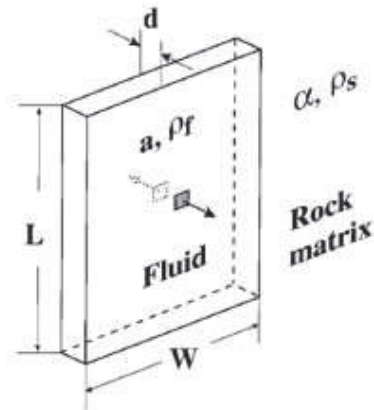


Figura 2. 9: Modelo de fractura rellena de fluido. Tomado de Chouet (2003).

### 2.3.5 Eventos de muy largo período (VLP)

Sus siglas en inglés significan *very long period*, en español, eventos de muy largo período, el cual oscila entre los 2-100 segundos (Figura 2.10). Se cree que se originan a causa de la ocurrencia e interacción de procesos fluidos dentro del conducto durante el flujo y desgasificación del magma; además se cree que la geometría del conducto influye en el origen de estas señales (James et al., 2006).

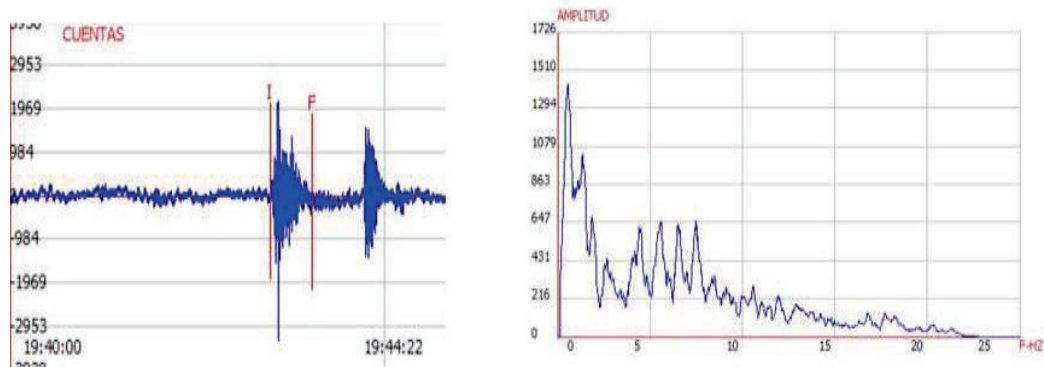


Figura 2. 10: Señal sísmica de un terremoto de muy largo período registrado en la estación BREF el 10/07/2016 a las 19:43. En la parte derecha se muestra el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG.

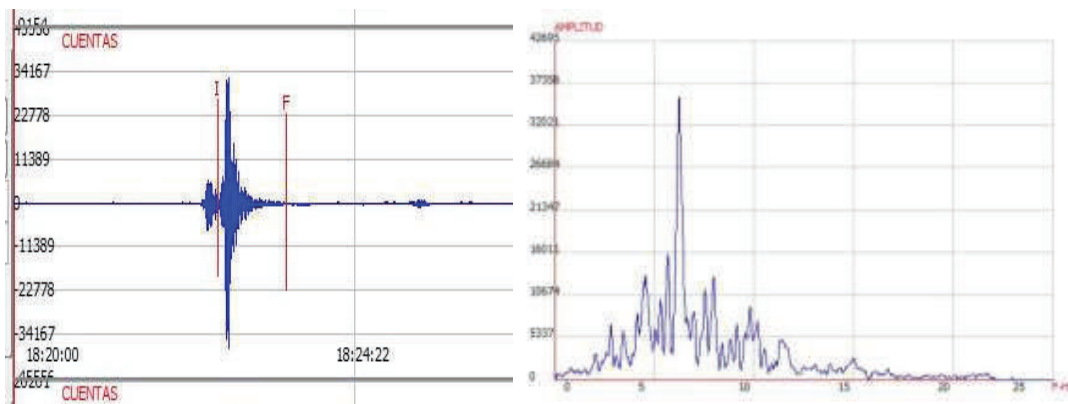
### 2.3.6 Explosiones

Estos eventos ocurren durante erupciones magmáticas, freáticas y/o freato-magmáticas, pudiendo ocurrir como un único evento o en secuencia y pueden acompañar a fases eruptivas como vulcanianas o estrombolianas. (Zobin V., 2012).

La Figura 2.11 muestra la forma de onda de una explosión pequeña, ocurrida en el volcán Cotopaxi.

Se observan cuando el volcán presenta una erupción explosiva estromboliana o aún mayor, sus formas de onda son muy similares a los LP (Minakami, 1960; McNutt S.R., 1996), son identificables ya que presentan una fase de aire debido al sonido de la explosión, la misma que viaja a una velocidad de 330 m/seg a 20°C (Wassermann, 2012).

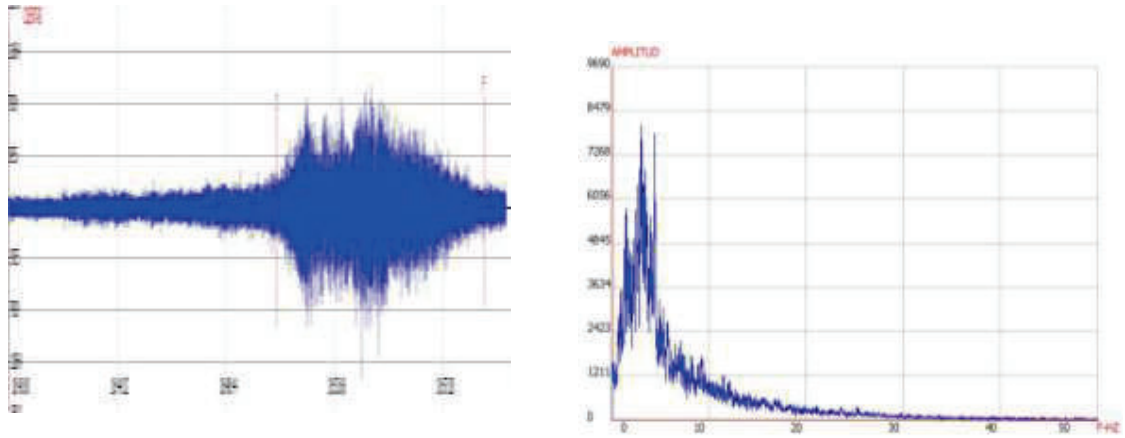
La magnitud de estos eventos se relaciona con la máxima amplitud de su onda y mantendría una relación proporcional con la energía cinética liberada (Minakami, 1974a).



**Figura 2. 11:** Señal sísmica de una explosión volcánica registrada en la estación BREF el 20/12/2016 a las 18:23. En la parte izquierda se muestra su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG.

### 2.3.7 Lahares

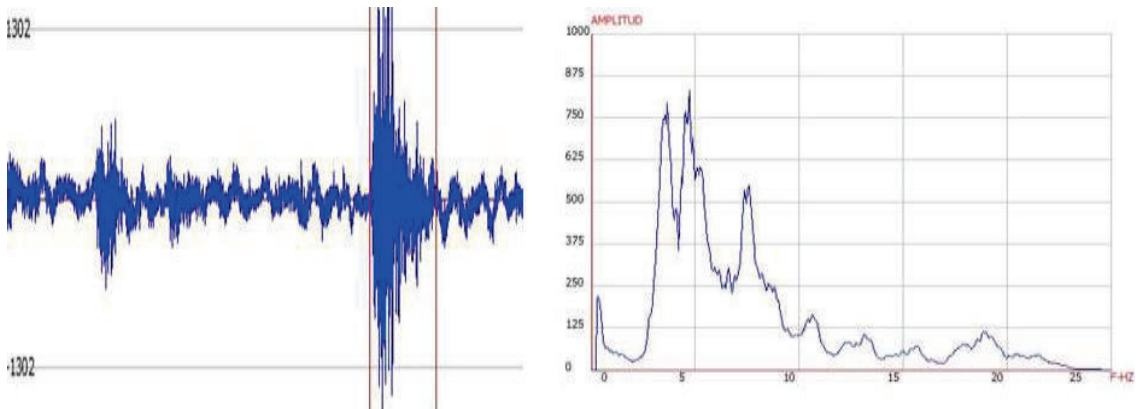
Su registro en el sismograma es característico (Figura 2.12), puede prolongarse durante minutos e incluso horas, las características de los primeros arribos son muy difíciles de distinguir debido a que el ruido opaca los impulsos iniciales de baja frecuencia (Zobin et al., 2009).



**Figura 2. 12:** Señal sísmica de un lahar registrado en la estación BREF el 15/10/2015 a las 18:45. En la parte derecha se muestra el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG.

### 2.3.8 Icequakes

Se producen por fracturamiento de las capas de hielo del glaciar que cubre la parte alta del volcán; en el estudio de Métaixian et al., (2003) se identifican tanto eventos de alta (>10 Hz) como de baja frecuencia (<5 Hz), éstos últimos muy similares a los LP (Figura 2.13). Los autores proponen como mecanismo de origen para los de alta frecuencia la aparición de fracturas en el glaciar, mientras que para los de baja frecuencia, un mecanismo de resonancia generado por vibraciones hidráulicas de un fluido, en este caso agua dentro de la fractura.



**Figura 2. 13:** Señal sísmica de un *icequake* registrado en la estación BREF el 21/05/2015 a las 08:41. En la parte derecha se muestra el espectro de su frecuencia y a la izquierda su forma de onda. Tomado de la base de datos del IG.



## 2.4 Marco conceptual del valor b

Debido a que el cálculo del valor b implica la intervención de magnitudes de sismos, es necesario introducir una técnica que permita medir sus tamaños; para esto, en 1935, Richter estableció una escala basada en el logaritmo de la máxima amplitud de las señales registradas en sismógrafos normalizados, basándose en un sismo patrón cuya magnitud sea cero cuando la distancia del epicentro a la estación sísmica sea de 100 km, dando como resultado una amplitud de 0.001 mm. Al ser una escala logarítmica, un incremento en una unidad de magnitud significa un incremento en diez veces la amplitud de las ondas del sismograma. Generalmente la magnitud se estima mediante un promedio de magnitudes determinadas en varias estaciones sísmicas.

### 2.4.1 Ley de Gutenberg-Richter

Gutenberg & Richter (1944) realizaron estudios estadísticos acerca de los terremotos que afectaron a California y comparando sus magnitudes, observaron que, en 1943, ocurrieron más de 579 terremotos de magnitud 3.5, contrastándose con 2 eventos de magnitud 6.5. Estas observaciones les condujeron a proponer una ecuación que relaciona la magnitud con el número de terremotos ocurridos en una determinada región, siendo ésta:

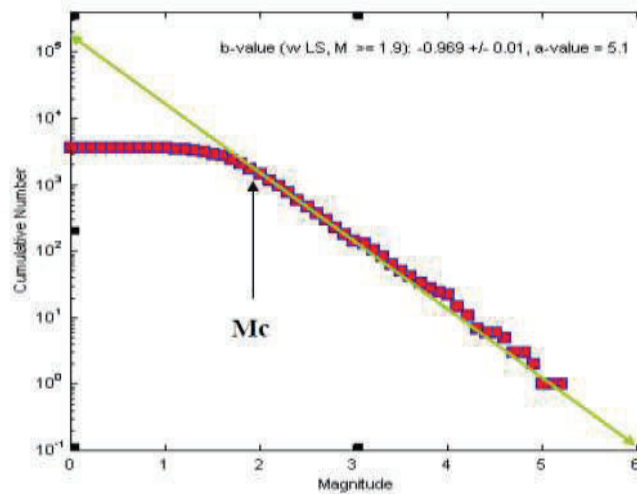
$$\log(N \geq M) = a - bM \quad (1)$$

Donde N es el número acumulado de terremotos con magnitud mayor o igual que M, mientras que a y b son constantes que caracterizan la sismicidad de una región y M es la magnitud.

La constante a, denominada como actividad sísmica, indica el número total de terremotos con magnitud mayor a cero, matemáticamente se define como el  $\log_{10}$  de todos los eventos con magnitud mayor o igual que la magnitud de homogeneidad (Márquez-Ramírez et al., 2015).

La constante b, llamada también valor b, es un parámetro que establece la relación entre terremotos pequeños y grandes, esto quiere decir que si se tiene un bajo valor b en una muestra, entonces, existe un mayor número de eventos grandes que de pequeños, en cambio, cuando b es alto, ocurre lo contrario, existe un mayor número de eventos pequeños que de grandes (Barton et al., 1999; Murru et al., 2005; Centamore et al., 1999); b también

se define como la pendiente de la recta que mejor se ajusta a los datos de un gráfico frecuencia magnitud (Sánchez et al., 2005), como lo muestra la Figura 2.14.



**Figura 2. 14:** Distribución frecuencia-magnitud, en la cual se traza la recta (color verde) con mejor ajuste a los datos observados a partir de la magnitud de homogeneidad  $m_0 = 2.0$ , cuya pendiente representa el valor  $b$  y su intersección con el eje de las ordenadas representa el valor  $a$ . Tomado de Wiemer (sf)

### 2.4.2 Comportamiento del valor $b$ en regiones volcánicas

A escalas globales, el parámetro  $b$  toma el valor de 1.0 en zonas corticales (Shearer, 2000), sin embargo, varios estudios demuestran que puede variar tanto espacial como temporalmente en pequeñas áreas, a escalas de pocos kilómetros (Power et al., 1998; Murru et al., 1999); en tanto que en volcanes activos su valor puede llegar a ser igual a 1 o mucho mayor, alcanzando valores de hasta 3.0 (McNutt S.R., 2005).

Estas variaciones en pequeñas áreas se han observado principalmente en fallas y en volcanes (Wyss, 1973; Wiemer & Wyss, 1997), las causas que producen cambios en el valor  $b$  aún permanecen inciertas (Bohnenstiehl et al., 2008), pero, de acuerdo a experimentos realizados en laboratorios, el valor  $b$  aumenta con el incremento de la presión de poros (Wyss, 1973), con el aumento gradiente geotermal (Warren & Latham, 1970), con una mayor presencia de heterogeneidades en las rocas (Mogi, 1962) y con la disminución del estado de esfuerzos (Scholz, 1968; Scholz, 2015).

A pesar de que se ha observado que en zonas donde se encuentran fallas activas, el valor  $b$  disminuye con la profundidad (Gerstenberger et al., 2001), en los volcanes ocurre lo contrario, el valor  $b$  es alto, con la particularidad de que se concentra en pequeños

volúmenes, mientras que, en sus alrededores, los valores son normales (Wiemer & McNutt, 1997; Wyss et al., 1997; Wyss et al., 2001).

Varios estudios (Wiemer & McNutt, 1997; Wyss et al., 1997) reportan que altos valores de  $b$  se concentran en un rango de profundidades de 2 a 10 km., siendo más altas entre los 3-4 km, posiblemente ocasionadas por la exsolución de gases y por la vesiculación del magma ascendente (Sánchez et al., 2004; McNutt S. R., 2005).

A pesar de que estudios como los de Wyss et al. (1997) tienen como objetivo mapear reservorios magmáticos mediante el valor  $b$ , cabe indicar que esto no se puede realizar con total precisión ya que el magma no tiene la suficiente cizalla interna como para producir terremotos, solamente se puede determinar el área que está rodeando al reservorio o a cualquier cuerpo ígneo (Bridges & Gao, 2006).

### **2.4.3 El valor $b$ y su naturaleza fractal**

Mandelbrot (1983) observó que muchos de los objetos naturales de la Tierra no presentan una forma regular que se puedan describir mediante la geometría euclidiana; para estudiarlos, introdujo la geometría fractal, ya que pensaba que esta teoría describe lo más exactamente posible a dichos objetos.

La ecuación (1) también se puede escribir de la siguiente manera:

$$N = aM^{-b} \quad (2)$$

Esto refleja que la ley Gutenberg-Richter se ajusta a una ley exponencial característica de elementos fractales.

Un fractal es una figura geométrica que puede generarse infinitas veces y que cumple con la propiedad de autosimilitud, es decir que “cada pieza de una forma es geoméricamente similar al todo” (Mandelbrot, 1983).

### **2.4.4 Magnitud de homogeneidad ( $m_0$ )**

También conocida como magnitud de completitud, se define como el valor de magnitud por encima de la cual, consideramos como completo al catálogo sísmico, es decir, sobre este

valor todos los instrumentos son capaces de registrar el 100% de los eventos sísmicos (Rydelek & Sacks, 1989).

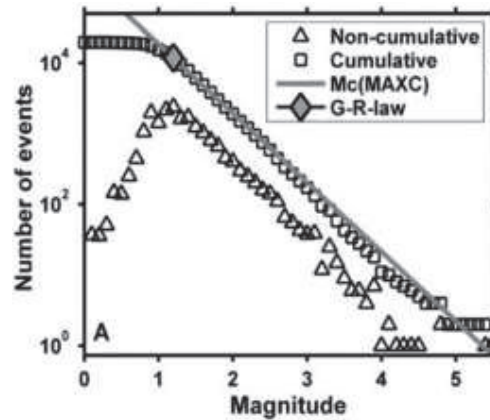
El método más sencillo y rápido para estimar la  $m_0$  es mediante la observación directa en el gráfico de distribución frecuencia-magnitud (DFM), pero esto no siempre es notorio a simple vista, por esta razón es necesario aplicar métodos analíticos que permitan hallar su valor. Existen dos tipos de métodos que permiten estimar la  $m_0$ , los que se basan en el catálogo sísmico (Wiemer & Wyss, 2000; Woessner & Wiemer, 2005) y los que se basan en la red de monitoreo (Schorlemmer & Woessner, 2008); siendo los primeros los que más se usan debido a su cómputo rápido (Mignan & Woessner, 2012).

Las técnicas basadas en el catálogo se dividen en paramétricos como: Método de bondad de ajuste (GFT), Método de estabilidad del valor b (MBS), Método de todo el rango de magnitud (EMR) y no paramétricos como Método de máxima curvatura (MAXC) y Método de análisis basado en la mediana de la pendiente del segmento (MBASS). Los paramétricos se basan en el ajuste de la DFM, en tanto que los no paramétricos se sustentan en cambios de la DFM como un quiebre en la pendiente (Mignan & Woessner, 2012).

En el presente estudio, la  $m_0$  ha sido estimada mediante los métodos de MAXC, GFT y MBS, siendo el GFT el que proporciona mayor fiabilidad. Para esto se usó el algoritmo propuesto por Mignan y Woessner (2012). A continuación, se describen los tres métodos.

#### **2.4.4.1 Método de Máxima Curvatura (MAXC: Wiemer y Katmasuta, 1999; Wiemer y Wyss, 2000)**

Este método se basa en la asunción de autosimilitud, es fácil y sencillo de aplicar, tiene fundamentos estadísticos. Estima la  $m_0$  a través de la máxima curvatura hallada mediante la primera derivada de la curva de la DFM. Esto se traduce en ubicar el intervalo de magnitud que contenga la mayor cantidad de eventos en la DFM no acumulada (Figura 2.15). A pesar de ser un método estadísticamente robusto, rápido y sencillo, tiende a subestimar la  $m_0$ ; sin embargo, ha sido aplicado en muchos estudios como el de Jacobs & McNutt (2010), quienes argumentan que el método es fiable para estudios en áreas pequeñas como volcanes, mostrando errores muy bajos.



**Figura 2. 15:** Estimación de la  $m_0$  mediante el método de MAXC. Se observa una inflexión en la DFM no acumulada, en donde se marca mediante un diamante gris la  $m_0$ . Tomado de (Woessner & Wiemer, 2005).

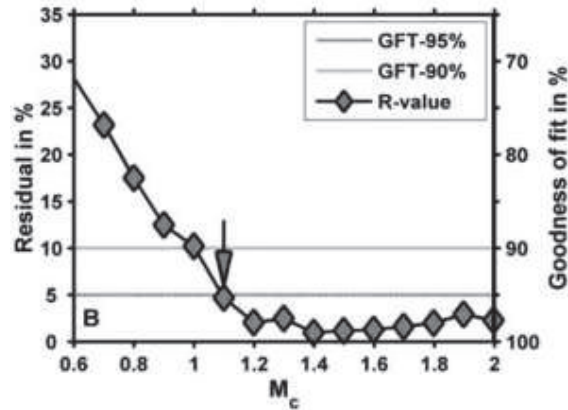
#### 2.4.4.2 Método de Bondad de Ajuste (GFT: Wiemer y Wyss, 2000)

El método calcula la  $m_0$  comparando la DFM observada con una curva sintética, asumiendo que ésta puede ajustarse a una distribución exponencial de magnitudes.

Como primer paso se estiman los parámetros  $a$  y  $b$  de la ley G-R de acuerdo a una magnitud mínima ( $mc_0$ ), usando los eventos con  $m \geq mc_0$ ; con estos datos se calcula la distribución sintética, lo cual refleja un perfecto ajuste a una ley exponencial.

La bondad del ajuste es evaluada por el parámetro  $R$ , que es la diferencia absoluta del número de eventos en cada intervalo de magnitud entre las DFM observada y sintética.

La  $m_0$  se encuentra en la primera  $mc_0$ , en la que los datos observados para  $m \geq mc_0$  son modelados por una línea inclinada para un nivel de confianza fijados, como el 90% y el 95%; en ciertas ocasiones no es posible obtener estos límites de confianza, si no se obtiene el 95% el método buscará obtener el 90% y si no, se usará el método de máxima curvatura (Figura 2.16).



**Figura 2. 16:** Estimación de la  $m_0$  mediante el método de GFT. Se observa que el residuo disminuye con forme aumenta el nivel de confianza. La flecha gris indica la  $m_0$  calculada con el 95% de confianza. Tomado de Woessner & Wiemer (2005).

#### 2.4.4.3 Método de estabilidad del valor b (MBS: Cao y Gao, 2002)

Estima la  $m_0$  usando la estabilidad del valor b como función de la  $mc_0$ . Asume que las estimaciones del valor b aumentan para  $mc_0 < m_0$  y permanecen constantes para  $mc_0 > m_0$ . Si  $mc_0 < m_0$ , el valor b resultante es demasiado pequeño y por tanto incorrecto. Cuando la  $mc_0$  se aproxima a la  $m_0$ , entonces, el valor b se aproxima a su valor verdadero y permanece constante para  $mc_0 > m_0$ , formando un plateau (Figura 2.17).

Los autores estiman el valor b en ventanas de tiempo sucesivas, para la primera ventana fijan una  $mc_0$  y la interpretan como la  $m_0$  para el conjunto de datos y calculan el valor b con su desviación estándar, después incrementan la  $mc_0$  en intervalos de 0.05 y calculan nuevamente el valor b. El resultado final, es decir la  $m_0$ , es obtenida cuando la diferencia entre dos ventanas vecinas es menor a 0.03, sin embargo, este criterio tiende a ser inestable ya que la frecuencia de eventos en un solo intervalo de magnitud puede variar abruptamente (Woessner & Wiemer, 2005).

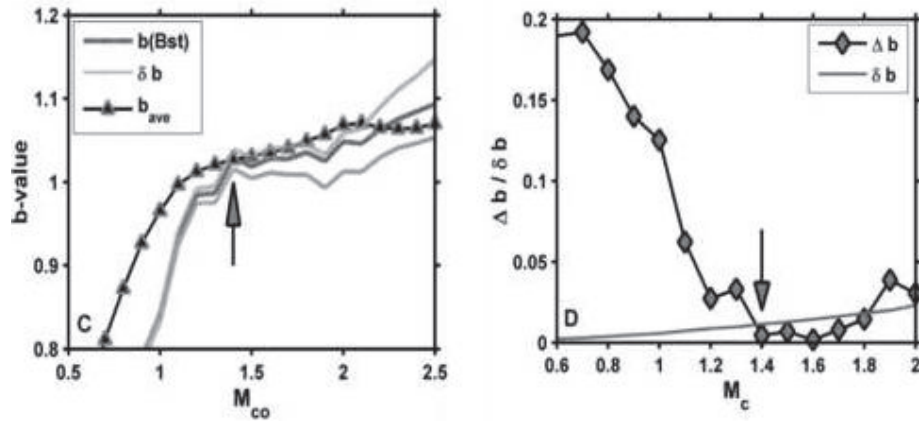


Figura 2. 17: Estimación de la  $m_0$  mediante el método de MBS. Tomado de Woessner & Wiemer (2005).

Para dar más consistencia al método, Woessner & Wiemer (2005), introducen la fórmula de Shi & Bolt (1982) para estimar la incertidumbre en el cálculo de  $b$ , además, definen a la  $m_0$  como la magnitud en la cual  $\Delta b = |b_{prom.} - b| \leq \delta b$ , donde  $b_{prom.}$  es calculado a partir de valores  $b$  de sucesivas  $m_{c0}$  en la mitad de un rango de magnitud igual a 0.5 para un intervalo de 0.1.

Tabla 2. 1: Métodos usados para estimar la  $m_0$ , indicando sus ventajas y desventajas. Modificado de Mignan & Woessner (2012).

Método	Principal Referencia	Ventaja	Desventaja
MAXC	Wiemer & Wyss, 2000	Técnica estadísticamente robusta, fácil y rápida de aplicar	Tiende a subestimar la $m_0$
GFT	Wiemer & Wyss, 2000	Usa la definición de desviación G-R	No siempre se obtiene un nivel de confianza de 90-95%
MBS	Cao & Gao, 2002	Se fundamenta en la estabilidad de $b$	Tiende a sobreestimar la $m_0$

Es importante tener una adecuada estimación de la  $m_0$  ya que influye directamente en el cálculo de  $a$  y  $b$ , y a su vez, estos parámetros influyen enormemente en estudios de peligro sísmico y en el pronóstico de probabilidades de terremotos (Wiemer & Wyss, 2002).

Varios estudios han demostrado que la  $m_0$  puede variar tanto en tiempo como en espacio, por lo general tiende a decrecer, a causa del aumento en el número de estaciones de monitoreo y a las mejoras en los métodos de análisis y procesamiento de datos (Wiemer & Wyss, 2000)

La  $m_0$  puede variar con el tiempo debido a cambios en la densidad de la red de monitoreo, en los sistemas de detección y procesamiento, a fallas humanas e instrumentales (Sánchez et al., 2005).

#### **2.4.5 Cálculo del valor b**

Los dos métodos más comunes para estimar el parámetro b son el ajuste de una recta por mínimos cuadrados y el de máxima verosimilitud (Utsu, 1965; Aki, 1965).

Los dos métodos necesitan la construcción de una distribución frecuencia-magnitud, ésta se puede representar mediante un histograma de frecuencias y/o un histograma de frecuencias acumuladas (Naylor et al., 2010).

Un histograma acumulado parte de la magnitud observada más grande y va regresando a la más pequeña, acumulando el número de eventos anteriores, correlacionando todos los datos; mientras que el histograma de frecuencias muestra solamente el número de eventos que hay en cada intervalo.

Una vez que se realiza el gráfico, se determina el segmento completo del catálogo mediante la  $m_0$ , para el cálculo se usan los valores correspondientes a este tramo, en tanto que los incompletos se desechan y no intervienen en la estimación de b. Posteriormente se aplican los métodos de mínimos cuadrados o de máxima verosimilitud para hallar b.

De acuerdo con Naylor et al. (2010), no se debe realizar la regresión lineal en los datos acumulados debido a que relacionan todas las magnitudes, en tanto que la regresión se usa para datos que no están relacionados.

##### **2.4.5.1 Mínimos cuadrados**

El ajuste de mínimos cuadrados es una técnica relativamente sencilla y rápida para el cálculo del valor b (Guttorp, 1986), una vez que se ha realizado la distribución Gutenberg-Richter mediante un histograma de frecuencias acumuladas, identificamos la  $m_0$ , y a partir de ésta colocamos una línea de tendencia a los datos hasta el evento de mayor magnitud.

Lo que el método pretende es ajustar las magnitudes a una recta de la forma  $y = a - bx$ , expresando la relación lineal que existe entre un conjunto de datos de dos variables; el



valor de  $R^2$  (coeficiente de correlación) indica cuán bueno es el ajuste, su valor se encuentra entre 0 y 1, cuando  $R$  más se acerque a 1, la estimación será de mejor calidad.

### 2.4.5.2 Máxima verosimilitud

Este método fue propuesto por Utsu (1965) y demostrado por Aki (1965). Para esto la ecuación (1) se reescribe de la siguiente manera:

$$\ln(N) = \alpha + \beta M \quad (3)$$

En donde:

$$\alpha = a \ln(10) \quad (4)$$

$$\beta = b \ln(10) \quad (5)$$

Este método estima el valor de la máxima verosimilitud mediante la aplicación de la magnitud media regional esperada  $E(m)$ , entonces (Bender, 1983 en Villagómez, 2000):

$$E(m) = \int_{m_{\text{máx}}}^{m_0} m f(m) dm = \frac{m_0 e^{-\beta m_0} - m_{\text{máx}} e^{-\beta m_{\text{máx}}}}{e^{-\beta m_0} - e^{-\beta m_{\text{máx}}}} \quad (6)$$

Donde  $f(m)$  es la densidad de probabilidad de la magnitud dada por:

$$f(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_{\text{máx}}-m_0)}} \quad m_0 \leq m \leq m_{\text{máx}} \quad (7)$$

Page (1968) en Villagómez (2000) estimó que:

$$E(m) = \bar{m} = \text{magnitud media de la muestra}$$

La varianza de  $\beta$  será hallada mediante:

$$\text{var}(\beta) = \frac{1}{n} \left[ \frac{1}{\beta^2} - \frac{(m_{\text{máx}} - m_0)^2 e^{-\beta(m_{\text{máx}}-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_{\text{máx}}-m_0)}} \right]^{-1} \quad (8)$$

Por lo que la desviación estándar será:

$$\sigma(\beta) = \sqrt{\text{var}(\beta)} \quad (9)$$

$$\sigma(b) = \frac{\sigma(\beta)}{\ln 10} \quad (10)$$

Aki (1965) asume que solamente se conoce la magnitud mínima y que  $m_{m\acute{a}x}$  tiende al infinito, por lo que  $\beta$  se calcula a partir de:

$$\beta = \frac{1}{\bar{m} - m_0} \quad (11)$$

El valor  $\beta$  en la ecuación (6) se calcula mediante algún método iterativo, a partir de un  $\beta_0$  que corresponde a la solución de la ecuación (11).

A pesar de que el método de máxima verosimilitud presenta una mayor robustez y consistencia que los mínimos cuadrados, para su uso, es necesario que exista representatividad en las muestras, es decir que exista un alto número de magnitudes para tener una estimación más acertada (Nava et al., 2016).

Muchos estudios como los de Wyss et al. (2001) y Sánchez et al. (2005) usan los dos métodos para el cálculo de  $b$ , ellos argumentan que sus resultados no varían significativamente de método a método, sin embargo, muchos estudios (Naylor et al., 2010) sugieren que se adopte al método de máxima verosimilitud como principal herramienta para el cálculo de  $b$ , ya que asume una distribución exponencial de las magnitudes y presenta fundamentos estadísticos más robustos.

En este estudio, para calcular el valor de  $b$  se usaron los métodos de mínimos cuadrados y de máxima verosimilitud (ecuación 5) y para estimar su desviación estándar se usó la ecuación (10).

### 3. METODOLOGÍA

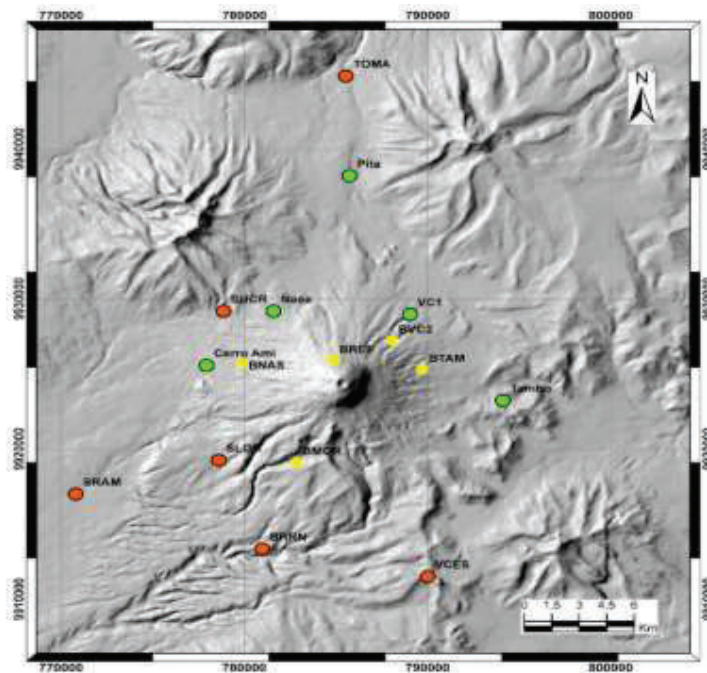
#### 3.1 Selección de datos

##### 3.1.1 Red de monitoreo del Volcán Cotopaxi

Con el paso de los años, el Instituto Geofísico ha ido mejorando el monitoreo, no solamente a nivel regional con la creación de la red nacional, sino que se ha extendido a los volcanes.

El volcán Cotopaxi cuenta con una importante red de monitoreo, abarcando: GPS, cámaras térmicas, sísmica, entre otros. Su monitoreo sísmico inició en 1976, con la colocación de una estación, que, para esa fecha, constituyó la primera en monitorear un volcán en toda Sudamérica; en 1983 la red fue permanente y con el transcurso de los años fue mejorando progresivamente, en 1993 se instaló de una red con instrumentación de período corto y en 2006 se colocaron 5 estaciones de banda ancha en los flancos del volcán (Figura 3.1).

Actualmente, las estaciones de monitoreo sísmico son las siguientes:



**Figura 3. 1:** Ubicación de las estaciones de monitoreo del volcán Cotopaxi, en círculos rojos se muestran las estaciones de banda ancha, en círculos verdes la sísmica de período corto y en amarillo las estaciones con banda ancha e infrasonido. Tomado de la base de datos del IG.

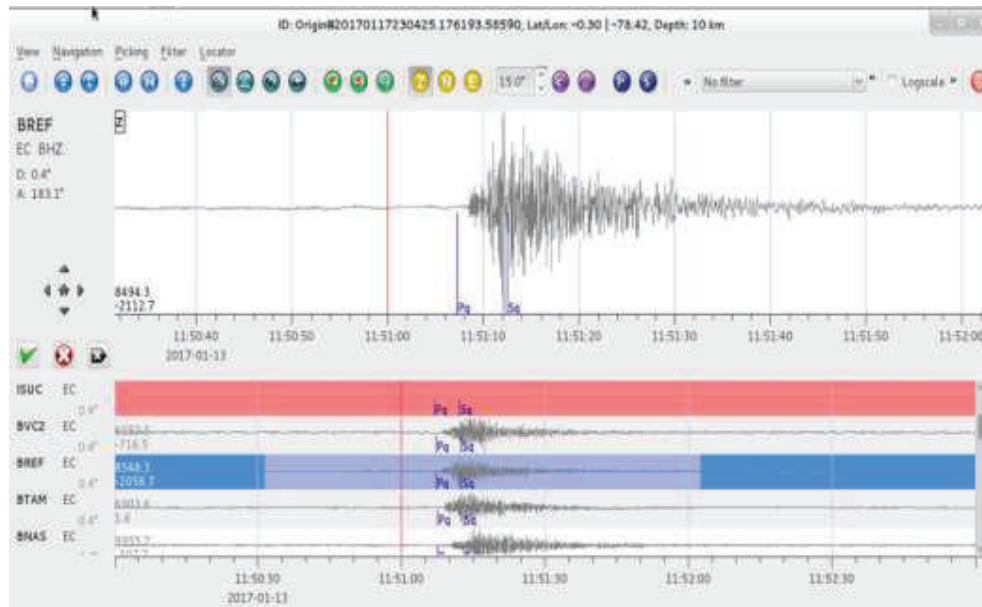
**Tabla 3. 1:** Estaciones de monitoreo sísmico localizadas en el volcán Cotopaxi. Tomado de la base de datos del IG.

Estación	Latitud	Longitud	Elevación (m.)	Tipo de estación
BMOR	-0.731	-78.4588	4337	Sísmica BB e Infrasonido
BNAS	-0.671361	-78.485306	3919	Sísmica BB e Infrasonido
BREF	-0.669667	-78.440611	4859	Sísmica BB e Infrasonido
BTAM	-0.675	-78.3969	4292	Sísmica BB e Infrasonido
BVC2	-0.657639	-78.411889	4408	Sísmica BB e Infrasonido
VCES	-0.79991	-78.39444	4044	Sísmica BB
BRRN	-0.78316667	-78.4753889	3650	Sísmica BB
TOMA	-0.4983889	-78.4346111	3300	Sísmica BB
SLOR	-0.729811	-78.496745	3600	Sísmica BB
SUCR	-0.64005	-78.494483	3650	Sísmica BB
SRAM	-0.75022222	-78.5669	3073	Sísmica BB
NAS2	-0.64	-78.47	4022	Periodo corto
CAMI	-0.6727	-78.5028	3630	Periodo corto
TAMB	-0.6937	-78.3575	4160	Periodo corto
PITA	-0.5585	-78.4327	3710	Periodo corto
VC1	-0.642	-78.4031	4103	Periodo corto

### 3.1.2 Localización de eventos volcano-tectónicos

Para realizar un eficiente trabajo en el monitoreo sísmico es necesario ayudarse de la tecnología, mediante la adquisición de paquetes informáticos de alta fiabilidad que permitan registrar y procesar las señales de los terremotos.

Para localizar un evento sísmico y determinar su magnitud, se usó el software SeisComp3 (Figura 3.2), el cual procesa los terremotos registrados en todas las estaciones sísmicas asociadas al volcán. Este paquete informático adquirido por el Instituto Geofísico, permite monitorear, procesar datos sísmicos e intercambiar información con otros observatorios en tiempo real.



**Figura 3. 2:** Interfaz del software SeisComp3 para la identificación manual de eventos VT registrados en las diferentes estaciones de monitoreo. Se observa un inicio claro de las ondas P y S. Tomado de la base de datos del IG.

Una vez seleccionado un evento para su localización, se hace una identificación manual de los arribos de las fases en cada una de las estaciones pertenecientes a la red del volcán que registraron el evento; para esto se determinan los tiempos de arribo de las ondas P en la componente vertical y la onda S en la componente horizontal (Figura 3.3).

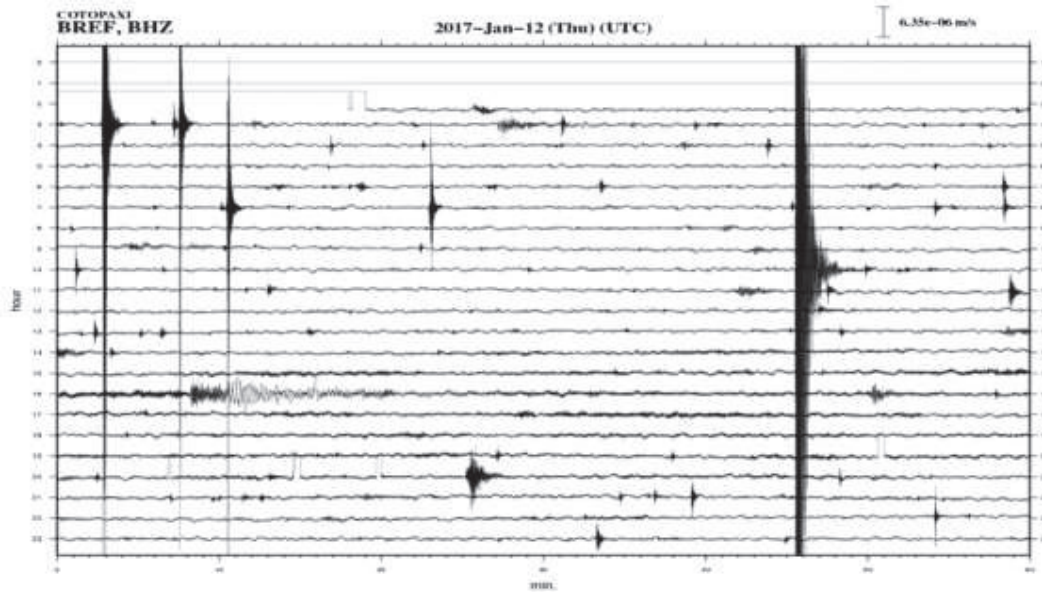
Muchas veces las señales presentan arribos poco identificables por lo que es necesario aplicar algunos filtros para poder observarlos con claridad.



**Figura 3. 3:** Identificación manual de evento VT. La flecha verde indica el inicio del pulso de la onda P. Tomado de la base de datos del IG.

Se debe tener cuidado de no confundir un VT con un evento tectónico regional, para evitar esto, es necesario en primer lugar observar si la diferencia entre los arribos de las ondas S y las ondas P es menor o igual a 3 segundos, si cumple esta primera condición se puede considerar como VT, pero para tener más seguridad, debemos verificar en el catálogo si el evento se registra en forma simultánea en estaciones que no conforman la red del volcán o también podemos comparar los sismogramas de las estaciones tanto del Cotopaxi como del Tungurahua y su localización.

En ciertas ocasiones fue necesario comparar la base de datos de los eventos sísmicos del Instituto Geofísico con los sismogramas del volcán (Figura 3.4), para comprobar si los eventos verdaderamente existen o también para realizar disparos y localizar eventos no registrados en la base de datos.



**Figura 3. 4:** Imagen del sismograma del 21 de enero de 2017 en la estación BREF del volcán Cotopaxi. Se distinguen varios sismos locales con altas amplitudes y cortas duraciones. El más grande de estos sismos se presenta a las 10h45. A las 16h08 se observa un sismo regional con mayor duración y menores frecuencias. Tomado de la base de datos del IG.

Una vez que se realiza la determinación de los tiempos de arribo se procede a determinar parámetros tales como la magnitud, la profundidad y su ubicación geográfica (Figura 3.6).

El SeisComp3 usa un sistema de coordenadas basados en el datum WGS 1984, en grados decimales y para localizar los eventos sísmicos tiene un complemento que permite usar el Hypo71, en el cual consta el modelo de velocidades para el volcán (Figura 3.5).

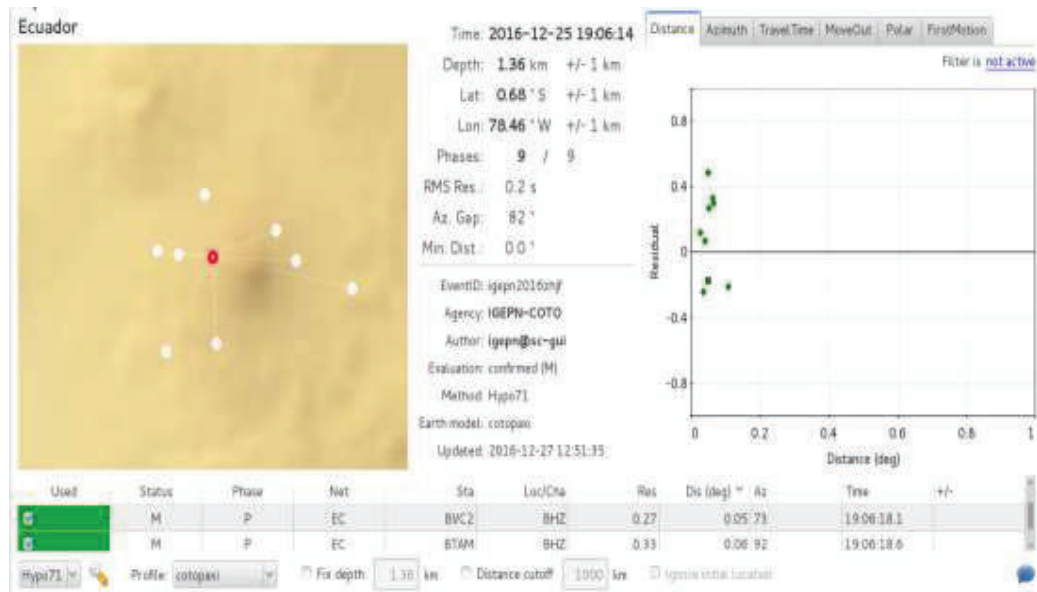


Figura 3. 5: Ventana de localización de un VT, en el cual se muestran todos los parámetros asociados, tales como la latitud, longitud, RMS, profundidad, fases y el perfil del Hypo71 del volcán. Tomado de la base de datos del IG.

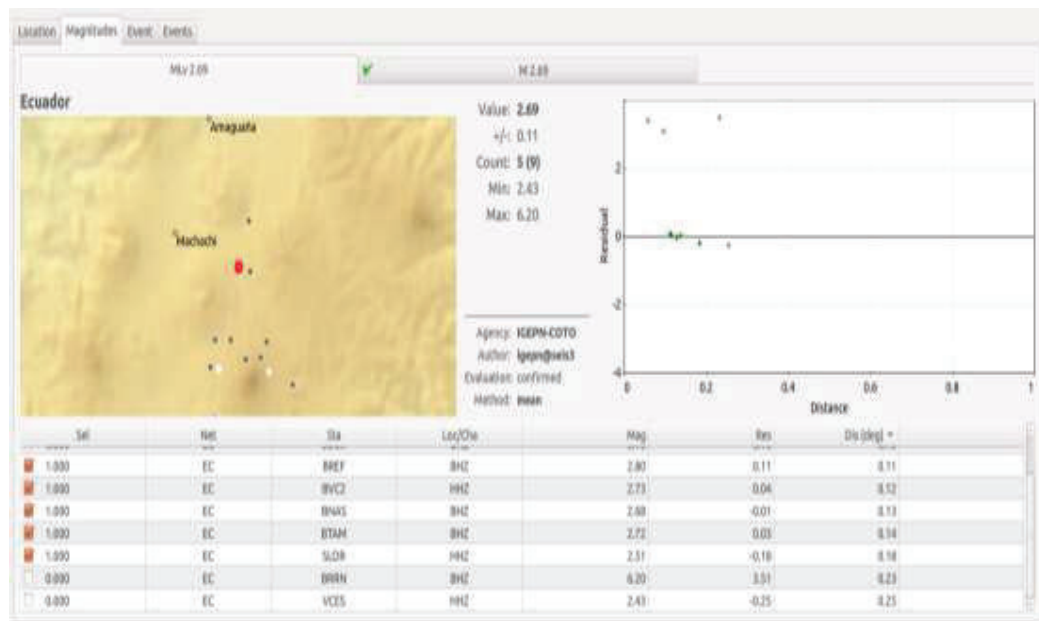
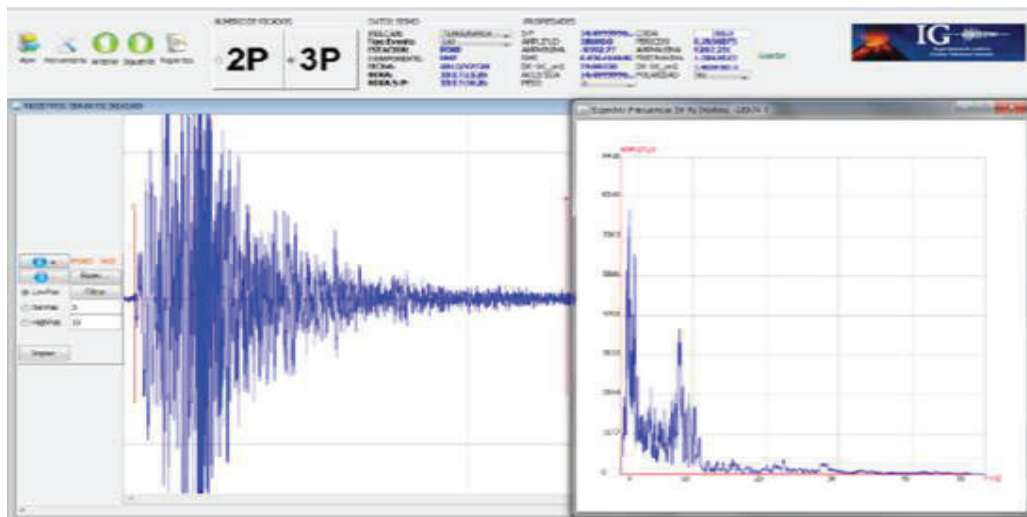


Figura 3. 6: Ventana del SeisComp3 donde se calcula la magnitud de un sismo VT mediante el promedio de cinco estaciones. Tomado de la base de datos del IG.



Para tener más seguridad de que estamos tratando con eventos VT, usamos el software SIPASS (Sistema Informático para el Análisis y Procesamiento de Señales Sísmicas), que permite observar los espectros de frecuencias de los terremotos volcánicos y nos permite clasificarlos de acuerdo a sus frecuencias (Figura 3.7).

Este programa usa la transformada rápida de Fourier para calcular el espectro de la señal, para esto se deben identificar manualmente el arribo y la parte terminal de la señal. Una vez realizado esto, se obtiene una imagen como la siguiente:



**Figura 3. 7:** Espectro de un evento sísmico analizado con el SIPASS. Tomado de la base de datos del IG.

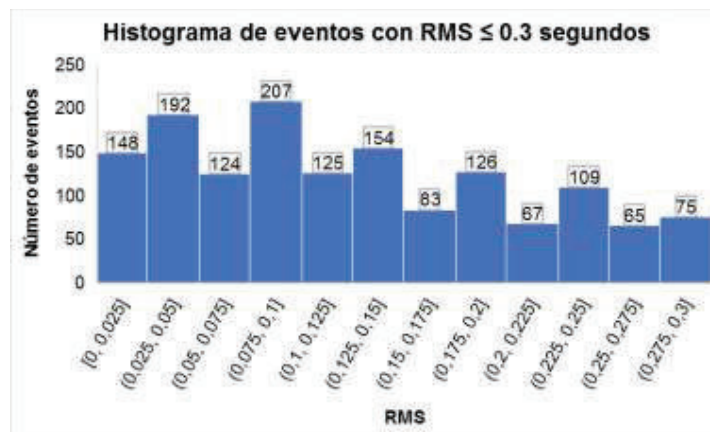
En la Figura 3.7 se observa el espectro de frecuencias de la señal sísmica, y de acuerdo a la morfología y rango de frecuencias se puede clasificar en algún tipo de evento, que se describió en el capítulo I (Viracucha & De La Bastida, 2013).

A pesar de que el volcán cuenta con varias estaciones sísmicas, en muchos casos no se pudo localizar los sismos VT con la exactitud y precisión deseadas, debido a que no se observaron claramente los arribos de las ondas P y S, averías y pocas estaciones en funcionamiento. Como estación de referencia se usó a BREF, ya que es la estación más cercana al cráter (ubicada aproximadamente 2 km al nor-oeste, ver Figura 3.1).

### 3.2 Catálogo Sísmico

Un catálogo sísmico, sin lugar a dudas, es uno de los productos más importante del monitoreo sísmico, ya que contiene datos de magnitud, profundidad, latitud, longitud y fecha de ocurrencia de un grupo de terremotos; siendo fuente de datos necesarios para realizar diferentes estudios (Woessner & Wiemer, 2005).

Al ser datos que reflejan hechos reales, pueden contener errores (Naylor et al., 2010) y tampoco se pueden registrar a todos los eventos producidos, debido a la deficiencia en la densidad de la red de monitoreo, estaciones incapaces de detectar eventos muy pequeños, averías en los instrumentos y errores humanos en el monitoreo (Garza, 2014).



**Figura 3. 8:** Histograma de eventos VT localizados con un  $RMS \leq 0.3$  segundos (1475 eventos). Tomado de la base de datos del IG.

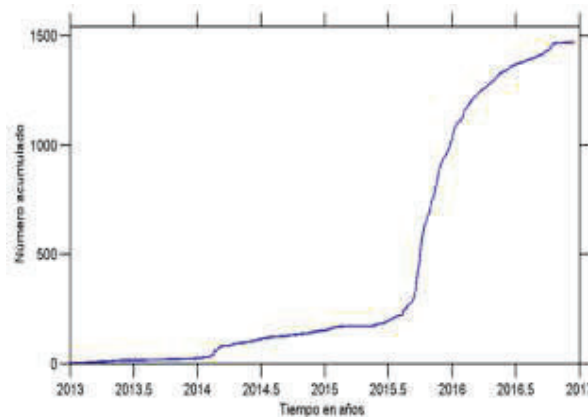
El catálogo sísmico en primera instancia consistía de 1807 eventos VT, sin embargo, fue necesario excluir aquellos con  $RMS^5$  mayor a 0.30 segundos y a aquellos que tenían altos errores en la longitud, latitud y profundidad, aceptando como valor máximo de error  $\pm 1$  km; con lo que los eventos se redujeron definitivamente a 1475 (Figuras 3.8 y 3.11).

Como se puede observar en la Figura 3.9, los sismos volcano-tectónicos fueron aumentando con el tiempo, se observa que entre los años 2013 y 2014 fueron muy escasos y no superaron los 50 eventos por año, sin embargo, en los primeros meses de 2014 se

---

<sup>5</sup> RMS son las siglas de Root Mean Square, el cual es un parámetro que proporciona una medida del ajuste de los tiempos de llegada observados a los tiempos de llegada previstos para esta ubicación. Valores pequeños indican un buen ajuste de los datos.

observa un importante aumento que continuó hasta 2015, pero a mediados de este año se observó un notorio incremento en la actividad VT.



**Figura 3. 9:** Serie de tiempo para el catálogo definitivo, desde el año 2013 hasta el 2016 (1475 eventos). Se observa que la sismicidad VT es muy baja entre los años 2013 y 2014, sin embargo, a partir de los primeros meses de 2014 experimenta un incremento notorio y a mediados de 2015 se aprecia un aumento muy importante. Tomado de la base de datos del IG.

Existe una cuestión acerca de si se debe usar todo el catálogo o se debe realizar el *declustering*<sup>6</sup>, Wyss et al. (2001) usaron los dos catálogos y observó que al realizar el *declustering* se perdieron datos y no pudo mapear el valor b con la misma resolución que con un catálogo sin *declustering*. El catálogo usado en este estudio no ha sido sometido al *declustering*.

### 3.2.1 Magnitud

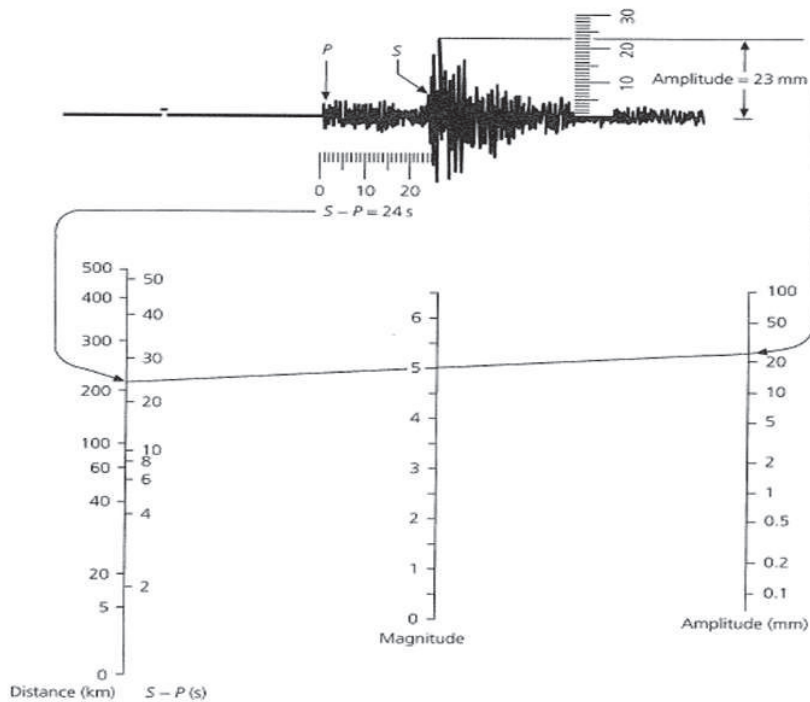
La magnitud no es más que la medida del tamaño de un terremoto, actualmente existen escalas de magnitud que usan la máxima amplitud (magnitud de ondas de superficie, magnitud de ondas de cuerpo) que se registra en el sismograma a excepción de la magnitud momento (Shearer, 2000).

Richter (1935) decía que: “es necesario establecer empíricamente una relación entre las máximas amplitudes sismográficas de un terremoto dado, a varias distancias, asumiendo

---

<sup>6</sup> El *declustering* es una técnica que permite identificar el sismo principal, las réplicas y los premonitores de un conjunto de terremotos que forman parte de un catálogo sísmico.

que la relación de las máximas amplitudes de dos eventos sísmicos, cuando son registradas por instrumentos similares a iguales distancias epicentrales, es una constante”



**Figura 3. 10:** Magnitud local de Richter, donde se observa el cálculo de la misma mediante la máxima amplitud y la diferencia de tiempo de los arribos de las ondas P y S. En la gráfica se observa en la primera columna la distancia epicentral y el tiempo S-P, en la tercera columna se coloca la amplitud registrada en el sismograma y la segunda columna representa la magnitud del sismo. Tomado de Bolt (1973) en Stein & Wysseson (2003).

La magnitud local ( $m_l$ ) de Richter (1935) (Figura 3.10) aún es vigente, principalmente por su fácil cálculo y a pesar de que fue calibrada para datos de sismógrafos que ya están en desuso, se han colocado filtros en sismógrafos modernos para simular las características de los usados por Richter en 1935 (Shearer, 2000; Stein & Wysseson, 2003).

El SeisComp3 reporta la magnitud en varias escalas, siendo la magnitud local vertical ( $m_{lv}$ ), la que describe el catálogo sísmico usado en este estudio. La  $m_{lv}$  usa el mismo principio de la  $m_l$  de Richter (1935), solamente que es medida en la componente vertical.

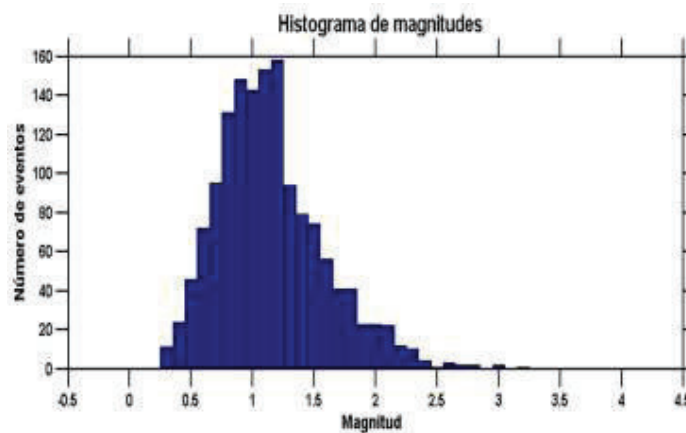
Cada estación tiene la siguiente ecuación:

$$m_l = \log_{10}(A) - \log_{10}(A_0)$$

Donde A es la amplitud de la onda en milímetros, registrada por el sismógrafo Wood-Anderson y el segundo término es una función calibrada empíricamente y a su vez es función de la distancia hipocentral. (SeisComp3, 2017)

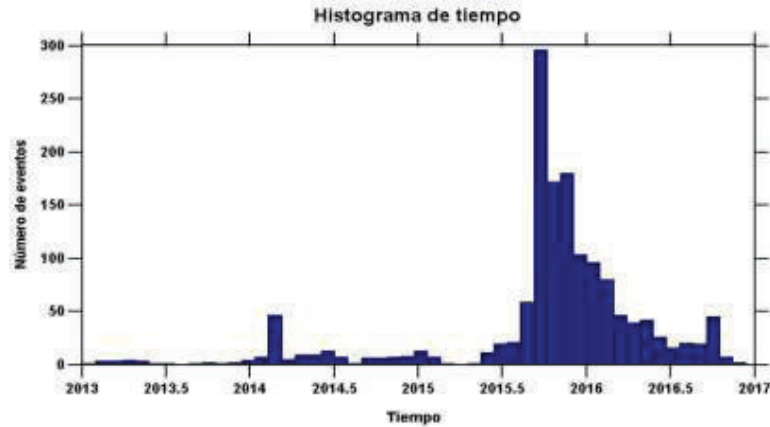
Inicialmente el Hypo71 fue desarrollado por Lee & Lahr (1975) y al ser una versión libre, ha sido modificado varias veces, el SeisComp3 usa una ligera modificación realizada por Alexandre Nercessian, la cual indica profundidades negativas y positivas para eventos sobre y bajo el nivel del mar, respectivamente (SeisComp3, 2017).

Las profundidades reportadas en este estudio son medidas a partir del cráter del volcán, para esto el Instituto Geofísico mantiene como parámetro de referencia de altura 5.8 km., es decir si el SeisComp3 reporta una profundidad de -2 km en primera instancia nos indica que el evento está sobre el nivel del mar y para conocer su profundidad a partir del cráter del volcán solamente le sumamos a la altura de referencia del volcán, es decir, que la altura reportada en forma definitiva corresponde a 3.8 Km. También es necesario indicar que el tiempo con el que se reportan los eventos corresponde al universal (diferencia de 5 horas con respecto al tiempo local).



**Figura 3. 11:** Histograma de magnitudes de eventos VT (1475 sismos) en el cual se observan magnitudes entre 0.3 y 3.2, también se aprecia que la mayor cantidad de eventos se ubican entre 0.8 y 1.3 mientras que muy pocos tienen magnitudes superiores a 2.5.

Los eventos volcano tectónicos del volcán Cotopaxi tienen magnitudes que varían entre 0.3 y 3.2 como lo muestra la Figura 3.11; además se observa que tales sismos han ido aumentando con el tiempo (Figura 3.12).



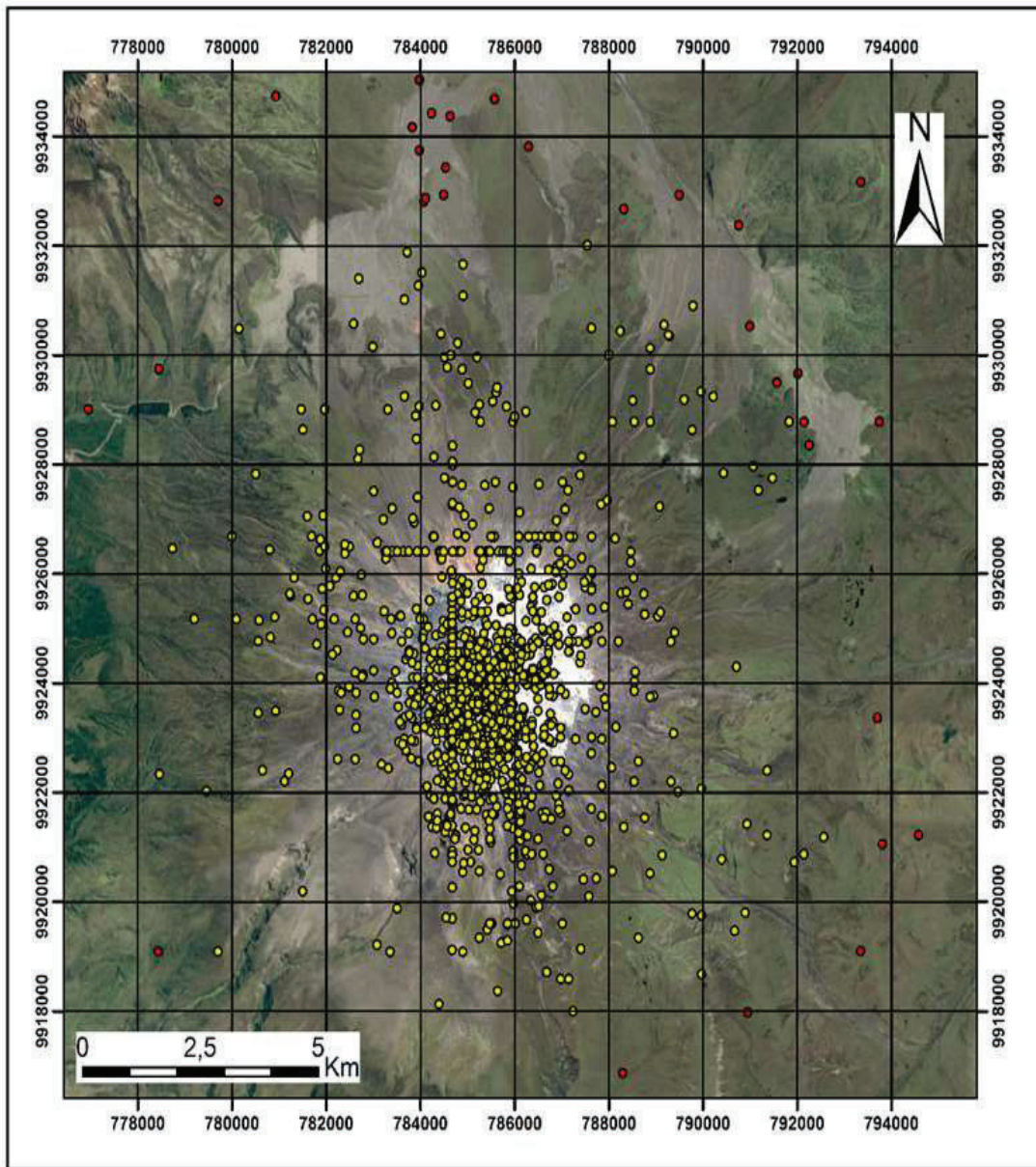
**Figura 3. 12:** Histograma de eventos VT ocurridos en el tiempo (1475 sismos). Se observa que la cantidad de sismos VT fue menor entre 2013 y los primeros meses de 2015, en cambio, a partir de mediados de 2015 la actividad VT aumenta con notoriedad.

### 3.3 Variación espacial del valor b

#### 3.3.1 Mapeo del valor b

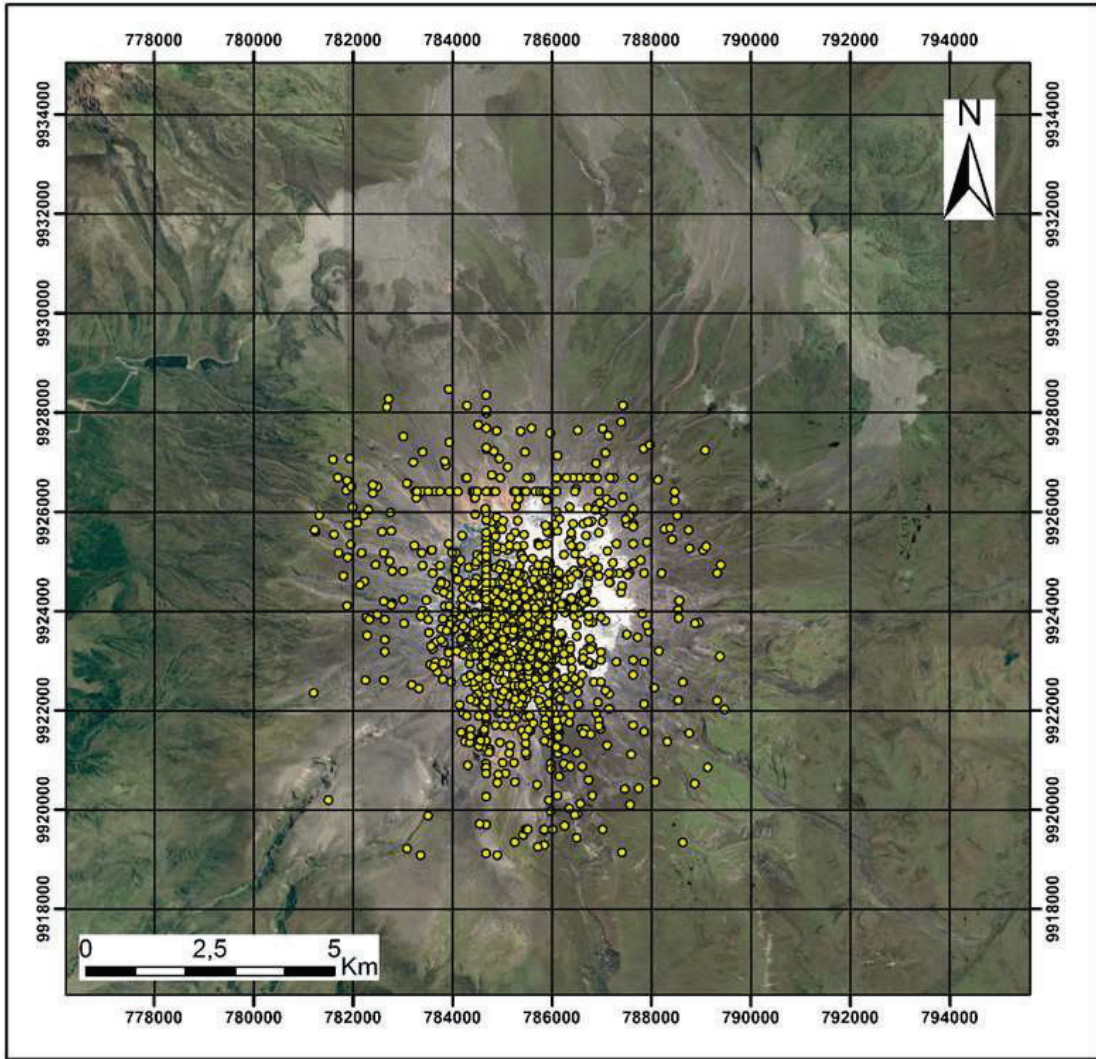
Analizar la variación espacial de b equivale a mapearlo; los primeros trabajos que aplicaron esta técnica fueron Wiemer & Benoit (1996) y Wiemer & McNutt (1997), en la zona de subducción de Alaska-Nueva Zelanda y en el volcán St. Helens respectivamente. Estos estudios marcaron el punto de partida de varias investigaciones en diferentes volcanes, en diferentes partes del mundo, usando la misma metodología.

En general, para realizar el mapeo del valor b se deben proyectar los hipocentros de los eventos a un plano en la superficie, para luego crear una grilla con un espaciamiento adecuado, en cada punto nodal se toman los N eventos más cercanos. Wyss et al. (2001) indican que una buena muestra para estimar b podría estar en el rango de 50 a 200 eventos en cada nodo (Figura 3.15).



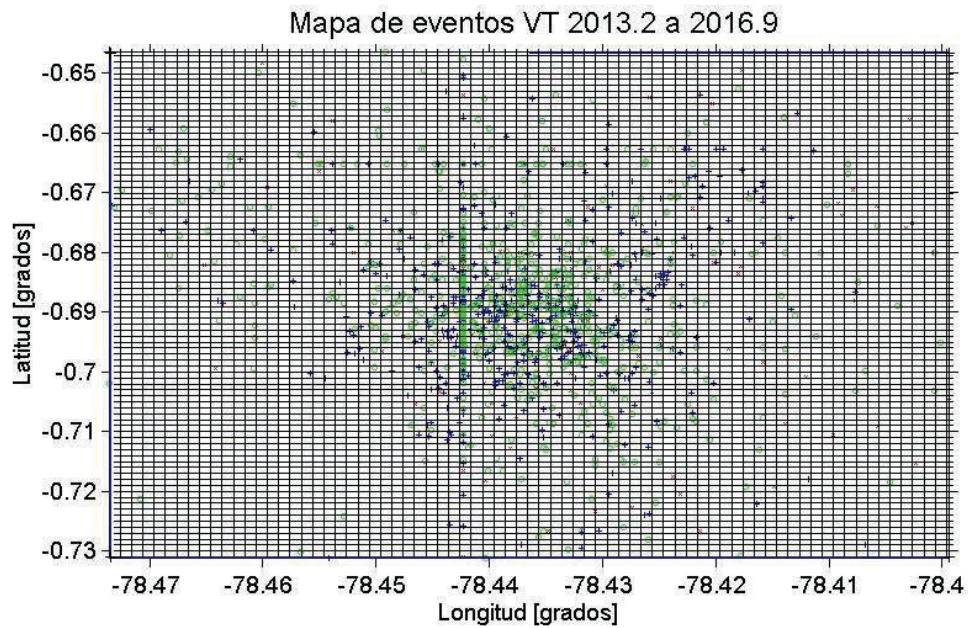
**Figura 3. 13:** Proyección de los eventos VT en el plano superficial, donde se observa que la mayor parte de la sismicidad se concentra en la parte sur-occidental del volcán. Debido a su lejanía los eventos en rojo no se tomaron en cuenta para la metodología.

Se observa que un gran volumen de datos se concentra hacia la parte sur-occidental del volcán, cierta cantidad de eventos se encuentran dispersos, a varios kilómetros de distancia del volcán (Figura 3.13); por lo tanto, para tener una mejor estimación del valor  $b$ , no se considerarán estos sismos, sino aquellos que se encuentren en todo el edificio volcánico. Por lo tanto, se usaron 1304 eventos en esta sección (Figura 3.14).



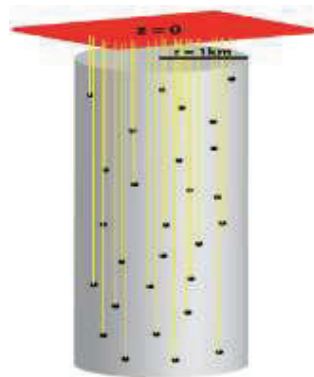
**Figura 3. 14:** Proyección de los eventos VT en el plano superficial, donde se observa que los eventos se concentran en el edificio volcánico.





**Figura 3. 15:** Proyección de los eventos VT en el plano superficial, en la cual se observa la grilla creada para el mapeo del valor b.

El valor b también se puede mapear fijando un radio constante para cada punto nodal, de tal forma, que en cada nodo se vaya construyendo un cilindro vertical ya que los hipocentros se encuentran proyectados en el plano vertical, y el cálculo de b se determinaría con los eventos contenidos dentro del cilindro, como lo indica la Figura 3.16.



**Figura 3. 16:** Mapeo del valor b mediante cilindros verticales. Tomado de Garza (2014).

### 3.3.2 Perfiles

Para realizar los perfiles se realiza una metodología similar al mapeo, se proyectan los hipocentros sobre el plano de la sección, con lo que se obtienen cilindros horizontales, como lo representa la Figura 3.17.

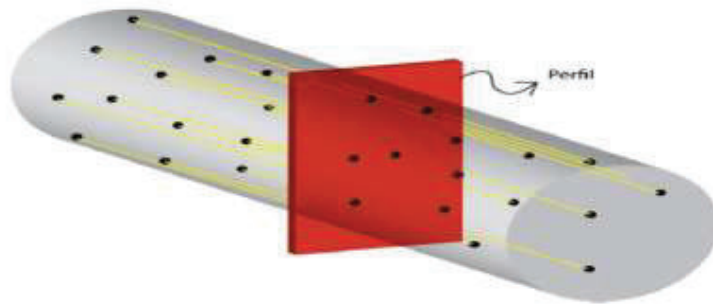


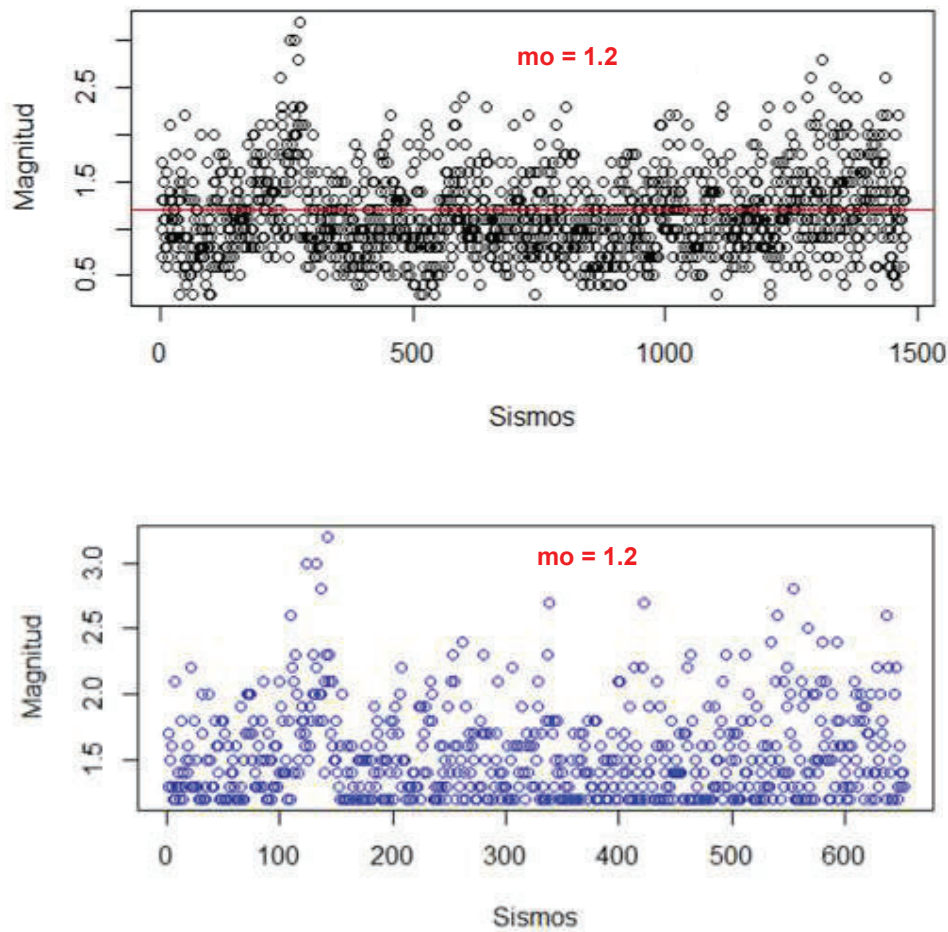
Figura 3. 17: Mapeo del valor b mediante perfiles. Tomado de Garza (2014).

### 3.4 Variación del valor b con el tiempo

El análisis temporal del valor b indica cuándo ocurrieron las variaciones del esfuerzo, la presión de poros, la del gradiente térmico y las fracturas (Jacobs & McNutt, 2010).

Para estudiar las variaciones espacio-tiempo de b, se usa el método de ventanas móviles, para lo cual se eligen una cantidad constante de eventos y se van solapando cada cierto número; para este estudio se han fijado ventanas con 100 eventos solapadas cada 1 sismo, se determinó una  $m_0 = 1.2$  para todo el conjunto de datos, quedando finalmente 652 eventos para el análisis temporal (Figura 3.18).

Los cambios temporales del parámetro b pueden estar asociados principalmente al aumento o la disminución de la densidad de instrumentos de monitoreo (Cao & Gao, 2002).

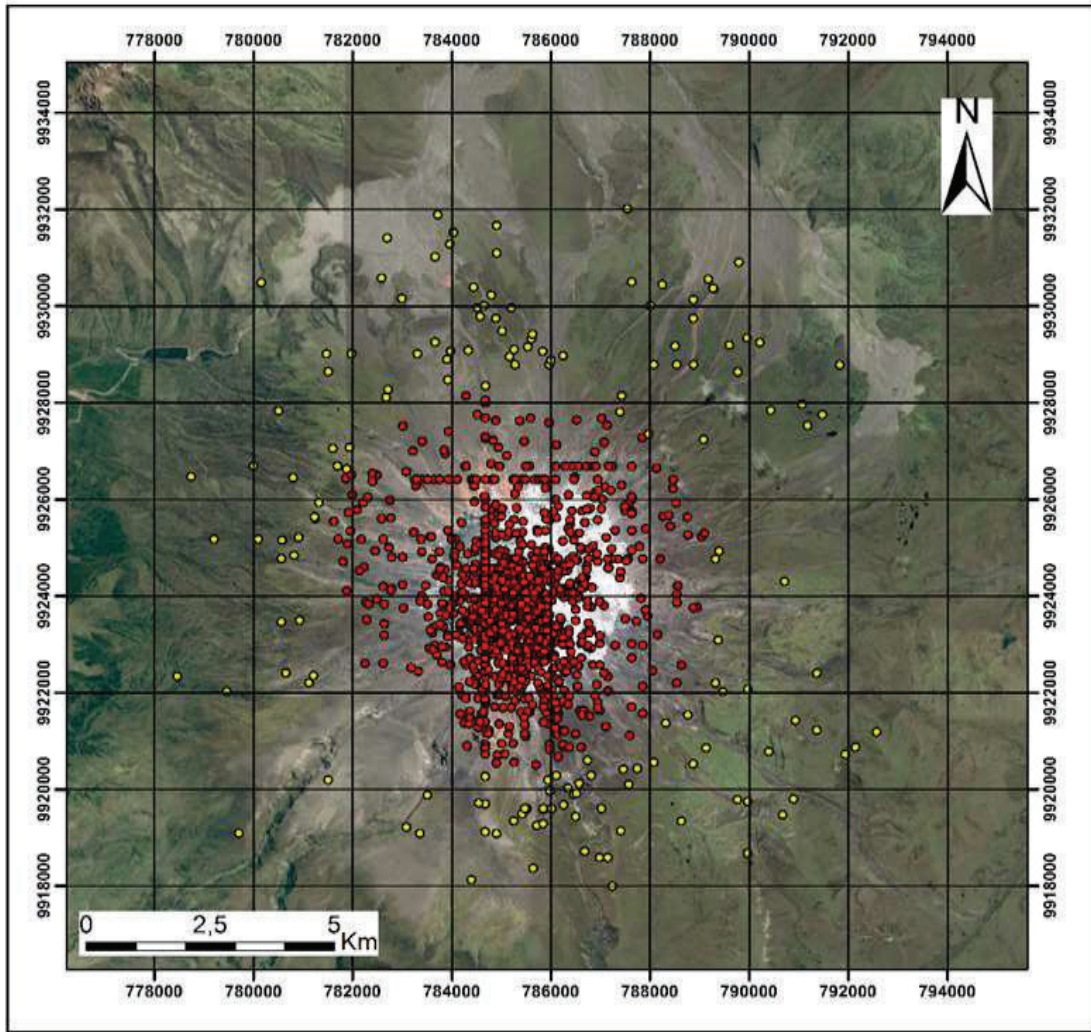


**Figura 3. 18:** Gráfico magnitud vs cantidad de sismos. En la parte superior se observan todos los eventos del catálogo, la línea roja indica la  $m_0 = 1.2$  para todo el conjunto de datos; la parte inferior muestra las magnitudes que se usarán para ser agrupadas en ventanas.

Adicionalmente a la variación espacio-tiempo de  $b$ , se realizó el análisis de este parámetro antes, durante y después de la erupción del 14 de agosto del 2015 (Figuras 5.12, 5.13 y 5.14), para determinar su comportamiento durante estos escenarios, además se comparó con la tasa de sismicidad registrada en el volcán (Figura 4.1), para determinar una posible relación con una reactivación volcánica.

Para dar consistencia al mapeo del valor  $b$ , también se realizó el cálculo del valor  $b$  en dos regiones del volcán, una ubicada a una distancia de 4 km del cráter y otra a 8 km (Figura 3.19), para observar la región en la cual se concentra la sismicidad y los valores más altos.

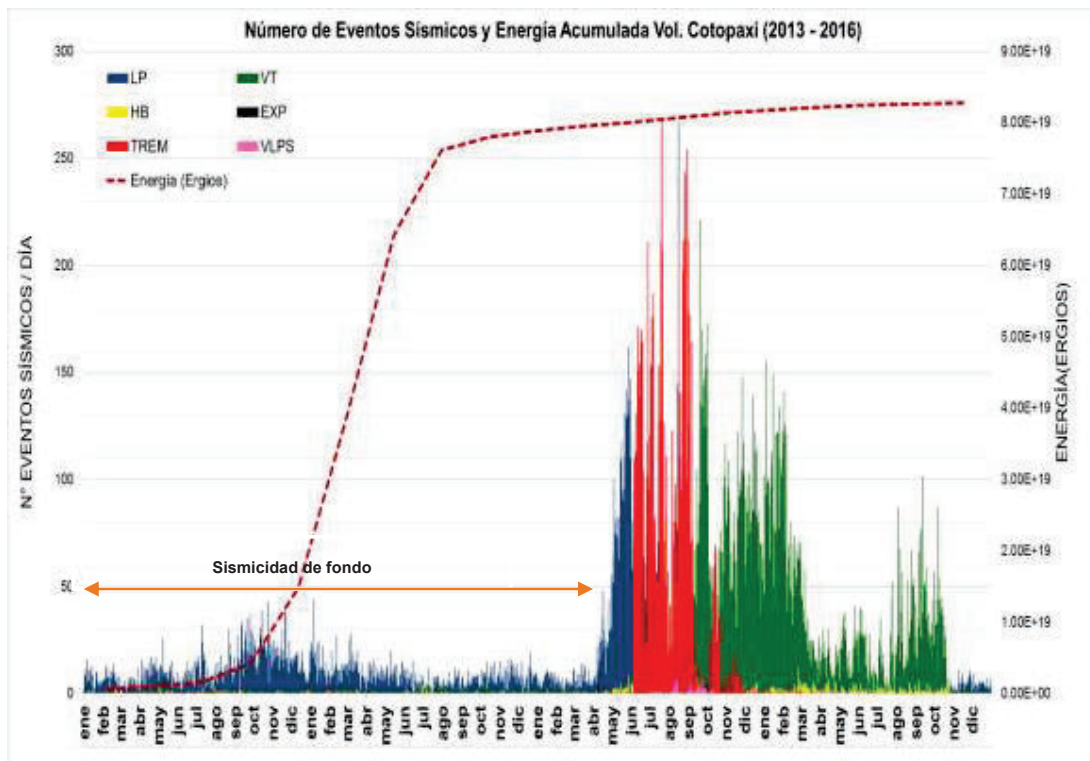
Se observa que la mayor parte de los datos (1242 sismos VT) se concentra en el contorno de 4 km. de radio, en tanto que una mínima parte (159 sismos VT) se concentra hacia los 8 km. de radio.



**Figura 3. 19:** Ubicación de los dos contornos analizados en el volcán. En color rojo corresponde a un radio de 4 km., mientras que el amarillo, a un radio de 8 Km.

## 4. EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA SISMICIDAD

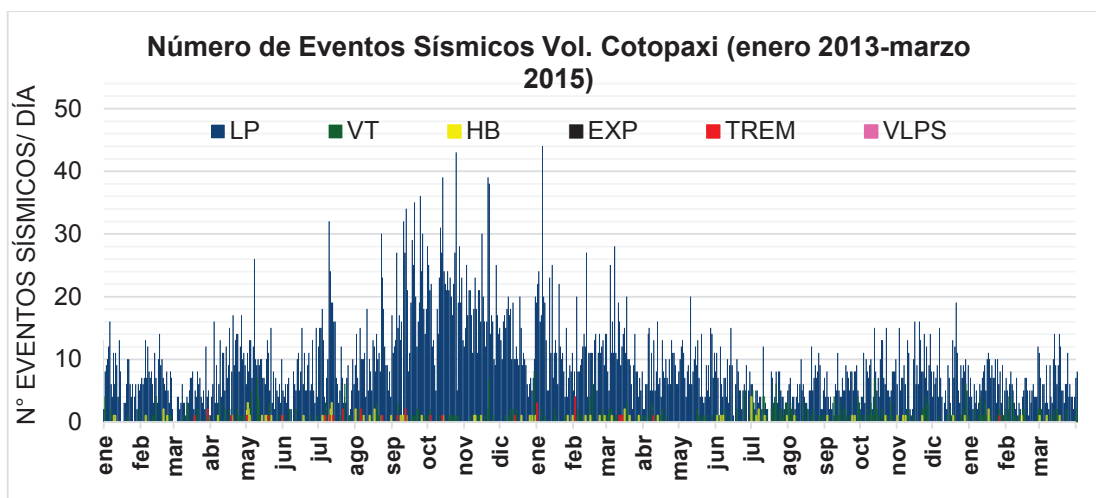
La Figura 4.1 muestra la distribución de los diferentes terremotos registrados en el volcán Cotopaxi en el periodo 2013-2016, también se aprecia el incremento con el tiempo de los eventos sísmicos y de su energía, especialmente en los meses de julio, agosto y septiembre de 2015. De acuerdo a la cantidad de eventos sísmicos y a su naturaleza se han definido los siguientes estados en la actividad del volcán en el periodo mencionado.



**Figura 4. 1:** Número de eventos registrados en el volcán Cotopaxi desde enero-2013 hasta diciembre-2016. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. La línea punteada roja representa la energía sísmica liberada por los sismos entre 2013 y 2016. El eje x representa los meses desde 2013 a 2016, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados en el período 2013-2016. La línea naranja indica el periodo de fondo, en donde se observa que el conteo de eventos sísmicos no supera los 50 terremotos por mes. La línea entrecortada roja muestra el incremento en la energía sísmica desde 2013 a 2016. Tomado de la base de datos del IG.

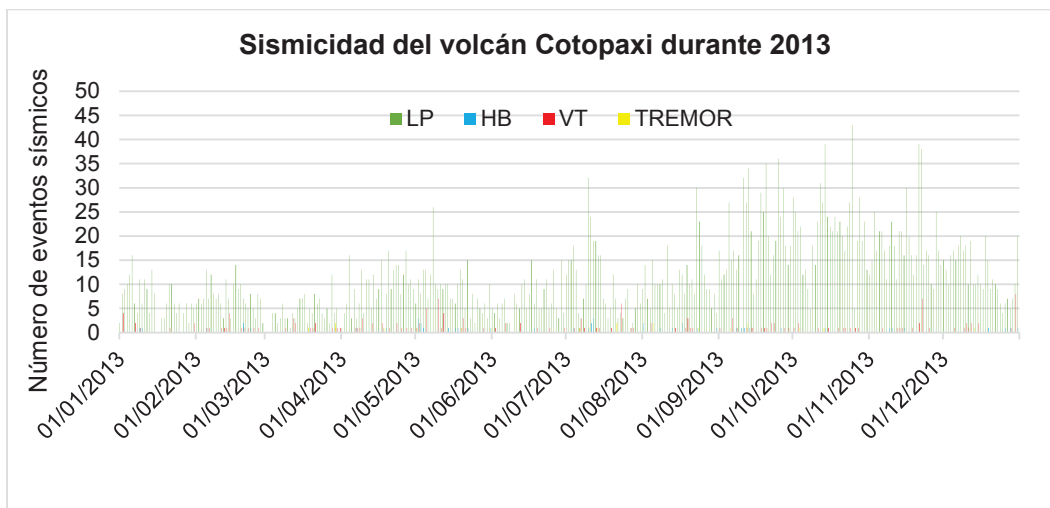
## 4.1 Sismicidad de fondo desde el 01 de enero de 2013 hasta el 01 de abril de 2015

Este período, como lo muestra la Figura 4.2, se caracterizó por una baja sismicidad, así como por pequeñas emisiones de SO<sub>2</sub>, en general el principal rasgo sísmico fueron las señales LP, pero no sobrepasaron los 50 eventos por día y también se registraban esporádicamente eventos VLP (Arias, 2015).

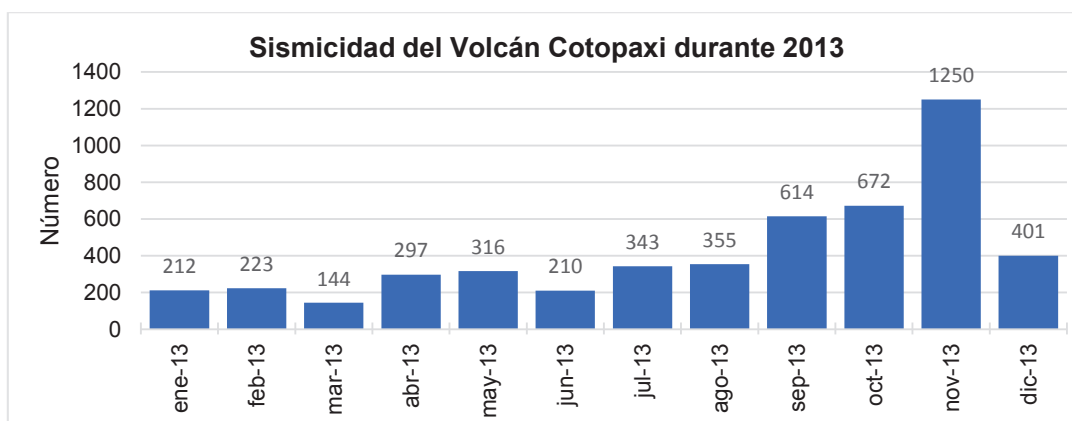


**Figura 4. 2:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre enero 2013 y marzo 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa los meses desde enero 2013 a marzo 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados en el periodo enero 2013 a marzo 2015. Tomado de la base de datos del IG.

Durante el año 2013, la sismicidad del volcán permaneció baja, sin embargo, en las Figuras 4.3 y 4.4 se observa que durante los primeros meses del año fue muy reducida, pero fue aumentando a finales de 2013. La actividad LP fue la más numerosa, varió desde los 9 hasta los 43 eventos por día, seguida de los sismos VT que no sobrepasaron los 8 sismos por día, de igual forma los híbridos y tremores no superaron los 3 sismos diarios; no se registraron explosiones, pero se identificaron 4 eventos VLP (Arias, 2015).



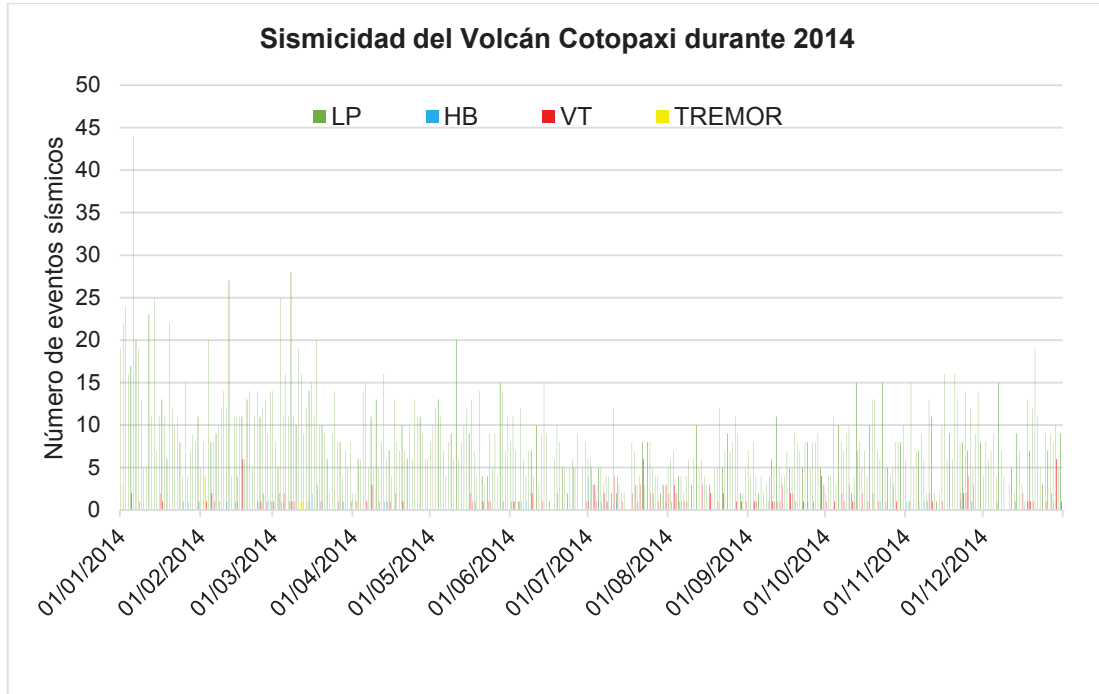
**Figura 4. 3:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi durante 2013. Las barras de color verde representan a los eventos LP, el color celeste a los HB, el color amarillo a los TR, el color rojo a los VT. El eje x representa los meses de 2013, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados en el año 2013. Tomado de la base de datos del IG.



**Figura 4. 4:** Número de eventos registrados en el volcán Cotopaxi durante 2013. El eje x representa los meses del año 2013 y el eje y el conteo de sismos. Tomado de la base de datos del IG.

La sismicidad del año 2014 puede resumirse en la Figura 4.5, de acuerdo a la base de datos del IG y a los reportes que publicó en forma mensual, los eventos más numerosos fueron los LP, siendo el 06 de enero el día en que se contabilizó el máximo durante 2014 con 44 sismos, para los restantes días del año no superaron los 28 eventos por día; en tanto que los VT no superaron los 6 eventos por día; los TR e HB fueron muy esporádicos y no sobrepasaron los 4 eventos por día, se identificaron también 5 sismos VLP (Arias, 2015), no se registraron explosiones y tampoco anomalías en la deformación del volcán. Por lo tanto, la actividad interna del volcán fue baja, así como su actividad superficial, manteniendo este comportamiento, se registraron emisiones de SO<sub>2</sub> que no superaron las

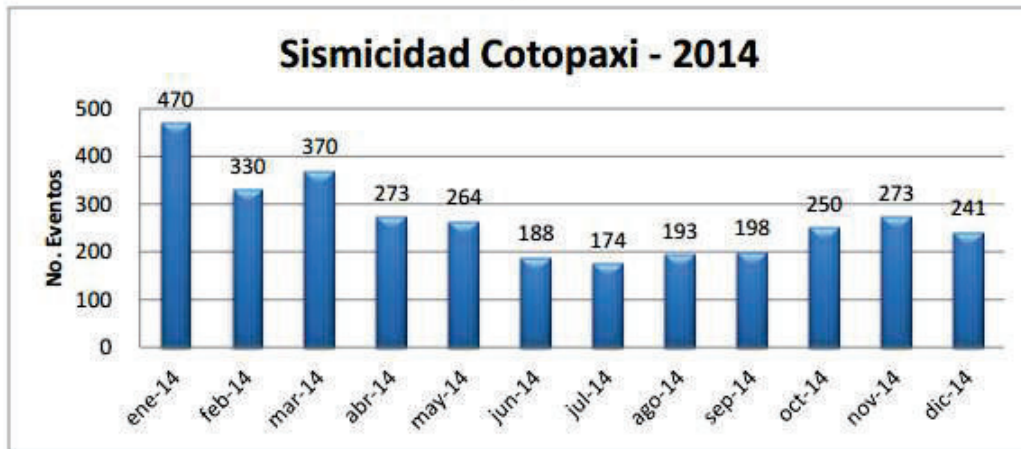
668 ton/día, valor registrado por la estación NASA, ubicada en el flanco occidental del volcán, el 24 de diciembre, asociada con 2 medidas válidas durante todo el día (Instituto Geofísico, Informe mensual volcán Cotopaxi, enero a diciembre-2014).



**Figura 4. 5:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi durante 2014. Las barras de color verde representan a los eventos LP, el color celeste a los HB, el color amarillo a los TR, el color rojo a los VT. El eje x representa los meses de 2014, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados en el año 2014. Tomado de la base de datos del IG.

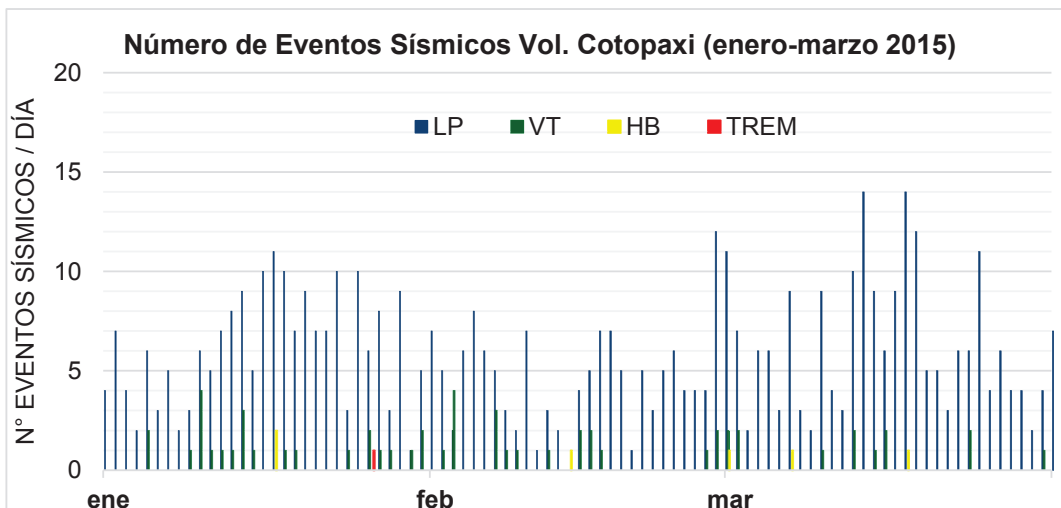
En la Figura 4.6, se observa que el número de sismos por mes fue disminuyendo con el paso del tiempo, el conteo mensual indica que el máximo se halló en enero con 470 sismos mientras que el mínimo se encontró en julio con 174 eventos (Instituto Geofísico, Informe mensual volcán Cotopaxi, enero a diciembre-2014).





**Figura 4. 6:** Número de eventos registrados en el volcán Cotopaxi durante 2014. Tomado de Instituto Geofísico (Informe mensual volcán Cotopaxi, diciembre-2014).

Entre los meses de enero y marzo 2015 la actividad sísmica fue muy baja (Figura 4.7), los LP fueron los sismos más numerosos, registrándose hasta 14 por día, también se contabilizaron eventos VT e HB, pero no sobrepasaron los 5 sismos por día y también se contabilizó un evento tremor.



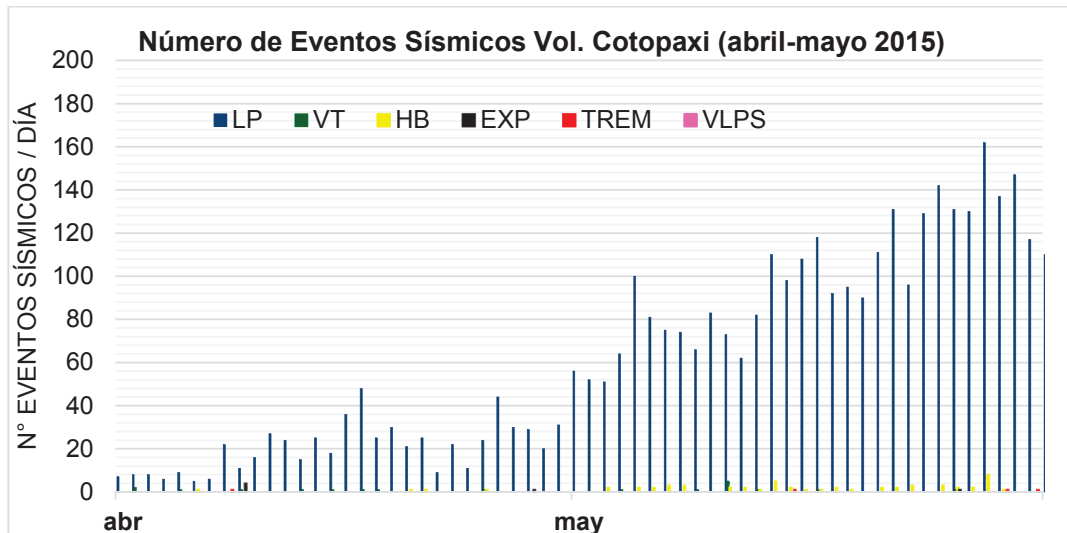
**Figura 4. 7:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre enero y marzo 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT. El eje x representa los meses de enero a marzo de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados en el periodo enero a marzo de 2015. Tomado de la base de datos del IG.

## 4.2 Actividad premonitoria inicial desde abril hasta mayo 2015

Los primeros síntomas de reactivación del volcán se manifestaron a mediados del mes de abril de 2015, en donde la actividad sísmica aumentó considerablemente, como lo indica la Figura 4.8, no se registraron explosiones, se observaron en mayor número sismos LP, aunque no superaron los 48 eventos diarios, se registraron pocos VT e HB's. Se identificó solo un TR.

El mes de mayo se caracterizó por un importante incremento en la sismicidad LP, llegando a contarse hasta 162 eventos en un día. No se registraron explosiones. Los HB's fueron más numerosos a finales de este mes, a pesar de esto no sobrepasaron los 8 eventos por día. La actividad VLP fue nula y los VT muy escasos, así como los TR.

De manera similar, la emisión de gases empezó a incrementarse a partir del 20 de mayo, aumentando desde 500 ton/día hasta 3000 ton/día (Hidalgo et al., 2016).



**Figura 4. 8:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre abril y mayo 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT y el color rosa a los VLP. El eje x representa los meses de abril y mayo de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados durante los meses de mayo y abril de 2015. Tomado de la base de datos del IG.

### **4.3 Actividad premonitoria desde el 01 de junio de 2015 hasta el 13 de agosto de 2015**

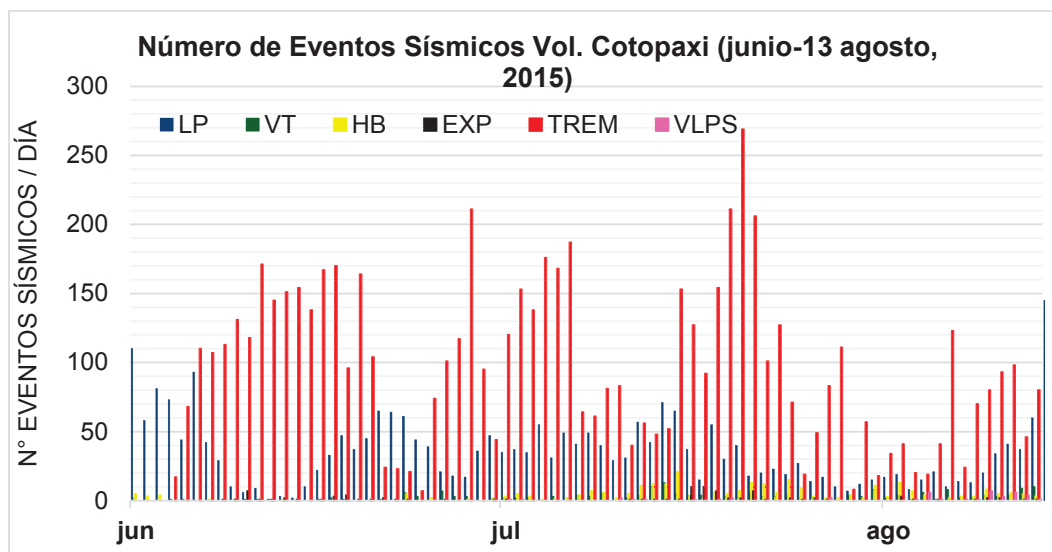
Durante los primeros 4 días del mes de junio la actividad tremórica fue baja (Figura 4.9), sin embargo, posteriormente presentó un incremento notorio e importante hasta el mes de agosto. El 20 de junio se registró un tremor con un día de duración, a la par se percibía un olor a azufre en los alrededores del Refugio y en el sector de Yanasacha; también se reportaron emisiones de SO<sub>2</sub> y de vapor de agua en las cercanías del cráter además de fumarolas, que generalmente tuvieron dirección occidental. El caudal máximo de SO<sub>2</sub> fue 3358 ton/día, registrado el 02 de julio de 2015 (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 1-71, 2015)

Los sismos LP también estuvieron presentes, pero en menor cantidad, ocasionalmente superaron los 50 eventos por día. Es importante indicar que los eventos VT e HB se presentaron en pequeñas cantidades, los primeros no superaron los 5 por día en tanto que los segundos alcanzaron un máximo de 8 por día. Sin embargo, a finales de julio se observó un incremento notable en estos dos tipos de señales, siendo cada vez más frecuentes. Este comportamiento en la sismicidad reflejaría el movimiento de fluidos dentro del volcán (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 1-71, 2015)

A partir del 06 de junio las emisiones de SO<sub>2</sub> tendieron a aumentar y sobrepasar el límite predeterminado para el volcán, lo cual estaría relacionado con el incremento de la actividad tremórica (Hidalgo et al., 2016). Esto sucedió el 06/07/2015 (4640 ton/día de SO<sub>2</sub> promedio obtenido a partir de 38 medidas), el 16/07/2015 (4937 ton/día de SO<sub>2</sub> promedio obtenido a partir de 60 medidas), el 22/07/2015 (5009 ton/día de SO<sub>2</sub> promedio obtenido a partir de 37 medidas) el 29/07/2015 (4451 ton/día de SO<sub>2</sub> promedio obtenido a partir de 52 medidas) y el 30/07/2015 (2570 ton/día de SO<sub>2</sub> promedio obtenido a partir de 55 medidas). También se registró un tremor el 31/07/2015 cuya duración fue de 4 horas y el 01/08/2015 ocurrieron 3 tremores de igual duración (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 1-71, 2015).

Se reportaron emisiones de vapor de agua sobre el cráter, también se registraron eventos VLP, en muchas ocasiones la actividad interna del volcán se reportó como moderada, pero cuando incrementó la cantidad de SO<sub>2</sub> emitido se indicó que la actividad interna del volcán era alta.

No se registraron explosiones, pero los sismos VLP empezaron a ser más usuales a finales de junio y se intensificaron en julio y agosto, contándose como máximo 7 sismos por día. El nivel de actividad superficial fue bajo y su estado activo sin erupción (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 1-71, 2015).



**Figura 4. 9:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre junio y 13 de agosto 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo de junio y 13 de agosto de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre junio y 13 de agosto de 2015. Tomado de la base de datos del IG.

#### 4.4 Inicio de la actividad eruptiva desde el 14 de agosto de 2015 hasta 09 de septiembre de 2015

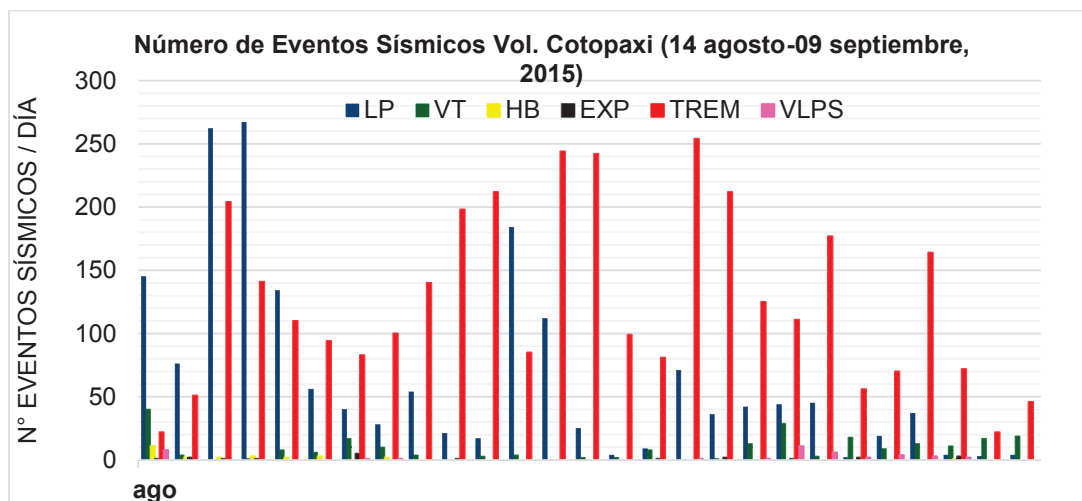
El período eruptivo del volcán inició con dos explosiones registradas el 14 de agosto a las 04:02 y 04:07 en tiempo local, que abrieron parcialmente el sistema (Bernard et al., 2016). También se registró un abatimiento de la columna de ceniza que por acción de los vientos descendió por los flancos occidentales del volcán (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 73-115, 2015).

Si observamos la Figura 4.10, la actividad tremórica y los eventos LP fueron la principal manifestación de la sismicidad en el volcán, los temores fueron muchos más numerosos que los LP y duraron al menos cuatro horas y en algunas ocasiones hasta dos días, como fue el caso del evento tremor ocurrido el 22 de agosto, el cual se prolongó hasta el 24 de agosto. La actividad LP durante los primeros días fue intensa, llegando a contabilizarse

hasta 267 sismos en un solo día (17/08/2015) pero fue disminuyendo con el paso del tiempo (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 73-115, 2015).

Las señales de VLP se registraron el 02 de septiembre y se mantuvieron en pequeños números hasta el 07 del mismo mes, en tanto que la actividad VT solamente fue alta el 14 de agosto con 25 eventos, en donde un enjambre precedió a la primera explosión freática (Hidalgo et al., 2016), en los demás días disminuyó notablemente, incluso llegando a ser nula (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 73-115, 2015).

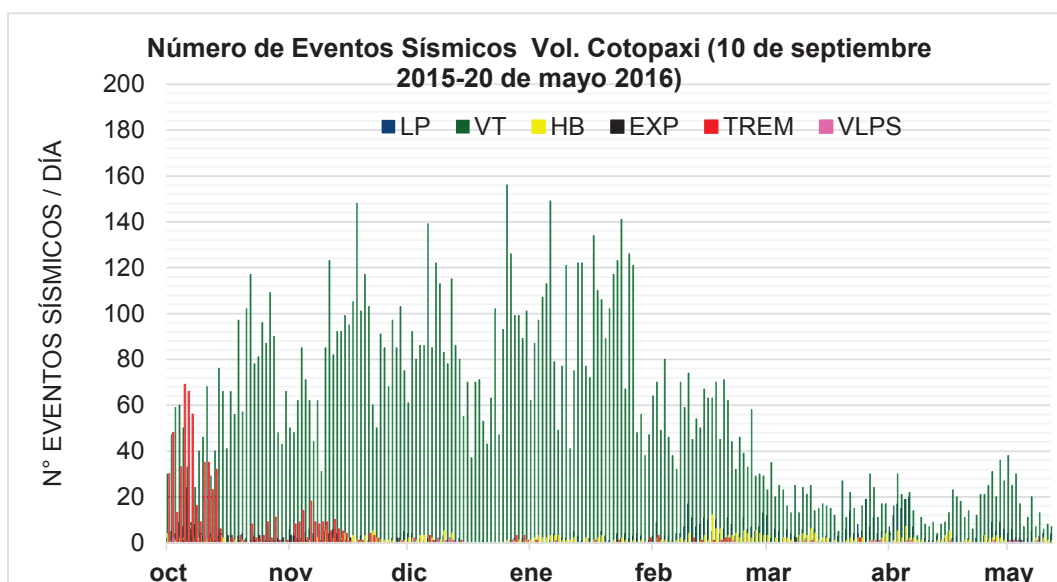
De acuerdo al estado de la sismicidad anteriormente descrita, en este período el IG catalogó al volcán como activo en erupción, con actividad interna alta y actividad superficial moderada; esto también se puede sustentar tomando en cuenta la cantidad de SO<sub>2</sub> emitido, ya que las mediciones reflejaron excesos en el límite pre establecido para el volcán, llegando a una cantidad pico de 12798 ton/día, promedio obtenido a partir de 43 medidas, el valor más alto registrado en este período, el 20 de agosto; sin embargo, en tres días se registraron valores muy bajos del gas, que no sobrepasaron las 350 ton/día promedio obtenido a partir de 29 medidas. Adicionalmente a esto se observó la emisión de columnas de vapor y ceniza cuyas alturas variaron desde los 100 m hasta los 2 km sobre el nivel del cráter, dirigiéndose principalmente hacia el occidente, sur-oeste y nor-este del volcán (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 73-115, 2015).



**Figura 4. 10:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre 14 de agosto y 09 de septiembre de 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo de 14 de agosto y 09 de septiembre de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre 14 de agosto y 09 de septiembre de 2015. Tomado de la base de datos del IG.

## 4.5 Actividad magmática desde el 10 de septiembre de 2015 hasta el 19 de mayo de 2016

Durante este período la actividad VT se intensificó (ver Figura 4.11), en tanto que las demás señales tendieron a disminuir y ser menos frecuentes, por otro lado, las cantidades de SO<sub>2</sub> emitidas en muchas ocasiones superaron al valor de fondo; en tanto que las explosiones internas de pequeña magnitud fueron más comunes; también se reportaron lahares secundarios ocasionados por lluvias y deshielos del glaciar del volcán, así como también caídas de ceniza en los poblados cercanos.



**Figura 4. 11:** Eventos registrados en las estaciones sísmicas del volcán Cotopaxi entre 10 septiembre de 2015 y 20 de mayo de 2016. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 10 de septiembre de 2015 al 20 de mayo de 2016, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 10 de septiembre de 2015 al y 20 de mayo de 2016. Tomado de la base de datos del IG.

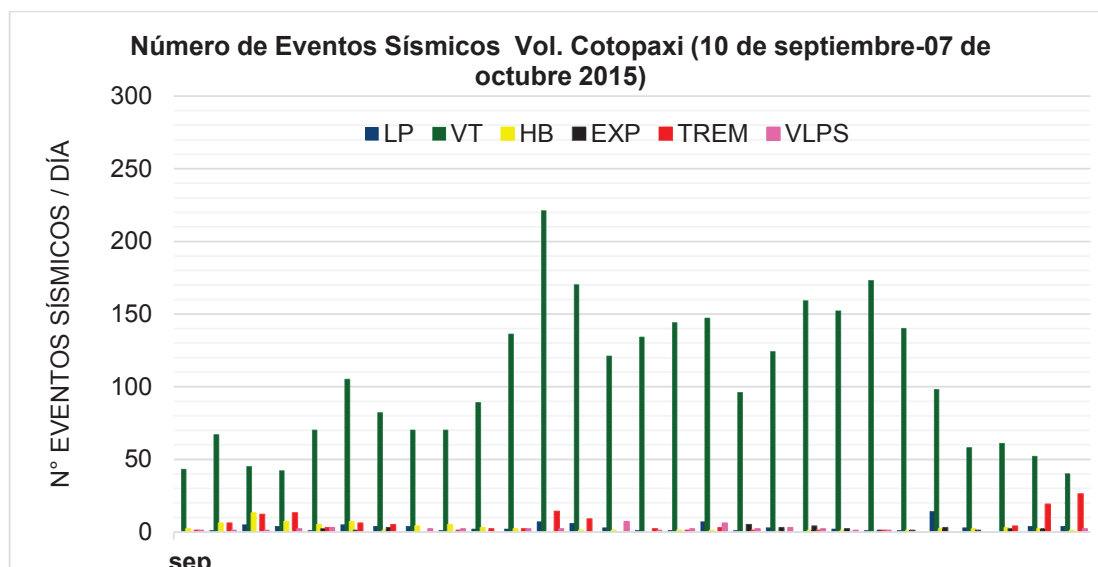
Desde la tarde del 10 de septiembre hasta el 07 de octubre, el volcán fue catalogado como activo en erupción, con actividad interna moderada y con actividad superficial baja (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 116-143, 2015).

Las emisiones de gas fueron variables, pero en general sobrepasaron las 1000 ton/día, alcanzando el valor más alto el 06 de octubre con 8264 ton/día, promedio obtenido a partir de 20 medidas, pero también se observaron pocos valores bajos como 463 ton/día,

promedio obtenido a partir de 20 medidas el 20 de septiembre (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 116-143, 2015).

También se reportaron emisiones de vapor con pequeñas cantidades de ceniza cuya altura sobre el nivel del cráter no superó los 2 km y generalmente tuvieron dirección al occidente, nor-oeste y sur-oeste. Las lluvias generaron pequeños lahares secundarios (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 116-143, 2015).

La sismicidad mostró incrementos en los eventos VT, registrándose hasta 221 eventos por día (ver Figura 4.12), la actividad tremórica disminuyó considerablemente con respecto al mes de agosto y como máximo se contaron 26 señales de este tipo y en menor cantidad se observaron eventos HB, LP y VLP (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 116-143, 2015).

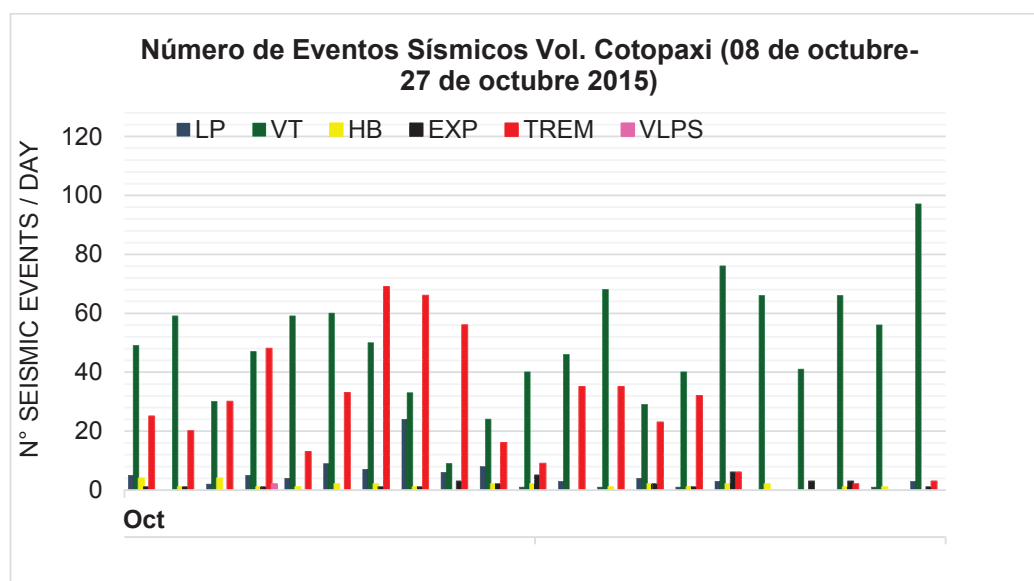


**Figura 4. 12:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre 10 de septiembre y 07 de octubre de 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 10 de septiembre de 2015 al 07 de octubre de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 10 de septiembre de 2015 al y 07 de octubre de 2015. Tomado de la base de datos del IG.

El 08 de octubre el volcán fue catalogado como activo en erupción, con actividad interna moderada y con actividad superficial moderada hasta el 27 de octubre de 2015 (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 144-163, 2015).

Debido a las lluvias se generaron pequeños lahares secundarios hacia la parte occidental del volcán, se observaron emisiones de gas y vapor cuya altura no superó los 2 km sobre el cráter, tuvieron una dirección preferencial oeste, nor-oeste y sur-oeste, también se registraron caídas de ceniza fina en los poblados cercanos (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 144-163, 2015).

Las emisiones de SO<sub>2</sub> permanecieron altas, en tanto que la sismicidad representada por la Figura 4.13, indica que las señales tremóricas aún persistieron, pero en menor cantidad que en el mes de agosto, se contaron un máximo de 69 tremores en un solo día el 14 de octubre de 2015, sin embargo, a finales del mes este tipo de señal disminuyó notablemente; en tanto que la actividad VT mostró una ligera disminución con el mes anterior, se registraron 97 eventos el 28 de octubre de 2015 y las demás señales permanecieron bajas (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 144-163, 2015).



**Figura 4. 13:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre el 08 y 27 de octubre de 2015. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 08 de octubre de 2015 al 27 de octubre de 2015, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 08 de octubre de 2015 al 27 de octubre de 2015. Tomado de la base de datos del IG.

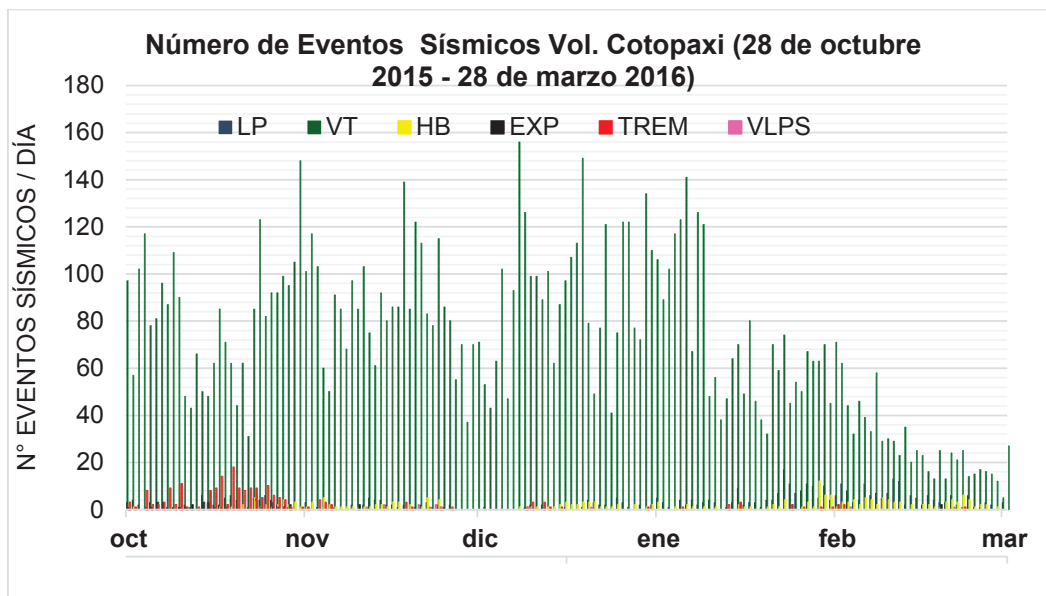
Desde el 28 de octubre de 2015 el volcán permaneció activo en erupción, con actividad interna moderada y con actividad superficial baja hasta el 28 de marzo de 2016 (Instituto Geofísico, Informe del estado diario del volcán Cotopaxi:164-228, 01-88, 2015-2016).



Como lo indica la Figura 4.14, a finales de octubre la actividad tremórica disminuyó y en lo que sigue hasta finales de 2016 fue muy reducida e incluso nula, con esporádicas apariciones. La actividad VT fue la más importante, este fue el período donde más eventos de este tipo ocurrieron, se contaron hasta 162 sismos durante un solo día, como ocurrió el 04 de enero de 2016, sin embargo, es de notar que a partir del mes de febrero de 2016 los VT disminuyeron considerablemente y no sobrepasaron los 60 sismos (Instituto Geofísico, Informe del estado diario del volcán Cotopaxi:164-228, 01-88, 2015-2016).

Las demás señales sísmicas fueron muy reducidas, los eventos HB fueron más comunes en febrero y marzo, pero en muy poca cantidad (Instituto Geofísico, Informe del estado diario del volcán Cotopaxi:164-228, 01-88, 2015-2016).

Las emisiones de  $SO_2$  variaron entre 52 y 7776 ton/día, se registraron emisiones de gas y vapor con ligeras cantidades de ceniza cuya dirección generalmente fue oeste, nor-oeste, sur-oeste y este, cuya altura sobre el cráter no superó los 2 km, además se registró caída de ceniza en ciertos poblados como Machachi y Aloasí. Durante este período se produjeron con mucha mayor frecuencia explosiones internas de tamaño pequeño en el volcán, así como lahares secundarios en los flancos occidentales, nor-occidentales y nor-orientales, también se produjeron corrientes de agua lodosa que principalmente llegaron a la quebrada Agualongo; estos fenómenos fueron causados por las lluvias y por los deshielos del casquete glaciar del volcán (Instituto Geofísico, Informe del estado diario del volcán Cotopaxi:164-228, 01-88, 2015-2016).



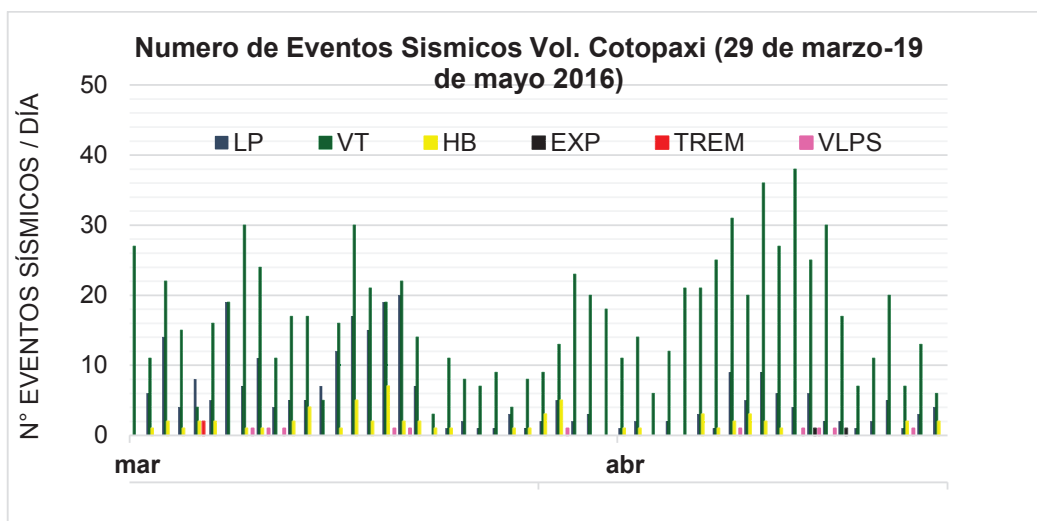
**Figura 4. 14:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre el 28 de octubre de 2015 y el 28 de marzo de 2016. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 28 de octubre de 2015 al 28 de marzo de 2016, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 28 de octubre de 2015 al 28 de marzo de 2016. Tomado de la base de datos del IG.

Desde el 29 de marzo de 2016 el volcán permaneció activo en erupción, con actividad interna moderada con tendencia a la baja y con actividad superficial baja hasta el 19 de mayo de 2016 (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi:089-140, 2016)

Si observamos la Figura 4.15, nos damos cuenta que la actividad sísmica muestra señales de descenso, los eventos VT predominaron en número sobre las demás señales, llegando a registrarse como máximo 38 eventos en un día (10 de mayo de 2016), la actividad tremor fue prácticamente nula, los VLP fueron muy reducidos, esporádicamente se contó un evento por día, los HB no sobrepasaron los 7 sismos por día y fueron más numerosos y frecuentes que los VLP y tremor, las explosiones disminuyeron considerablemente en comparación con el periodo anterior (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi:089-140, 2016).

De acuerdo al estado de la sismicidad, la actividad VT se mantuvo alta, en tanto que los demás tipos de sismos estuvieron a la baja, alcanzando su nivel de fondo (Instituto Geofísico, Actualización de la Actividad Eruptiva del Volcán Cotopaxi - N° 5, 2016).

Se registraron lahares secundarios que fueron originados por las lluvias y por el deshielo del glaciar del volcán en los flancos occidentales además de corrientes de agua lodosa que descendieron hasta alcanzar la quebrada Agualongo (Instituto Geofísico, Informe diario del estado del volcán Cotopaxi:089-140, 2016).



**Figura 4. 15:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre el 29 de marzo y el 19 de mayo de 2016. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 29 de marzo al 19 de mayo de 2016, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 29 de marzo al 19 de mayo de 2016. Tomado de la base de datos del IG.

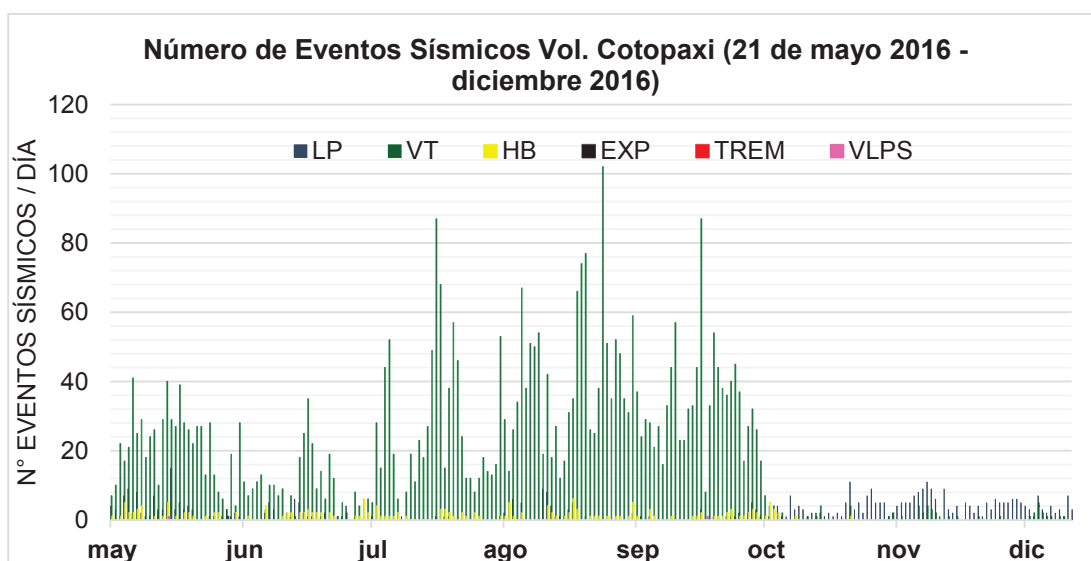
#### 4.6 Periodo post eruptivo desde el 21 de mayo al 12 de diciembre de 2016

A partir del 21 de mayo de 2016 el volcán fue catalogado como activo, con actividad interna baja y con actividad superficial baja, tal comportamiento se mantuvo durante el resto del 2016 (Instituto Geofísico, Actualización de la Actividad Eruptiva del Volcán Cotopaxi - N° 6, 2016).

La Figura 4.16 indica que la sismicidad VT aún era predominante, pero en la mayoría de los días no se contaron más de 40 eventos, sin embargo, en pocos días se contabilizaron como máximo 102 sismos. La actividad superficial disminuyó notablemente, durante los

últimos días de mayo se generaron lahares secundarios, a partir de ese momento no se reportaron lahares; también es necesario indicar que a partir del 21 de mayo no se registraron explosiones. Esporádicamente se registraron emisiones de gas y vapor con alturas máximas de 500 metros sobre el cráter del volcán (Instituto Geofísico, Informe diario de la actividad del volcán Cotopaxi: 141-205, 2016).

Las emisiones de SO<sub>2</sub> disminuyeron, desde octubre se observó que los sismos VT disminuyeron considerablemente, no superaron los 10 eventos por día, a estos eventos, fueron acompañando los LP en similar número (Instituto Geofísico, Informe diario de la actividad del volcán Cotopaxi: 141-205, 2016).



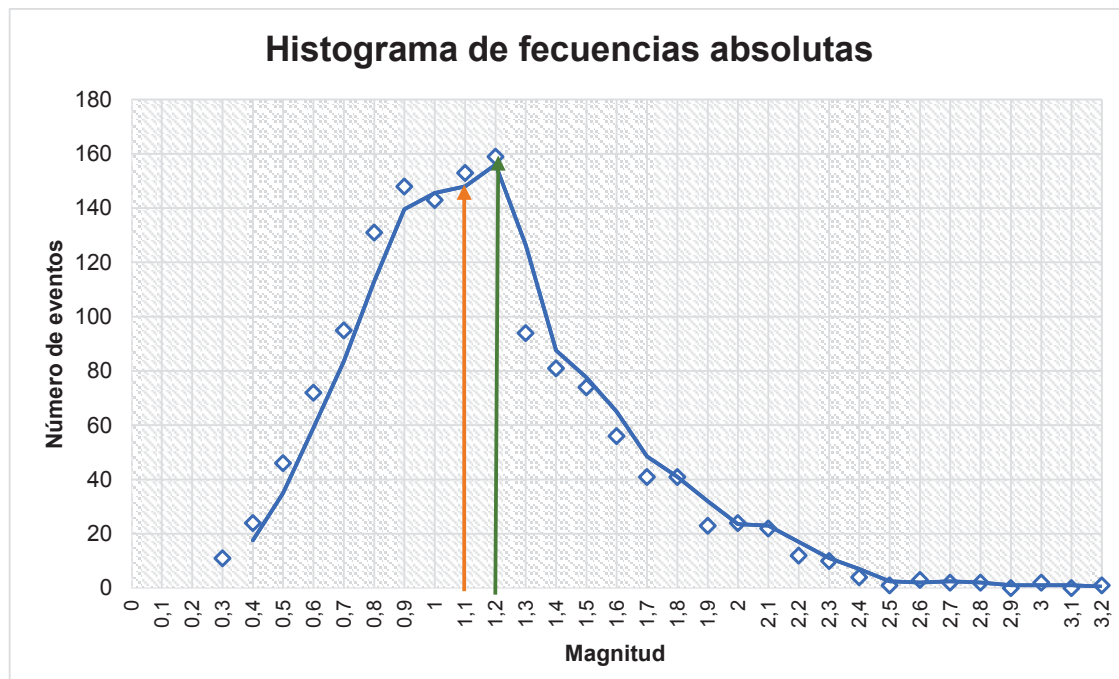
**Figura 4. 16:** Eventos registrados en el volcán Cotopaxi entre el 21 de mayo y el 31 de diciembre de 2016. Las barras de color azul representan a los eventos LP, el color amarillo a los HB, el color rojo a los TR, el color verde a los VT, el color negro a las EXP y el color rosa a los VLP. El eje x representa el periodo de tiempo del 21 de mayo al 12 de diciembre de 2016, el eje y representa el conteo de cada una de los diferentes tipos de sismos volcánicos registrados entre el 29 de marzo al 19 de mayo de 2021 de mayo al 12 de diciembre de 2016. Tomado de la base de datos del IG.

## 5. RESULTADOS

### 5.1 Magnitud de homogeneidad

Aplicando la metodología anteriormente descrita se estimó el valor de  $m_0$  para todo el conjunto de datos, con el objetivo de garantizar que los mismos sean confiables y evitar errores en las estimaciones del valor  $b$ .

Después de analizar el catálogo sísmico del volcán mediante los tres métodos anteriormente descritos, se eligió como  $m_0$  a 1.2, hallado mediante el método MAXC, ya que tal valor es muy cercano a 1.1, hallado con el método GFT. Al aplicar el método MBS no se obtuvo un resultado consistente. A pesar de que en la sección 2.4.4 se indicó que el GFT es el método más confiable, se debe tener en cuenta que esto ocurre cuando alcanza el 95% en el límite de confianza, lo cual de acuerdo a Mignan & Woessner (2012) no siempre se logra; además un rasgo importante que sustenta la decisión de tomar a este valor como  $m_0$  es el quiebre que se observa en el punto 1.2 en la distribución del número de eventos de acuerdo a la magnitud, que se representa en la Figura 5.1.



**Figura 5. 1:** Histograma de número absoluto de eventos de acuerdo a su magnitud. Se observan dos flechas: una roja y otra verde, indicando el valor de  $m_0$  calculado mediante los métodos de MAXC y GFT. También se observa un quiebre importante en la gráfica, en el punto 1.2.

Como magnitud máxima esperada ( $m_{m\acute{a}x}$ ) se eligió a 4.0, ya que se identificó al valor 3.2 como la magnitud máxima encontrada en un sismo VT perteneciente al catálogo sísmico, dando solidez a esta elección.

En la Figura 5.1 se puede apreciar que la mayor parte de los sismos VT tienen magnitudes entre 0.8 y 1.2, superando los 120 eventos, además las magnitudes superiores a 2.2 representan a sismos que en número no superan la decena y conforme aumenta la magnitud, el conteo en cada intervalo va disminuyendo, además no se han contado eventos en las magnitudes 2.9 y 3.1

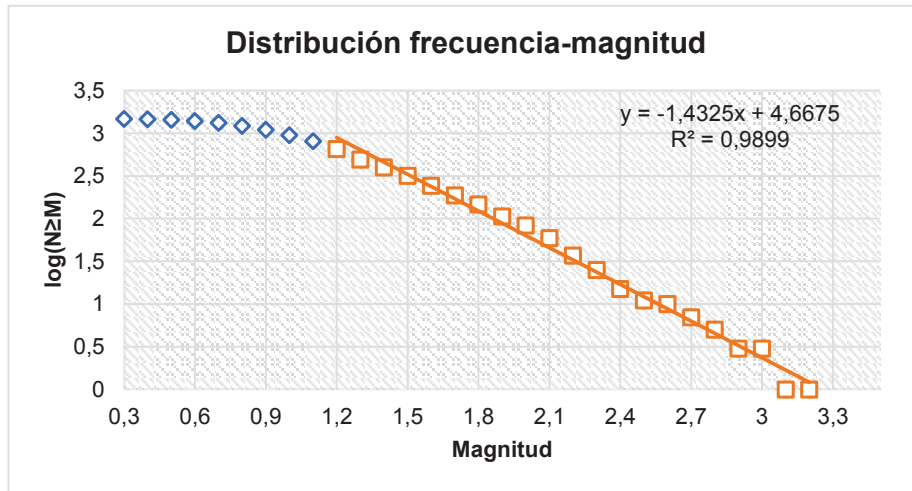
Como se puede apreciar en la tabla 5.1, usando las  $m_0$  estimadas por MAXC y GFT y resolviendo mediante MV y MC, se obtiene un valor b similar para todo el conjunto de datos.

**Tabla 5. 1:** Cálculo de la  $m_0$  mediante los métodos MAXC (máxima curvatura) y GFT (bondad de ajuste) y del valor b mediante MV y MC.

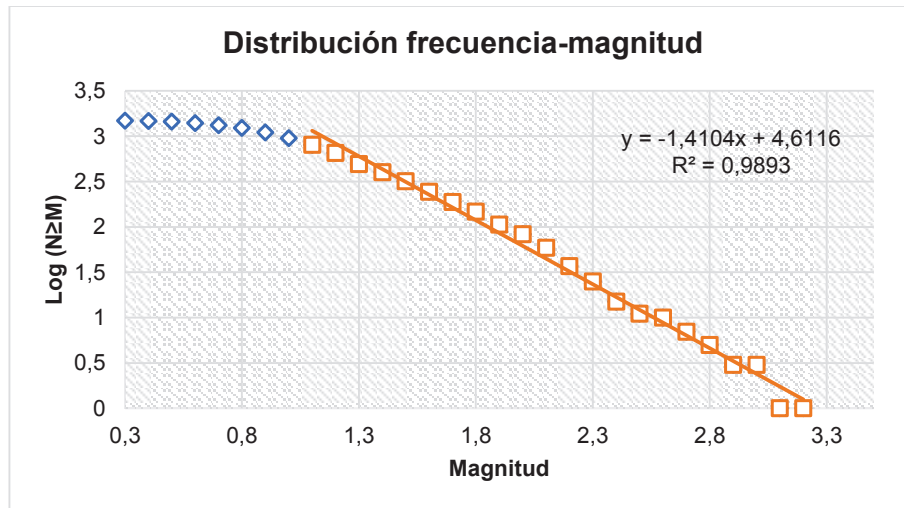
Método	$m_0$	b (MV)	Desviación estándar ( $\sigma$ )	b (MC)
Máxima Curvatura	1.2	1.31	0.052	1.43
Bondad de ajuste (90%)	1.1	1.24	0.044	1.41

Con respecto a la representación de la DFM para todo el conjunto de datos podemos observar que si usamos como  $m_0 = 1.2$ , la regresión presenta un mayor factor de correlación ( $R^2=0.9899$ ) que cuando usamos  $m_0 = 1.1$  ( $R^2=0.9893$ ).

La pendiente de la gráfica (valor b) varía muy poco cuando se comparan las Figuras 5.2 y 5.3, la recta se ajusta muy bien a los datos presentando un factor de correlación  $R^2$  de 0.9899 y 0.9893 respectivamente, no difiere significativamente de ellos, sin embargo, para las magnitudes 3.0 y 3.1 la recta se separa considerablemente de los mismos, en especial de esta última, la cual no contabiliza ni un evento.



**Figura 5. 2:** Distribución frecuencia-magnitud para todo el conjunto de datos (1475 sismos VT), la línea naranja representa el mejor ajuste mediante mínimos cuadrados, siendo  $m_0 = 1.2$ . El eje x representa los intervalos de magnitud con un ancho de clase de 0.1, el eje y representa el logaritmo en base 10 del número acumulado de eventos de acuerdo a su magnitud.



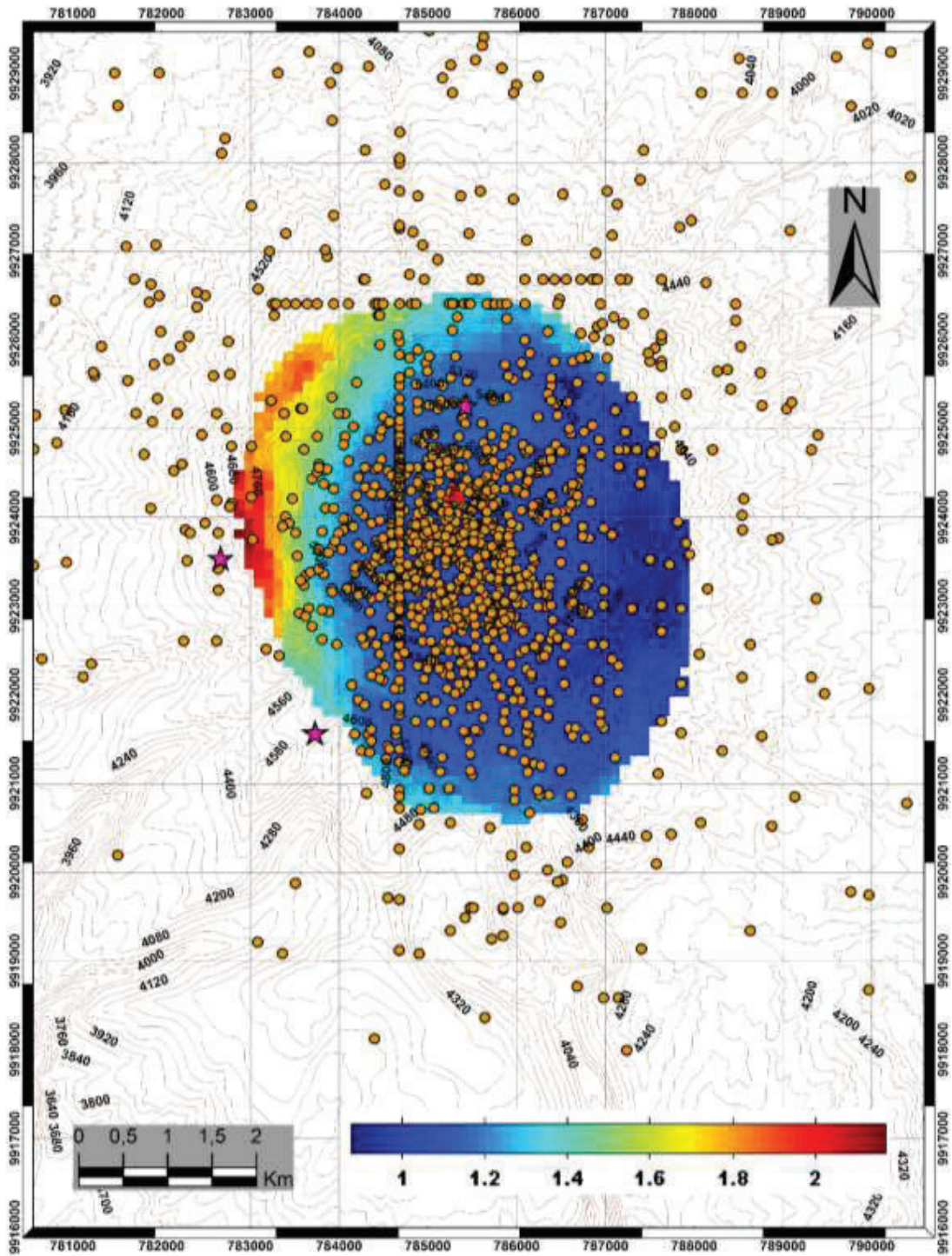
**Figura 5. 3:** Distribución frecuencia-magnitud para todo el conjunto de datos (1475 sismos VT), la línea naranja representa el mejor ajuste mediante mínimos cuadrados, siendo  $m_0 = 1.1$ . El eje x representa los intervalos de magnitud con un ancho de clase de 0.1, el eje y representa el logaritmo en base 10 del número acumulado de eventos de acuerdo a su magnitud.

## 5.2 Variación del valor b con el espacio

Para efectuar el análisis espacial del valor de b se creó una grilla con un espaciado de 0.1 km x 0.1 km, con un radio en cada nodo de 2 km., además para evitar errores y sobrestimaciones en el mapeo, se tomaron en cuenta los datos que se concentraron en el edificio volcánico, con lo que, de 1475 sismos, se redujeron a 1305, sin embargo, muchos de ellos presentaron magnitudes menores a  $m_0$ , por tal razón se desecharon y se tomaron en cuenta únicamente a aquellos con magnitud mayor o igual que  $m_0$ . Con esto los datos definitivamente fueron 652 sismos.

De acuerdo a la barra de colores de la Figura 5.4, los valores que toma el parámetro b oscilan entre 1.0 y 2.0, de tal manera que el color azul oscuro corresponde a valores de entre 1.0 y 1.3, conforme aumenta el valor de b, el color se hace más claro, llegando hasta 1.3 en donde se va tornando celeste. El color totalmente celeste corresponde a los valores de entre 1.3 y 1.5, el color verde claro para los comprendidos entre 1.5 y 1.6, el color amarillo para valores que varían de 1.6 a 1.7, el naranja para 1.7 y 1.8 y el color rojo para valores entre 1.8 y 2.0.





**Figura 5. 4:** Mapeo del valor  $b$  mediante una grilla de  $0.1 \text{ km} \times 0.1 \text{ km}$  de espaciamiento y con radios de  $2 \text{ km}$ . El triángulo rojo indica la posición del cráter (UTM:  $X=785304,77$   $Y=9924289,82$ ), en tanto que la barra de colores indica los diferentes rangos del valor  $b$  estimados mediante MV. Los puntos naranjas representan los hipocentros proyectados en la superficie. Las estrellas de color violeta muestran los puntos en donde se centran las circunferencias que contienen a los datos para realizar una DFM, como se verá más adelante. La topografía fue tomada del portal del Instituto Geográfico Militar, el intervalo de cada curva es de  $40 \text{ m}$ .

De acuerdo al mapeo del valor b representado en la Figura 5.4, se observan anomalías altas entre 1.4 y 2.0, en los flancos occidental, norte, nor-este, nor-oeste y sur-oeste del cono, en tanto que valores considerados como bajos, entre 1.0 y 1.3, se concentran hacia la parte centro-sur y hacia la zona oriental.

Hacia el oeste del cráter, se ubica una región en donde b toma valores entre 1.8 y 2.0, la misma que se encuentra a una distancia aproximadamente entre 2.5 y 2.06 km del cráter, ubicándose entre las curvas de nivel de 4720 y 4840 msnm. Cabe indicar que a partir de esta última cota se tienen valores un poco más bajos, entre 1.7 y 1.8.

Al nor-oeste del cráter se tienen valores entre 1.7 y 1.8, a distancias de 2.07 y 2.5 km, alojadas entre las cotas de 4720 y 4920 msnm. Es necesario indicar que estos valores se extienden desde las coordenadas UTM: X=783199,397 Y=9922878,645 hasta el punto UTM: X=783634,777 Y=9925959,795.

Los valores entre 1.6 y 1.7, se extienden desde el punto UTM X=783399,331 Y=9923015,063 hasta la posición UTM: X=783785,769 Y=9925632,302, la región más notoria dista entre 2.29 y 2.0 km hacia el nor-oeste del cráter, entre las curvas de nivel de 4880 y 5000 msnm. Es necesario indicar que es más notoria conforme se avanza hacia el norte, en tanto hacia el este va disminuyendo, observándose que tiende a tomar valores de 1.5 -1.6 y 1.3 -1.5.

Los valores entre 1.5 y 1.6 se ubican al oeste del cráter, pero no se aprecian muy bien ya que tienden a tomar valores de 1.3-1.5, pero son más notorias hacia el nor-oeste, lugar en donde también tiende a tomar valores de 1.7-1.8 y 1.3-1.5 a una distancia de 2.32 y 1.97 km entre las cotas 4880 y 5080 msnm, también se observan hacia el sur-oeste, a una distancia de entre 2.45 y 2.19 km, en las cotas de 4680 y 4800, en donde toma valores más bajos de entre 1.3-1.5.

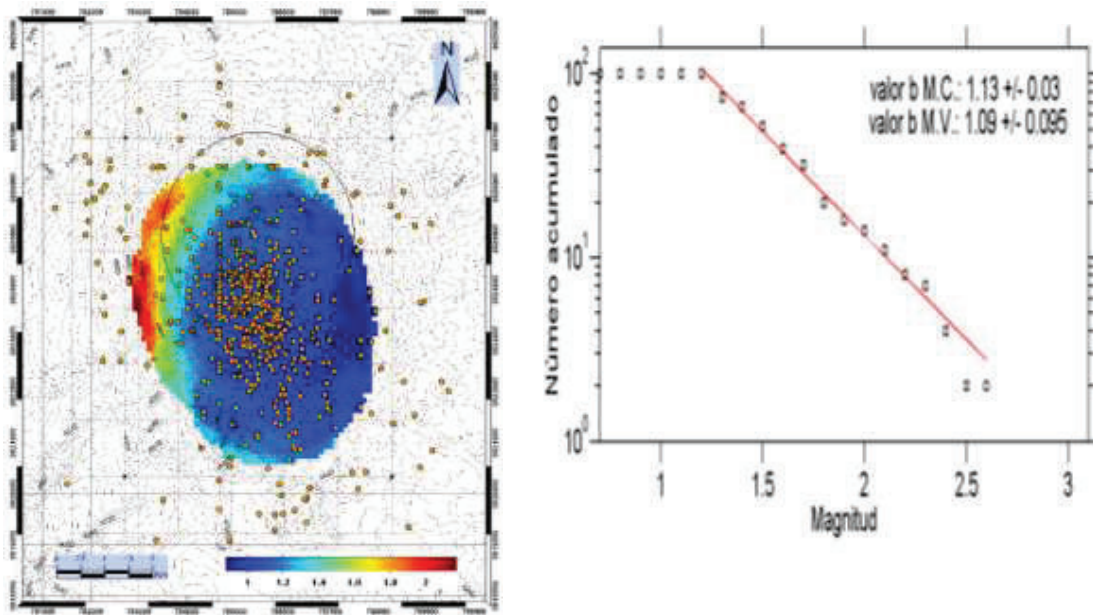
Los valores de entre 1.3 y 1.5 correspondientes al color celeste se localizan en la parte oeste, sur y norte con respecto al cráter a una distancia entre 1.69 y 1.35 km entre las cotas de 5000 y 5160 msnm, entre 3.60 y 3.42 km en la cota de 4480 msnm, entre 2.24 y 1.60 km entre las cotas 4480 y 5160 msnm respectivamente. Sin embargo, es importante señalar que se representan muy bien hacia el sur-oeste y nor-oeste, en tanto que hacia el nor-este, se observan valores de esta clase en pequeños volúmenes, que principalmente, tiende a tomar valores inferiores a 1.3 hacia el este.

Los valores considerados como bajos, valores menores a 1.3, se concentran hacia la parte norte, centro-sur y hacia la zona oriental, a una distancia con respecto al cráter de 1.56 km aproximadamente, además, se localizan entre las cotas de 5080 msnm hasta las más altas, más hacia el norte, tienden a tomar valores de 1.3-1.5; al centro-sur se hallan a una distancia de 3.28 km a cotas mayores a 4440 msnm y la oriental a una distancia máxima de 1.84 km y a una cota superior a 4960 msnm. Como se puede observar en la Figura 3.4, la mayor parte del volcán se encuentra sometido bajo estos valores, además hacia el extremo oriental, el parámetro  $b$  toma valores de 1.0 e incluso menores, entre 4560 y 4720 msnm, a una distancia de 2.75 y 2.29 km con dirección sur-este, en cambio hacia el este, estos valores se hallan a distancias de 1.86 y 2.53 km, entre las cotas de 4960 y 4680 msnm.

Para dar una mejor visión de estas regiones sísmicas y para garantizar la localidad de tales valores de  $b$ , se ha realizado una DFM de los eventos ubicados en tales regiones, para esto se tomaron en cuenta a los 100 sismos más cercanos a ciertos puntos (cuyas ubicaciones serán descritas más adelante) contenidos en una circunferencia de radio 2 km. A continuación, se describen las 3 regiones estudiadas:

1. En primera instancia se examina la parte cercana al cráter, analizando los eventos que se encuentran contenidos en una circunferencia de 2 km de radio centrada en el punto UTM:  $X= 785423.527$ ,  $Y= 9925261.618$ . Como se representan en la Figura 5.5, esta región tiene un valor  $b$  relativamente bajo ( $MV= 1.09\pm 0.096$ ), sin embargo, tiende a acercarse a zonas donde  $b$  toma valores de 1.4, las mismas que se ubican hacia el oeste. Al realizar la DFM para estos datos, se obtiene una estimación de  $b$  mediante MC y MV de 1.13 y de 1.09 respectivamente, se observa que la regresión tiene un buen ajuste, presentando una desviación estándar baja de  $\pm 0.003$  y de  $\pm 0.095$  para ambos métodos correspondientemente, pero también se debe tener en cuenta que para las magnitudes superiores a 2.3 la recta no pasa por tales puntos, debido a que no se registra ningún evento de magnitud 2.5 y la magnitud máxima encontrada en esta muestra es de 2.6

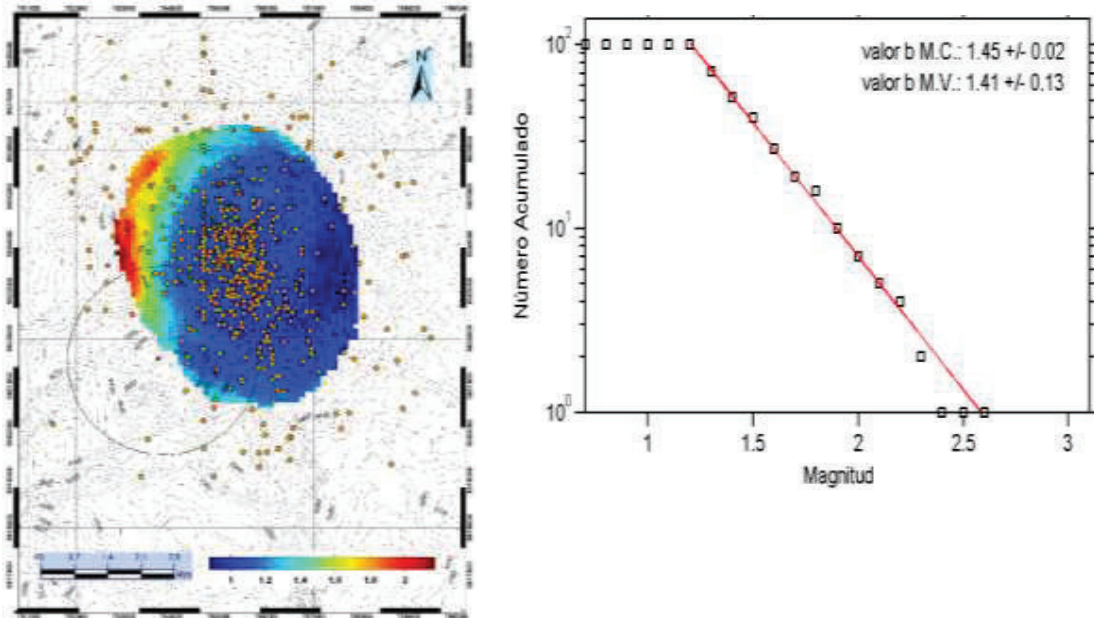
Hacia la parte sur-occidental, también se pueden observar pequeñas regiones con valores anómalos de 1.4; no obstante, la principal región con la que limita, se caracteriza por un valor b cercano a 1.0.



**Figura 5. 5:** Valor b en la región norte del volcán, con una estimación mediante MV de  $1.09 \pm 0.095$  y  $1.13 \pm 0.03$  mediante MC. El centro de la circunferencia se localiza a 1.01 km en dirección norte del cráter. Se observa que, en la estimación, todos los sismos se localizan hacia el norte donde se pintan los valores menores o iguales a 1.3.

2. De igual forma que la región anterior se ha analizado una muestra de 100 sismos contenida en una circunferencia de radio 2 km, centrada en el punto UTM: X= 783727.216, Y= 9921572.784 (Figura 5.6) que se localiza en el flanco sur-occidental. El procesamiento de los datos muestra resultados de b de 1.45 y 1.41 para MC y MV respectivamente, con desviaciones estándar correspondientes de  $\pm 0.02$  y  $\pm 0.13$ . Si observamos la Figura 5.6 notaremos que la recta prácticamente pasa por todas las magnitudes, sin embargo, existen valores que no son contenidos, como las magnitudes de 2.3, 2.4 y 2.5, también es necesario indicar que las magnitudes 2.4, 2.5 y 2.6 se alinean horizontalmente, debido a que solamente la magnitud de 2.6 tiene un evento,

en cambio, las otras dos se encuentran vacías. La magnitud máxima encontrada en este grupo de datos es 2.6.

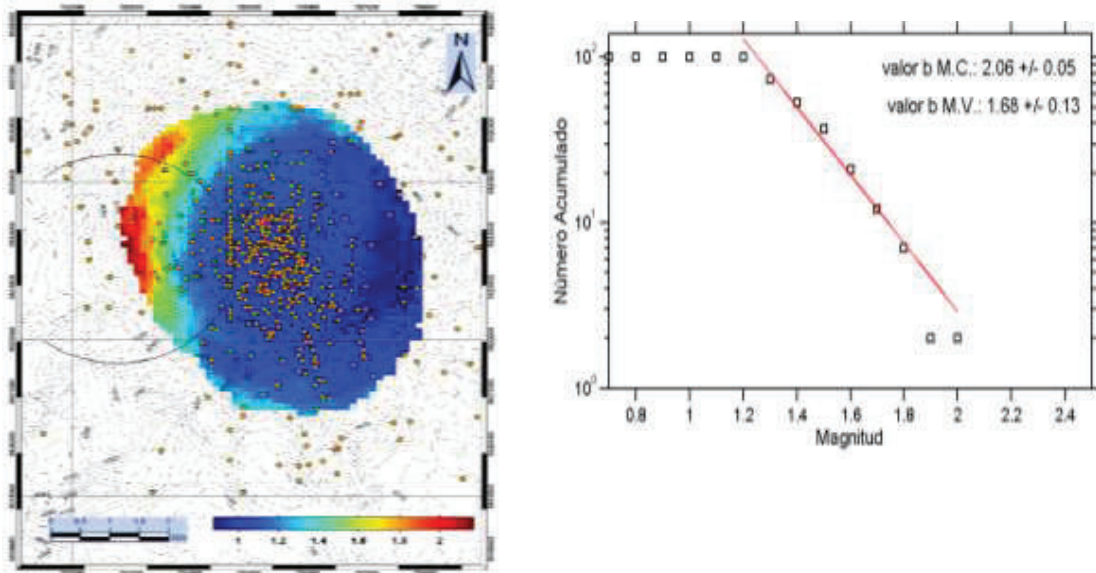


**Figura 5. 6:** Valor b en la región sur-occidental del volcán, con una estimación mediante MV de  $1.4 \pm 0.13$  y  $1.45 \pm 0.02$  mediante MC. El centro de la circunferencia se localiza a 3.11 km en dirección sur-oeste del cráter. Se observa que, en la estimación, casi en su totalidad, los sismos se localizan hacia el este donde se pinta la anomalía de 1.4 y de 1.3.

3. Los valores más altos del parámetro b se encuentran en la parte occidental del volcán, se observan valores de hasta 2.0, pero se hallan alojados en diminutos volúmenes de corteza, rodeados por valores de 1.5 a 1.8, distribuidos en forma de una franja alargada, limitándose hacia el este con regiones con valores de 1.4

Se han analizado 100 eventos contenidos en una circunferencia de 2 km de radio, centrada en el punto UTM: X= 782661.842, Y= 9923542.994 (Figura 5.7), correspondiente al flanco occidental. Los resultados obtenidos de b para MC y MV son 2.06 y 1.68 respectivamente, con desviaciones estándar de  $\pm 0.05$  y de  $\pm 0.13$  respectivamente.

La recta que representa la regresión de los datos muestra un ajuste muy bueno, sin embargo, su comportamiento lineal se desvía en el valor de 1.9, donde no hay eventos. La magnitud máxima encontrada en esta región es de 2.0.



**Figura 5. 7:** Valor b en la región occidental del volcán, con una estimación mediante MV de  $1.68 \pm 0.13$  y  $2.06 \pm 0.05$  mediante MC. El centro de la circunferencia se localiza a 2.74 km en dirección oeste del cráter. Se observa que, en la estimación, casi en su totalidad, los sismos se localizan hacia el este donde se pintan las anomalías altas.

Las regiones anteriormente descritas sustentan la distribución espacial del valor b, además se han observado resultados con bajos valores de desviación estándar y con buenos ajustes en las regresiones, para los tres casos. Además, si nos fijamos en las magnitudes, la primera y segunda región están afectadas por sismos de magnitudes mayores a la tercera, siendo los valores de magnitud máxima encontrada de 2.6, 2.6 y 2.0 respectivamente. Esto podría indicar que las rocas bajo la región occidental son poco resistentes y tienden a fracturarse bajo efectos de magnitudes pequeñas, lo que quiere decir que no son capaces de soportar un esfuerzo alto, por lo tanto, se esperaría encontrar sismos de menor magnitud.

### 5.3 Perfiles

Los perfiles trazados han sido seleccionados debido a que pasan por donde se encuentran los valores altos de b, especialmente por la parte occidental y nor-oeste con respecto al cráter como lo muestran las secciones AB, CD y GH, pero también se realizó un corte de dirección SO-NE, ya que en estas áreas el valor b toma valores de 1.4, en los extremos y en la parte intermedia y hacia la sur toma valores de hasta 1.3.

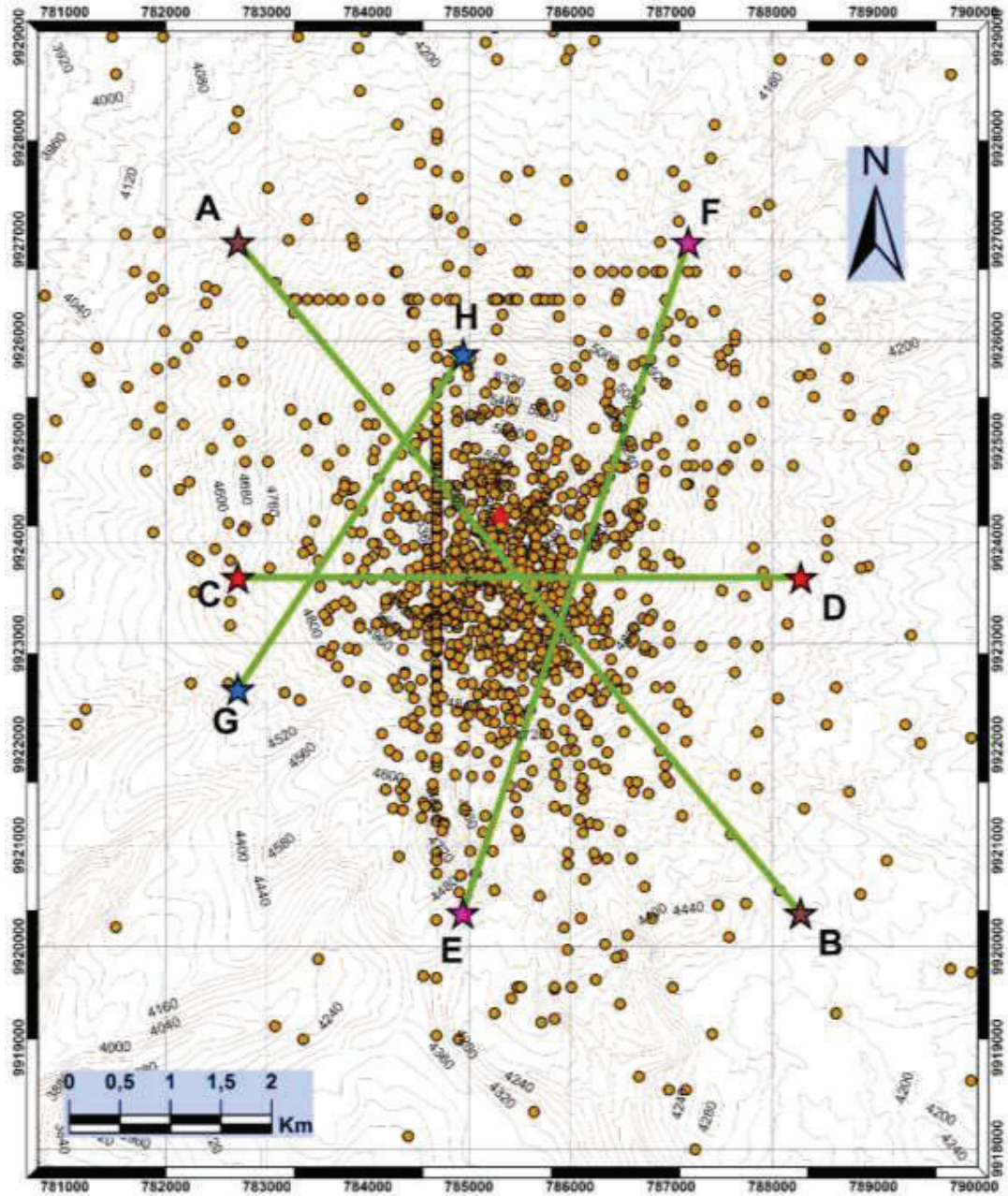
Para realizar los cortes se trazaron secciones de 2 km de ancho y se creó una grilla con separación de 0.1 x 0.1 km y radios de 2 km. La Figura 5.8 muestra los sitios donde se han realizado los perfiles.

La sección AB tiene una longitud de 8.66 km, atraviesa el edificio volcánico con dirección NO-SE, pasando por la zona del cráter. El punto extremo A se encuentra en las coordenadas UTM: X= 782713, Y= 9926980 y B se encuentra en UTM: X= 788278, Y= 9920340.

La sección CD tiene una longitud de 5.56 km, atraviesa el edificio volcánico con dirección E-O, hacia el sur del cráter. El punto extremo C se encuentra en las coordenadas UTM: X= 782711, Y= 9923660 y D se encuentra en UTM: X= 788280, Y= 9923660.

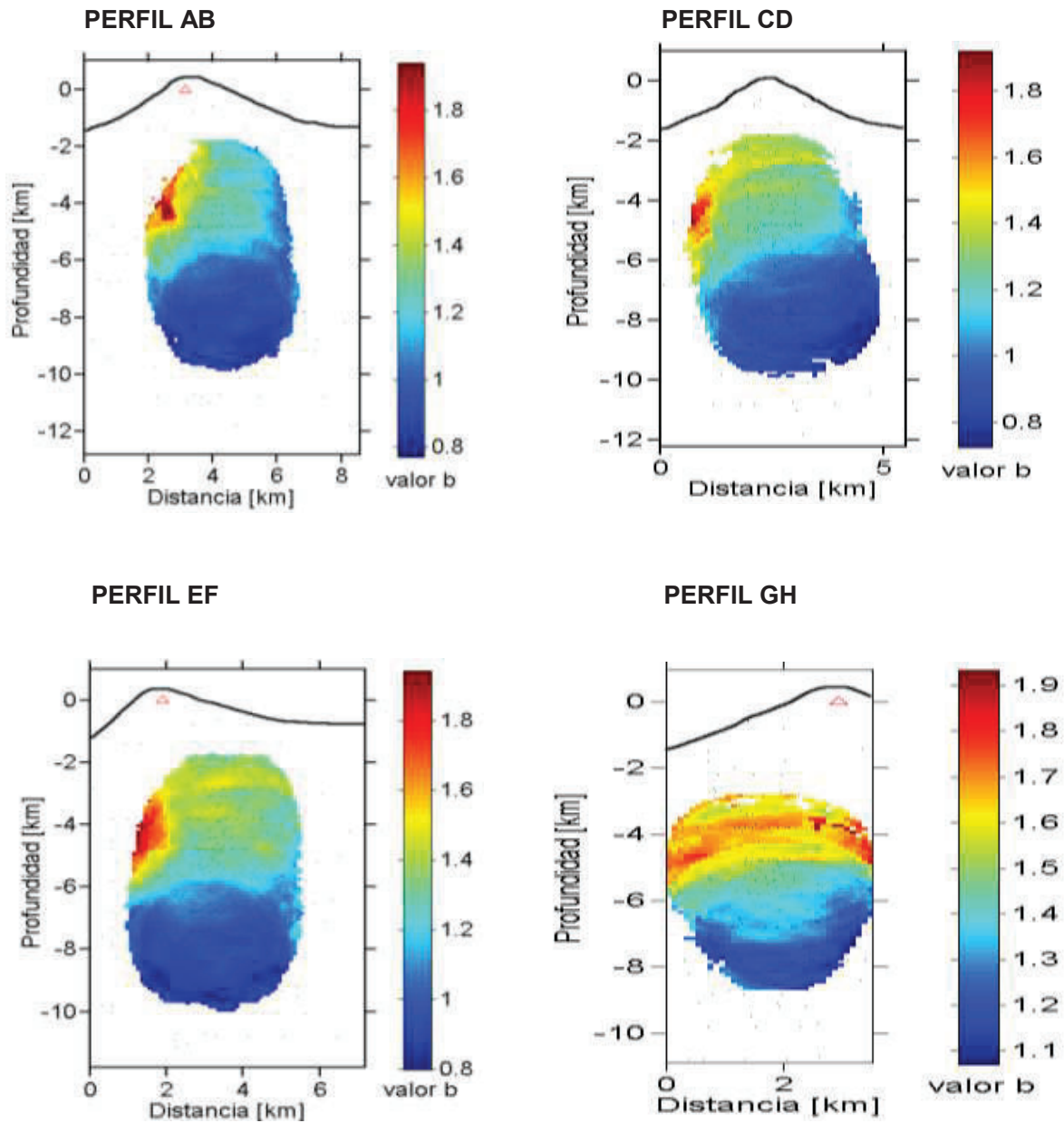
La sección EF tiene una longitud de 7 km, atraviesa el edificio volcánico con dirección NE-SO, pasando por el flanco oriental con respecto al cráter. El punto extremo E se encuentra en las coordenadas UTM: X= 784937, Y= 9920340 y F se encuentra en UTM: X= 787168, Y= 9926980.

La sección GH tiene una longitud de 4 km, atraviesa el edificio volcánico con dirección NE-SW, pasando por el flanco occidental con respecto al cráter. El punto extremo G se encuentra en las coordenadas UTM: X= 782711, Y= 9922550 y H se encuentra en UTM: X= 784940, Y= 9925870.



**Figura 5. 8:** Representación espacial de los perfiles empleados para el cálculo del valor  $b$ . Los perfiles están representados por los segmentos de recta de color verde AB (representado con dos estrellas café en los extremos), CD (representado con dos estrellas rojas en los extremos), EF (representado con dos estrellas rosas en los extremos), GH (representado con dos estrellas azules en los extremos). Se observa que ciertos sismos se alinean en forma recta tanto horizontal como verticalmente, esto es ocasionado por el redondeo al momento de expresar las coordenadas de su ubicación.





**Figura 5.9:** Perfiles del valor b, reflejando su variación en función de la profundidad, se observa que los valores son similares a los que se determinaron mediante ventanas de 100 eventos, en donde en ambos casos b toma valores entre 0.8 y 1.8. El triángulo rojo representa el cráter del volcán.

Como se puede observar en la Figura 5.9, los perfiles del parámetro b muestran valores del mismo entre 0.8 y 1.8, los cuales concuerdan con los hallados en la sección 5.5. Los perfiles muestran únicamente la variación en profundidad del valor b, en donde claramente se aprecia que valores de 1.4 aparecen pasados los 2 km de profundidad, esto se refleja en los perfiles AB, CD y EF, además también reflejan que los valores altos, superiores a

1.7 se ubican hacia el oeste y se localizan a una profundidad aproximada de 4 a 5 km; el perfil GH, en cambio muestra anomalías altas muy marcadas, las mismas que se localizan entre 4 y 6 km aproximadamente, además indica valores superiores a 1.7 hacia el oeste del volcán.

También se observa que conforme aumenta la profundidad, el valor  $b$  tiende a disminuir, aproximadamente a partir de los 7 km,  $b$  tiende a tomar valores que no superan a 1.2, esto también se puede evidenciar en la sección 5.5.

La variación del parámetro  $b$  con la profundidad indica que los valores altos, entre 1.5 y 1.9 se localizan entre los 3 y 6 km de profundidad, pasados los 6 km disminuye y toma valores de hasta 1.2 e incluso 0.8 como se observa en los perfiles (Figura 5.9).

#### **5.4 Variación del valor $b$ con el tiempo**

Para la variación temporal del valor  $b$ , se realizaron ventanas de 100 eventos traslapadas cada un sismo, el cálculo fue realizado mediante el método de máxima verosimilitud.

De acuerdo con la Figura 5.10 se pueden apreciar cuatro comportamientos del valor  $b$  desde 2013 hasta 2016. Las primeras ventanas de tiempo presentan valores altos de  $b$ , siendo 1.65 el máximo.

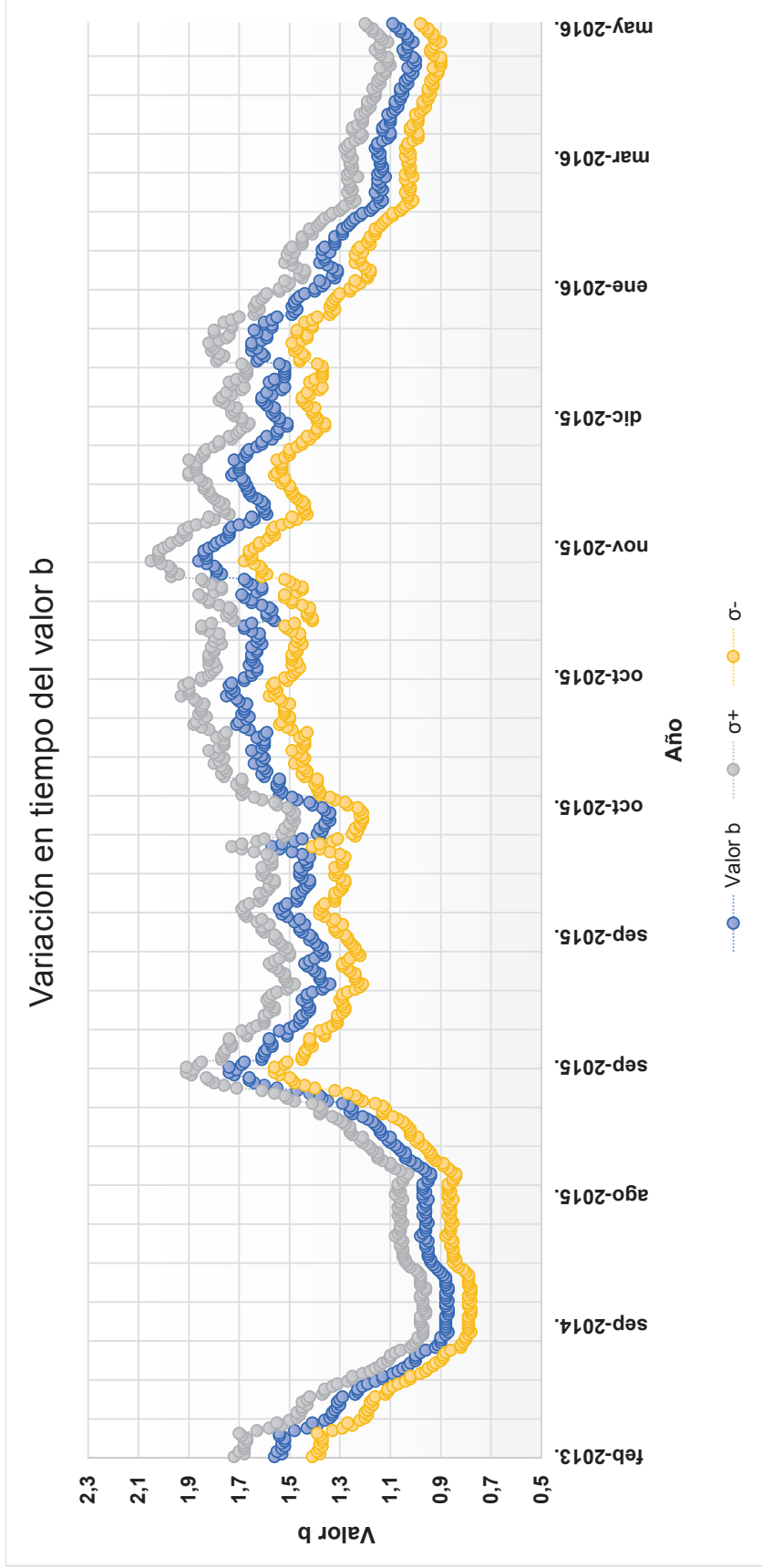
Conforme se van desplazando las ventanas en el tiempo, se observa que el valor  $b$  disminuye notablemente y tiende a tomar valores entre 0.88 y 1.0 a partir del 13 de junio de 2014, manteniéndose dentro de este rango hasta el 13 de agosto de 2015 (un día antes del inicio del periodo eruptivo), en donde empezaron a observarse ligeros incrementos en el valor  $b$ .

En días posteriores a la erupción del 14 de agosto de 2015, se observa un considerable incremento en el valor  $b$ , en forma gradual, teniendo como máximo valor 1.74 el 09 de septiembre de 2015; estas anomalías altas persistieron y se hicieron más notorias en la explosión ocurrida el 20 de octubre del 2015 en donde  $b$  tuvo un valor de 1.7.

Días posteriores a este evento, el valor  $b$  no disminuyó de 1.5 y llegó a un pico de 1.8, este comportamiento prevaleció durante los meses de noviembre y diciembre de 2015 y se prolongó hasta el 08 de enero de 2016.

Desde el 08/01/2016 hasta el 03/04/2016, b tendió a decrecer, experimentando valores que oscilaron entre 1.4 y 1.1, a partir de esta fecha, se observó que el valor b permanece constante para valores entre 1.0 y 1.1 manteniéndose esta tendencia hasta el final del año 2016.

Estas observaciones indicarían que el valor tuvo un comportamiento normal (entre 0.8 y 0.9) durante el periodo premonitorio a la erupción del 14 de agosto del 2015, mostrando ligeros incrementos el día anterior (~1.0). En tanto que durante el período eruptivo incrementó notablemente, especialmente en los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre, en donde la actividad VT aumentó considerablemente, por lo tanto, se esperaría que durante este período se hayan producido fracturas en el edificio volcánico a causa del ascenso del magma, intrusiones y también se supondría el tener altas anomalías térmicas.



**Figura 5. 10:** Variación temporal del valor  $b$  (línea azul), desviación estándar  $+\sigma$  (línea naranja) y desviación estándar  $-\sigma$  (línea gris). El eje  $x$  indica las ventanas de tiempo en las cuales se fueron agrupando los sismos en un número de 100 eventos por cada ventana, el eje  $y$  representa el valor  $b$  para cada ventana de tiempo.

## 5.5 Variación del valor b con la profundidad

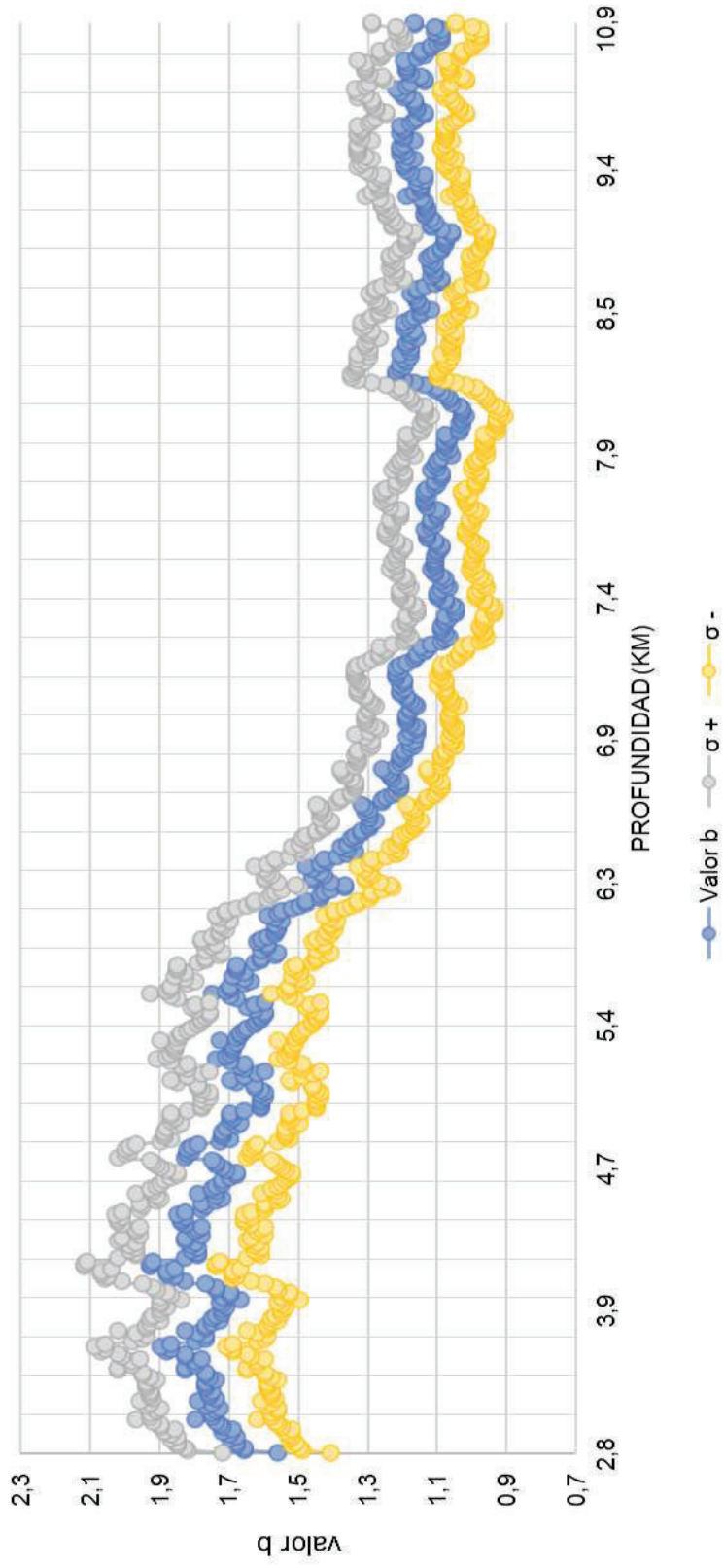
La variación con la profundidad del valor b se realizó de manera similar a la temporal, los sismos se agruparon en ventanas de 100 eventos, traslapados cada un sismo. La profundidad a la que corresponde cada valor b es obtenida mediante el promedio de los valores de profundidad que intervienen en cada ventana.

Los resultados obtenidos, representados en la Figura 5.11, muestran que el parámetro b presentó altos valores en profundidad comprendidos entre 2.8 y 6.2 km., mostrando valores entre 1.6 como mínimo y 1.9 como máximo. Es importante indicar que a una profundidad de aproximadamente 4.1 km se ubicaron los valores más altos (1.9), lo cual coincide con los valores hallados mediante los perfiles.

A partir de los 6.2 km hasta los 6.8 km el parámetro b tiende a decrecer, tomando valores entre 1.5 y 1.3, y para profundidades entre 6.8 y 11.1 km el parámetro b disminuye notablemente, y toma valores entre 1.2 y 1.0.

De acuerdo a estos resultados, se concluye que estos valores indicarían que entre los 2.8 y 4.1 km, posiblemente se encuentren las zonas más calientes, más fracturadas, con mayor presión de poro y sometidas a un esfuerzo de pequeña magnitud, en donde se infiere que se hallarían intrusiones magmáticas; en tanto que el escenario opuesto se halla conforme va aumentando la profundidad

## Variación en profundidad del valor b

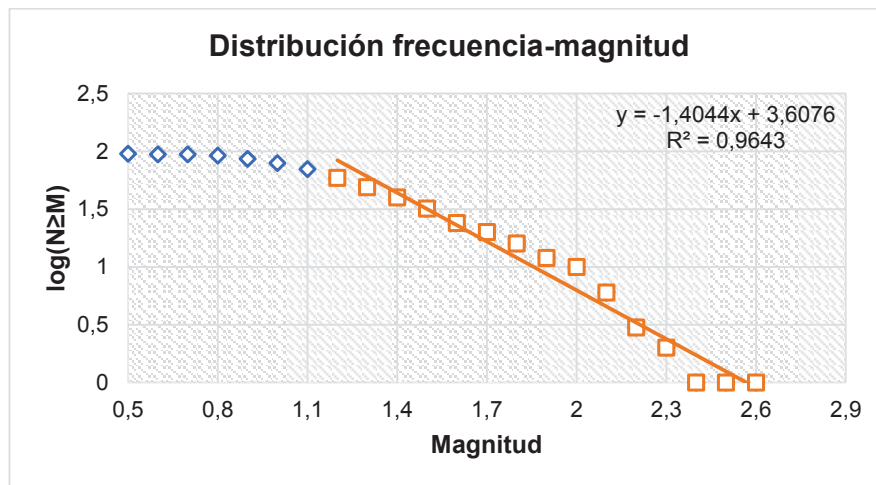


**Figura 5. 11:** Variación temporal del valor b (línea azul), desviación estándar + $\sigma$  (línea naranja) y desviación estándar - $\sigma$  (línea gris). El eje x indica las ventanas de profundidad en las cuales se fueron agrupando los sismos en un número de 100 eventos por cada ventana, el eje y representa el valor b para cada ventana de profundidad, las misma que fue establecida promediando los valores de profundidad para cada ventana.

## 5.6 Comportamiento del valor b en los periodos pre-eruptivo, eruptivo y post-eruptivo

### 5.6.1 Periodo pre-eruptivo

Para este período se consideraron los eventos comprendidos desde el 01 de enero del 2015 hasta el 13 de agosto del 2015; para esto se usó una muestra con 95 eventos VT, la magnitud máxima encontrada en la misma fue 2.6. De estos 95 sismos, solamente 59 tuvieron una magnitud igual o superior a la  $m_0$ , el ajuste de la regresión lineal mostró un coeficiente  $R^2$  que indica que el 96.43% de los datos se ajustan a la recta, representando un ajuste bueno, sin embargo, si observamos la Figura 5.12, nos damos cuenta que las magnitudes 2.4 y 2.5 no pasan por la recta, debido a que no existen eventos con estas magnitudes, además las magnitudes mayores a 2.0 tienen muy pocos eventos que no superan los 7, todo esto hace que la recta no contenga a todos los puntos. El valor b mediante MC y MV fue de 1.40 y 1.18 respectivamente.

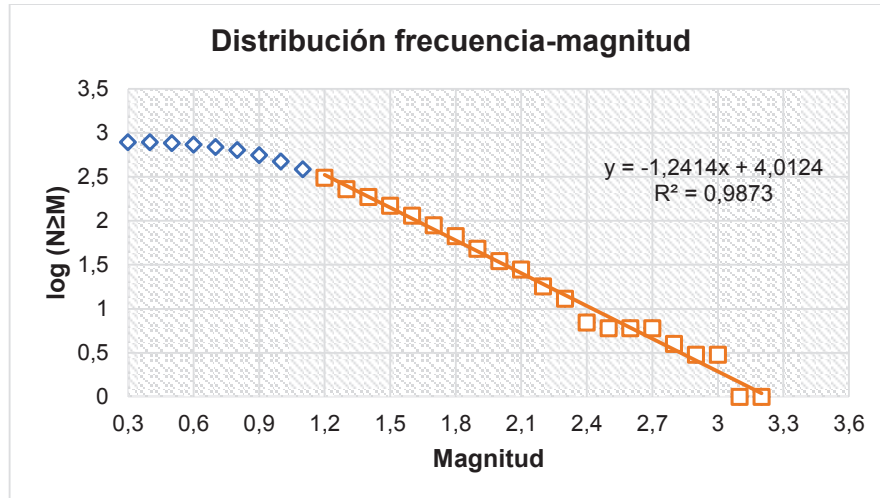


**Figura 5. 12:** Distribución frecuencia-magnitud para el período 01/01/2015-13/08/2015, calculando el valor b mediante MC, usando como  $m_0=1.2$ . La regresión lineal muestra un valor de  $R^2$  de 0.9643. La magnitud máxima encontrada fue 2.6.

### 5.6.2 Periodo eruptivo

En este período se tomaron en cuenta los eventos ocurridos desde el 13 de agosto del 2015 hasta el 31 de diciembre del 2015, en total se usaron 786 eventos para la muestra y de estos 309 intervinieron en la regresión, la magnitud máxima registrada para este grupo fue 3.2. La Figura 5.13 muestra un coeficiente  $R^2$  muy alto, muy cercano a 1, lo cual indica

que la regresión es muy buena, pero, es necesario mencionar que existen valores que no se ajustan a la recta, tal es el caso de las magnitudes 2.4, 2.5, 2.7, 3.0 y 3.1, se observa también que las magnitudes entre 2.4 y 2.7 se alinean en forma horizontal, esto es debido a que contienen el mismo número de observaciones en la forma acumulada, de igual forma ocurre con las magnitudes 2.6 y 3.0. El valor b mediante MC y MV fue de 1.24 y 1.32 respectivamente.

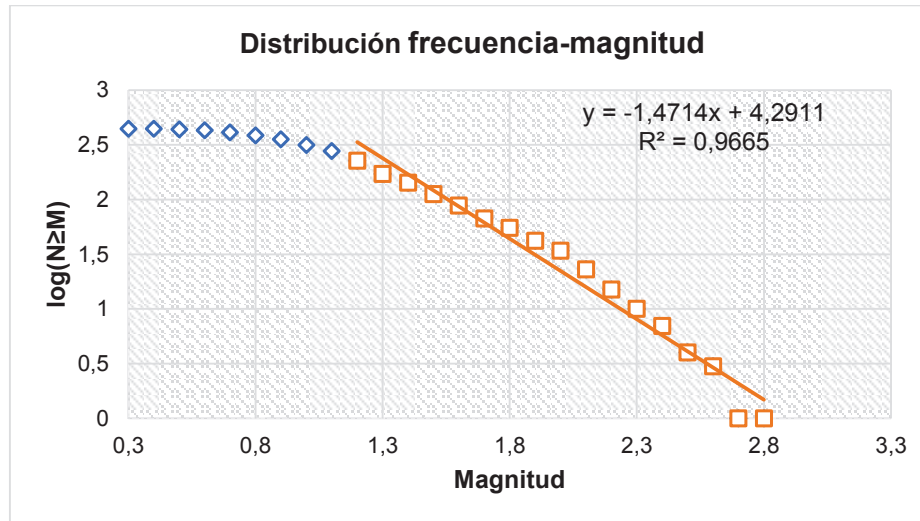


**Figura 5. 13:** Distribución frecuencia-magnitud para el período 13/08/2015-31/12/015, calculando el valor b mediante MC, usando como  $m_0=1.2$ . La regresión lineal muestra un valor de  $R^2$  de 0.9873. La magnitud máxima encontrada fue 3.2.

### 5.6.3 Periodo post-eruptivo

Para este período se toma como fecha desde el 1 de enero del 2016 hasta el 12 de diciembre del 2016, fueron considerados 444 eventos, sin embargo, solamente se tomaron en cuenta a 226 para la regresión lineal, la magnitud máxima encontrada fue 2.8. Como se observa en la Figura 5.14 la recta se ajusta muy bien a los datos, el coeficiente de correlación  $R^2$  es cercano a la unidad, a pesar de que se observa que la magnitud 2.7 no pertenece la recta, esto se debe a que en este valor de magnitud no se encuentra representada por evento alguno. El valor b mediante MC y MV fue de 1.47 y 1.26 respectivamente.





**Figura 5. 14:** Distribución frecuencia-magnitud para el período 01/01/2016-12/12/016, calculando el valor b mediante MC, usando como  $m_0=1.2$ . La regresión lineal muestra un valor de  $R^2$  de 0.9665. La magnitud máxima encontrada fue 2.8.

En conclusión, de acuerdo a la gráfica de la regresión y al coeficiente de correlación  $R^2$ , se puede decir que la calidad del ajuste de la recta a los datos es buena, ya que explican que más del 96% de las magnitudes se relacionan con sus formas acumuladas. No se puede decir que la regresión es muy buena debido a que  $R^2$  no supera el 0.99, como fue el caso para el ajuste para todo el conjunto de datos descrito al inicio de este capítulo, las causas para esto evidentemente es la cantidad de datos en las magnitudes grandes, superiores a 2.1, con un mayor número se podría tener un mejor resultado y el ajuste sería de mejor calidad.

También se puede indicar que, para los períodos eruptivo y post eruptivo, el número de eventos empieza a disminuir por debajo de la decena a partir de la magnitud 2.1 en tanto que para el periodo de antes de la erupción disminuye a partir de la magnitud 1.3.

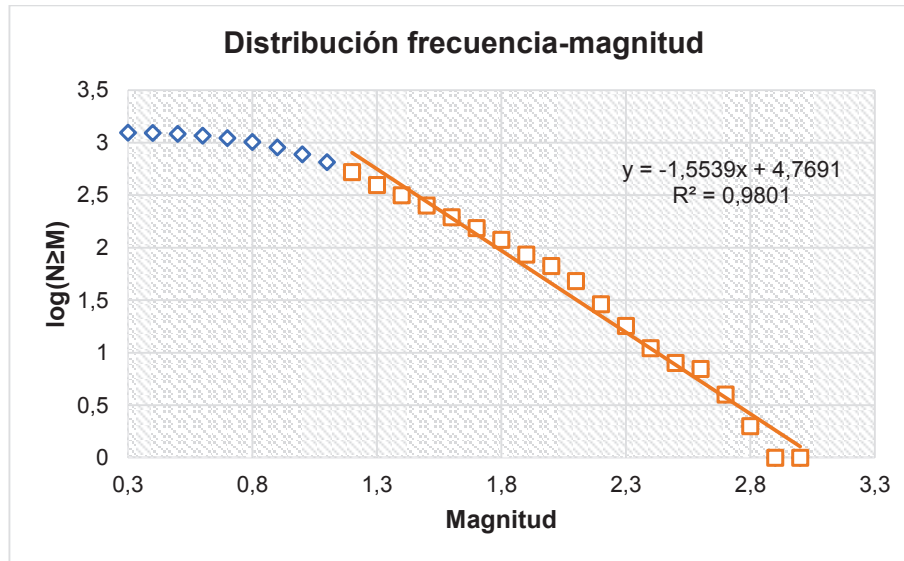
Finamente, los valores estimados del parámetro b mediante MV y MC difieren hasta en 0.2, las desviaciones estándar son bajas para los periodos eruptivo y post eruptivo, en donde ni siquiera llegan a una décima, en cambio para antes de la erupción tiende a ser mayor.

**Tabla 5. 2:** Resultados del valor b en los períodos pre-eruptivo, eruptivo y post-eruptivo.

Período	mo	MV	$\sigma$ (b)	MC
Pre-eruptivo	1.2	1.18	0.156	1.40
Eruptivo	1.2	1.32	0.076	1.24
Post-eruptivo	1.2	1.26	0.085	1.47

### 5.7 Cálculo de b en las zonas de 4 y 8 km.

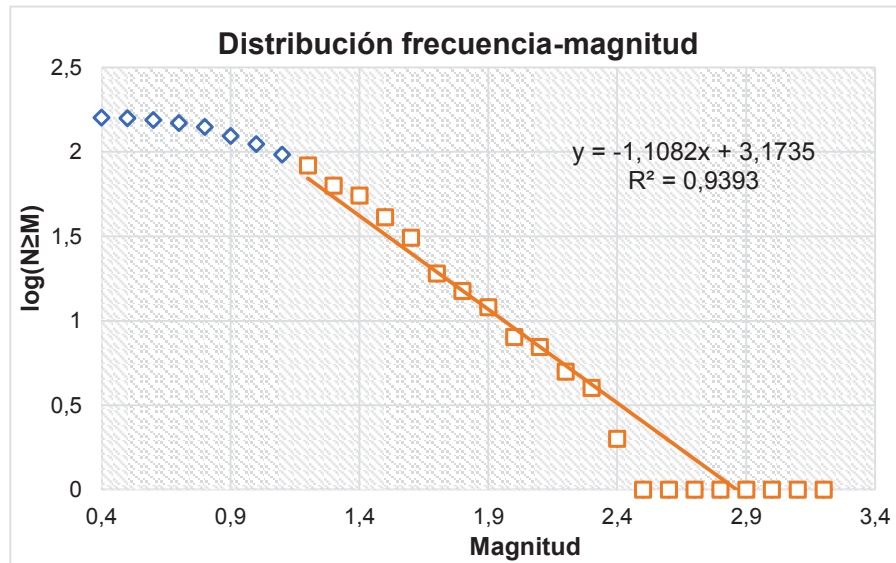
Para la zona de 4 km se tomaron en cuenta 1242 eventos de los cuales, intervinieron 524 sismos para calcular b, la magnitud máxima encontrada en esta región fue 3.0. Espacialmente los datos no tienen una localización preferencial, se hallan distribuidos por toda la región, sin embargo, se observa una ligera mayor densidad hacia el sur y sur oeste del cráter, a una distancia aproximada de 2.23 y 1.8 km respectivamente. La Figura 5.15 muestra que la regresión es buena ya que no dista en forma considerable de los datos, solamente la magnitud 2.9 no pertenece a la recta, sin embargo, existen otros valores como entre 1.2 y 1.4 donde la recta se separa una pequeña distancia con respecto a los datos, de igual forma sucede entre las magnitudes 1.8 y 2.2, a pesar de esto, el coeficiente  $R^2$  es cercano a 1, lo cual indica que existe una correlación fuerte entre los datos y sustentaría que la regresión es de buena calidad. El valor b mediante MC y MV fue de 1.55 y 1.33 respectivamente.



**Figura 5. 15:** Distribución frecuencia-magnitud para el período 01/01/2016-12/12/016, calculando el valor b mediante MC, usando como  $m_0=1.2$ . La regresión lineal muestra un valor de  $R^2$  de 0.9801. La magnitud máxima encontrada fue 3.0.

Para la zona de 8 km se consideran 159 eventos, de los cuales intervinieron 83 sismos en la estimación del valor b, los mismos que parecen concentrarse en mayor número hacia el norte del cráter, la magnitud más grande encontrada en esta región fue 3.2.

La recta de regresión de los datos del gráfico frecuencia-magnitud, representada en la Figura 5.16, en general es de buena calidad, a pesar de que entre las magnitudes 1.2 y 1.6 la recta no pasa completamente por los puntos, lo contrario ocurre entre las magnitudes 1.7 y 2.3, un comportamiento muy notorio es la alineación en forma horizontal de las magnitudes comprendidas entre 2.4 y 3.2, esto ocurre debido a que solamente la magnitud 3.2 tiene un evento en tanto que las demás no se han contabilizado sismos, la falta de magnitudes en estos rangos hace que la recta tome este comportamiento y opte por buscar la mejor trayectoria para realizar un ajuste de calidad. El valor b mediante MC y MV fue de 1.11 y 1.33 respectivamente.



**Figura 5. 16:** Distribución frecuencia-magnitud para el período 01/01/2016-12/12/016, calculando el valor b mediante MC, usando como  $m_0=1.2$ . La regresión lineal muestra un valor de  $R^2$  de 0.9393. La magnitud máxima encontrada fue 3.2.

En resumen, las regresiones lineales para ambas regiones son muy buenas, en especial para la zona de 4 km en donde se tiene una mayor densidad de datos, de igual forma el coeficiente  $R^2$  indica que una gran parte de los datos se correlacionan, además, los valores de b obtenidos en esta sección para ambas regiones, mediante MV son los mismos, pero difieren ampliamente en cuanto a la desviación estándar, en tanto que el método MC muestra dos valores completamente diferentes que distan en 0.22 en comparación con los obtenidos mediante MV.

**Tabla 5. 3:** Resultados del valor b en los contornos de 4 km y 8 km.

Período	$m_0$	MV	$\sigma(b)$	MC
4 km	1.2	1.33	0.058	1.55
8 km	1.2	1.33	0.147	1.11

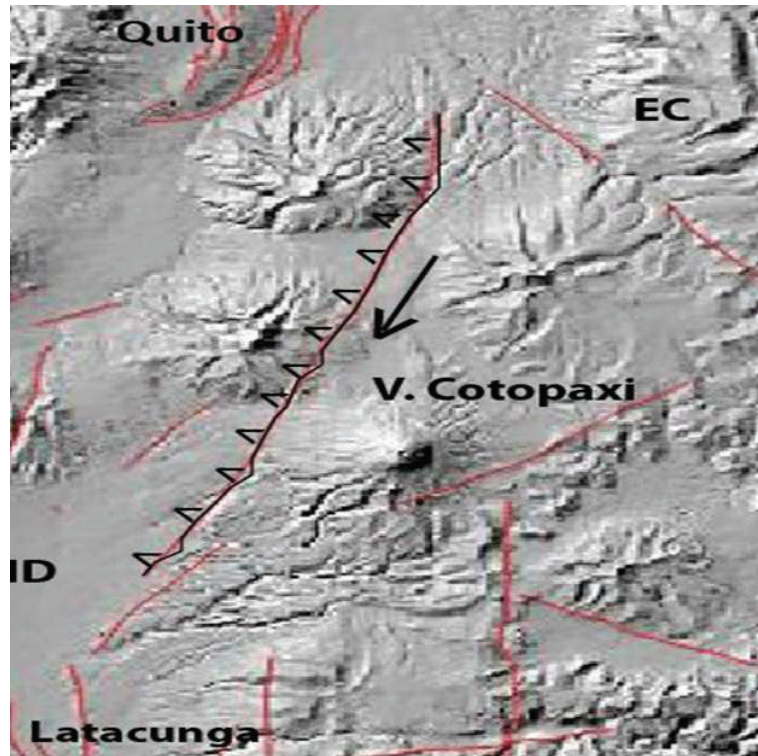
Como hemos observado en esta sección en ningún caso, el 100% de los datos se ajustaron a la regresión lineal planteada en diferentes escenarios con diferentes tamaños muestrales, este comportamiento ha sido observado en muchos estudios similares (Legrand et al., 2015). Villagómez (2000) indica que la linealidad de Ley Gutenberg-Richter, al parecer no se cumpliría rigurosamente en regiones volcánicas.

## 6. DISCUSIÓN

El mapeo espacial del parámetro  $b$  ha demostrado que el volcán Cotopaxi no está caracterizado por un valor  $b$  único, más bien, se ha observado que en pequeñas regiones puede variar de lugar a lugar (Figura 5.4) como también lo indican los estudios de Wyss et al. (2001) en el volcán Kilauea y Wiemer & McNutt (1997) en el St. Helens.

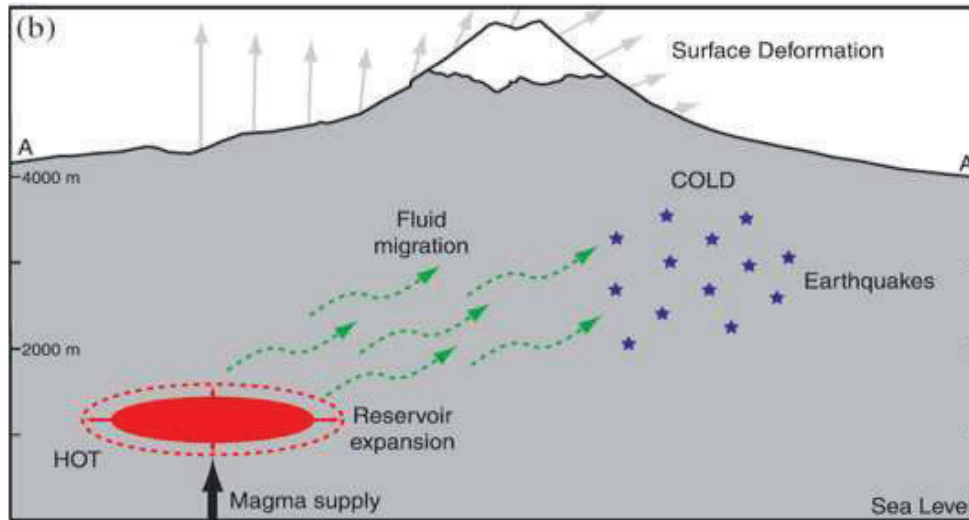
Varios factores influyen en el comportamiento del valor  $b$ , pero no se puede establecer con exactitud cuál es el predominante (Wiemer et al., 1998), sin embargo, los valores más altos, encontrados en el flanco occidental del volcán Cotopaxi se ubican prácticamente bajo el borde del edificio volcánico y podrían estar asociados a dos causas importantes:

1. Actividad tectónica de un sistema de fallas cuaternarias, inversas con componente dextral de dirección  $N30^\circ$  buzando  $70^\circ$  al SE, además existiría un grupo con planos de falla verticales de rumbo  $N200^\circ$ - $225^\circ$ , buzando  $86^\circ$  hacia el WNW, ubicadas prácticamente fuera del edificio volcánico (Fiorini & Tibaldi, 2012), afectando a rocas no consolidadas, lo que nos indicaría que éstas no serían resistentes al esfuerzo aplicado y que un esfuerzo menor rompe más fácilmente a las rocas y por lo tanto se registran magnitudes pequeñas y tampoco existirían asperezas (zonas de fallas resistentes al esfuerzo aplicado que acumulan la deformación hasta que en cierto punto se fracturan y liberan la energía acumulada) que indiquen una cantidad menor de sismos pequeños en relación a los grandes (lo que se traduciría en un valor  $b$  pequeño, menor a 1.0), por lo tanto se esperaría un medio muy fracturado y que el estado de esfuerzos en esta región sea bajo.



**Figura 6. 1:** Imagen que representa las fallas tectónicas (color rojo) reconocidas por Fiorini & Tibaldi (2012). Se observan dos segmentos, uno ubicado al sur-oeste y el otro al nor-oeste del volcán. La falla ubicada al nor-oeste es inversa con una componente dextral. Fuente: Patricia Mothes.

2. Actividad del sistema hidrotermal del volcán. La interacción entre el magma, los gases o fluidos magmáticos y el agua subterránea genera variaciones de la presión provocando sismos LP, los cuales aumentan el esfuerzo en las zonas cercanas y provocan sismos VT (Ruiz et al., 1998). Sánchez et al. (2005) indican que tal interacción podría provocar aumento de la presión de poros mediante hidrofracturamiento. También, estos valores podrían explicarse con la presencia de un pequeño reservorio magmático localizado al sur-oeste del volcán, a una profundidad de 4-6 km con respecto al cráter (Hickey et al., 2015). Posiblemente el magma de este reservorio migró hacia el flanco occidental del volcán mediante fracturas y/o discontinuidades en las rocas hasta emplazarse y formar un complejo de diques en tal región.



**Figura 6. 2:** Ubicación de un reservorio magmático pequeño en el sur-oeste del volcán Cotopaxi. Se observa que los fluidos migran desde el sur-oeste hacia el nor-este mediante un sistema de fallas, los cuales provocan la sismicidad en el flanco nor-este. Tomado de Hickey et al. (2015).

La profundidad del reservorio, reportada por Hickey et al. (2015) concuerda con los resultados obtenidos en los perfiles (Figura 5.9) y en el gráfico de la variación de  $b$  con la profundidad (Figura 5.11) realizados en este estudio, los cuales muestran que los valores más altos de  $b$  se encuentran entre una profundidad de 3 y 6 km aproximadamente, sin embargo, a pesar de que en el flanco sur-occidental se encuentra el reservorio, se supondría tener un valor  $b$  más alto, similares a los que se observan hacia el occidente. Hickey et al. (2015) explican que en este lugar el ascenso del magma se produjo en forma asísmica debido a que las rocas circundantes estaban calientes y por tanto con un comportamiento más dúctil antes que frágil; en cambio, las rocas del flanco occidental, al estar más lejos del reservorio, serían más frías y frágiles, y podrían romperse sísmicamente. Los valores altos de  $b$  en el flanco occidental del volcán podrían también indicar una zona con alta temperatura, a causa de una importante actividad fumarólica (Power et al., 1998), ya que en la parte superior del flanco occidental existe una fumarola que en ocasiones alcanza alturas de varias decenas de metros y que puede ser observada a simple vista desde Quito (Ruiz, M.; comunicación personal) en especial cuando el volcán estuvo en erupción, tal como se puede apreciar en la variación temporal del valor  $b$  (Figura 5.10), éste se mantuvo alto en los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre.

Además, cabe indicar que el flanco occidental del volcán mostró la deformación más grande en los datos de GPS durante el año 2015, con un desplazamiento total de 11 mm hacia el occidente (Noquet, J-M; comunicación personal).

Hacia el nor-este del volcán se aprecia una región caracterizada con un valor  $b$  de 1.4, Hickey et al. (2015) afirman que la alta sismicidad en tal región es provocada por fluidos provenientes del reservorio y que han migrado hacia el nor-este mediante un sistema de fallas (Fiorini & Tibaldi, 2012), lo cual justificaría los valores que toma  $b$  en este lugar, donde posiblemente se haya producido una intrusión magmática a partir de una fractura vertical durante la crisis sísmica de 2001-2002 (Molina et al., 2008).

Es muy probable que este reservorio asignado a la crisis sísmica de 2001-2002 aún permanezca activo y esté recibiendo aportes de magma provenientes de otro más profundo y que la erupción del 14 de agosto de 2015 represente un nuevo pulso magmático.

A pesar de que se tienen altos valores de  $b$  en el Cotopaxi, no se puede establecer la ubicación de un reservorio magmático principal, ya que solamente se pueden interpretar como intrusiones debido a su pequeño volumen y a su profundidad (3-6 km). Varios estudios como los de Wyss et al. (1997), encontraron valores  $b$  de 1.6 a profundidades entre 8 y 15 km aproximadamente, en el volcán Itto de Japón, que las interpretaron como un reservorio magmático principal, cuyo tamaño fue de al menos 2 km de radio. Wiemer & McNutt (1997) en el St. Helens encontraron valores entre 1.4 y 1.6 que se alojaban en dos regiones, la una entre los 2.6 y 3.6 km y la otra a partir de los 7 km de profundidad, la primera fue interpretada como un pequeño reservorio, en cambio la segunda fue considerada como el reservorio principal. Por lo tanto, en el volcán Cotopaxi, de acuerdo a la variación del valor  $b$  con la profundidad (Figura 5.11) y de acuerdo a los perfiles (Figura 5.9), los valores altos de  $b$  no se relacionarían con un reservorio principal, ya que se encuentran a poca profundidad con respecto al cráter (3-6 km) y ocupan pequeños espacios corticales.

Los valores de  $b$  observados en la zona del cráter y hacia el sur y este del volcán oscilan entre 1.0 y 1.2 (Figura 5.4), pero si observamos los perfiles (Figura 5.9), toman incluso valores más bajos, desde 0.8. Los valores de 1.2 se encuentran a profundidades someras, aproximadamente entre 2.5 y 6 km, como lo indica el perfil AB (Figura 5.9), esto posiblemente sea ocasionado por los efectos de la fragmentación de las rocas adyacentes. Conforme aumenta la profundidad, el valor  $b$  disminuye y llega a valores de hasta 0.8, también se observa que conforme aumenta la profundidad, los sismos VT disminuyen, lo cual podría sugerir que los primeros kilómetros de profundidad corresponden a una zona frágil en donde el transporte de fluidos es importante a través de fracturas y discontinuidades rocosas (Mercier & Lowell, 2016), en cambio a profundidades mayores el



comportamiento de las rocas, progresivamente se volvería dúctil; por lo tanto, la zona de transición frágil-dúctil posiblemente se encuentre a unos 8 km en profundidad, ya que en estas ubicaciones se observa una menor cantidad de eventos VT (Jolly et al., 1994). En el estudio realizado de los sismos del Cotopaxi entre 1989 y 1997, se encontró que los sismos VTs se ubicaban hasta 8 km bajo el nivel del mar (Ruiz et al., 1998) sugiriendo que este sería el límite de la zona de transición frágil dúctil para el Cotopaxi. Troncoso (2005) reconoció sismos volcano-tectónicos hasta a 15 km bajo la cima del volcán al norte del edificio volcánico en el periodo noviembre 2001- diciembre 2002 (Troncoso, 2005).

A pesar de que se estimó el valor  $b$  en dos regiones circulares a partir del cráter, los resultados muestran un valor  $b$  similar (1.3 para ambos casos), esto no nos permite identificar la región que está más afectada por el valor  $b$ , sin embargo, en la distribución espacial se observa que la región con valores más altos se encuentra bajo la zona externa del edificio volcánico. Estos resultados posiblemente nos dirían que, durante el periodo estudiado, el volcán estuvo sometido a varios efectos como intrusiones magmáticas, altas presiones de poros, fragmentación de las rocas adyacentes, entre otros, tanto hacia en el interior del edificio como en su parte exterior, lo cuales provocaron la sismicidad que se traduce en el valor  $b$ .

La hipótesis que propone este estudio, tiene como objetivo correlacionar el valor  $b$  con la reactivación del volcán, ocurrida el 14 de agosto de 2015. Una reactivación volcánica viene acompañada con aumentos en la sismicidad y en la actividad superficial (desgasificación), pero no siempre precede una erupción (Mercier & Lowell, 2016), como se evidenció durante la crisis sísmica del volcán Cotopaxi entre los años 2001 y 2002 (Troncoso, 2005); sin embargo, durante abril de 2015, también se produjo actividad sísmica anómala que precedió a la erupción del 14 de agosto de 2015.

Los trabajos de Gresta & Patanè (1983a) y Gresta & Patanè (1983b) de estudiaron la variación del valor  $b$  con el tiempo y su posible relación con la erupción del volcán Etna en Italia, ocurrida en 1981, sus resultados mostraron que  $b$  incrementa en semanas previas, luego experimenta un descenso notable días antes de la erupción. Otro estudio similar (Patanè et al., 1992), en el mismo volcán, usó eventos tipo B (LP) para calcular el valor  $b$  mediante ventanas móviles entre 1981 y 1987, los resultados fueron similares, a inicios del ciclo, el valor  $b$  tendió a aumentar, después disminuyó considerablemente y finalmente permaneció constante hasta el final del tiempo estudiado, ellos observaron que ocurrieron ciertas erupciones cuando el valor  $b$  tuvo tendencia a la baja, al no observar una correlación

clara procedieron a calcular el valor  $b$  en periodos de tiempo pre-eruptivos y post-eruptivos, sus resultados mostraron que en pocos casos una disminución del valor podría interpretarse como un precursor a medio o largo plazo de una erupción. De acuerdo con los autores las variaciones temporales de  $b$  pueden relacionarse con posibles cambios en el campo de esfuerzos que actúa sobre el volcán, lo cual podría causar una erupción. En este trabajo también se realizó el cálculo de  $b$  en los tres escenarios: pre-eruptivo, eruptivo y post-eruptivo, cuyos valores fueron de 1.18, 1.35 y 1.09 respectivamente, esto indicaría que el valor  $b$  antes de una erupción disminuye, durante la erupción aumenta y después disminuye nuevamente, tal como lo señalan los estudios citados anteriormente. Sin embargo, se ha observado que un aumento importante en la actividad tectónica actuó como precursor de la erupción, además durante el tiempo de ocurrencia de los temblores, el valor  $b$  fue de 0.9.

En forma similar se ha observado el mismo comportamiento en el Cotopaxi como lo muestran este estudio y el de Troncoso (2005). En el presente trabajo, si observamos la variación del valor  $b$  con el tiempo ( Figura 5.10), nos damos cuenta que al inicio del ciclo estudiado,  $b$  tiende a tomar valores altos de hasta 1.5 manteniéndose hasta junio de 2014, posteriormente,  $b$  experimenta una significativa disminución y toma valores entre 0.9 y 1.0, especialmente en días anteriores a la erupción, en cambio durante la etapa eruptiva,  $b$  tiende a aumentar y coincide con el incremento en los sismos VT, finalmente,  $b$  tiende a disminuir y mantenerse constante a partir de mayo, cuando la erupción terminó y coincidió con la disminución de todas las señales sísmicas. Al igual que el estudio de Troncoso (2005), el parámetro  $b$  en cada periodo permanece variante pero no toma valores extremos o que tengan una amplia diferencia dentro de cada periodo estudiado. Ya que no se tienen registros previos del comportamiento de la sismicidad del volcán antes o durante de una erupción, la variación del valor  $b$  con el tiempo no se podría correlacionar del todo, pero, la propuesta aquí presentada podría marcar el punto de partida para futuros estudios y determinar si tal proposición se cumple.

También, es muy probable, que, precediendo a una erupción volcánica, ocurran cambios en el comportamiento de las presiones internas; ya que si éstas aumentan podrían sellar las grietas en lugar de fracturar al medio, esto se reflejaría en bajos valores de  $b$ . Pero cuando el medio no puede soportar los esfuerzos que ejerce el magma se produce una intrusión y consecuentemente la fracturación de las rocas. Mediante este proceso el magma se transporta hacia lugares más someros, alterando las condiciones del medio y por ende aumentando el valor de  $b$ . Después del periodo eruptivo en agosto - septiembre,

no se han observado nuevas intrusiones importantes, lo que se reflejaría en la estabilidad posterior del valor de  $b$  (Ruiz, M.; comunicación personal).

Por otro lado, las emisiones de  $SO_2$  pueden estar asociadas a procesos intrusivos en el volcán (Lawrence, 1987) y en el Cotopaxi se han registrado varias mediciones que exceden el valor umbral, especialmente en el mes de septiembre de 2016. A pesar de que es evidente que un aumento en la emisión de gases refleja un comportamiento anómalo en el estado de un volcán, para el caso de una futura reactivación, la base de datos del volcán ya cuenta con valores de fondo y valores en los cuales el volcán se encuentra en erupción y procesos posteriores, esto posiblemente pueda ayudar a pronosticar el comportamiento del volcán o puede ser un antecedente que indique un primer diagnóstico del volcán en un futuro escenario. Sin embargo, puede ser que en el volcán aumenten las emisiones de gas y después regresen a los niveles de fondo, ocurriendo con meses de anticipación a una erupción. Si la cantidad de gases aumenta no necesariamente el volcán puede entrar en erupción, puede estar en una etapa donde la desgasificación es activa (Lawrence, 1987).

El volcán Cotopaxi, al ser un volcán activo, es necesario realizar estudios minuciosos y detallados para tener un mejor conocimiento de su actividad, principalmente porque su actividad representa una amenaza para los poblados cercanos. Estos aportes pueden ser aplicados en el futuro como una herramienta importante para el monitoreo de este y otros volcanes del país y de esta manera, contribuyendo a una mejor gestión del riesgo. Por tal razón es importante analizar el comportamiento de la sismicidad, mediante el parámetro  $b$ , ya que nos ayudaría como premonitor de una erupción o de una reactivación volcánica; pero también nos ayudaría a tener una noción del esfuerzo en el volcán, ubicar zonas frágiles y la presencia de reservorios magmáticos y cuerpos intrusivos.

En resumen, la metodología empleada en este estudio consistió en la creación de un catálogo sísmico con eventos volcano-tectónicos, durante el periodo 2013-2016, considerando solamente a aquellos sismos con localizaciones hipocentrales confiables. Posteriormente se calculó una magnitud de homogeneidad para todos los datos empleados, los terremotos con magnitudes iguales o mayores a la magnitud de homogeneidad fueron considerados para el mapeo del valor  $b$ , para la creación de los perfiles, variación temporal, variación con la profundidad, comportamiento pre-eruptivo, eruptivo y post-eruptivo y en las regiones internas y externas del volcán.

## 7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 7.1 Conclusiones

La magnitud de homogeneidad para los 1475 eventos volcano tectónicos que conforman el catálogo sísmico del volcán Cotopaxi, durante el periodo 2013-2016 fue 1.2, considerando que se emplearon dos métodos independientes y validados. Además, el valor  $b$  general obtenido para este periodo fue 1.3 mediante MV y 1.4 mediante MC.

El parámetro  $b$ , durante el periodo 2013-2016, toma valores entre 1.0 y 2.0, los más altos (entre 1.3 y 2.0) se encuentran en el flanco occidental del volcán, sin embargo, se observan valores de 1.3-1.4 en sus extremos nor-este y sur-oeste, en cambio, los valores menores a 1.2 se localizan en la zona del cráter, al este y sur del volcán (Figura 5.4).

Los valores altos de  $b$  en el flanco occidental estarían provocados por la actividad de una falla (Figura 6.1) o por la interacción del sistema hidrotermal del volcán provocado por un pequeño reservorio somero localizado en el sur-oeste del volcán (Figura 6.2), el mismo que provoca los valores de 1.4 en la región sur-oeste y nor-este del volcán. Los valores menores a 1.2 se ubican en el edificio volcánico, en una zona más consolidada, tal valor nos indicaría que estas regiones estarían afectadas por un esfuerzo bajo (son más resistentes que las rocas del flanco occidental y se rompería a un mayor esfuerzo), no estarían afectadas por intrusiones ni anomalías térmicas.

Temporalmente el parámetro  $b$  ha variado a lo largo del periodo estudiado, tomando valores entre 0.9 y 1.9, presentando cuatro comportamientos claramente observados (Figura 5.10). El primer periodo desde el 14/02/2014 hasta el 09/6/2014 en donde  $b$  toma valores entre 1.56 y 1.1. El segundo desde el 13/06/2014 hasta el 13/08/2015 en el cual  $b$  disminuye, oscilando entre 1.0 y 0.9. El tercero desde el 19/02/2015 hasta el 08/01/2016 donde  $b$  toma progresivamente los valores más altos (en los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre), desde 1.1 y llegando hasta 1.9; para posteriormente disminuir gradualmente. Finalmente, el cuarto periodo comienza el 11/01/2016, en el cual  $b$  disminuye secuencialmente, desde 1.4, incluso hasta 1.0, pero hasta finalizar el año 2016,  $b$  tomó el valor de 1.2 en forma constante.

La variación del parámetro  $b$  con la profundidad (Figura 5.11) indica que los valores altos, entre 1.5 y 1.9 se localizan entre los 3 y 6 km de profundidad, pasados los 6 km disminuye y toma valores de hasta 1.2 e incluso 0.8 como los indican los perfiles (Figura 5.9).

La variación del parámetro  $b$  con el tiempo (Figura 5.10) muestra que  $b$  tomó valores altos (hasta 1.6) en fechas anteriores a la erupción del 14 de agosto de 2015, posteriormente decreció bruscamente (entre 1.0 y 0.9) en días previos a la erupción, mientras que durante la erupción incrementó considerablemente y tomó valores muy altos (hasta 1.9) y durante el periodo post eruptivo,  $b$  disminuyó y no bajó de 1.2 y se mantuvo constante hasta el final del año 2016.

Se observa una importante relación entre el aumento de la actividad tremórica con la disminución de  $b$  (Figuras 4.1 y 5.10) y podría interpretarse como un rasgo premonitorio. Además, se observó que el valor  $b$  aumentó cuando la actividad VT aumentó en tanto que la tremórica disminuyó, finalmente cuando cesó la erupción los sismos VT, los tremores y el valor  $b$  disminuyeron.

## **7.2 Recomendaciones**

Mantener en permanente funcionamiento la red de monitoreo del volcán, teniendo en correcta operación a todas las estaciones sísmicas para garantizar localizaciones hipocentrales confiables y con errores pequeños. Es importante que la red de monitoreo funcione permanentemente para poder observar y detectar a tiempo los cambios que puedan ocurrir.

Debido a que el valor  $b$  depende de la magnitud de los sismos, es necesario mantener un sistema estricto para calcular las magnitudes de los sismos, el cual debe basarse en un promedio de magnitudes en varias estaciones sísmicas para reducir los efectos de sitio.

Se debe establecer un monitoreo en tiempo real del valor de  $b$ , considerando este debe realizarse con los eventos volcano-tectónicos.

Evitar errores en la estimación la magnitud de homogeneidad, ya que es un parámetro crucial al momento de realizar cálculos del valor  $b$ , una errónea estimación de  $b$  podría arrojar valores que no reflejen la realidad.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limit. *Bulletin of the earthquake research institute*, 237-239.
- Aki, K., Fehler, M., & Das, S. (1977b). Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 259-287.
- Arias, G. (2015). Estudio de las señales sísmicas de muy largo período del volcán Cotopaxi. *Tesis de grado, Escuela Politécnica Nacional*, 99.
- Barberi, F., Coltelli, M., Frullani, A., Rosi, M., & Almeida, E. (1995). Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi (Ecuador): implications for long-term eruptive forecasting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 217-239.
- Barragán, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P., & Kurz, M. (1998). Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth and planetary science letters*, 153-166.
- Barton, D., Foulger, G., Henderson, J., & Julian, B. (1999). Frequency–magnitude statistics and spatial correlation dimensions of earthquakes at Long Valley caldera, California. *Geophys. J. Int.*, 138, 563–570.
- Bernard, B., & Andrade, D. (2000). *Mapa Volcanes Cuaternarios Del Ecuador Continental*. Quito: Instituto Geofísico.
- Bernard, B., Battaglia, J., Proaño, A., Hidalgo, S., Vásconez, F., Hernandez, S., & Ruiz, M. (2016). Relationship between volcanic ash fallouts and seismic tremor: quantitative assessment of the 2015 eruptive period at Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bull Volcanol*, 1-11.
- Bohnenstiehl, D., Waldhauser, F., & Tolstoy, M. (2008). Frequency-magnitude distribution of microearthquakes beneath the 9°50' region of the East Pacific Rise, October 2003 through April 2004. *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*, 9. doi:doi:10.1029/2008GC002128

- Bolt, B. A. (1973). The Richter scale for local magnitude. In S. Stein, & M. Wyssession, *An introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure* (p. 264). Oxford: Blackwell Publishing Ltd.
- Bridges, D. L., & Gao, S. S. (2006). Spatial variation of seismic b-values beneath Makushin Volcano, Unalaska Island, Alaska. *Earth and Planetary Science Letters*, 408–415.
- Cao, A., & Gao, S. (2002). Temporal variation of seismic b-values beneath northeastern Japan island arc. *Geophysical research letters*, 29, 48-50.
- Centamore, C., Patanè, G., & Tuvè, T. (1999). Maximum entropy estimation of b values at Mt. Etna: comparison with conventional least squares and maximum likelihood results and correlation with volcanic activity. *Annali di Geofisica*, 42, 515-528.
- Chouet, B. (1986). Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. *Journal of geophysical research*, 91, 13,967-13,992.
- Chouet, B. (1996a). Long-period volcano sismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 309-316.
- Chouet, B. (2003). Volcano Seismology. *Pure and Applied Geophysics*, 160, 739–788.
- 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*, 87–103.
- Garza, R. (2014). Distribución espacial del valor b debajo del volcán Popocatépetl y su relación con la estructura de la cámara magmáticas. *Tesis de grado. Universidad Autónoma de México*, 139.
- Gaunt, E., Bernard, B., Hidalgo, S., Proaño, A., Wright, H., Mothes, P., . . . Kueppers, U. (2016). Juvenile magma recognition and eruptive dynamics inferred from the analysis of ash time series: The 2015 reawakening of Cotopaxi volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1-44.  
doi:doi:10.1016/j.jvolgeores.2016.10.013

- Gerstenberger, M., Wiemer, S., & Giardini, D. (2001). A systematic test of the hypothesis that the b value varies with depth in California. *Geophysical research letters*, 28, 57-60.
- Gresta, S., & Patanè, G. (1983a). Variation of b Values Before the Etnean Eruption of March 1981. *Pure Appl. Geophys.*, 287-295.
- Gresta, S., & Patanè, G. (1983b). Changes in b Values before the Etnean Eruption of March-August 1983. *Pure Appl. Geophys.*, 903-912.
- Gutenberg, B., & Richter, C. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185-188.
- Gutscher, M., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 255–270.
- Guttorp, P. (1986). *On least-squares estimation of b values*. Seattle: Siam Institute for mathematics and society.
- Hall, M., & Mothes, P. (2007). The rhyolitic–andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bull Volcanol*, 1-28. doi:10.1007/s00445-007-0161-2
- Hall, M. (1977). El Volcanismo en el Ecuador. *Inst. Panamer. Geogr. Histo.*, 120.
- Hickey, J., Gottsmann, J., & Mothes, P. (2015). Estimating volcanic deformation source parameters with a finite element inversion: The 2001–2002 unrest at Cotopaxi volcano, Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1473–1486.
- Hidalgo, S., Bernard, B., Battaglia, J., Gaunt, E., Barrington, C., Andrade, D., . . . Alvarado, A. (2016). Cotopaxi volcano's unrest and eruptive activity in 2015: mild awakening after 73 years of quiescence. *Geophysical Research Abstracts*, 5043-1.
- Ibañez, J. M., & Carmona, E. (sf). *Sismicidad Volcánica*. Granada: Universidad de Granada.
- Instituto Geofísico. (2015). *Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 116-143*. Quito: Instituto Geofísico.



- Instituto Geofísico. (2015). *Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 144-163*. Quito: Instituto Geofísico.
- Instituto Geofísico. (2015). *Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 1-71*. Quito: Instituto Geofísico.
- Instituto Geofísico. (2015). *Informe diario del estado del volcán Cotopaxi: 73-115*. Quito: Instituto Geofísico.
- Instituto Geofísico. (2015-2016). *Informe del estado diario del volcán Cotopaxi:164-228, 01-88*. Quito: Instituto Geofísico.
- Instituto Geofísico. (2016). *Actualización de la Actividad Eruptiva del Volcán Cotopaxi - N° 5*. Quito: Instituto Geofísico.
- Instituto Geofísico. (2016). *Actualización de la Actividad Eruptiva del Volcán Cotopaxi - N° 6*. Quito: Instituto Geofísico.
- Instituto Geofísico. (2016). *Informe diario de la actividad del volcán Cotopaxi: 141-205*. Quito: Instituto Geofísico.
- Instituto Geofísico. (2016). *Informe diario del estado del volcán Cotopaxi:089-140*. Quito: Instituto Geofísico.
- Instituto Geofísico. (diciembre-2014). *Informe mensual volcán Cotopaxi*. Quito: Instituto Geofísico.
- Instituto Geofísico. (enero a diciembre-2014). *Informe mensual volcán Cotopaxi*. Quito: Instituto Geofísico.
- Jacobs, K. M., & McNutt, S. R. (2010). Using Seismic b-Values to Interpret Seismicity Rates and Physical Processes During the Preeruptive Earthquake Swarm at Augustine Volcano 2005–2006. In J. A. Power, M. L. Coombs, & J. T. Freymueller, *The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska* (pp. 59-85). Virginia: U.S. Geological Survey.
- James, M., Lane, S., & Chouet, B. (2006). Gas slug ascent through changes in conduit diameter: Laboratory insights into a volcano-seismic source process in low-viscosity

magmas. *Journal of geophysical research*, 111, 1-25.  
doi:doi:10.1029/2005JB003718

Jolly , A. D., Page, R. A., & John , P. A. (1994). Seismicity and stress in the vicinity of Mount Spurr volcano, south central Alaska . *Journal of Geophysical Research*, 15,305-15,318.

Kawakatsu, H., & Yamamoto, M. (2007). Volcano seismology. *Treatise on geophysics*, 4, 389-420.

Lawrence, M. L. (1987). On the variation of SO<sub>2</sub> emission from volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 231-237.

Lee, W., & Lahr, J. (1975). *HYP071 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes*. California: Department of the Interior, Geological Survey, National Center for Earthquake Research.

Legrand, D., Espindola, J. M., Jiménez, Z., Scolamacchia, T., Valdés-González, C., Singh, S., . . . Valenzuela, R. (2015). Comparison of the Seismicity Before and After the 1982 El Chichon Eruption. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg, capítulo 5 en Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón and Tacaná*, 97-114.

Mandelbrot, B. (1983). The fractal geometry of nature. In B. Mandelbrot, *The fractal geometry of nature* (pp. 14-15). New York: W.H. Freeman and Company.

Márquez-Ramírez, V., Nava, F., & Zúñiga, F. (2015). Correcting the Gutenberg-Richter b-value for effects of rounding and noise. *Earthquake Science*, 28, 129-134.  
doi:10.1007/s11589-015-0116-1

McNutt, S. R. (1996). Seismic Monitoring and Eruption Forecasting of Volcanoes: A Review of the State of the Art and Case Histories. In R. Scarpa, & R. Tilling, *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards* (pp. 99-146). Berlín: Springer-Velag.

McNutt, S. R. (2005). Volcanic Seismology. *Earth Planet*, 1-36.  
doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122459

- Mercier, D., & Lowell, R. (2016). A quantitative analysis of volcanic unrest: Mt. Spurr Alaska, 2002–2006. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 97–109.
- Métaxian, J.-P., Araujo, S., Mora, M., & Lesage, P. (2003). Seismicity related to the glacier of Cotopaxi Volcano, Ecuador. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 361-364.
- Mignan, A., & Woessner, J. (2012). Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis (CORSSA)*, 1-45. doi:10.5078/corssa-00180805
- Minakami, T. (1960). Fundamental research for predicting volcanic eruptions. Part I. *Bulletin of the earthquake research institute*, 38, 497-544.
- Minakami, T. (1974a). Seismology of volcanoes in Japan. In L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo, & A. Rapolla, *Physical Volcanology* (pp. 1-27). Amsterdam: Elsevier.
- Mogi, K. (1962). Magnitude-frequency relation for elastic shock accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Bulletin of the earthquake research institute*, 40, 831-853.
- Molina, I., Kumagai, H., García-Aristizábal, A., Nakano, M., & Mothes, P. (2008). Source process of very-long-period events accompanying long-period signals at Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119–133.
- Mothes, P., Hall, M., & Janda, R. (1998). The enormous Chillos Valley Lahar: an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Bull Volcanol*, 233–244.
- Murru, M., Montuori, C., Wyss, M., & Privitera, E. (1999). The locations of magma chambers at Mt. Etna, Italy, mapped by b-values. *Geophysical research letters*, 26, 2553-2556.
- Murru, M., Montuori, C., Console, R., & Lisi, A. (2005). Mapping of the b value anomalies beneath Mt. Etna, Italy, during July–August 2001 lateral eruption. *Geophysical research letters*, 32, 1-5. doi:10.1029/2004GL021545
- Nava, F., Márquez-Ramírez, V., Zúñiga, F., Ávila-Barrientos, L., & Quinteros, C. (2016). Gutenberg-Richter b-value maximum likelihood estimation and sample size. *J Seismol*, 28, 1-9. doi:10.1007/s10950-016-9589-1

- Naylor, M., Orfanogiannaki, K., & Harte, D. (2010). Exploratory data analysis: magnitude, space, and time. *Community Online Resource for Statistical Seismicity (CORSSA)*, 42. doi:10.5078/corssa-92330203
- Patanè, D., Caltabiano, T., Del Pezzo, T., & Gresta, S. (1992). Time variation of b and Q~at Mt. Etna (1981—1987). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 137-140.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of geophysical research*, 10753-1077.
- Pistolesi, M., Rosi, M., Cioni, R., Cashman, K. V., Rossotti, A., & Aguilera, E. (2011). Physical volcanology of the post-twelfth-century activity at Cotopaxi volcano, Ecuador: Behavior of an andesitic central volcano. *Geological Society of America Bulletin*, 1-24.
- Power, J., Wyss, M., & Latchman, J. (1998). Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Geophysical Research Letters*, 25, 3653-3656. doi:10.1029/98GL00430
- Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, 1-32.
- Ruiz, M., Guillier, B., Chatelain, J.-L., Yepes, H., Hall, M., & Ramon, P. (1998). Possible causes for the seismic activity observed in Cotopaxi volcano, Ecuador. *Geophysical research letters*, 25, 2305-2308.
- Rydelek, P. A., & Sacks, S. I. (1989). Testing the completeness of earthquake catalogues and the hypothesis of self-similarity. *Nature*, 251-253.
- Sánchez, J., Gómez, M., Torres, R., Calvache, M., Ortega, A., Ponce, A., . . . Bohorquez, O. (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.
- Sánchez, J., McNutt, S., Power, J., & Wyss, M. (2004). Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes at Mount Pinatubo volcano. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 430–438.

- Scholz, C. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 399-415.
- Scholz, C. H. (2015). On the stress dependence of the earthquake b value. *Geophysical Research Letters*, 1-4. doi:10.1002/2014GL062863
- Schorlemmer, D., & Woessner, J. (2008). Probability of Detecting an Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2103–2117.
- SeisComp3. (2017, 05 08). <http://www.seiscomp3.org>. Retrieved from <http://www.seiscomp3.org>:  
[http://www.seiscomp3.org/doc/seattle/2013.274/apps/global\\_mlv.html](http://www.seiscomp3.org/doc/seattle/2013.274/apps/global_mlv.html)
- SeisComp3. (2017, 05 08). <http://www.seiscomp3.org>. Retrieved from <http://www.seiscomp3.org>:  
[http://www.seiscomp3.org/doc/seattle/2014.016/apps/global\\_hypo71.html](http://www.seiscomp3.org/doc/seattle/2014.016/apps/global_hypo71.html)
- Shearer, P. (2000). Earthquakes. In P. Shearer, *Introduction to Seismology* (pp. 280-289). San Diego: Cambridge University Press.
- Shi, Y., & Bolt, B. A. (1982). The standard error of the magnitude-frequency b value. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1677-1687.
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). Magnitudes and moment. In S. Stein, & M. Wysession, *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure* (pp. 263-266). Oxford: Blackwell Publishing Ltd.
- Troncoso, L. (2005). Análisis de la actividad sísmica anómala del volcán Cotopaxi y su vínculo con la sismicidad de la zona de Pastocalle. Periodo 2001-2002. *Tesis de grado. Escuela Politécnica Nacional*, 231.
- Utsu, T. (1965). method for determining the value of b in a formula  $\log n = a - bM$  showing the magnitude frequency for earthquakes. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 99-103.
- Villagómez, D. (2000). Sismicidad del volcán Guagua Pichincha 1998-1999. *Tesis de grado, Escuela Politécnica Nacional*, 111.

- Viracucha, E., & De La Bastida, J. (2013). Sistema Informático para el Análisis y Procesamiento de Señales Sísmicas de Volcanes en el Ecuador. *REVISTA EPN*, 33, 1-7.
- Warren, N., & Latham, G. (1970). An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *Journal of geophysical research*, 75, 4455-4464.
- Wassermann, J. (2012). Volcano Seismology. In P. Bormann, *New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2)* (pp. 1-77). Potsdam : Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Wiemer, S., & Benoit, J. (1996). Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones. *Geophysical research letters*, 23, 1557-1560.
- Wiemer, S., & Wyss, M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? *Journal of geophysical research*, 102, 115-128.
- Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letter*, 373-382.
- Wiemer, S. (sf). *Earthquake Statistics and Earthquake Prediction Research*. Zürich: Institute of Geophysics; ETH Hönghgerberg.
- Wiemer, S., & McNutt, S. (1997). Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska. *Geophysical research letters*, 24, 189-192.
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2000). Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 859-869.
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes . *Advances in Geophysics*, in press, 1-54.

- Wiemer, S., McNutt, S. R., & Wyss, M. (1998). Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency–magnitude distribution near Long Valley Caldera, California. *Geophysical Journal International*, 409–421.
- Woessner, J., & Wiemer, S. (2005). Assessing the Quality of Earthquake Catalogue: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 684–698. doi:10.1785/0120040007
- Wyss, M. (1973). Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31, 341-359.
- Wyss, M., Klein, F., Nagamine, K., & Wiemer, S. (2001). Anomalously high b-values in the South Flank of Kilauea volcano, Hawaii: evidence for the distribution of magma below Kilauea's East rift zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106, 23-37.
- Wyss, M., Schorlemmer, D., & Wiemer, S. (2000). Mapping asperities by minima of local recurrence time: The San Jacinto-Elsinore fault zones. *Journal of geophysical research*, 105, 7829-7844,.
- Wyss, M., Shimazaki, K., & Wiemer, S. (1997). Mapping active magma chambers by b values beneath the off-Ito volcano, Japan. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 20,413-20,422.
- Zobin, V. (2012). Introduction to Volcanic Seismology. In V. Zobin, *Introduction to Volcanic Seismology* (pp. 9-27,49-63,237-258,261-351). Colima: Elsevier.
- Zobin, V. M., Plascencia, I., Reyes, G., & Navarro, C. (2009). The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179, 157–167.

# 9. ANEXOS



## 9.1 Anexo I: Código del algoritmo en R Project para calcular la magnitud de homogeneidad. Tomado de Mignan & Woessner (2012)

### # FUNCTIONS

```
fmd <- function(mag,mbin){  
  mi <- seq(min(round(mag/mbin)*mbin), max(round(mag/mbin)*mbin), mbin)  
  nbm <- length(mi)  
  cumnbmag <- numeric(nbm)  
  nbmag <- numeric(nbm)  
  for(i in 1:nbm) cumnbmag[i] <- length(which(mag > mi[i]-mbin/2))  
  cumnbmagtmp <- c(cumnbmag,0)  
  nbmag <- abs(diff(cumnbmagtmp))  
  res <- list(m=mi, cum=cumnbmag, noncum=nbmag)  
  return(res)  
}
```

### #Maximum Curvature (MAXC) [e.g., Wiemer & Wyss, 2000]

```
maxc <- function(mag,mbin){  
  FMD <- fmd(mag,mbin)  
  Mc <- FMD$m[which(FMD$noncum == max(FMD$noncum))[1]]  
  return(list(Mc=Mc))  
}
```

### #Goodness-of-fit test (GFT) [Wiemer & Wyss, 2000]

```
gft <- function(mag,mbin){  
  FMD <- fmd(mag,mbin)  
  McBound <- maxc(mag,mbin)$Mc  
  Mco <- McBound-0.4+(seq(15)-1)/10
```

```

R <- numeric(15)
for(i in 1:15){
  indmag <- which(mag > Mco[i]-mbin/2)
  b <- log10(exp(1))/(mean(mag[indmag])-(Mco[i]-mbin/2))
  a <- log10(length(indmag))+b*Mco[i]
  FMDcum_model <- 10^(a-b*FMD$m)
  indmi <- which(FMD$m >= Mco[i])
  R[i]<-sum(abs(FMD$cum[indmi]-FMDcum_model[indmi]))/sum(FMD$cum[indmi])*100
  #in Wiemer&Wyss [2000]: 100-R
}
indGFT <- which(R <= 5) #95% confidence
if(length(indGFT) != 0){
  Mc <- Mco[indGFT[1]]
  best <- "95%"
} else{
  indGFT <- which(R <= 10) #90% confidence
  if(length(indGFT) != 0){
    Mc <- Mco[indGFT[1]]
    best <- "90%"
  } else{
    Mc <- McBound
    best <- "MAXC"
  }
}
return(list(Mc=Mc, best=best, Mco=Mco, R=R))

```

```

}

#Mc by b-val Stability (MBS) [Cao & Gao, 2002]

#Modification with Shi & Bolt [1982] uncertainty [Woesner & Wiemer, 2005]

mbs <- function(mag,mbin){

  McBound <- maxc(mag,mbin)$Mc

  Mco <- McBound-0.7+(seq(20)-1)/10

  bi <- numeric(20); unc <- numeric(20)

  for(i in 1:20){

    indmag <- which(mag > Mco[i]-mbin/2)

    nbev <- length(indmag)

    bi[i] <- log10(exp(1))/(mean(mag[indmag])-(Mco[i]-mbin/2))

    unc[i] <- 2.3*bi[i]^2*sqrt(sum((mag[indmag]-mean(mag[indmag]))^2)/(nbev*(nbev-1)))

  }

  bave <- numeric(15)

  for(i in 1:15) bave[i] <- mean(bi[i:i+5])

  dbi_old <- abs(diff(bi))

  indMBS_old <- which(dbi_old <= 0.03)

  dbi <- abs(bave[1:15]-bi[1:15])

  indMBS <- which(dbi <= unc[1:15])

  Mc <- Mco[indMBS[1]]

  return(list(Mc=Mc, Mco=Mco, bi=bi, unc=unc, bave=bave))

}

```

## # INPUT PARAMETERS

```
wd <- "/Path/WorkingDirectory/"
```

```

cat_file <- "SeismicityCatalog.txt"

mbin <- 0.1 #Magnitude bin

nbsample <- 200 #Bootstrapping

## READ CATALOG ##

#For a catalog with data listed in columns separated by space or tab
#(Longitude, Latitude, Magnitude, etc...)
#Other formats may require a different R function
cat <- read.table(paste(wd, cat_file, sep=""), header=TRUE)

mag <- cat$Magnitude

## COMPUTE Mc ##

Mc_bootstrap <- numeric(nbsample)

#select function: maxc(), gft(), mbs()

for(i in 1:nbsample) Mc_bootstrap[i] <- maxc(sample(mag, replace=TRUE),mbin)$Mc

## PLOT FMD ##

FMD <- fmd(mag,mbin)

pdf(paste(wd,"CORSSA_Mc_plot_FMD.pdf", sep=""))

plot(FMD$m, FMD$cum, log="y", xlab="Magnitude", ylab="Number of events",
main="Frequency-Magnitude Distribution")

points(FMD$m, FMD$noncum, pch=2)

abline(v=Mc_mean)

legend("topright", c("Cum. FMD", "Non Cum. FMD"), cex=0.8, pch=c(1, 2))

dev.off()

```