



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

NEVADO DEL HUILA: ACTIVIDAD SÍSMICA Y ESTADO DE ESFUERZOS
TECTÓNICOS EN EL EDIFICIO VOLCÁNICO

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
SISMOLOGÍA VOLCÁNICA

Presenta:

NANCY TRUJILLO CASTRILLÓN

Tutor:

PHD. CARLOS MIGUEL VALDÉS GONZÁLEZ
Instituto de Geofísica, UNAM

Comité Tutor:

PHD. VALA HJORLEIFSDOTTIR
Instituto de Geofísica, UNAM

PHD. JOSÉ LUIS MACÍAS VÁSQUEZ
ENES – Morelia, UNAM

Ciudad Universitaria, CD. MX., enero de 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Dedicatoria

Esta tesis la dedico de manera especial a Dios, mi más fiel e incondicional amigo, quien me ha dado todo lo que tengo y a quien debo todo lo que soy.

A mis queridos padres, hermanos, familia toda, quienes me han brindado el apoyo y la comprensión necesaria para avanzar por el camino que un día decidí emprender lejos de ellos.

A mi tutor Dr. Carlos Miguel Valdés González, soporte invaluable en el alcance de esta meta.

A Randy, maestro y amigo, quien a través de su trabajo abnegado me ha enseñado que el éxito de nuestros trabajos cotidianos está en las cosas sencillas que realizamos.

A mis entrañables amigos, quienes han estado ahí en los momentos buenos y en los que no han sido tan buenos.

AGRADECIMIENTOS

Al término de esta nueva etapa, quiero expresar mis agradecimientos más sinceros a las siguientes personas e instituciones que de una u otra manera han contribuido en el desarrollo y culminación de esta meta:

Dr. Carlos Miguel Valdés González, tutor-amigo, por su comprensión, constante colaboración e incondicional apoyo durante la realización del proyecto. En los momentos más difíciles, siempre encontré en usted la palabra de motivación precisa que me alentó a continuar con este objetivo.

MSc. Randall White, gran amigo y maestro, por enseñarme a valorar el carácter trascendental que tiene la vigilancia volcánica como ciencia puesta al servicio de la sociedad para la prevención de desastres.

Phill Dawson, amigo e investigador del *United States Geological Survey*, por su apoyo y colaboración durante la estancia de investigación que realicé en Menlo Park – California, el verano pasado.

Dr. Douglas Dreger, investigador de la Universidad de California en Berkeley, por compartir conmigo la versión más reciente del programa para determinar el tensor de momento de eventos volcanotectónicos y, a la vez, enseñarme a utilizarlo de manera adecuada.

Ing. Oscar Hernán Manzo Ortiz, amigo incondicional, por su decidida colaboración en todo lo que necesité durante todos estos años. No importó el esfuerzo, el tiempo, ni la hora, siempre pude contar con su valiosa ayuda.

Dr. Raúl Arámbula Mendoza, investigador de la Universidad de Colima, por sus invaluable aportes durante la implementación del programa de clasificación automática.

Dr. Juan Payero, técnico del Instituto de Geofísica, por su colaboración en la instalación de algunos programas requeridos para la realización del proyecto.

Investigadores del Instituto de Geofísica y Personal Administrativo tanto del Departamento de Sismología como del Posgrado en Ciencias de la Tierra, por el conocimiento recibido, el apoyo incondicional y la constante colaboración, durante mi estadía en esta entrañable Institución.

Compañeros y amigos todos, por las constantes expresiones de apoyo y la invaluable colaboración que recibí a lo largo de todos estos años.

Comité Tutor y Jurado, Drs. Carlos Miguel Valdés González, Vala Hjorleifsdottir, José Luis Macías Vásquez, Wendy McCausland, Servando de la Cruz Reyna y Josué Tago Pacheco, por los valiosos aportes con los que han contribuido al mejoramiento de este trabajo.

A mis padres Rubén y Ana Beatriz, personas humildes, quienes a través de su ejemplo me han enseñado a construir sueños a través del trabajo y la perseverancia. A mis hermanas y hermano, por la comprensión constante y el apoyo incondicional. A mi familia toda por las continuas muestras de cariño.

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, CONACYT, por darme la oportunidad de realizar mis estudios de posgrado, con las mismas oportunidades de un estudiante mexicano.

Servicio Geológico Colombiano, SGC, a través de sus dependencias, Red Sismológica Nacional de Colombia, y Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán, por atender, de manera atenta y oportuna, el requerimiento de la información necesaria para el desarrollo del proyecto.

CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS	<i>ix</i>
LISTA DE TABLAS	<i>xv</i>
RESUMEN.....	<i>xvi</i>
ABSTRACT	<i>xviii</i>
1. INTRODUCCION	20
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	21
1.2 ANTECEDENTES.....	24
1.2.1 Automatización del procesamiento primario de señales sísmicas volcánicas.....	24
1.2.2 Estado de esfuerzos tectónicos en un edificio volcánico	26
1.3 OBJETIVOS	27
1.3.1 Objetivos generales:	27
1.3.2 Objetivos específicos:	28
1.4 JUSTIFICACIÓN	28
1.5 LIMITACIONES	29
1.6 METODOLOGÍA	30
1.6.1 Automatización del procesamiento primario de la actividad sísmica registrada en el VNH.	30
1.6.2 Campo de esfuerzos tectónicos en el VNH.....	32
2. VOLCAN NEVADO DEL HUILA, VNH	34
2.1 LOCALIZACIÓN GEOGRAFICA	34
2.2 MARCO TECTÓNICO	35
2.2.1 Actividad volcánica en los Andes del Norte	38
2.3 RED SISMOLÓGICA DE VIGILANCIA VOLCÁNICA	41
2.4 ACTIVIDAD VOLCANICA DEL NEVADO DEL HUILA	44
2.4.1 Actividad eruptiva del VNH	47
2.4.1.1 1 ^{ra} erupción freática, febrero 19 de 2007	47

2.4.2	2 ^{da} Erupción freática, 18 de abril de 2007.....	49
2.4.3	Erupción freatomagmática, 21 de noviembre de 2008.....	51
2.4.4	Relajación del sistema volcánico y actividad sísmica actual.....	56
3.	AUTOMATIZACIÓN DEL PROCESAMIENTO PRIMARIO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA REGISTRADA EN EL VNH.....	58
3.1	CLASIFICACIÓN AUTOMÁTICA DE SEÑALES SÍSMICAS VOLCÁNICAS A TRAVÉS DE LOS HMMs.....	59
3.1.1	Modelos ocultos de Markov.....	60
	Parámetros de un HMM.....	62
3.1.2	Modelado de las señales sísmicas volcánicas.....	63
3.1.3	Reconocimiento de señales sísmicas volcánicas.....	66
	Extracción de vectores característicos.....	68
3.2	PROCESAMIENTO PRIMARIO DE LA ACTIVIDAD SISMICA DEL VNH.....	70
3.2.1	Datos.....	70
3.2.2	Clasificación automática de señales sísmicas volcánicas.....	74
3.2.3	Procedimientos complementarios del procesamiento primario.....	77
	Características intrínsecas de las señales clasificadas.....	77
	Parámetros físicos importantes en vigilancia volcánica.....	77
3.3	RESULTADOS.....	80
4.	CAMPO DE ESFUERZOS TECTONICOS EN EL VNH.....	87
4.1	TERREMOTO DEL PÁEZ.....	88
4.1.1	Réplicas.....	89
4.1.2	Mecanismo focal.....	92
4.1.3	Sismicidad histórica en la zona del terremoto del Páez.....	95
4.2	RELOCALIZACION DE EVENTOS VT.....	96
4.2.1	Programa Hypo-DD.....	96
4.2.2	Sismicidad VT en el VNH.....	99
4.2.3	Relocalización de eventos VT a través del programa Hypo-DD.....	101
	Período de 09/1999 a 03/2001.....	101
	Período de 07/2008 a 12/2011.....	103
	Período de 05/2012 a 02/2015.....	106
4.3	INVERSION DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO DE EVENTOS VT.....	109

4.3.1 Inversión del tensor de momento sísmico de eventos VT con magnitudes $M_L \geq 4.0$, registrados en el VNH.....	110
CONCLUSIONES	116
Procesamiento Primario de la actividad sísmica del VNH	116
Campo de esfuerzos tectónicos en el VNH.....	117
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	119

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1.1. El VNH y su entorno geográfico, zona de estudio (cortesía del Ing. Oscar Hernán Manzo)	21
Fig. 1.2. Costado SW del VNH donde se aprecian los extremos de las grietas N-S y NE-SW generadas durante las erupciones freáticas de 2007 (modificado de Santacoloma <i>et al.</i> , 2009).	25
Fig. 2.1. Edificio volcánico del Nevado del Huila.....	34
Fig. 2.2. Entorno tectónico de la cordillera de los Andes (modificado de Martinod et al., 2010).	35
Fig. 2.3. Neotectónica de placas de los Andes del Norte y la región Caribe (Correa, 2009)	37
Fig. 2.4. Segmentación del arco volcánico de los Andes del Norte propuesta por Hall y Wood (1985) (modificado de Correa, 2009).	38
Fig. 2.5. Fallas y sistema de fallas que intervienen activamente en la tectónica del VNH. 40	
Fig. 2.6. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán (cortesía del Ing. Oscar H. Manzo Ortiz).....	41
Fig. 2.7. Red Sismológica del Volcán Nevado del Huila (Servicio Geológico Colombiano, SGC).....	42
Fig. 2.8. Relación del número de eventos VT (rojo) y LP (amarillo) registrados desde el inicio del monitoreo volcánico en el Nevado del Huila, hasta el día antes de la erupción freática del 19 de febrero de 2007.....	45
Fig. 2.9. Localización epicentral de los enjambres de eventos VT ocurridos en el VNH, entre 1997 y 2003 (modificado de Santacoloma <i>et al.</i> , 2009).	46
Fig. 2.10. Actividad sísmica predecesora y 1 ^{ra} erupción freática del VNH, febrero 19 de 2007 (modificado de la página oficial del OVS-Popayán, SGC).	47

Fig. 2.11. Imagen Satelital del VNH, tiempo después de la erupción freática del 19 de febrero de 2007 (Página oficial del OVS-Popayán, SGC).	48
Fig. 2.12. Actividad sísmica asociada con la erupción freática que ocurrió en el VNH, el 18 de abril de 2007 (modificado de Santacoloma <i>et al.</i> , 2009).....	49
Fig. 2.13. (a) Huellas de la avalancha en las riberas del río Páez, a la altura del municipio de Belalcázar. (b) Localización de las grietas generadas como consecuencia de las erupciones freáticas de febrero y abril, de 2007 (modificado de Santacoloma <i>et al.</i> , 2009).	50
Fig. 2.14. Localización de los eventos VT y HB con $2.5 \leq M_L \leq 4.9$ registrados entre junio y octubre de 2008. En la parte superior se aprecia la señal digital del HB con magnitud $M_L = 4.9$, registrado el 2 de septiembre a las 17:20 UT, el registro digital corresponde a la componente vertical de la estación Maravillas, distante 12.8 km del Pico Central.	52
Fig. 2.15. Disparo sísmico de eventos HB ocurrido el 3 de noviembre a la 1:26 UT. (a) Traza. (b) Espectro de frecuencias. (c) Espectrograma.....	53
Fig. 2.16. Actividad sísmica registrada entre el 8 y 9 de noviembre de 2008, período en el que ocurre un cambio importante en la actividad sísmica del volcán, la evolución de los disparos espasmódicos de eventos HB al enjambre de eventos HB y LP que antecedió la erupción freatomagmática del 21 de noviembre.	54
Fig. 2.17. Registro digital y breve descripción de la actividad sísmica registrada en el VNH, entre los días 20 y 21 de noviembre de 2008.	55
Fig. 2.18. (a) Huellas del lahar que descendió por el costado occidental del volcán durante la erupción freatomagmática del 21 de noviembre de 2008. (b) Cráter y domo lávico generados por el evento eruptivo en la parte alta del volcán, costado occidental (cortesía SGC).....	56
Fig. 2.19. (a) Parte alta del volcán donde se aprecia el nuevo domo extruido en el mes de octubre de 2009 y la intensa actividad fumarólica que lo acompaña. (b) Imagen del domo nuevo emplazado en la parte alta del volcán, abril 26 de 2011 (cortesía SGC).....	57
Fig. 3.1. (a) HMM de dos estados. (b) Matriz de transición entre estados (c) Diagrama de estados (Modificado de Vaseghi, 2008).....	61

Fig. 3.2. (a) Estructura de un HMM de tres estados, donde las transiciones ocurren de un estado cualquiera a otro estado cualquiera, sin restricción. (b) Modelo izquierda-derecha de un HMM de cuatro estados, las transiciones están restringidas a la dirección izquierda-derecha o sobre él mismo estado (Vaseghi, 2008).....	62
Fig. 3.3. (a) Ruido impulsivo. (b) HMM de estado binario que modela la señal de ruido impulsivo (Vaseghi, 2008).....	63
Fig. 3.4. HMM de 5 estados y topología izquierda-derecha. Donde a_{ij} son las probabilidades de transición entre estados, $b_j(o_t)$ son las probabilidades de salida y O_t son los vectores característicos (Modificado de Ibáñez <i>et al.</i> , 2009).....	65
Fig. 3.5. Arquitectura de un programa de clasificación de señales sísmicas basado en los HMMs (Benítez <i>et al.</i> , 2007; Ibáñez <i>et al.</i> , 2009).	66
Fig. 3.6. Diagrama que describe la parametrización de una señal sísmica, a través de los LFCC (Ibáñez <i>et al.</i> , 2009).	68
Fig. 3.7. Señales sísmicas representativas de la actividad registrada en el VNH durante los años 2007–2014. (a) VT, (b) LP monocromático de baja frecuencia. (c) LP. (d) HB. (e) Pulso de tremor espasmódico. (f) Segmento de tremor monocromático.	72
Fig. 3.8. Matriz de confusión generada por el programa HTK para el modelo de 9 estados y 14 gaussianas, que mejor representó la actividad sísmica del VNH. El sombreado azul resalta la precisión global; el sombreado verde, la precisión por cada tipo de señal sísmica; y el sombreado amarillo, el número de señales clasificadas y los errores cometidos por el programa, de acuerdo con la ecuación 3.6.	76
Fig. 3.9. Clasificación automática de la actividad sísmica registra el 20 de noviembre de 2008 en el VNH. Los colores representan los diferentes tipos de señales sísmicas clasificadas. Esto es, ruido sísmico de fondo, SIL, segmentos azul marino; eventos VT (HVT → VT del Huila), señales rojas; HB (HHB → HB del Huila), señales anaranjadas; eventos LP (HLP → LP del Huila), señales amarillas; pulsos de tremor, TR (HTR → TR del Huila), señales azul cian; y eventos regionales o locales, REG, señales grises. Las convenciones listadas en la parte superior derecha del gráfico corresponden a las convenciones utilizadas en los observatorios vulcanológicos colombianos y son exclusivas de cada volcán.	80

- Fig. 3.10.** Relación del número de eventos clasificados por tipos, año 2008. (a) Clasificación automática. (b) Clasificación manual. Los dos gráficos evidencian la intensa actividad sísmica registrada en el mes de noviembre. El área resaltada corresponde al período de mayor actividad sísmica, que concluyó con la erupción freatomagmática del noviembre 21 de 2008. 82
- Fig. 3.11.** LP registrado el 20 de noviembre de 2008 a la 01:30:10 UT. (a) Sismograma. (b) Espectrograma. (c) Espectro de frecuencia. El evento fue clasificado por el programa de clasificación automática basado en los HMMs, las principales características y parámetros físicos relacionados fueron los siguientes: amplitud máxima (pico-pico), $A_{max} = 9917$ cuentas; frecuencia dominante, $f_d = 1.27$ Hz; duración, $D = 38$ s; desplazamiento reducido (ondas de cuerpo) $U_{bw}^r = 10.6$ cm; magnitud de duración, $M_D = 1.7$ y energía sísmica liberada, $E = 1.13 \times 10^{13}$ Joules. La clasificación, la extracción de las principales características y el cálculo de parámetros los parámetros físicos, son el resultado del procesamiento primario del evento LP. 83
- Fig. 3.12.** Modelación del comportamiento presentado por los eventos LP registrados el 20 de noviembre de 2008. (a) Frecuencia dominante. (b) Desplazamiento reducido. (c) Magnitud de duración. 84
- Fig. 3.13.** Energía sísmica liberada y número de eventos clasificados de la actividad sísmica registrada en el VNH durante el año 2008. (a) Programa de clasificación automática. (b) Técnica de clasificación manual. Los comportamientos volcánicos modeladas a partir de cada uno de los métodos de clasificación muestran tendencias similares entre sí. El sombreado naranja resalta el período de mayor actividad sísmica, noviembre de 2008. 85
- Fig. 4.1.** Localización epicentral del terremoto del Páez del 6 de junio de 1994, extremo SW del edificio volcánico del Nevado del Huila. 89
- Fig. 4.2.** Zona de mayor afectación tanto por los deslizamientos de tierra ocasionados por el terremoto del Páez como por la avalancha que se formó a causa de los mismos deslizamientos. La foto fue tomada al sur de las poblaciones de Dublín (epicentro del terremoto) e Irlanda, Belalcázar – Cauca, a la altura de la desembocadura del río San Vicente en el cauce del río Páez (Foto Manuel Barona, 1994). 90

Fig. 4.3. Distribución temporal de las réplicas con magnitudes $M_L \geq 2.5$ registradas entre el 6 y el 30 de junio de 1994 (modificado de RSNC, 1994).....	91
Fig. 4.4. Distribución epicentral de las réplicas del terremoto del Páez. (a) Localización realizada por la RSNC (1994) (modificado de Jiménez-Pinilla, 1997). (b) Localización efectuada por Jiménez-Pinilla (1997) (modificado de Jiménez-Pinilla, 1997).....	92
Fig. 4.5. Zona epicentral del terremoto del Páez definida por la localización de las réplicas de Jiménez-Pinilla (1997)	93
Fig. 4.6. Sismicidad histórica en el departamento del Cauca. (a) Catálogo de sismicidad histórica de Colombia de Espinosa (1994) (modificado de Jiménez-Pinilla, 1997). (b) Catálogo de Terremotos para América del Sur, 1566 a 1991, CERESIS (modificado de Jiménez-Pinilla, 1997).	96
Fig. 4.7. Actividad sísmica registrada en la Caldera Long Valley, California, entre julio de 1997 y enero de 1998. Las imágenes muestran la distribución de hipocentros antes (izquierda) y después (derecha) de la relocalización con el programa Hypo-DD (Prejean et al. 2002).....	99
Fig. 4.8. Distribución de los hipocentros de eventos VT registrados en el NVH, entre mayo de 1997 y febrero de 2015.....	100
Fig. 4.9. Distribución de hipocentros de los eventos VT registrados entre 1999–2001 y localizados en las cuatro (4) estaciones ubicadas en el VNH.	102
Fig. 4.10. Resultado del programa Hypo-DD para la sismicidad VT seleccionada en el período de 09/1999 a 03/2001. (a) Distribución de hipocentros. (b) Secciones transversales de análisis. (c) Sección transversal en dirección NE-SW. (d) Sección transversal en dirección NW-SE.	103
Fig. 4.11. Distribución de los hipocentros de eventos VT registrados y localizados entre 2008 y 2011, en el VNH.	104
Fig. 4.12. Resultado del programa Hypo-DD para los eventos VT seleccionados en el período de 2008 a 2011, de la sismicidad VT registrada y localizada en el VNH. (a) Distribución epicentral de las relocalizaciones. (b) Áreas transversales seleccionadas para el análisis en profundidad de los hipocentros. (c) y (d) Secciones transversales en las direcciones NE-SW y NW-SE, de los dos lineamientos localizados en el sector SW. (e) y (f)	

Secciones transversales en las direcciones NS y EW del conglomerado de eventos localizado en la parte alta del volcán. (g) y (h) Secciones transversales en las direcciones NE-SW y NW-SE del pequeño alineamiento que se observa también en la parte alta del volcán.	105
Fig. 4.13. Distribución de hipocentros de sismicidad VT registrada y localizada entre 2012 y 2015, en el VNH.	107
Fig. 4.14. Resultados del programa Hypo-DD para los eventos VT seleccionados en el período 05/2012–02/2015. (a) Distribucion epicentral de las localizaciones. (b) Definición del area de estudio. (c) Sección transversal en dirección NE-SW de toda el area de localizacion. (d) Area seleccionada para el análisis en profundidad de la sismicidad VT registrada al NE del volcán. (e) y(f) Cortes transversales en direccion NE-SW y NW-SE, de la fuente sísmica localizada al NE del volcán.	108
Fig. 4.15. Mapa de localización de los eventos VT con $M_L \geq 4.0$ registrados entre los años 2008–2015, en el VNH.	111
Fig. 4.16. Distribución espacial de las estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del tensor de momento de eventos VT registrados en el VNH.	112
Fig. 4.17. Soluciones del tensor de momento sísmicos para eventos VT con magnitudes $M_L \geq 4.0$ registrados en el VNH, entre 07/2008 y 08/2018. (a) VT del 02/09/2008. (b) VT del 14/09/2008. (c) VT del 28/05/2009. (d) VT del 09/01/2014 a las 11:07. (e) VT del 09/01/2014 a las 11:50. (f) VT del 07/07/2018.	114

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1 Características principales de la red sísmica de vigilancia volcánica instalada en el VNH entre 1990 y 2018.	43
Tabla 2.2. Relación de los enjambres de eventos VT registrados en el VNH entre 1997 y 2003.	46
Tabla 3.1. Porcentajes de precisión hallados durante el entrenamiento del programa. NS es el número de estados y NG es el número de Gaussianas.	75
Tabla 4.1. Ficha técnica de las principales localizaciones obtenidas para el Terremoto del Páez, 6 de junio de 1994.	88
Tabla 4.2. Soluciones del Mecanismo Focal del terremoto del Páez, 1994 (RSNC, 1994; Jiménez-Pinilla, 1997; ISC, 2018; NEIC, 2018).	94
Tabla 4.3. Sismicidad histórica en el departamento del Cauca y zona epicentral del terremoto del Páez (INGEOMINAS, 1994; RSNC, 1994; Jiménez-Pinilla, 1997).	95
Tabla 4.4. Modelo de velocidad unidimensional de capas planas utilizado en la localización de eventos VT registrados en el VNH (Raigosa y Cardona, 2000).	100
Tabla 4.5. Períodos de localización en los que se dividió la sismicidad VT registrada en el VNH.	101
Tabla 4.6. Relación de eventos VT con magnitudes $ML \geq 4.0$, registrados en el VNH. ...	112
Tabla 4.7. Modelo de velocidad unidimensional de capas planas utilizado por la RSNC.	112
Tabla 4.8. Características principales de las estaciones sísmicas utilizadas en la inversión del tensor de momento.	113

RESUMEN

El Nevado del Huila es un estratovolcán andesítico de naturaleza efusiva localizado en solitario en la parte intermedia de la Cordillera Central Colombiana, en una zona de debilidad cortical donde confluyen los sistemas de fallas Romeral y Salento, además de otras fallas transversales menores. A comienzos de la década de los 90's, el Nevado del Huila era considerado un volcán dormido con poca actividad superficial y bajo registro de actividad sísmica. Luego del terremoto del Páez del 6 de junio de 1994, la dinámica interna del volcán exhibió un cambio significativo con la ocurrencia de tremor continuo monocromático de baja frecuencia, el incremento en los niveles de actividad sísmica y enjambres recurrentes de eventos volcanotectónicos entre 1997 y 2003. Sin embargo, fue en febrero y abril de 2007 cuando sucedieron las dos primeras erupciones freáticas de las cuales se tenga registro histórico. Ambas erupciones se caracterizaron por la poca actividad sísmica que las precedió y por generar sendas grietas en la parte alta del volcán, además de lahares que desembocaron en los cauces de los ríos Páez y Símbola. El proceso eruptivo continuó en el año 2008. Frecuentes incrementos en la actividad sísmica y el registro de eventos volcanotectónicos de magnitudes intermedias evidenciaron la desestabilización progresiva del sistema volcánico que finalmente condujo a la erupción freatomagmática del 21 de noviembre. Esta erupción fue precedida por abundante actividad sísmica y tuvo como características principales la extrusión de un domo lávico en la parte alta del volcán y la generación de un lahar que se desplazó a lo largo del río Páez, con un volumen aproximado de 350 millones de m³.

La actividad eruptiva del Nevado del Huila en los años 2007 y 2008 evidenció dos problemas importantes para la vigilancia del volcán: el carácter súbito de las erupciones de 2007 y la dificultad para procesar con prontitud la información sísmica cuando ocurren incrementos importantes en el número de eventos. Los dos problemas son trascendentales

para el manejo adecuado de períodos de crisis y la subsecuente mitigación del riesgo en áreas de influencia volcánica, donde se requieren respuestas rápidas y oportunas de parte de las instituciones responsables. Por esta razón, parte del proyecto de doctorado fue la automatización del procesamiento primario de la actividad sísmica registrada en el volcán. El desarrollo tuvo como base los resultados del trabajo de maestría, en el que se implementó un programa de clasificación automática basado en los Modelos ocultos de Markov para reconocer la actividad sísmica registrada en el Nevado del Huila durante los años 2007 y 2008. El proyecto consistió en ampliar la base de datos hasta el año 2014 y, a partir de los resultados, desarrollar una herramienta que permitiera identificar las características principales de las señales sísmicas previamente clasificadas, además de determinar parámetros físicos muy importantes en vigilancia volcánica. Los resultados fueron satisfactorios y consistentes con los resultados derivados de la clasificación manual.

Por otro lado, las grietas generadas en la parte alta del volcán durante las erupciones de 2007, junto a características morfológicas del edificio volcánico, suscitaron interrogantes acerca de las causas y los actores físicos involucrados. Por tanto, con el fin de encontrar una explicación acorde con los fenómenos observados, se propuso realizar un análisis de los esfuerzos tectónicos regionales y locales que actúan sobre el volcán y su área de influencia, a través de dos técnicas utilizadas con éxito en el Long Valley, California: la relocalización de eventos volcanotectónicos con el programa hypo-DD y la inversión del tensor de momento para establecer los mecanismos focales de los eventos volcanotectónicos con magnitudes $M_L \geq 4.0$. Los resultados permitieron inferir que la actividad volcanotectónica localizada en los sectores SW y NE del volcán corresponde a fallamientos de tipo lateral derecho, y pudo estar asociada con procesos tectónicos. Sin embargo, los eventos localizados en el sector SW pudieron ser una manifestación de la reactivación de las fallas Calambayú y Tóez como consecuencia de la actividad eruptiva del volcán.

Palabras claves: Riesgo volcánico, vigilancia y monitoreo volcánico, actividad sísmica, procesamiento primario, modelos ocultos de Markov, eventos volcanotectónicos, esfuerzos tectónicos y tensor de momento sísmico.

ABSTRACT

Nevado del Huila is an andesitic stratovolcano of effusive nature located alone at the middle part of the Colombian Cordillera Central, in a structural zone where the Romeral and Salento fault systems meet, furthermore other minor strike-slip faults. At the beginning of 90's, Nevado del Huila was considered a sleeping volcano with little shallow activity and low seismic activity. After the Páez Earthquake in June 6th, 1994, the volcano internal dynamics exhibited a significant change with the occurrence of monochromatic continuous tremor of low-frequency, an increase of seismic activity and recurrent swarms of volcano-tectonic events between 1997 and 2003. However, it was on February and April 2007, when the two first phreatomagmatic eruptions with historical record occurred, both eruptions were characterized for the low seismic activity that preceded them and to produce two cracks at the volcano summit, furthermore lahars that flow into the Páez and Símbola river basins. The eruptive process continued in 2008, frequent increases in the seismic activity and the volcano-tectonic event records of intermediate magnitudes evidenced the volcanic system destabilization that lead to the phreatomagmatic eruption on November 21st. This eruption was preceded by abundant seismic activity y had as characteristics, the extrusion of a lava dome on the volcano summit and the generation of a lahar that moved along the Páez river with an approximate volume of 350 million m³.

The eruptive activity of Nevado del Huila in 2007 and 2008 showed two important problems for the volcano surveillance: the sudden nature of 2007 eruptions and difficulty of seismic information being processed in a timely manner when significant increases at the number of events occur. Both problems are crucial to proper management of crisis periods and subsequent hazard mitigation in volcanic influence areas where responsible institutions must give fast and timely responses. So, one part of the PhD project was the primary

processing automatization of the volcano seismic activity. The development was supported on the master work results, where an automatic classification program based on HMMs was implemented to recognize the seismic activity of Nevado del Huila volcano recorded during 2007 and 2008. The project consisted in increasing the database to 2014, and from results to develop a tool that allow to identify the physics characteristic of previously classified seismic signals and to establish physical parameters very important in volcanic surveillance. Results were satisfying and consistent with results derived from manual classification.

On the other hand, cracks created at the volcano summit during the 2007 eruptions and the geomorphologic characteristics of the volcano edifice provoked questions about the reasons and physical actors involved. So, to find an explanation according to observed phenomena, it was proposed to performance an analysis of regional and local stresses that act in the volcano and its interest area by two techniques successfully used at Long Valley volcano, California. The relocation of events by hypo-DD program and the moment tensor inversion to establish focal mechanisms of volcano-tectonic events with $M_L \geq 4.0$. Results allowed to deduce that the volcano-tectonic activity located at the SW and NE volcano sectors correspond with strike-slip faults. However, the events located at the SW area could be an appearance of the reactivating of Calambayú and Tóez faults because of the volcanic activity.

Keywords: Volcanic hazards, surveillance and volcanic monitoring, seismic activity, primary processing, Hidden Markov Models, volcano-tectonic events, tectonic stresses, seismic moment tensor.

1. INTRODUCCION

El volcán Nevado del Huila, VNH, es uno de los 16 volcanes actualmente activos en el territorio colombiano y está catalogado como un estratovolcán andesítico de naturaleza predominantemente efusiva (Pulgarín, 2000). Este majestuoso volcán que tiene una altitud de 5364 msnm corresponde a la máxima elevación de la Cordillera de los Andes en Colombia, y se encuentra localizado en solitario en la parte intermedia de la Cordillera Central entre los departamentos del Cauca, Huila y Tolima, en una zona selvática de difícil acceso (Fig. 1.1). Su sistema hidrográfico está compuesto principalmente por los ríos Páez al W y Símbola al E, que confluyen en uno solo, el río Páez, unos 32 km al N de la población de Belalcázar.

La actividad volcánica del Nevado del Huila era poco conocida antes de la década de los 90, los escasos trabajos realizados durante el siglo XX hacían alusión especialmente a manifestaciones superficiales (fumarolas) (Correa, 2009). La instalación de la primera estación sismológica en septiembre de 1990 y la creación del OVS-Popayán en 1993, propiciaron el inicio de la investigación científica de carácter vulcanológico en el VNH (Correa, 2009). Sin embargo, los estudios realizados por personal especializado del Servicio Geológico Colombiano, SGC (antiguo Instituto Nacional de Geología y Minería, INGEOMINAS), hasta el momento no han establecido un registro histórico de la actividad eruptiva del volcán anterior a febrero de 2007, fecha en la que inició un período eruptivo que se prolongó hasta finales de 2011.

El proceso eruptivo del VNH constó de dos erupciones freáticas en febrero y abril de 2007, y una erupción freatomagmática en noviembre de 2008. Las erupciones freáticas se caracterizaron por el registro de escasa actividad sísmica precursora. Además, las tres erupciones volcánicas involucraron la generación de lahares que descendieron por las laderas

del volcán para encauzarse por las cuencas de los ríos Páez y Símbola. Los lahares más importantes se generaron durante las erupciones de abril de 2007 y noviembre de 2008 y alcanzaron volúmenes aproximados de 50 y 350 millones de m^3 respectivamente (Pulgarín *et al.*, 2011). Estos lahares ocasionaron la pérdida de 12 vidas humanas y causaron cuantiosos daños materiales a su paso por el cauce del río Páez, especialmente.

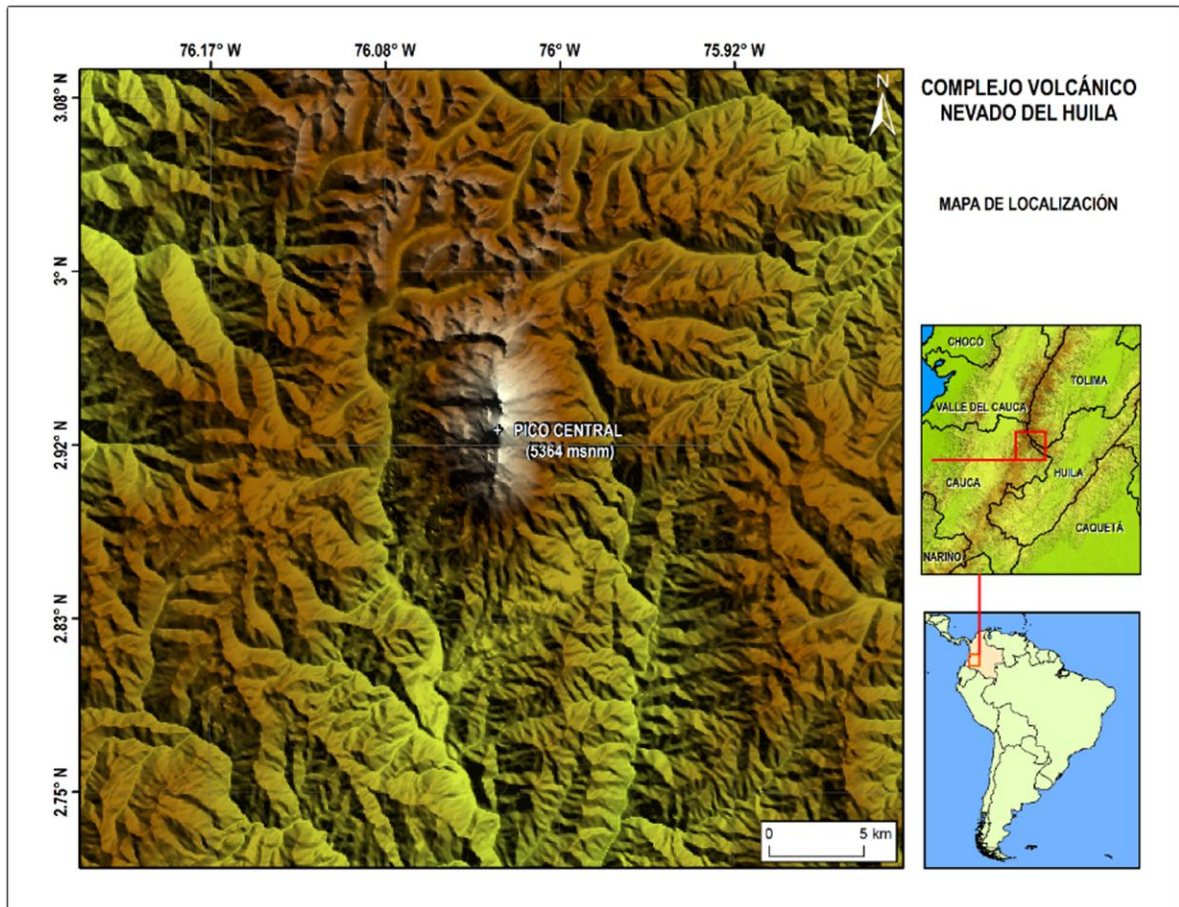


Fig. 1.1. El VNH y su entorno geográfico, zona de estudio (cortesía del Ing. Oscar Hernán Manzo)

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El monitoreo y la vigilancia de volcanes activos son labores importantes comúnmente realizadas en los observatorios vulcanológicos alrededor del mundo. Técnicas geofísicas

tales como: sismología, geodesía, geoquímica, geotermia, etc. se aplican diariamente con el objetivo de establecer los niveles de actividad que suelen presentar estos volcanes.

Una técnica muy importante y quizá la más utilizada es la sismología. A través del análisis de las señales sísmicas registradas, científicos especializados elaboran diagnósticos del comportamiento volcánico que facilitan el manejo adecuado de los períodos de crisis y conllevan a la mitigación del riesgo en zonas de influencia volcánica.

El análisis de las señales sísmicas volcánicas se realiza a partir de las bases de datos creadas durante el procesamiento primario de la actividad sísmica. Este procesamiento involucra procedimientos, tales como clasificación de señales sísmicas, extracción de las características principales de cada señal clasificada y derivación de parámetros físicos ampliamente utilizados en vigilancia volcánica. El procedimiento inicial y a la vez el más importante es la clasificación de señales, de ella dependen exclusivamente los resultados del procesamiento primario.

En la actualidad existen dos formas diferentes de realizar la clasificación de señales sísmicas volcánicas, la clasificación manual y la clasificación automática. La clasificación manual es el procedimiento más utilizado en los observatorios vulcanológicos a nivel mundial. Sin embargo, pese a ser una labor relativamente sencilla que solo requiere de un conocimiento básico de las principales señales sísmicas volcánicas, la clasificación manual presenta dos limitaciones importantes, la incapacidad de clasificar numerosas señales sísmicas en tiempo cuasi-real y la variabilidad en los criterios de clasificación utilizados. Estas limitaciones se observan con frecuencia en el monitoreo de volcanes activos inmersos en actividad eruptiva, donde en periodos muy cortos se registran numerosos eventos sísmicos con amplia variabilidad tanto en sus formas de onda como en sus espectros de frecuencia.

La crisis volcánica presentada en el VNH durante los años 2007 – 2011 no fue ajena a las limitaciones de la clasificación manual. Repentinos incrementos de la actividad sísmica ocasionaron importantes retrasos en la clasificación de ésta, entorpeciendo con ello el manejo

adecuado de la crisis. Por otra parte, la variabilidad en las formas de onda y en los espectros de frecuencia de señales sísmicas asociadas a la dinámica de fluidos, generaron confusión en el reconocimiento de dichas señales, induciendo errores en su clasificación.

Las dificultades observadas durante la crisis del VNH dejaron en evidencia que la clasificación manual no es la herramienta más idónea para atender una crisis volcánica. Por esta razón, en el proyecto de tesis de maestría se planteó y desarrolló la implementación de un programa de clasificación automática basado en la técnica estadística conocida como modelos ocultos de Markov, HMMs (por sus siglas del inglés, *Hidden Markov Models*), para clasificar los registros continuos de los años 2007 y 2008, período de mayor actividad sísmica en el VNH.

La implementación del programa de clasificación automática fue totalmente exitosa. La actividad sísmica del volcán se modeló con una precisión del 81.58% y los resultados de la clasificación automática mostraron tendencias similares a los resultados de la clasificación manual. No obstante los excelentes resultados, el programa de clasificación automática no resultó ser la herramienta adecuada para afrontar una crisis volcánica, dado que hasta ese momento los resultados solo permitían establecer el número de eventos registrados. Las características intrínsecas de las señales clasificadas y los parámetros físicos en los que se apoyan las labores de monitoreo y vigilancia volcánica seguían siendo desconocidos.

Las limitaciones presentadas por el programa de clasificación automática, junto a la evolución de las señales sísmicas registradas en el volcán, luego de la erupción freatomagmática de noviembre de 2008, motivaron la implementación del programa de clasificación automática para la actividad sísmica actual y la automatización de la totalidad del procesamiento primario. En consecuencia, en el proyecto de doctorado se propuso ampliar la base de datos utilizada en el entrenamiento del programa y, a partir de los resultados obtenidos en la clasificación, automatizar los procedimientos restantes del procesamiento primario. El último objetivo plantea la creación de una herramienta capaz de procesar en tiempo cuasi-real la actividad sísmica registrada en volcanes activos, en especial

volcanes inmersos en actividad eruptiva donde en períodos cortos se registran numerosas señales sísmicas.

Por otro lado, la falta de respuestas a cambios estructurales como dos grietas generadas en la parte alta del volcán (Fig. 1.2), a causa de las erupciones freáticas de 2007, ha evidenciado una carencia de conocimiento en torno a la influencia de los esfuerzos tectónicos locales y regionales en la dinámica interna del Nevado del Huila. Por tanto, con el objetivo de hallar una respuesta satisfactoria a estos fenómenos geológicos, se propuso establecer el estado de esfuerzos tectónicos que actúa en el edificio volcánico y zonas aledañas, como parte del proyecto doctoral. El desarrollo de este estudio se hizo a través del análisis de la sismicidad volcanotectónica registrada antes, durante y después de la actividad eruptiva ocurrida entre 2007 y 2011, esto es, entre los años 1999 y 2014.

1.2 ANTECEDENTES

1.2.1 Automatización del procesamiento primario de señales sísmicas volcánicas.

El desarrollo de robustos programas de clasificación automática, fácilmente adaptables y con altos porcentajes de precisión en el reconocimiento de las diferentes señales sísmicas registradas en un volcán, ha sido el objetivo fundamental de muchos investigadores alrededor del mundo. Para lograr este objetivo, ellos han explorado métodos y técnicas, tales como correlación cruzada de señales sísmicas (Stephens y Chouet, 2001; Green y Neuberg, 2006), clasificación bayesiana de wavelets (Falsaperla *et al.*, 1996; Gendron *et al.*, 2000), redes neuronales artificiales, ANN (por sus siglas en inglés, *Artificial Neural Networks*) (Scarpetta *et al.*, 2005; Langer *et al.*, 2006) y técnicas de análisis estadísticos como los HMMs (Ohrnberger von, 2001; Benítez *et al.*, 2007; Beyreuther *et al.*, 2008; Ibáñez *et al.*, 2009; Gutiérrez *et al.*, 2009; Cortés *et al.*, 2009; Bicego *et al.*, 2010; Dawson *et al.*, 2010; Arámbula-Mendoza, 2011; Gutiérrez *et al.*, 2011; Bhatti *et al.*, 2016). Todos estos métodos y técnicas se fundamentan en el modelado de características intrínsecas que exhiben las

señales sísmicas de volcánicas, características asociadas con la fuente sísmica y los mecanismos de origen involucrados.



Fig. 1.2. Costado SW del VNH donde se aprecian los extremos de las grietas N-S y NE-SW generadas durante las erupciones freáticas de 2007 (modificado de Santacoloma *et al.*, 2009).

Una de las técnicas más utilizadas en el campo de la sismología volcánica durante los últimos 20 años han sido los HMMs. Numerosas aplicaciones se han desarrollado e implementado con éxito en el reconocimiento de señales sísmicas registradas en volcanes como: Merapi en Indonesia (Ohrnberger von, 2001), Isla Deception en Antártica (Benitez *et al.*, 2007), Las Cañadas en España (Beyreuther *et al.*, 2008), Stromboli y Etna en Italia (Ibañez *et al.*, 2009), Télica y San Cristóbal en Nicaragua (Gutierrez *et al.*, 2009), Kilauea en Hawaii (Dawson *et al.*, 2010), Colima en México (Arámbula-Mendoza, 2011), entre otros.

Un programa de clasificación automática basado en los HMMs asume que la señal de entrada, un registro continuo, está constituida por una secuencia de una o más señales sísmicas. Para reconocer estas señales, el programa descompone el registro continuo en una serie de vectores característicos con ventanas de análisis de tamaño tal que la forma de onda pueda considerarse como estacionaria, a fin de darle una representación precisa a la señal de

entrada (Benítez *et al.*, 2007; Arámbula, 2011). Posteriormente, el programa realiza una comparación entre las señales sísmicas del registro continuo y la secuencia de vectores característicos, previamente establecida, que mejor representa la actividad sísmica del volcán (Benítez *et al.*, 2007). Este proceso se puede realizar en tiempo cuasi-real y convierte a los programas de clasificación automática basados en los HMMs en una poderosa herramienta que puede ser utilizada en el monitoreo y vigilancia de sistemas volcánicos activos.

En el trabajo realizado como parte de la tesis de Maestría; “*Análisis cualitativo y cuantitativo de la actividad sísmica relacionada con los procesos eruptivos del VNH – Colombia. En los años 2007 y 2008*”, se implementó un programa de clasificación automática basado en los HMMs para clasificar la actividad sísmica registrada durante los años 2007 y 2008. Los resultados obtenidos permitieron establecer que el programa requiere de tiempos muy cortos para realizar el reconocimiento altamente preciso de las señales sísmicas contenidas en los registros continuos, por ejemplo, el programa empleó un tiempo aproximado de 2 horas para clasificar los registros continuos del año 2008. Otro aspecto observado en este trabajo fue que los programas de clasificación automática basados en los HMMs no requieren de elevados recursos computacionales para su implementación, característica que los hace más asequibles a la mayoría de los observatorios vulcanológicos.

1.2.2 Estado de esfuerzos tectónicos en un edificio volcánico

Los procesos magmáticos en la corteza superficial están relacionados a la dinámica de los esfuerzos tectónicos regionales (Roman, 2005). La distribución de diques en entornos volcánicos es influenciada por el campo de esfuerzos regional y, a su vez, el campo de esfuerzos local es modificado por la inflación de diques durante el ascenso de magma (Roman, 2005). La relación entre esfuerzos tectónicos locales y regionales en sistemas volcánicos ha sido estudiada a través del análisis de la sismicidad volcanotectónica. La propagación de hipocentros y las soluciones al plano de falla de eventos volcanotectónicos, VT, generados por la inflación de un dique, dependen de la fuerza relativa y de la orientación de los esfuerzos tectónicos regionales (Roman y Cashman, 2006; Roman y Heron, 2007).

Prejean *et al.* (2002) utilizaron el programa Hypo-DD (Waldhauser y Ellsworth, 2000) para relocalizar la sismicidad volcanotectónica registrada entre julio de 1997 y enero de 1998 en la Caldera Long Valley, California. La distribución hipocentral de los eventos VT relocalizados reveló un sistema de fallas que no habían sido observado a partir de la localización inicial (Prejean *et al.* 2002). Por otro lado, las soluciones al plano de falla de eventos VT registrados entre 1995 y 2001 en el Parque Nacional de Katmai, Alaska, dejaron en evidencia que algunas fuentes sísmicas localizadas fuera del eje volcánico eran producto principalmente de los esfuerzos tectónicos regionales, mientras que, las fuentes sísmicas localizadas debajo de algunos edificios volcánicos estaban relacionadas directa o indirectamente con actividad magmática (Moran, 2003). A una conclusión similar llegaron Battaglia *et al.* (2004) luego de la relocalización relativa de eventos VT registrados después de la erupción cataclísmica del volcán Pinatubo en 1991. A través de su estudio, ellos corroboraron que muchos de esos eventos VT estuvieron asociados con el campo de esfuerzos regional generado por el fenómeno de subducción.

En el VNH aún no se ha realizado ningún estudio que permita establecer la relación existente entre esfuerzos tectónicos regionales y locales. Sin embargo, características estructurales, tales como forma elongada del volcán, alineación N-S de los picos y domos que lo conforman, orientación de las grietas generadas en 2007 y distribución hipocentral de eventos VT, sugieren que el campo de esfuerzos que actúa en el VNH es producto de la estrecha relación que existe entre esfuerzos tectónicos regionales y locales.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivos generales:

- Automatizar el procesamiento primario de la actividad sísmica registrada en el VNH.
- Establecer el campo de esfuerzos tectónicos que actuó en el VNH, antes, durante y después de la actividad eruptiva desarrollada entre los años 2007 – 2011.

1.3.2 Objetivos específicos:

1. Implementar el programa de clasificación automática basado en los HMMs para la actividad sísmica registrada entre los años 2007 – 2014.
2. Automatizar la totalidad de procedimientos que integran el procesamiento primario de la actividad sísmica, a partir de los resultados obtenidos con el programa de clasificación automática.
3. Comparar los resultados derivados tanto de la clasificación manual como de la clasificación automática para establecer los niveles de confianza del procesamiento primario automatizado.
4. Analizar las características del terremoto conocido como “terremoto del Páez” que se registró el 6 de junio de 1994 en el sector SW del edificio volcánico y alcanzó una magnitud $M_W = 6.8$.
5. Relocalizar los eventos VT registrados en al menos cuatro de las estaciones instaladas dentro del entorno volcánico del Nevado del Huila, durante los años 1999–2014.
6. Aplicar la técnica de relocalización conocida como “Hypo-DD” a la sismicidad volcanotectónica registrada entre los años 1999 – 2014.
7. Establecer el tensor de momento de los eventos VT con magnitudes $M_L \geq 4.0$ localizados en el VNH y zonas aledañas.

1.4 JUSTIFICACIÓN

El objetivo fundamental de las labores de monitoreo y vigilancia de volcanes activos es contribuir a la prevención de desastres, mediante el análisis preciso y oportuno de las diversas manifestaciones de la actividad volcánica. La manifestación más común y quizá la más importante es la actividad sísmica, el análisis cuidadoso de esta información permite elaborar diagnósticos confiables del comportamiento volcánico que coadyuven en la adecuada gestión del riesgo.

Parámetros físicos muy importantes para el análisis de la actividad volcánica se derivan de las características intrínsecas que presentan las señales sísmicas. Regularmente, estas características se obtienen durante la clasificación manual de señales, tarea que se torna difícil cuando ocurren incrementos importantes en el número de eventos. Programas de clasificación automática han sido desarrollados con el objetivo de superar este problema, sin embargo, eso no ha sido suficiente para afrontar de manera apropiada una crisis volcánica.

Uno de los objetivos fundamentales del proyecto doctoral fue desarrollar una herramienta que permita la evaluación rápida y oportuna de la actividad volcánica, a través de la actividad sísmica que se registra en los volcanes activos. El desarrollo de dicha herramienta consistió en automatizar la totalidad de los procedimientos que integran el procesamiento primario de la actividad sísmica, a partir de los resultados del programa de clasificación automática. En consecuencia, la nueva herramienta optimiza las labores de monitoreo y vigilancia volcánica y contribuye, a la vez, en el manejo adecuado de los períodos de crisis.

Por otra parte, el análisis del campo de esfuerzos tectónico presente en el entorno volcánico del Nevado del Huila ayuda a comprender los procesos físicos involucrados en la dinámica interna del volcán. De este modo, se generan bases de conocimiento científico que contribuyen también en el manejo adecuado de futuras crisis volcánicas.

1.5 LIMITACIONES

Si bien, la automatización de los diferentes procedimientos involucrados en el monitoreo sísmico de volcanes activos evidencia ventajas extraordinarias, es necesario mencionar aquellas situaciones que afectan en modo alguno la culminación exitosa del proyecto. Por ejemplo, a fin de monitorear en tiempo cuasi-real la actividad sísmica que actualmente se registra en el VNH, inicialmente se planeó la instalación de los programas del procesamiento primario en el OVS-Popayán. Desafortunadamente, este objetivo fue truncado por los actos vandálicos que inhabilitaron la estación Verdun2 en diciembre de 2016. Por tanto, la

implementación del procesamiento primario automatizado para el VNH quedó supeditada a la recuperación de dicha estación.

Otro aspecto importante que debe ser considerado es la utilización de Matlab, software comercial de alto costo, en el desarrollo de algunos algoritmos utilizados para la implementación del programa de clasificación automática y el procesamiento primario de la actividad sísmica. La carencia de las licencias comerciales del mencionado software limita la instalación de los programas en muchos observatorios vulcanológicos; por tanto, una forma de superar este obstáculo es migrar, a futuro, todas las rutinas a Python, software libre altamente competitivo.

En cuanto al análisis del campo de esfuerzos tectónico que actúa en el VNH y su zona de influencia, la limitación principal estuvo relacionada con la información utilizada en la implementación tanto del programa *Hypo-DD*, como de la técnica de inversión del tensor de momento de eventos VT. Algunos resultados no fueron del todo satisfactorios debido a la falta de información y/o a la mala calidad de esta.

1.6 METODOLOGÍA

El proyecto doctoral abarcó dos tópicos diferentes entre sí, la automatización del procesamiento primario de la actividad sísmica y el análisis del campo de esfuerzos que actúa en el edificio volcánico y sus alrededores. Cada uno de estos tópicos fue abordado y desarrollado de manera independiente siguiendo una metodología propia.

1.6.1 Automatización del procesamiento primario de la actividad sísmica registrada en el VNH.

La metodología empleada en el desarrollo e implementación de esta parte del proyecto constó de las siguientes etapas:

1. **Compilación y acondicionamiento de datos.** La automatización del procesamiento primario de la actividad sísmica registrada en el volcán se realizó con los registros continuos obtenidos en la estación Verdún2, componente vertical, durante los años 2007 – 2014. El SGC a través del OVS-Popayán amablemente suministró la información en archivos multiplexados que contenían los registros continuos de todas las estaciones sismológicas operadas por el observatorio. Por tanto, el acondicionamiento de la información consistió en: demultiplexar los archivos, convertir los formatos *suds* en formatos *sac* y, a partir de la información contenida en el *header*, renombrar todos los archivos. Este último procedimiento se hizo con el objetivo de unificar nombres y a la vez tener la certeza de trabajar con la información pertinente.
2. **Selección de las señales requeridas para el entrenamiento del programa.** A partir de la base de datos de los eventos clasificados en el observatorio, se hizo una relación de las diferentes señales que iban a ser utilizadas en el entrenamiento del programa de clasificación automática. Este procedimiento se realizó en forma paralela con el acondicionamiento de datos y tuvo como finalidad adoptar los criterios de clasificación utilizados en el OVS-Popayán.
3. **Segmentación y etiquetado de señales.** Luego del acondicionamiento de la información sísmica, se dio inicio a la segmentación y etiquetado de señales siguiendo la relación de los eventos previamente seleccionados. El procedimiento se realizó con el programa *classification_seismic_signal_1.m*, desarrollado por el Dr. Phillippe Lesage, que genera dos archivos de salida por cada señal segmentada, un archivo binario *.dat* de 16 bits que contiene la traza de la señal y un archivo de texto *.mlf* con los datos de la segmentación. Un total de 2142 señales entre eventos volcánicos, tectónicos regionales y segmentos de ruido sísmico de fondo, fueron segmentadas. Esta información constituyó la base de datos que posteriormente se utilizó en el entrenamiento del programa de clasificación automática.
4. **Entrenamiento del programa.** Esta etapa consta de dos procesos importantes: la generación de modelos estadísticos para los diferentes tipos de eventos identificados en la actividad sísmica del volcán y la validación de dichos modelos a través del reconocimiento de señales individuales. Los dos procesos están estrechamente ligados y

se ejecutan en forma casi paralela, es decir, el reconocimiento de las señales individuales se hace con los modelos estadísticos previamente establecidos, los que a su vez se mejoran a partir de la calidad en la clasificación de las señales individuales. A este procedimiento de retroalimentación se le conoce como método de ensayo y error y se ejecuta las veces que sea necesario, hasta obtener los modelos estadísticos que mejor representen la actividad sísmica del volcán. Los modelos estadísticos que mejor se ajustaron a la actividad sísmica del VNH alcanzaron en conjunto una precisión del 91.25%.

5. ***Clasificación de señales sísmicas contenidas en registros continuos.*** A partir de los modelos estadísticos obtenidos para la actividad sísmica del VNH, se realizó la clasificación automática de los registros continuos recopilados durante los años 2007 – 2014. El programa de clasificación automática arrojó como resultado un archivo de texto diario con la relación de los tiempos de inicio y finalización de las señales sísmicas clasificadas.
6. ***Automatización de las técnicas restantes que conforman el procesamiento primario de la actividad sísmica.*** El resultado obtenido en la clasificación automática se utilizó para retornar a los registros continuos y extraer características intrínsecas, tales como amplitud y frecuencia dominante de cada señal clasificada, además de la duración que se obtuvo mediante un cálculo sencillo entre el tiempo de inicio y finalización. Estas características fueron utilizadas para calcular importantes parámetros físicos, tales como desplazamiento reducido, magnitud de duración y energía sísmica liberada.

1.6.2 Campo de esfuerzos tectónicos en el VNH.

El análisis del campo de esfuerzos tectónicos que actúa en el VNH y sus alrededores se realizó de la siguiente manera:

1. ***Análisis de las características principales del terremoto del Páez.*** En esta etapa se recopiló y analizó toda la información posible relacionada con el terremoto del Páez que ocurrió el 6 de junio de 1994, en el flanco SW del edificio volcánico.

2. **Relocalización de eventos VT registrados entre 1999–2014.** Este procedimiento consistió en localizar nuevamente todos los eventos VT registrados en al menos cuatro estaciones ubicadas dentro del entorno volcánico del Nevado del Huila. La finalidad fue reducir los errores en la localización para mejorar los resultados del programa *Hypo-DD*.
3. **Relocalización de eventos VT a través el programa *Hypo-DD*.** Una de las restricciones del programa *Hypo-DD* es que requiere de un mínimo de cuatro estaciones para hacer la relocalización de eventos; por esta razón, el período de relocalización de la sismicidad volcanotectónica del VNH se limitó a los años 1999–2014. Así mismo, las constantes variaciones en la red de monitoreo sísmico y los diferentes niveles de actividad presentados por el volcán motivaron la división de ese período. En consecuencia, la relocalización con el programa *Hypo-DD* se realizó para los eventos VT registrados entre: 1999–2003, 2008–2011 y 2012–2014.
4. **Determinación de los mecanismos focales de los eventos VT con $M_L \geq 4.0$.** Los mecanismos focales de los eventos VT con magnitudes intermedias, $4.0 \leq M_L \leq 5.0$, se determinaron a través de la técnica de inversión del tensor de momento desarrollada por Dreger y Ford (2011).

2. VOLCAN NEVADO DEL HUILA, VNH

2.1 LOCALIZACIÓN GEOGRAFICA

El Nevado del Huila es un estratovolcán andesítico activo de naturaleza predominantemente efusiva, localizado en la cordillera Central de los Andes Colombianos en las coordenadas geográficas 2°55' N y 76°03' W. También conocido como Complejo Volcánico Nevado del Huila, CVNH, este estratovolcán tiene forma elongada en dirección N-S con ejes basales de 16 y 11 km, respectivamente (Pulgarín, 2000). La cima no posee cráter visible y está cubierta por un casquete glaciar de donde sobresalen los Picos Norte, La Cresta, Central y Sur (Fig. 2.1). Estos picos se encuentran alineados en dirección N-S y constituyen antiguos focos de actividad volcánica (Pulgarín, 2000; Pulgarín *et al.*, 2001).

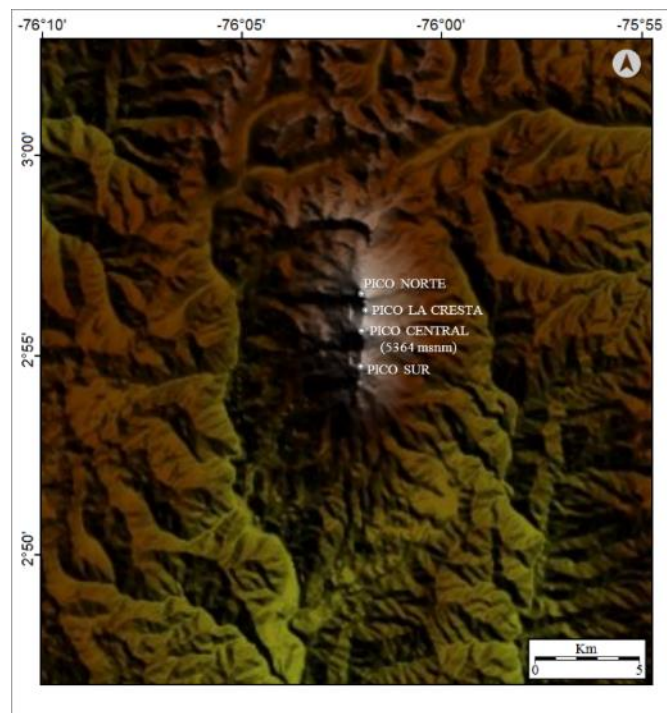


Fig. 2.1. Edificio volcánico del Nevado del Huila.

2.2 MARCO TECTÓNICO

El vulcanismo activo en el continente suramericano está localizado a lo largo de la Cordillera de los Andes, y es producto del fenómeno de subducción de las placas oceánicas Nazca y Antártica bajo la placa continental Suramericana (Fig. 2.2). La subducción ejerce esfuerzos de compresión generados por la colisión, que combinados con esfuerzos de distensión superficial localizada favorecen el desarrollo de zonas volcánicas (Correa, 2009). Los gaps en la distribución de los volcanes corresponden a zonas de bajo ángulo de subducción ($\sim 10^\circ$ de buzamiento) y quietud volcánica que separan tres segmentos de vulcanismo activo emplazados en zonas de subducción con buzamientos de 25° a 30° (Hall y Wood, 1985). Esta segmentación a gran escala ha permitido dividir la Cordillera de los Andes en tres zonas con marcadas diferencias en su estructura cortical: Andes del Norte, Andes Centrales y Andes del Sur (Fig. 2.2) (Correa, 2009; Hall y Wood, 1985).

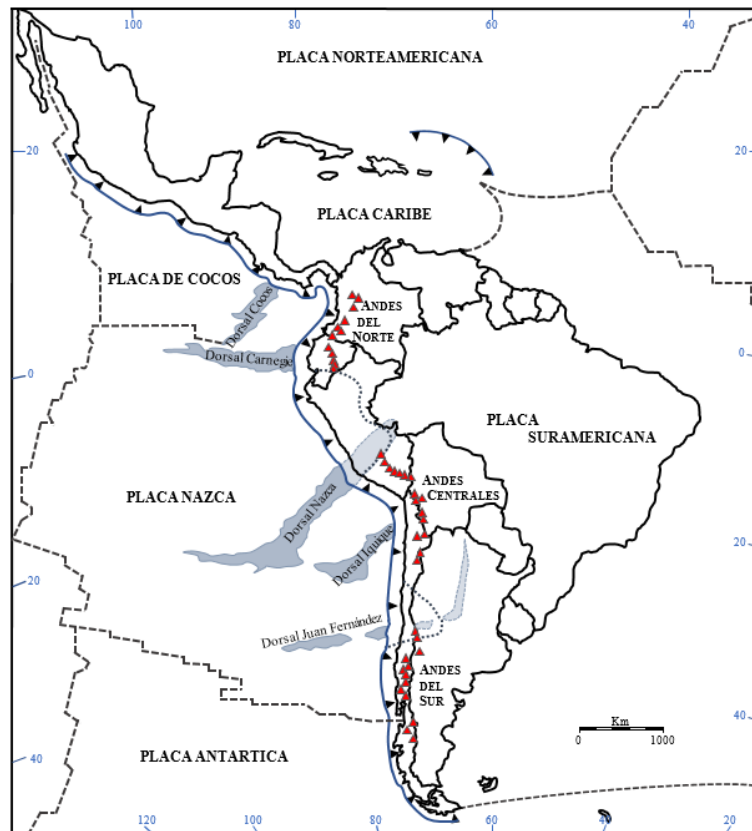


Fig. 2.2. Entorno tectónico de la cordillera de los Andes (modificado de Martinod et al., 2010).

Diversos procesos tectónicos han contribuido en la formación de cada uno de los segmentos que conforman la Cordillera de los Andes. Por ejemplo, los Andes Centrales son producto de la orogenia típica andina definida por la subducción normal sin acreción de las placas Nazca y Suramericana (Correa, 2009). Los Andes del Norte, por el contrario, resultan de la confluencia adicional de: acreciones de arcos insulares, corteza oceánica y fragmentos continentales, además del choque de dorsales asísmicas como Malpelo y Carnegie que han ocasionado el desplazamiento sucesivo de la trinchera hacia el W (Correa, 2009; Taboada *et al.*, 2000).

Los complejos procesos orogénicos que contribuyeron en la formación de los Andes del Norte, han hecho de estos una provincia fisiográfica diferente marcada por cadenas volcánicas activas y elevaciones más altas, sí se compara con los Andes Centrales al Sur de Perú (Hall y Wood, 1985). Dos cadenas volcánicas paralelas, la Cordillera Occidental al W y la Cordillera Real al E, dominan la Cordillera de los Andes en el norte del territorio ecuatoriano (Hall y Wood, 1985). Estas Cordilleras convergen en el Nudo de los Pastos, zona limítrofe entre Colombia y Ecuador, para dar origen a las tres cordilleras que conforman los Andes en territorio colombiano: la Cordillera Occidental, la Cordillera Central y la Cordillera Oriental que se desprende de la Cordillera Central en el Macizo Colombiano (Van Hissenhoven, 2009; Hall y Wood, 1985). Cada una de estas cordilleras presenta características propias relacionadas con el origen, la geología y la edad (Van Hissenhoven, 2009).

La deformación intracontinental en los Andes del Norte se debe a la compleja interacción de las placas oceánicas Nazca y Caribe con la placa continental Suramericana (Fig. 2.3) (Taboada *et al.*, 2000). Las placas oceánicas convergen respecto al extremo NW de la placa continental Suramericana a velocidades de, 5-7 cm/año para la placa Nazca que se desplaza hacia el E y 1-2 cm/año para la placa Caribe que se desplaza hacia el E-SE (Fig. 2.3) (Taboada *et al.*, 2000; Gutscher *et al.*, 1999). Esta convergencia genera un régimen de esfuerzos compresivos en la dirección E-W que dan origen a: levantamiento de cadenas montañosas, subsidencia de cuencas, cabalgamientos y fallamientos laterales (Correa, 2009; Taboada *et*

al., 2000). La orientación de las cadenas montañosas es generalmente N-S o NE-SW, compatible con la dirección de convergencia de las placas tectónicas (Taboada *et al.*, 2000).

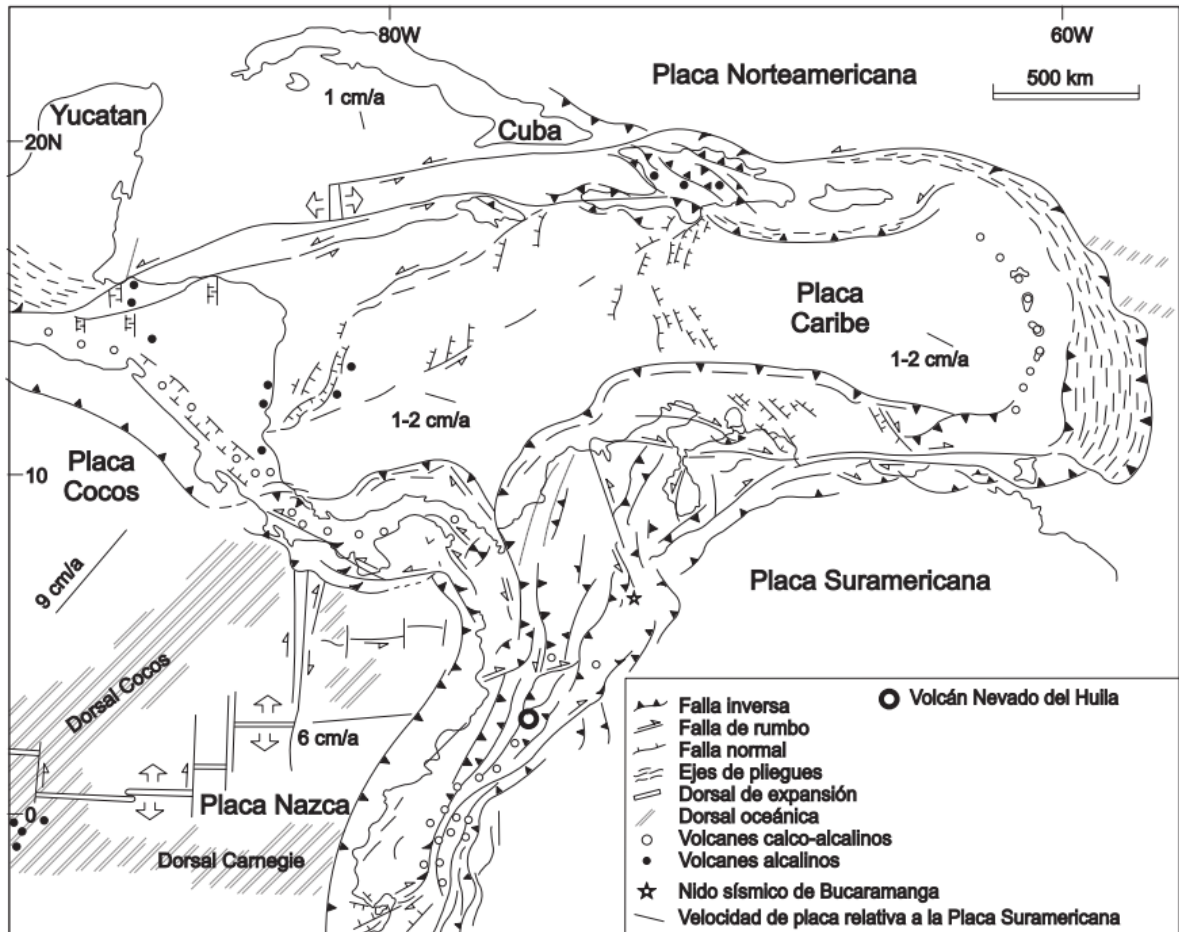
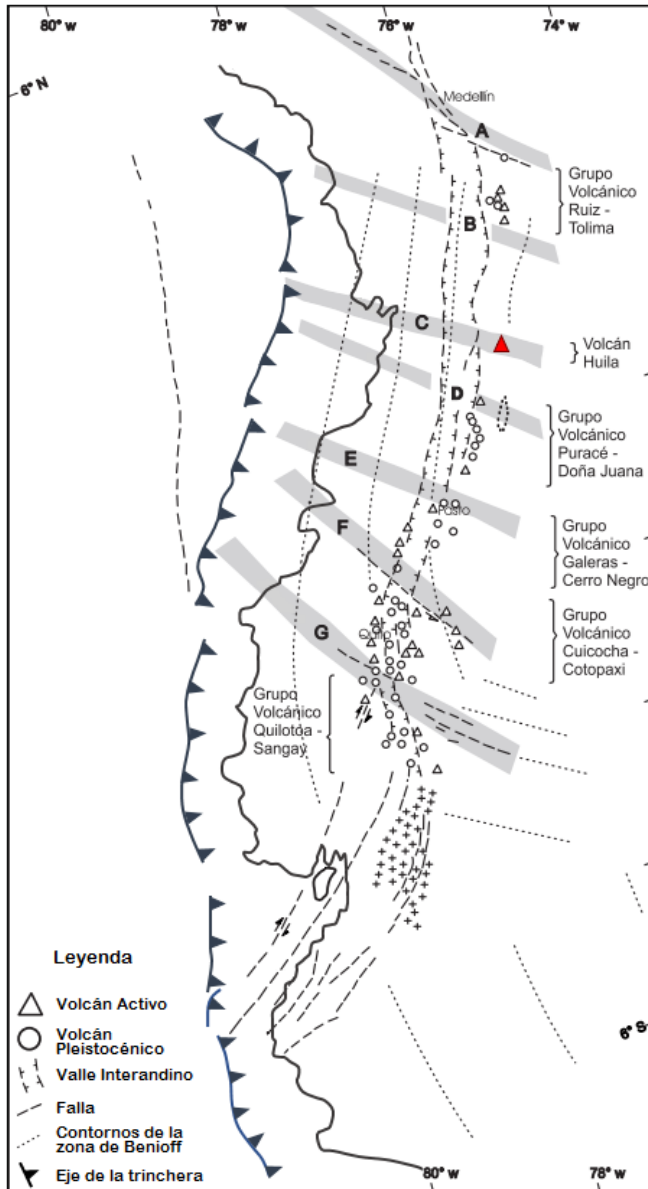


Fig. 2.3. Neotectónica de placas de los Andes del Norte y la región Caribe (Correa, 2009)

La dinámica resultante de la compleja convergencia de placas hace que los Andes del Norte, también conocidos como miniplaca del Bloque Andino, actúen en forma similar a una cuña que se mueve entre las placas Nazca, Caribe y Suramericana (Correa, 2009; Pennington, 1981). El desplazamiento ocurre en dirección N-NE respecto a la placa Suramericana, siguiendo el sistema de fallas de transpresión de la Falla Frontal de la Cordillera Oriental (Correa, 2009; Chicangana *et al.*, 2007; Taboada *et al.*, 2000; Paris y Romero-León, 1993; Pennington, 1981).

2.2.1 Actividad volcánica en los Andes del Norte

Una franja discontinua de estratovolcanes activos o dormidos que abarca una distancia aproximada de 1100 km define el vulcanismo en los Andes del Norte (Hall y Wood, 1985). Irregularidades en la placa oceánica subducente o estructuras sobresalientes en la placa continental determinan discontinuidades en el arco volcánico, segmentándolo en zonas con características diferentes (Correa, 2009).



características diferentes (Correa, 2009). Gaps y cambios en la tendencia del arco, presencia o ausencia de vulcanismo terciario o cuaternario, anomalías gravimétricas, diferencias hipocentrales de la actividad sísmica, etc., fueron algunos de los aspectos analizados por Hall y Wood (1985) para identificar los siete límites con los que ellos segmentaron el arco volcánico de los Andes del Norte (Fig. 2.4).

Los grupos volcánicos enmarcados entre los límites A y F propuestos por Hall y Wood (1985), definen la faja volcánica en el territorio colombiano (Fig. 2.4). Esta cadena volcánica está localizada de manera preferencial sobre la cordillera Central, y es producto de la subducción de la placa oceánica Nazca bajo la placa continental Suramericana (Pulgarín, 2000).

Fig. 2.4. Segmentación del arco volcánico de los Andes del Norte propuesta por Hall y Wood (1985) (modificado de Correa, 2009).

En el extenso gap de quietud volcánica situado en la zona intermedia de la Cordillera Central, emerge en solitario el VNH (Correa, 2009). Su presencia, junto a otros rasgos estructurales, definen el límite C del arco volcánico de los Andes del Norte (Fig. 2.4) (Hall y Wood, 1985).

El VNH se localiza en la cuenca del río Páez, lugar de confluencia de dos sistemas de fallas importantes: el sistema Romeral en dirección NE-SW, y el sistema Salento en dirección NW-SE (Ardila y Monsalve, 1996; Jiménez, 1997; Pulgarín *et al.*, 2001; Correa, 2009). El cruce de estos sistemas de fallas define diversos bloques tectónicos, se presume que el VNH corresponde a uno de ellos (Pulgarín *et al.*, 2001; Correa, 2009). Las fallas o sistemas de fallas que más influyen en la tectónica del río Páez son las siguientes: (Fig. 2.5):

Fallas del Sistema Romeral:

- *Sistema de fallas de Moras*: sistema compuesto por dos trazos paralelos de tipo inverso, Moras W y Moras E, con alto ángulo de buzamiento hacia el E y orientación preferencial en la dirección N40°E (Arcila y Monsalve, 1996; Jiménez, 1997; Pulgarín *et al.*, 2001; Correa, 2009).
- *Falla Calambayú*: falla de tipo inverso con buzamiento hacia el W que al prolongarse hacia el SW interseca uno de los trazos del Sistema de Fallas de Moras (Arcila y Monsalve, 1996; Pulgarín *et al.*, 2001; Correa, 2009).
- *Falla Toéz*: falla de movimiento lateral izquierdo con buzamiento hacia el W que al prolongarse hacia el SW interseca la falla de Moras E (Arcila y Monsalve, 1996; Jiménez, 1997).
- *Falla Tálaga*: falla de tipo inverso (Arcila y Monsalve, 1996).

Fallas del Sistema Salento:

- *Falla Verdún*: falla de orientación NW ubicada al NE del VNH (Arcila y Monsalve, 1996; Correa, 2009).

2. Volcán Nevado del Huila, VNH

- *Falla Buenaventura - La Plata*: falla inversa con dirección $N55^{\circ}W$ y buzamiento hacia el E. Su trazo controla parcialmente el cauce del río Páez (Arcila y Monsalve, 1996).
- *Falla Villa Colombia*: falla paralela a la falla Buenaventura - La Plata (Arcila y Monsalve, 1996).
- *Falla Símbola*: falla de movimiento lateral derecho en dirección N-S que ejerce control estructural sobre el cauce del río Símbola (Jiménez, 1997; Pulgarín *et al.*, 2001).

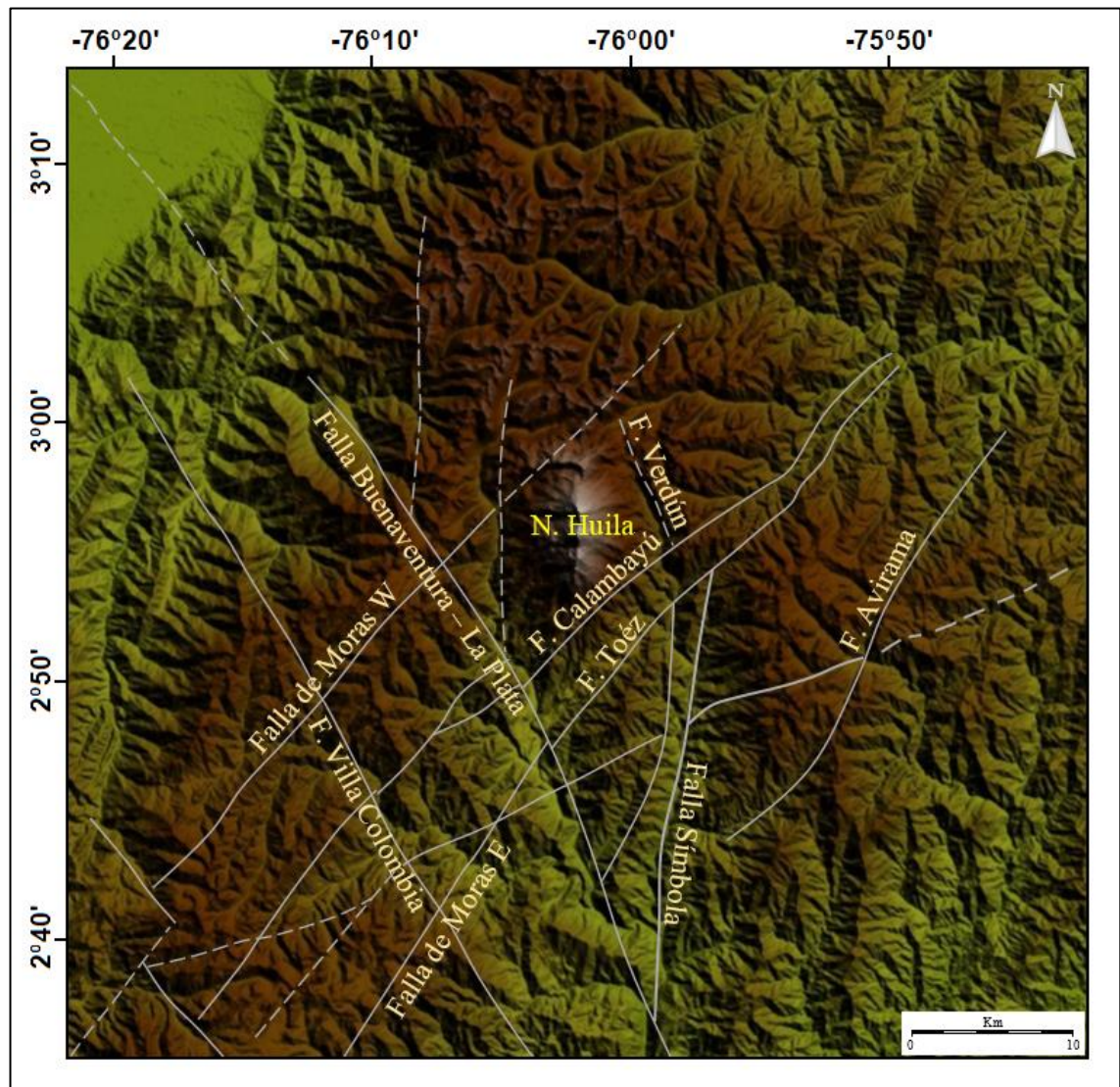


Fig. 2.5. Fallas y sistema de fallas que intervienen activamente en la tectónica del VNH.

2.3 RED SISMOLÓGICA DE VIGILANCIA VOLCÁNICA

Las labores de vigilancia y monitoreo del VNH son realizadas por el SGC, a través del OVS-Popayán (Fig. 2.6). Esta dependencia fue creada en 1993 con el objetivo de monitorear los volcanes activos: Nevado del Huila, Puracé – Los Coconucos y Sotará, localizados en la zona intermedia de la Cordillera Central, en territorio colombiano (Arcila *et al.*, 2002).



Fig. 2.6. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán (cortesía del Ing. Oscar H. Manzo Ortiz).

El monitoreo sísmico del VNH inició en 1989 con la instalación de la estación Huila-1 en el cerro Los Alpes de Telecom, 11 km al W del edificio volcánico. La recepción telemétrica de la señal y el análisis de la información sísmica se realizaron en la seccional del SGC en Cali (Arcila *et al.*, 2002; Pulgarín, 2001). En 1990, los reportes de actividad superficial (explosiones) hechos por pobladores de municipios aledaños al volcán, motivaron la instalación de una red de estaciones portátiles. El muestreo sísmico reveló niveles de actividad volcánica que ameritaban el seguimiento permanente con estaciones sismológicas instaladas en la zona (Arcila *et al.*, 2002). Por esta razón, en el mes de septiembre se reubicó la estación Huila-1 en el flanco NW del volcán, en el sitio conocido como Corazón a 2.5 km

2. Volcán Nevado del Huila, VNH

del Pico Central (Fig. 2.7). Las nuevas condiciones telemétricas hicieron que tanto la recepción de la señal como el análisis correspondiente se realizaran en la ciudad de Popayán (Arcila *et al.*, 2002).

El persistente registro de señales sísmicas volcánicas motivó la ampliación de la red sismológica de vigilancia volcánica. Fue así como en febrero de 1994 se instaló una nueva estación en el sitio conocido como Nevada, 2.5 km al E del Pico Central. Dos años más tarde, en febrero de 1996 se instaló otra estación en el sector norte del edificio volcánico, a 3 km del Pico Central en la zona conocida como Verdún. Finalmente, para mejorar la cobertura en el extremo sur, en septiembre de 1999 se instaló la estación Cerro Negro a 3 km del Pico Central (Tabla 2.1 y Fig. 2.7) (Arcila *et al.*, 2002). De esta manera, se estructuró la primera red de monitoreo sísmico permanente para el VNH.

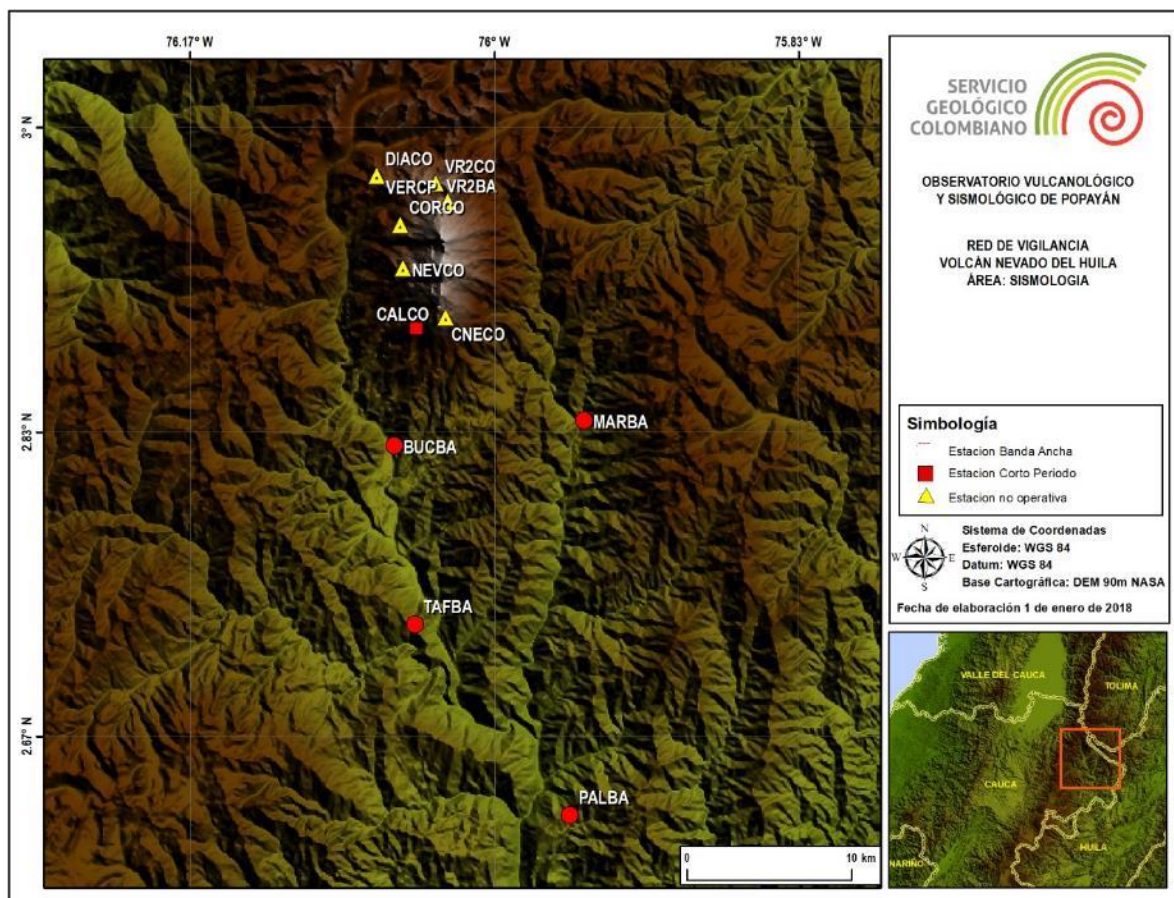


Fig. 2.7. Red Sismológica del Volcán Nevado del Huila (Servicio Geológico Colombiano, SGC).

2. Volcán Nevado del Huila, VNH

La red se mantuvo operativa casi en su totalidad hasta mayo de 2004. A partir de esa fecha dejaron de ser operativas una a una de las estaciones, hasta quedar solamente la estación Cerro Negro, en septiembre de 2004. Difíciles condiciones de orden público impidieron los trabajos de mantenimiento para la recuperación de las estaciones. En consecuencia, la vigilancia volcánica del Nevado del Huila durante los años 2005 y 2006 se soportó únicamente en la estación Cerro Negro.

Tabla 2.1 Características principales de la red sísmica de vigilancia volcánica instalada en el VNH entre 1990 y 2018.

Nombre	Nomenclatura	Latitud	Longitud	Altura (msnm)	Ubicación respecto al Pico Central	Fecha de instalación	Estado actual
<i>Corazón</i>	CORCO	2°56'58"	76°03'18"	4030	2.5 km al NW	09/1990	Inactiva
<i>Nevada</i>	NEVCO	2°55'33"	76°03'12"	4370	2.5 km al W	02/1994	Inactiva
<i>Verdún</i>	VERCP	2°57'44"	76°01'44"	4530	3.0 km al N	02/1996	Inactiva
<i>Cerro Negro</i>	CNECO	2°53'56"	76°03'40"	4440	3.0 km al S	09/1999	Inactiva
<i>Diablo</i>	DIACO	2°58'30"	76°03'40"	4100	6.3 km al NW	03/2007	Inactiva
<i>Verdún2</i>	VR2CO	2°58'10"	76°01'56"	4534	4.8 km al N	03/2007	Inactiva
<i>Buco</i>	BUCBA	2°50'27"	76°03'82"	2310	11.1 km al SW	04/2008	Operativa
<i>Maravillas</i>	MARBA	2°50'33"	75°57'16"	2207	12.8 km al SE	07/2008	Operativa
<i>Caloto</i>	CALCO	2°53'35"	76°02'46"	4180	1.5 km al E	05/2012	Operativa
<i>La Palma</i>	PALBA	2°37'35"	75°57'43"	2230	34.2 km al S	09/2013	Operativa
<i>Taxfnú</i>	TAFBA	2°43'52"	76°02'49"	2410	21.8 km al SW	12/2014	Operativa

El inicio de la actividad eruptiva en febrero de 2007 motivó la instalación de dos estaciones triaxiales de período corto, en la zona norte del edificio volcánico, en los sitios conocidos como Verdún y Diablo, 4.8 km al N y 6.3 km al NW, del Pico Central (Fig. 2.7 y Tabla 2.1). La intensa y persistente actividad volcánica ocurrida durante el año provocó que la estación Cerro Negro dejara de funcionar en el mes de octubre, quedando condicionada la vigilancia del volcán al funcionamiento de las dos estaciones nuevas. Para mejorar la cobertura de la red, en abril y julio de 2008 se instalaron dos estaciones de banda ancha en el sector sur, en los sitios conocidos como Buco y Maravillas, 11.1 km al SW y 12.8 km al SE, del Pico Central (Fig. 2.7 y Tabla 2.1). La instalación de estas últimas estaciones complementó la configuración de la red sismológica de vigilancia volcánica con la que se monitoreó la actividad eruptiva del VNH durante los años 2007–2011.

La configuración de la red empezó a cambiar en febrero de 2011, cuando vandalizaron la estación Diablo, dejándola fuera de servicio. Para suplir en parte la estación perdida y, a la vez, mejorar el registro de la actividad sísmica que ocurre en la parte alta del volcán, en mayo de 2013 se instaló la estación de banda ancha Caloto, 1.5 km al SW del Pico Central (Fig. 2.7 y Tabla 2.1). Dos estaciones adicionales, La Palma a 34.2 km y Taxfnú a 21.8 km, del Pico Central, se instalaron en el sector sur, en septiembre de 2013 y diciembre de 2014, con el objetivo de mejorar la cobertura de la red en campo lejano (Fig. 2.7 y Tabla 2.1). Lamentablemente, nuevos actos vandálicos ocurridos en diciembre de 2016 dejaron fuera de servicio la estación Verdun2, perdiendo con ello la cobertura total del sector norte. En la actualidad el monitoreo sísmico de la actividad volcánica del Nevado del Huila se realiza únicamente con las estaciones instaladas en la zona Sur.

2.4 ACTIVIDAD VOLCANICA DEL NEVADO DEL HUILA

Antes de la década de los 90's, muy poca era la información existente acerca de la actividad volcánica del Nevado del Huila. Los escasos estudios realizados durante el siglo XX hacían exclusiva alusión a actividad superficial (fumarolas) observada en la parte alta del volcán, más precisamente en el Pico Central (Correa, 2009). No obstante, ninguno de ellos mencionó actividad eruptiva y menos aún actividad sísmica. La instalación de la primera estación sismológica permanente, en septiembre de 1990, y la creación del OVS-Popayán en 1993, dieron inicio al monitoreo sísmico y a la investigación científica de carácter vulcanológico en el Nevado del Huila. Estas actividades han permitido conocer las características propias del volcán y establecer sus niveles de actividad (Correa, 2009).

Los reportes de actividad superficial (explosiones) percibida por pobladores de zonas aledañas al volcán y los resultados del muestreo sísmico realizado en 1990 (Arcila *et al.*, 2002), dejan en evidencia que el Nevado del Huila presentaba importantes niveles de actividad volcánica al momento de dar inicio a las labores de monitoreo y vigilancia por parte del SGC.

2. Volcán Nevado del Huila, VNH

Si bien los niveles de actividad sísmica registrada durante los años 1990–1994 se consideraban bajos (Fig. 2.8) (Arcila *et al.*, 2002), el “terremoto del Páez” como se le conoce al sismo de magnitud $M_w = 6.8$ ocurrido el 6 de junio de 1994, en el sector SW del edificio volcánico (Red Sismológica Nacional de Colombia, RSNC, 1994; *USGS National Earthquake Information Center*, NEIC, 2014), pudo indicar o marcar un cambio importante en la dinámica interna del volcán.

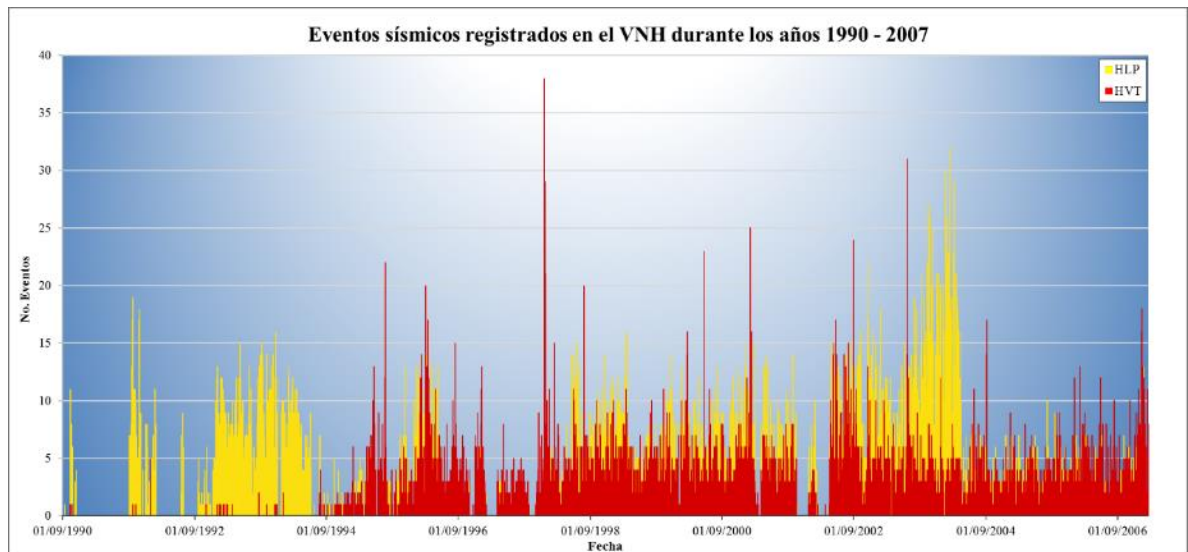


Fig. 2.8. Relación del número de eventos VT (rojo) y LP (amarillo) registrados desde el inicio del monitoreo volcánico en el Nevado del Huila, hasta el día antes de la erupción freática del 19 de febrero de 2007.

El registro de tremor espasmódico de alta frecuencia, pocos días después del terremoto, revelaba la excitación del sistema hidrotermal. De igual manera, la ocurrencia de eventos de Largo Período, LP, energéticos, de baja frecuencia ($f \approx 2.0$ Hz) y duraciones de hasta 100 s; junto a un tremor continuo monocromático con frecuencia dominante de 2.15 Hz y duración aproximada de seis horas (Santacoloma *et al.*, 2009), evidenciaron una evolución importante en la dinámica interna del volcán, tan solo dos meses después del terremoto.

Cambios importantes también se observaron en la actividad sísmica asociada con el fracturamiento de material cortical. Un notable incremento en el número de eventos VT se apreció luego de la fecha en que ocurrió el terremoto del Páez (Fig. 2.8). De igual manera,

2. Volcán Nevado del Huila, VNH

enjambres ocasionales de eventos VT con epicentros localizados en diferentes zonas alrededor del volcán ocurrieron durante los años 1997–2003 (Tabla 2.2 y Fig. 2.9). Los enjambres estuvieron conformados por eventos de baja magnitud que se localizaron en profundidades superficiales no mayores de 10 km (Tabla 2.2 y Fig. 2.9).

Tabla 2.2. Relación de los enjambres de eventos VT registrados en el VNH entre 1997 y 2003.

Fecha	No. Eventos	Profundidad (km)	Rango de Magnitudes	Localización Epicentral
19-25/12/1997	103	3–10	$-0.2 \leq M_D \leq 2.2$	11 km al E del volcán
14-24/02/2000	62	2–5	$-0.3 \leq M_D \leq 1.6$	5.3 km al E del PC
23-25/05/2000	17	2–5	$-0.6 \leq M_D \leq 1.6$	5 km al E del PC
24/05/2000	28	2–5	$-1.2 \leq M_D \leq 1.8$	3 km al S del PC
02/2001	77	3–6	$-0.6 \leq M_D \leq 1.6$	12 km al NE del PC
06/2003	64	5–7	$-1.0 \leq M_D \leq 3.5$	8 km al N del PC

*Pico Central, PC

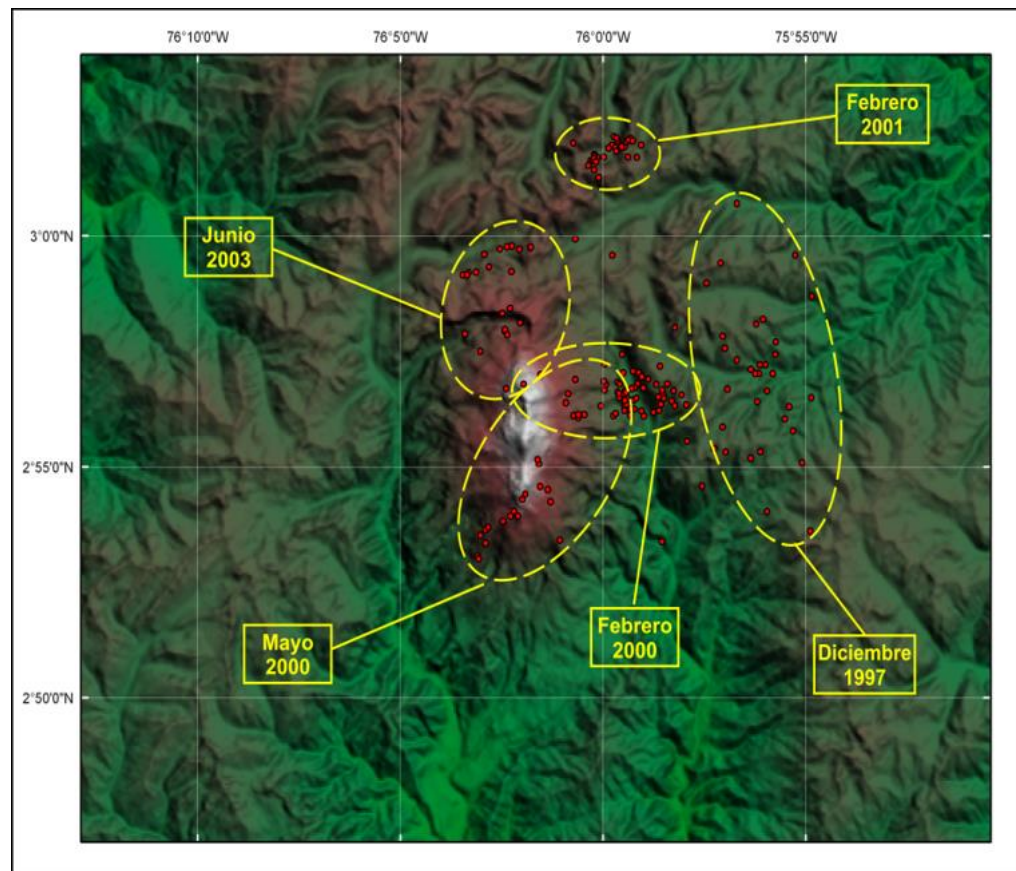


Fig. 2.9. Localización epicentral de los enjambres de eventos VT ocurridos en el VNH, entre 1997 y 2003 (modificado de Santacoloma *et al.*, 2009).

2.4.1 Actividad eruptiva del VNH

2.4.1.1 1^{ra} erupción freática, febrero 19 de 2007

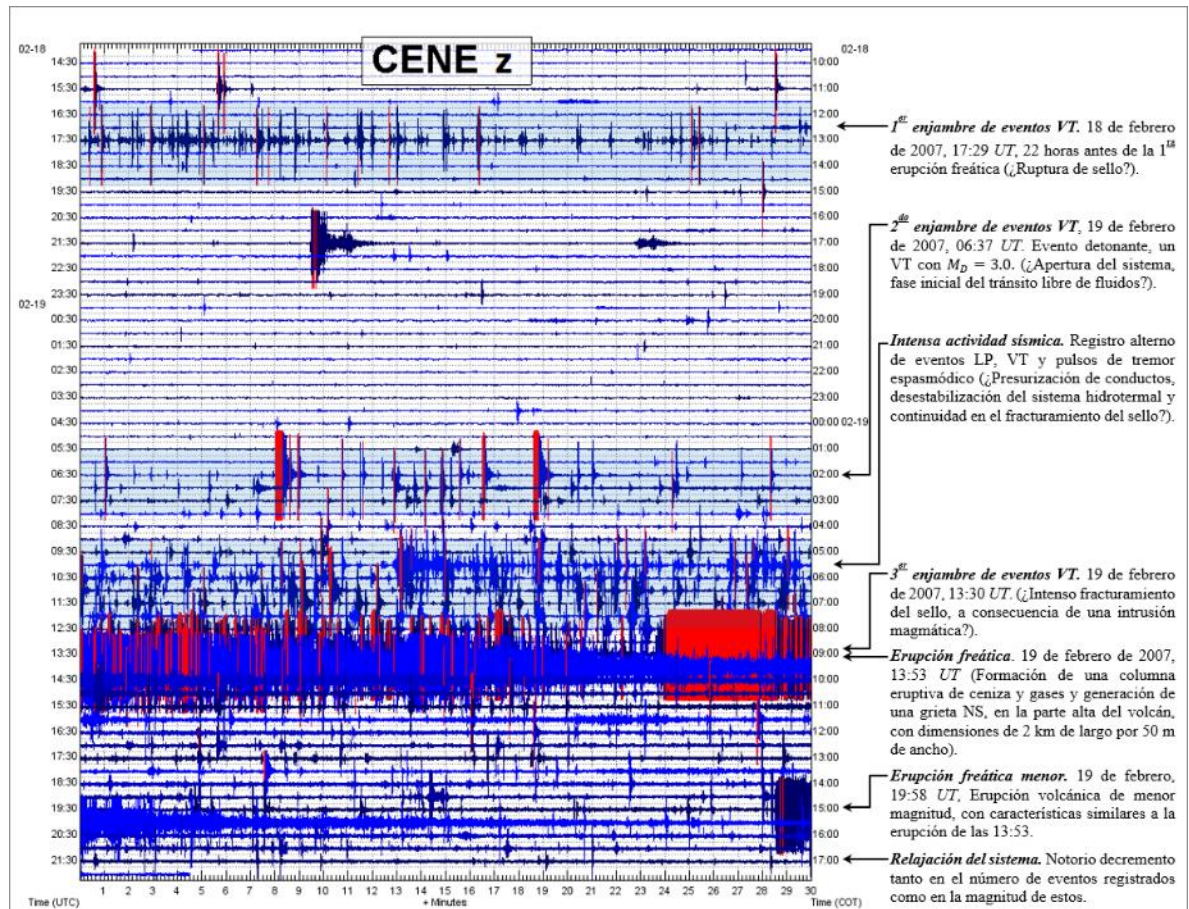


Fig. 2.10. Actividad sísmica predecesora y 1^{ra} erupción freática del VNH, febrero 19 de 2007 (modificado de la página oficial del OVS-Popayán, SGC).

El 18 de febrero de 2007 a las 17:29 *Universal Time*, *UT*, luego de meses de calma aparente, el VNH experimentó un cambio súbito en los niveles de actividad sísmica con el registro de un enjambre de eventos VT de baja magnitud (Fig. 2.10). El enjambre tuvo una duración aproximada de media hora y una localización, posible, en torno al Pico Central, según la relación $S - P < 1$ s que presentaron los eventos en la estación Cerro Negro, CENE (Santacoloma *et al.*, 2009). Horas después, a las 06:37 *UT* del 19 de febrero, un VT con

magnitud de duración, $M_D = 3.0$, fue el detonante de un segundo enjambre de eventos VT. En esta ocasión los eventos fueron más energéticos, aunque conservaron características similares a los eventos del primer enjambre (Santacoloma *et al.*, 2009). Luego del segundo enjambre, el VNH entró en una etapa de intensa actividad sísmica con registro alterno de eventos LP, VT y pulsos de tremor espasmódico que advertían el posible compromiso del sistema hidrotermal (Fig. 2.10) (Santacoloma *et al.*, 2009). A las 13:30 UT inició un tercer enjambre de eventos VT, 100 eventos con $M_D = 2.2$, en promedio, se registraron en un lapso de 23 minutos y se convirtieron en el precursor directo de la erupción freática de las 13:53 UT (Fig. 2.10), erupción que ha sido considerada como la primera erupción de la cual se tiene registro histórico para el VNH (Santacoloma *et al.*, 2009).

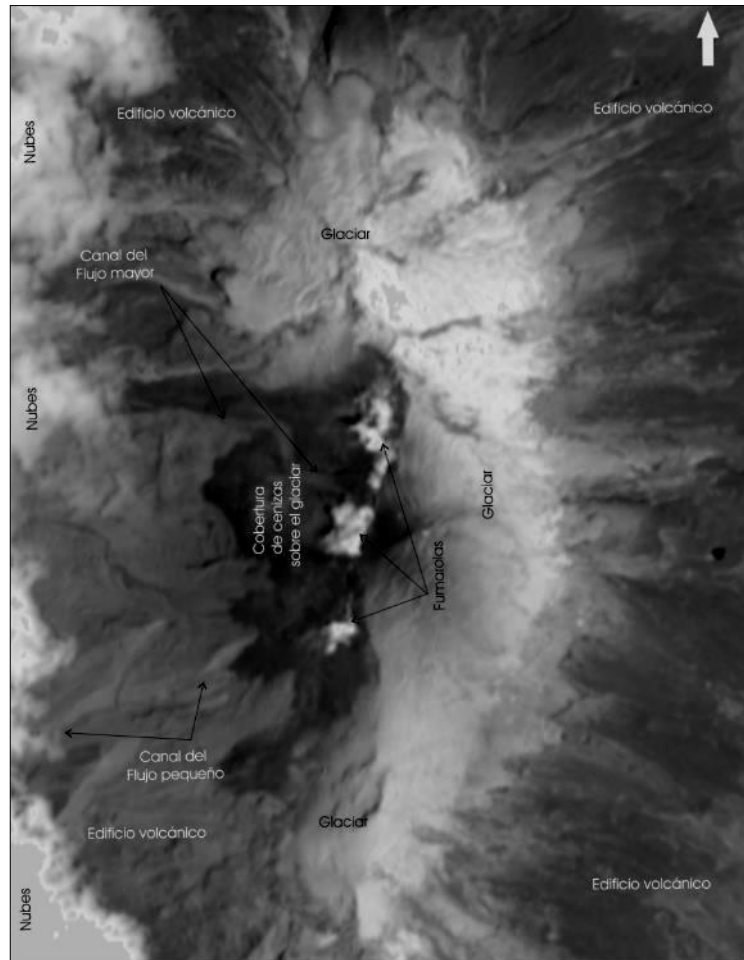


Fig. 2.11. Imagen Satelital del VNH, tiempo después de la erupción freática del 19 de febrero de 2007 (Página oficial del OVS-Popayán, SGC).

El evento eruptivo provocó la formación de una grieta en la parte alta del volcán y la generación de un pequeño lahar que descendió por el costado occidental hasta alcanzar la cuenca del río Páez (Fig. 2.11). La grieta, con orientación N-S, se localizó entre los Picos Central y La Cresta y tuvo dimensiones aproximadas de 2 km de largo por 50 m de ancho, (Santacoloma *et al.*, 2009; Pulgarín *et al.*, 2011).

En horas de la tarde, a las 19:58 UT, ocurrió un nuevo episodio eruptivo de magnitud menor (Fig. 2.10). El impacto del evento sobre la estructura del volcán fue pequeño y los efectos secundarios no fueron importantes.

2.4.2 2^{da} Erupción freática, 18 de abril de 2007

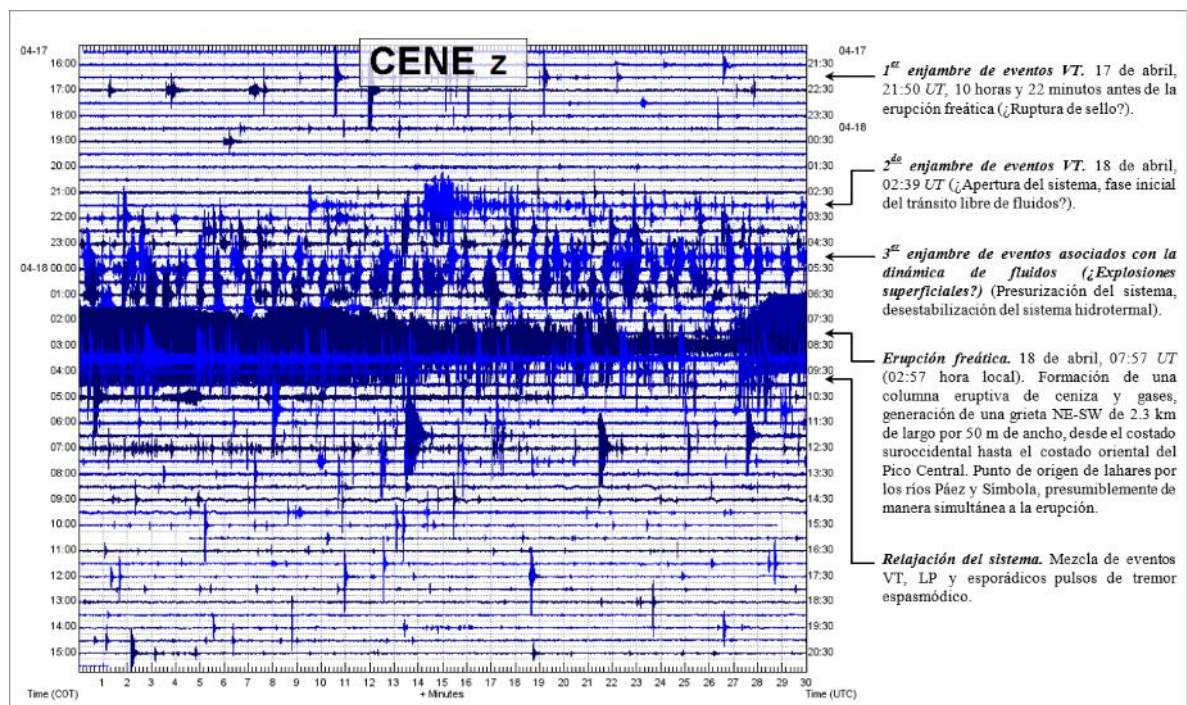


Fig. 2.12. Actividad sísmica asociada con la erupción freática que ocurrió en el VNH, el 18 de abril de 2007 (modificado de Santacoloma *et al.*, 2009).

Luego de los eventos eruptivos del 19 de febrero, el volcán entró en un período de relajación caracterizado por bajos niveles en la actividad sísmica con pulsos ocasionales de

2. Volcán Nevado del Huila, VNH

tremor espasmódico de bajo contenido energético. El período de relajación tuvo una duración aproximada de dos meses y finalizó el 17 de abril a las 21:39 UT, momento en el que un pequeño enjambre de eventos VT, localizado en torno al Pico Central a profundidades no mayores de 2 km, dio inicio a una nueva etapa eruptiva (Fig. 2.12) (Santacoloma *et al.*, 2009). Pocas horas después, a las 02:39 UT del 18 de abril, la desestabilización del sistema volcánico fue evidenciada con el registro de un segundo enjambre de eventos VT seguido de un enjambre de eventos asociados a la dinámica de fluidos, posibles explosiones superficiales que antecedieron una nueva erupción freática (Fig. 2.12). La erupción ocurrió a las 07:57 UT y, al igual que la erupción freática del 19 de febrero, fue la causa de una segunda grieta que se formó en la parte alta del volcán y de los lahares que descendieron tanto por el costado oriental como por el costado occidental del edificio volcánico, hacia las cuencas de los ríos Páez y Símbola (Santacoloma *et al.*, 2009).

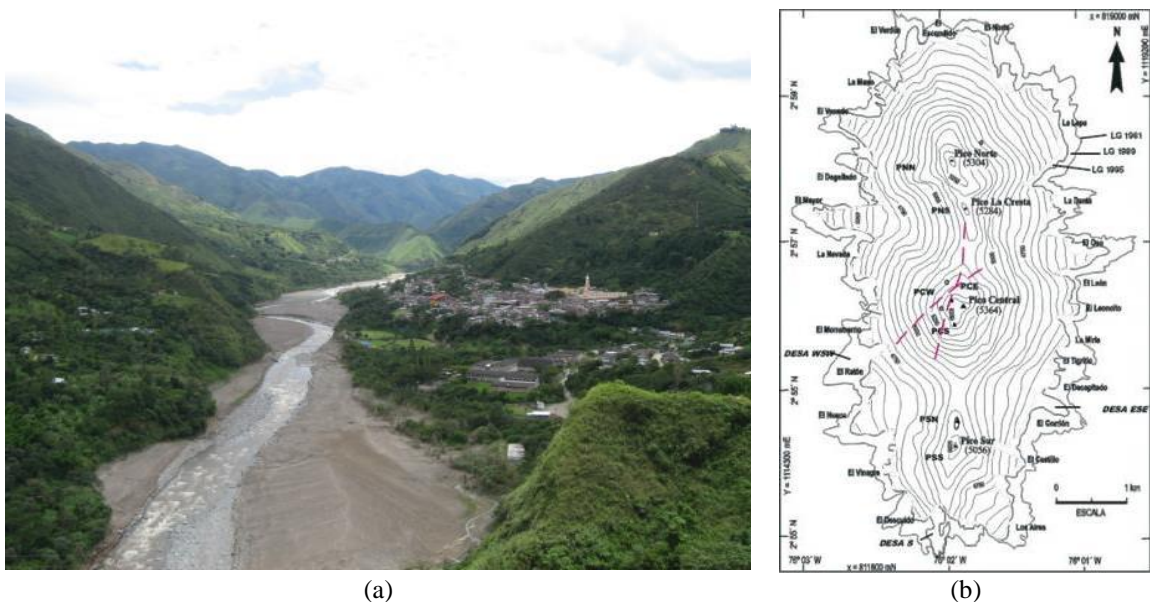


Fig. 2.13. (a) Huellas de la avalancha en las riberas del río Páez, a la altura del municipio de Belalcázar. (b) Localización de las grietas generadas como consecuencia de las erupciones freáticas de febrero y abril, de 2007 (modificado de Santacoloma *et al.*, 2009).

Los lahares dieron origen a la avalancha que se desplazó a lo largo del río Páez con un volumen aproximado de 50 millones de metros cúbicos (Fig. 2.13a). La avalancha no cobró vidas humanas, pero afectó seriamente la infraestructura vial en la zona (Santacoloma *et al.*,

2009; Pulgarín *et al.*, 2011). En cuanto a la nueva grieta, ella presentó dimensiones similares a la grieta generada el 19 de febrero, 2.3 km de largo por 50 m de ancho, y cruzó la cima del volcán en dirección NE-SW, entre los Picos Central y La Cresta (Fig. 2.13b) (Pulgarín *et al.*, 2011).

2.4.3 Erupción freatomagmática, 21 de noviembre de 2008

A comienzos del año 2008, luego de un período de relajación aproximado de 7 meses, el VNH exhibía bajos niveles de actividad sísmica. Sin embargo, en el transcurso del año fueron ocurriendo una serie de fenómenos, relacionados a la dinámica interna del volcán, que condujeron a una nueva desestabilización del sistema volcánico y a la erupción freatomagmática del 21 de noviembre. La secuencia sísmica mostró una clara evolución en la dinámica interna del volcán, al pasar de procesos dominados por fracturamiento de material cortical, a procesos controlados por la dinámica de fluidos; es decir, tránsito de material magmático, gases o vapor de agua, a través de los conductos volcánicos (Santacoloma *et al.*, 2009). Los fenómenos sísmicos más relevantes fueron:

1. Pulsos de tremor espasmódico de mediana magnitud, asociados con emisiones de ceniza y gases, ocurrieron esporádicamente entre los meses de enero y marzo (Santacoloma *et al.*, 2009).
2. Enjambres de eventos VT, *Spasmodic Burst*, con duraciones aproximadas de 1 hora, se registraron los días 17, 24, 29, y 31 de marzo, y 13, 14 y 15 de abril. Los enjambres fueron localizados a profundidades superficiales en la parte alta del volcán y mostraron, a través del tiempo, un incremento progresivo de los contenidos energéticos liberados (Santacoloma *et al.*, 2009).
3. Dos pulsos de tremor espasmódico con frecuencias dominantes de ~ 1 Hz ocurrieron los días 10 y 27 de mayo. El pulso de tremor del 27 dio paso a un incremento importante en el número de eventos LP, alrededor de 700 eventos caracterizados por exhibir contenidos frecuenciales centrados alrededor de 1 Hz y anchos de banda no mayores a los 3 Hz, se registraron durante los días 27 y 28 (Santacoloma *et al.*, 2009).

- Alrededor de 46 eventos con magnitudes locales, M_L , entre 2.5 y 4.9 y epicentros localizados en dos zonas sismogénicas principales (Fig. 2.14), se registraron entre los meses de junio y septiembre. Las zonas sismogénicas estuvieron ubicadas en el extremo sur del edificio volcánico, a profundidades de 4 a 10 km, y en la parte alta del volcán, a profundidades superficiales (< 5 km) (Santacoloma *et al.*, 2009). Fue en esta última zona donde, el 2 de septiembre de 2008 a las 17:20 UT, ocurrió un evento con características propias de un híbrido, HB (Fig. 2.14). El evento alcanzó una magnitud $M_L=4.9$ y fue sentido a distancias epicentrales de hasta 150 km (Santacoloma *et al.*, 2009).
- Alrededor de 1900 eventos LP repetitivos de baja magnitud y anchos de banda en el rango de 0.8 a 1.1 Hz ocurrieron en los primeros días del mes de octubre (Santacoloma *et al.*, 2009).
- Un tremor armónico monocromático con frecuencias dominantes de ~ 1 Hz se registró durante los días 27, 28 y 29 de octubre. Esta señal sísmica pudo estar asociada con la turbidez de color grisácea que presentó el agua del río Páez entre los días 27 de octubre y 7 de noviembre (Monsalve *et al.*, 2011).

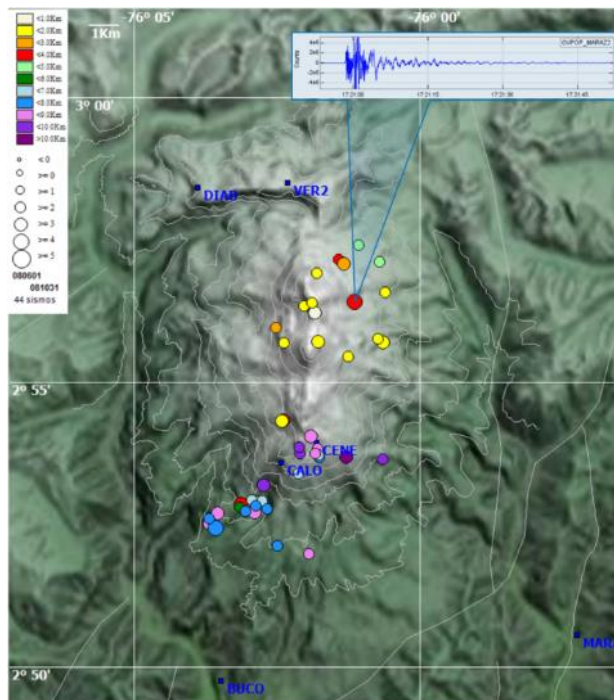


Fig. 2.14. Localización de los eventos VT y HB con $2.5 \leq M_L \leq 4.9$ registrados entre junio y octubre de 2008. En la parte superior se aprecia la señal digital del HB con magnitud $M_L = 4.9$, registrado el 2 de septiembre a

las 17:20 UT, el registro digital corresponde a la componente vertical de la estación Maravillas, distante 12.8 km del Pico Central.

Los fenómenos observados durante los primeros días del mes de noviembre conllevaron a la desestabilización acelerada del sistema volcánico y a la subsecuente erupción freatomagmática del 21 de noviembre. Esta nueva actividad eruptiva inició el 2 de noviembre con el registro de disparos espasmódicos de eventos HB que finalizaban con una señal energética de frecuencias bajas (Fig. 2.15). Los disparos sísmicos evolucionaron hasta tornarse más energéticos y más recurrentes en el tiempo.

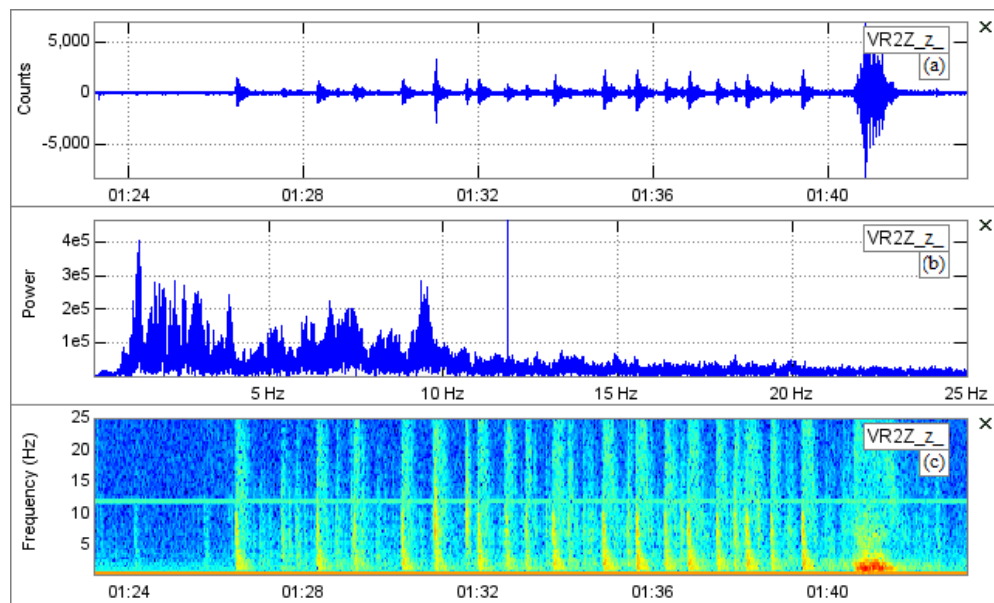


Fig. 2.15. Disparo sísmico de eventos HB ocurrido el 3 de noviembre a la 1:26 UT. (a) Traza. (b) Espectro de frecuencias. (c) Espectrograma.

Simultáneamente con el registro de los disparos espasmódicos, el 7 de noviembre ocurrió un tremor continuo con frecuencias dominantes de ~ 1.6 Hz, en un lapso aproximado de 3 horas (Cardona *et al.*, 2009). Luego de este evento se evidenció una aceleración en la dinámica interna del volcán, los disparos espasmódicos se hicieron más recurrentes y dieron origen a un enjambre de eventos HB y LP (Fig. 2.16). El enjambre, que tuvo una cantidad aproximada de 18000 eventos, inició en las últimas horas del 8 de noviembre y se prolongó hasta las primeras horas del 21, minutos antes de la erupción (Fig. 2.17) (Cardona *et al.*, 2009).

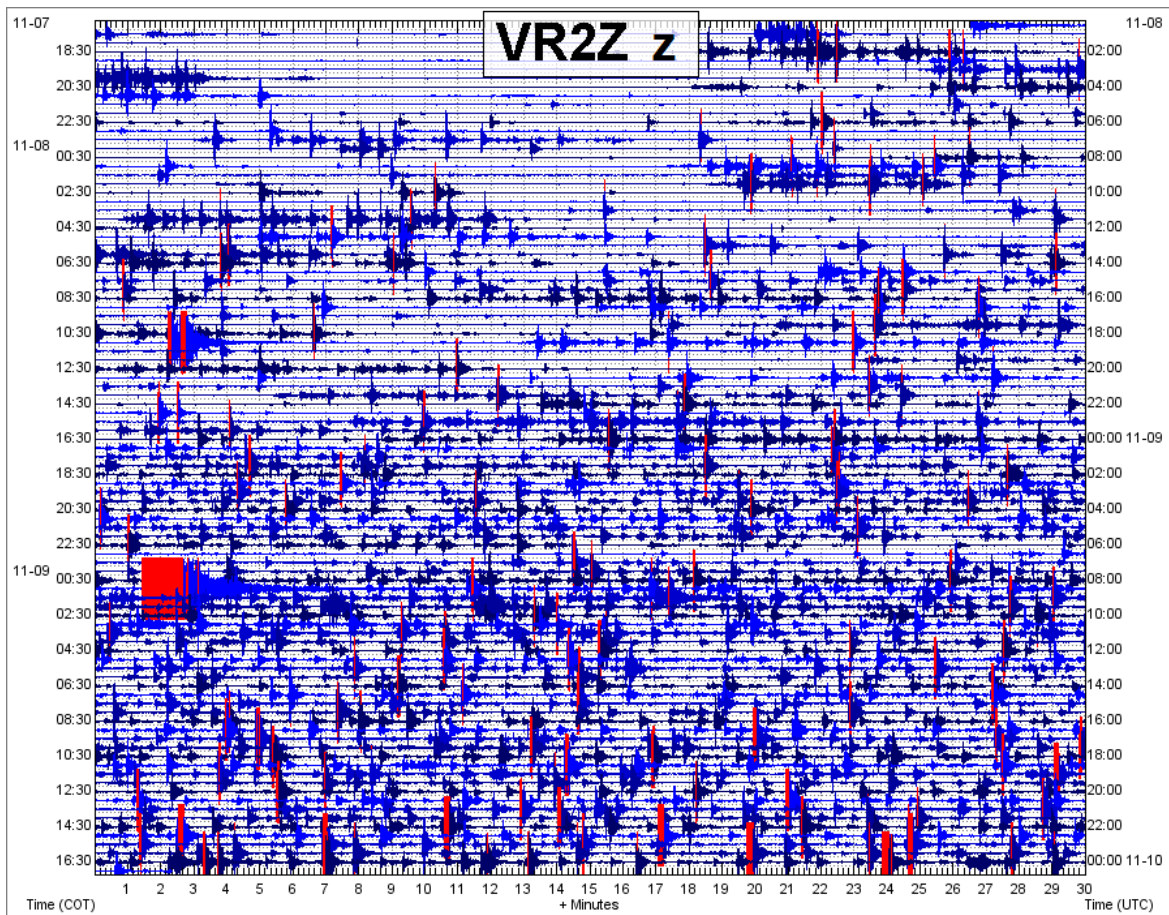


Fig. 2.16. Actividad sísmica registrada entre el 8 y 9 de noviembre de 2008, período en el que ocurre un cambio importante en la actividad sísmica del volcán, la evolución de los disparos espasmódicos de eventos HB al enjambre de eventos HB y LP que antecedió la erupción freatomagmática del 21 de noviembre.

El 20 de noviembre ocurrió un hecho muy significativo en la dinámica interna del VNH, los eventos tipo *drumbeat* (golpe de tambor) aparecen por primera vez en su actividad sísmica (Fig. 2.17). Los *drumbeats* son eventos LP o HB repetitivos de baja magnitud, $M_D < 2$, muy regulares tanto en las formas de onda como en el tiempo de recurrencia, y suelen acompañar la extrusión de material magmático altamente viscoso. Por esta razón, este tipo de actividad sísmica es considerada como precursora del emplazamiento de domos lávicos, en superficie (Iverson *et al.*, 2006; Matoza *et al.*, 2007; Cardona *et al.*, 2009).

Los *drumbeats* registrados en la actividad sísmica del VNH fueron eventos LP repetitivos con alta regularidad en forma de onda, amplitud y tiempo de recurrencia (Fig. 2.17). Este

tipo de actividad sísmica inició hacia las 15:00 UT del 20 de noviembre y se prolongó hasta las 2:00 UT del 21, aproximadamente. A partir de ese momento, los eventos tipo *drumbeat* se hicieron cada vez más frecuentes, hasta fusionarse y dar origen a un pequeño tremor de fondo que continuó acompañando el registro de eventos HB y LP (Fig. 2.17).

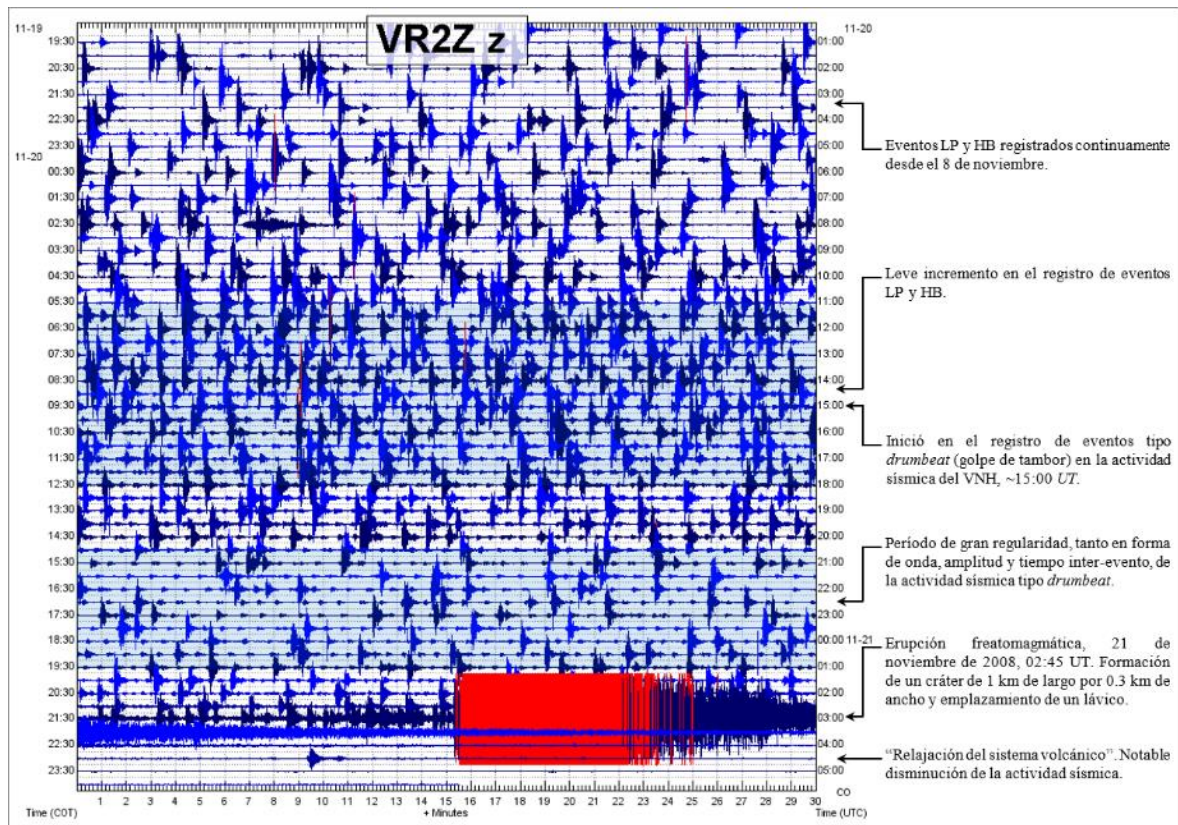


Fig. 2.17. Registro digital y breve descripción de la actividad sísmica registrada en el VNH, entre los días 20 y 21 de noviembre de 2008.

El nuevo comportamiento sísmico adoptado por el VNH se prolongó por alrededor de 45 minutos y antecedió la erupción freatomagmática de las 02:45 UT del 21 de noviembre de 2008 (Fig. 2.17). El evento eruptivo que tuvo una duración aproximada de 10 minutos fue la causa directa de un nuevo lahar que descendió por el costado occidental, hacia la cuenca del río Páez, y de un cráter de 1 km de largo por 300 m de ancho, en la parte alta del volcán, donde se emplazó un domo lávico con un volumen aproximado de 3 millones de m^3 (Fig. 2.18) (Cardona *et al.*, 2009; Santacoloma *et al.*, 2009; Pulgarín *et al.*, 2011). El lahar dio

origen a una avalancha con un volumen calculado entre 350 y 400 millones de m³ que se desplazó por la cuenca del río Páez y causó la pérdida de 12 vidas humanas y cuantiosos daños materiales (Pulgarín *et al.*, 2011). Luego de la erupción freatomagmática, el sistema volcánico se relajó y la actividad sísmica retornó a niveles bajos con promedios de ocurrencia de 30 eventos/día (Cardona *et al.*, 2009; Santacoloma *et al.*, 2009)

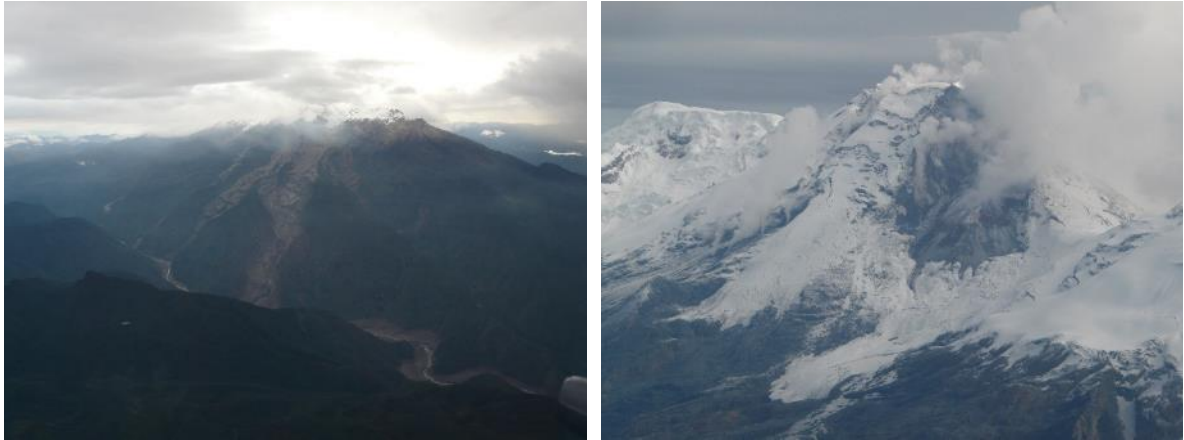


Fig. 2.18. (a) Huellas del lahar que descendió por el costado occidental del volcán durante la erupción freatomagmática del 21 de noviembre de 2008. (b) Cráter y domo lávico generados por el evento eruptivo en la parte alta del volcán, costado occidental (cortesía SGC).

2.4.4 Relajación del sistema volcánico y actividad sísmica actual.

Los niveles de actividad volcánica del Nevado del Huila fueron bajos durante los primeros meses del año 2009. El registro de la actividad sísmica se mantuvo dentro de rangos moderados, con la ocurrencia esporádica de pulsos de tremor espasmódico de baja magnitud, algunos de ellos asociados con pequeñas emisiones de gases y ceniza a superficie. El volumen del domo lávico incrementó pasivamente con tasas de crecimiento que decrecieron a través del tiempo.

La ocurrencia de un tremor continuo de baja magnitud y frecuencias dominantes de ~1.4 Hz, a mediados del mes de octubre, evidenció un cambio en el comportamiento del volcán

que conllevó a la extrusión pasiva de un segundo domo el 28 de octubre, a las 07:00 UT (Fig. 2.19a). El segundo domo extruyó en el extremo superior del primero y, al igual que éste, también presentó un crecimiento pasivo, pero más acelerado, de tal modo que en pocos meses cubrió el primer domo y se expandió hacia los dos flancos del volcán, en la parte alta (Fig. 2.19b). La extrusión efusiva del segundo domo, entre los meses de julio y septiembre de 2011, estuvo acompañada por pulsos de tremor espasmódico que finalizaban con señales más energéticas relacionadas a pequeñas explosiones superficiales e incandescencias en la parte alta del volcán. Estas señales sísmicas fueron las últimas expresiones importantes de la actividad eruptiva del VNH. Después de ellas, el volcán continuó con su proceso de relajación caracterizado por pocas manifestaciones a nivel superficial y bajo registro en la actividad sísmica.

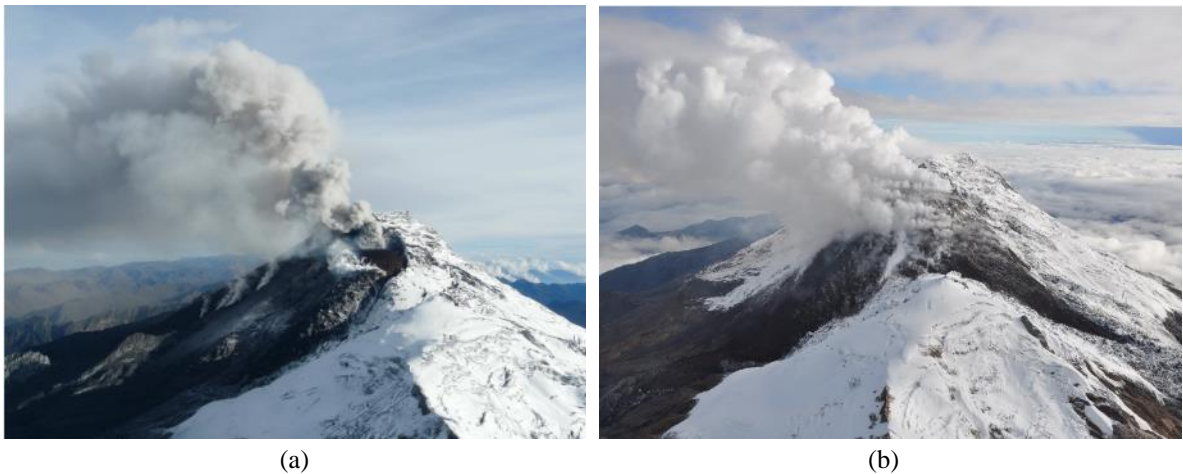


Fig. 2.19. (a) Parte alta del volcán donde se aprecia el nuevo domo extruido en el mes de octubre de 2009 y la intensa actividad fumarólica que lo acompaña. (b) Imagen del domo nuevo emplazado en la parte alta del volcán, abril 26 de 2011 (cortesía SGC).

El comportamiento volcánico del Nevado del Huila ha sido estable durante los años posteriores, 2012–2014. Sin embargo, en el mes de enero de 2014 ocurrió un enjambre de eventos VT que se localizó a 13.4 km del Pico Central, al NE del volcán. El enjambre fue asociado con la actividad tectónica que ocurre en la zona, debido a las características de *mainshock* y *aftershock* que presentó.

3. AUTOMATIZACIÓN DEL PROCESAMIENTO PRIMARIO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA REGISTRADA EN EL VNH.

Las señales sísmicas volcánicas pueden modelarse como señales aleatorias, variables en el tiempo, que se originan como producto de la dinámica que ocurre al interior de los volcanes activos. El análisis cuidadoso de la información que ellas poseen permite establecer los diferentes niveles de actividad, característicos de cada volcán. El procesamiento de dicha información se hace a través de un conjunto de procedimientos conocidos como procesamiento primario de la actividad sísmica. Estos procedimientos se realizan regularmente como parte de las labores de monitoreo y vigilancia volcánica, a fin de modelar patrones de comportamiento que contribuyan al manejo adecuado de los períodos de crisis.

Los procedimientos que comúnmente constituyen el procesamiento primario de la actividad sísmica registrada en un volcán son: clasificación de señales, extracción de características intrínsecas de cada señal clasificada y cálculo de parámetros físicos importantes en la modelación de comportamientos volcánicos. Tanto la extracción de características como el cálculo de parámetros físicos derivan de la clasificación de señales, de ahí la importancia de este procedimiento en el monitoreo y vigilancia volcánica.

La clasificación de señales es un procedimiento que se realiza de manera manual en la mayoría de los observatorios vulcanológicos alrededor del mundo. Sin embargo, pese a ser una técnica sencilla que solo requiere de un conocimiento básico de las señales sísmicas volcánicas, la clasificación manual exhibe dos falencias importantes: la incapacidad de clasificar numerosas señales en tiempo cuasi-real, y la variabilidad en los criterios de clasificación empleados. Estas falencias afectan los resultados del procesamiento primario y se observan, de manera especial, en el monitoreo y vigilancia de volcanes inmersos en procesos eruptivos o de volcanes con altos niveles de actividad sísmica.

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

A fin de superar las limitaciones de la clasificación manual, muchos investigadores alrededor del mundo han hecho ingentes esfuerzos en el desarrollo de robustos programas de clasificación automática con la capacidad suficiente de reconocer, en períodos muy cortos, numerosas señales sísmicas. Estos programas pretenden aprovechar las características intrínsecas asociadas con los mecanismos de fuente de las señales sísmicas volcánicas, mediante la implementación de técnicas, tales como correlación cruzada, clasificación bayesiana de wavelets, redes neuronales y técnicas estadísticas como los HMMs.

3.1 CLASIFICACIÓN AUTOMÁTICA DE SEÑALES SÍSMICAS VOLCÁNICAS A TRAVÉS DE LOS HMMs.

A comienzos del siglo XX, Andrei Markov desarrolló la base teórica de los HMMs. Sin embargo, fue tan solo hasta la década de los 70's cuando esta teoría se aplicó con éxito a problemas de reconocimiento de voz (Rabiner y Juang, 1986; Vaseghi, 2008). La buena estructura matemática que les permite modelar señales estocásticas no-estacionarias, tales como secuencias de ruido, voz humana, bio-señales, secuencias de ADN y series de tiempo en general, ha hecho que los HMMs tengan gran aceptación en diversas áreas tecnológicas, durante los últimos años (Vaseghi, 2008; Arámbula-Mendoza, 2011).

En el campo de la sismología volcánica, los HMMs han sido ampliamente utilizados en el desarrollo de robustos programas de clasificación automática, altamente precisos y con la capacidad de reconocer numerosas señales sísmicas en tiempo cuasi-real. Una de las primeras aplicaciones fue implementada para el reconocimiento automático de la actividad sísmica registrada en el Volcán Merapi, Indonesia, en julio de 1998 (Ohrnberger von, 2001). Trabajos posteriores involucraron la clasificación automática de señales sísmicas registradas en diversos volcanes alrededor del mundo (Cortes et al., 2009; Gutiérrez et al., 2009; Ibáñez et al., 2009; Gutiérrez et al., 2011; Arámbula-Mendoza, 2011). En la actualidad, la actividad sísmica registrada diariamente en el volcán Colima, México, es clasificada automáticamente por uno de estos programas (Arámbula-Mendoza *et al.*, 2018).

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

Los programas de clasificación automática basados en los HMMs hacen el reconocimiento de las señales sísmicas que integran un registro continuo de datos, mediante la comparación de estas señales con los vectores característicos más representativos de la actividad sísmica de un volcán, es decir, los HMMs que mejor representan a los diferentes tipos de señales, VT, LP, HB, etc. (Benítez *et al.*, 2007). El programa generalmente asume que los registros continuos están constituidos por una secuencia de una o más señales sísmicas.

3.1.1 Modelos ocultos de Markov

Un modelo oculto de Markov, *Hidden Markov Model*, HMM, es un proceso de estados finitos de doble capa, con una capa oculta que controla la selección de los estados de una capa observable (Vaseghi, 2008). El proceso oculto consta de un estado o valor en el tiempo t que depende exclusivamente de su estado o valores previos en el tiempo $t - 1$, y es independiente de la historia del proceso antes de $t - 1$ (Vaseghi, 2008). Las variaciones temporales o espaciales de un proceso estocástico dentro de cada estado se modelan a través de un conjunto de funciones de densidad de probabilidad (Vaseghi, 2008).

Una manera sencilla de ilustrar un HMM de dos estados es a través de dos contenedores con mezclas diferentes de bolas blancas y negras (Fig. 3.1). Los contenedores representan los estados del modelo y las probabilidades de salida de las bolas blancas, P_B , y de las bolas negras, P_N , son definidas por el modelo oculto. Asumiendo que, en intervalos sucesivos de tiempo, un proceso de selección oculta escoge uno de los contenedores para liberar una bola, las bolas liberadas se remplazan de modo que la densidad de bolas blancas y negras en cada contenedor se mantiene constante. Por tanto, cada contenedor es considerado como un estado subyacente del proceso de salida y cada salida tiene su propia probabilidad (Vaseghi, 2008). Por ejemplo, la selección del contenedor oculto se rige por la regla: “en cualquier momento, si la salida del contenedor seleccionado es una bola blanca, se escogerá el mismo contenedor para la salida de la bola siguiente, de lo contrario, el otro contenedor será el escogido”. El ejemplo describe un proceso de Markov donde el estado siguiente depende del estado actual como se observa en el estado binario de la figura 3.1c (Vaseghi, 2008).

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

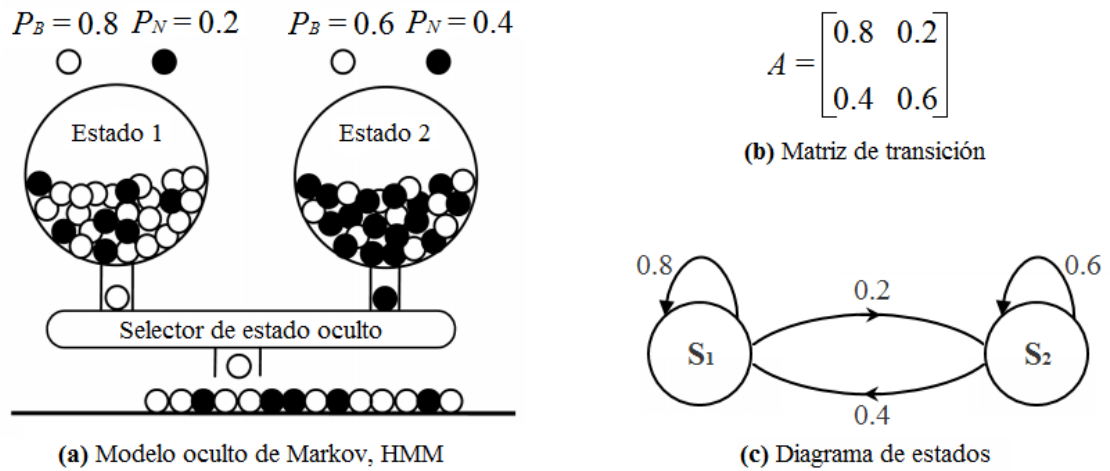
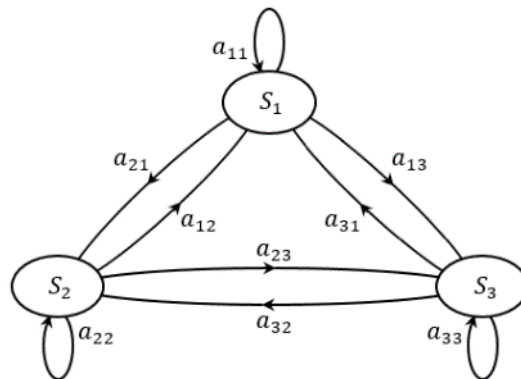


Fig. 3.1. (a) HMM de dos estados. (b) Matriz de transición entre estados (c) Diagrama de estados (Modificado de Vaseghi, 2008).

En general, un HMM consta de N estados entrenados para modelar N segmentos diferentes de una señal, en consecuencia, un proceso aleatorio variable en el tiempo, tal como una cadena probabilística de Markov de N subprocesos básicamente estacionarios o cuasi-estacionarios, puede ser modelado por un HMM (Vaseghi, 2008). La forma general de un HMM de tres estados se ilustra en la figura 3.2a. Sin embargo, la forma más restringida es el modelo izquierda-derecha de la figura 3.2b. La restricción izquierda-derecha es útil para modelar estructuras secuenciales o temporales de señales estocásticas, tales como señales de voz, música y series temporales, donde se puede visualizar el tiempo con una dirección de izquierda a derecha (Vaseghi, 2008).



3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

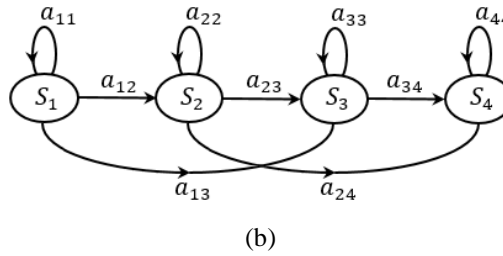


Fig. 3.2. (a) Estructura de un HMM de tres estados, donde las transiciones ocurren de un estado cualquiera a otro estado cualquiera, sin restricción. (b) Modelo izquierda-derecha de un HMM de cuatro estados, las transiciones están restringidas a la dirección izquierda-derecha o sobre él mismo estado (Vaseghi, 2008).

Parámetros de un HMM

Un HMM tiene de los siguientes parámetros (Rabiner, 1989; Vaseghi, 2008; Ibáñez *et al.*, 2009; Jurafsky y Martín, 2017):

- **Número de estados, N .** Es el número total de eventos estocásticos diferentes o fundamentales en que se divide una señal procesada, y se define como $S = S_1, S_2, \dots, S_N$. Por ejemplo, en un proceso binario de dos estados, tal como el ruido impulsivo (Fig. 3.3), N se ajusta a 2, un estado que modela la señal limpia y el otro estado que modela los impulsos.
- **Vector característico, $\mathbf{O} = \{\mathbf{o}_1, \mathbf{o}_2, \dots, \mathbf{o}_T\}$.** Es el conjunto de vectores T que representan la salida física ‘observable’ de la señal modelada en cada estado.
- **Matriz inicial de probabilidades para cada estado $\boldsymbol{\pi} = [\boldsymbol{\pi}_1, \boldsymbol{\pi}_2, \dots, \boldsymbol{\pi}_N]$.** Representa la probabilidad inicial de cada estado.
- **Matriz de probabilidad de transición entre estados, $\mathbf{A} = \{a_{ij}, i, j = 1, \dots, N\}$.** Donde a_{ij} es la probabilidad de transición entre el estado i y el estado j , para todo $i, j \in N$. Esta matriz proporciona una red de conexión Markoviana entre los estados y modela el tamaño de las señales asociadas a cada estado.
- **Matriz de probabilidades de emisión del vector característico en cada estado.** Puede ser, o un modelo discreto compuesto de T vectores observables y su probabilidad asociada $P = \{P_{ij}(\cdot); i = 1, \dots, N, j = 1, \dots, T\}$, o un modelo de la función de densidad

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

de probabilidad continua, $F = \{f_{ij}(\cdot); i = 1, \dots, N, j = 1, \dots, T\}$, usualmente una Gaussiana.

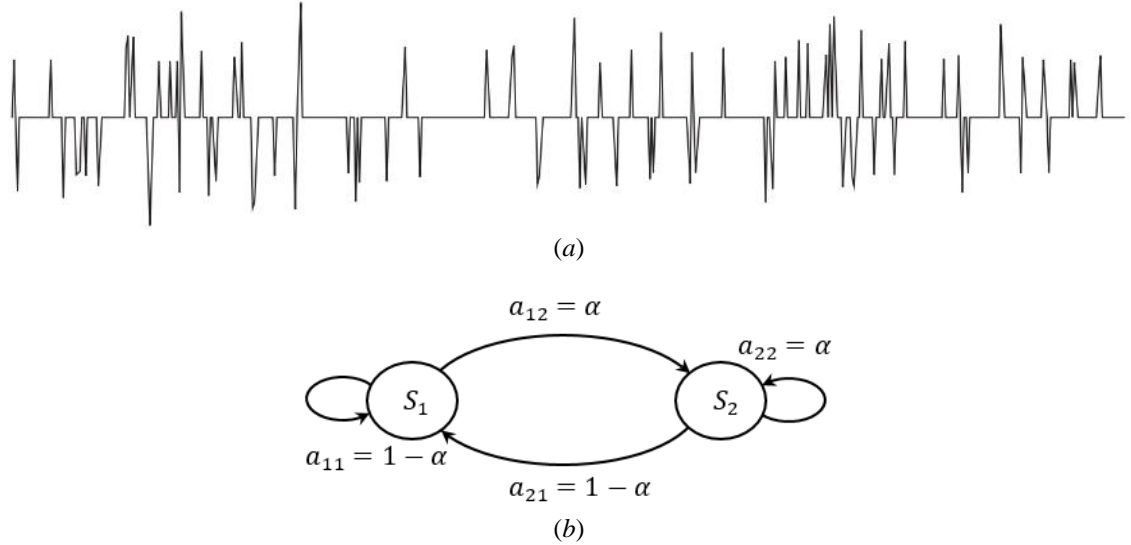


Fig. 3.3. (a) Ruido impulsivo. (b) HMM de estado binario que modela la señal de ruido impulsivo (Vaseghi, 2008).

3.1.2 Modelado de las señales sísmicas volcánicas

Una señal sísmica de origen volcánico es una serie temporal estocástica susceptible de ser modelada por los HMMs. En consecuencia, sea $w = w_1, w_2, \dots, w_i$, un conjunto de señales sísmicas que pueden ser representadas como una secuencia observable de vectores característicos, $O = o_1, o_2, \dots, o_t$, donde o_t , es el vector característico de la señal w_i en el tiempo t (Benítez *et al.*, 2007; Arámbula-Mendoza, 2011).

Un método estadístico para reconocer la señal w_i consiste en determinar la máxima probabilidad de que dicha señal exista, dada una secuencia de vectores característicos O ; esto es, $\max_i \{P(w_i|O)\}$. La probabilidad $P(w_i|O)$ no es calculable directamente, sin embargo, dado que $P(w_i|O) > 0$, por el teorema de Bayes, se tiene:

$$\max_i \{P(w_i|O)\} = \frac{\max_i \{P(O|w_i)\}P(w_i)}{P(O)} \quad \text{ec. 3.1}$$

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

donde $P(O|w_i)$, es la probabilidad de que exista una secuencia de vectores característicos O , dada una señal sísmica w_i . $P(w_i)$ es la probabilidad de ocurrencia de una señal sísmica w_i y $P(O)$ es la probabilidad de existencia de una secuencia de vectores característicos O (Hogg y Craig, 1978; Vaseghi, 2008; Arámbula-Mendoza, 2011). Por lo anterior, la señal sísmica w_i , más probable, solo depende de la maximización de la probabilidad condicional $P(O|w_i)$, dada una secuencia de vectores característicos O (Arámbula-Mendoza *et al.*, 2008).

Debido a la dimensionalidad de los vectores característicos, la probabilidad condicional $P(o_1, o_2, \dots, o_t | w_i)$ no es fácil de estimar en ejemplos prácticos (Benítez *et al.*, 2007; Arámbula-Mendoza *et al.*, 2008; Arámbula-Mendoza, 2011). Sin embargo, si una señal sísmica es generada por un modelo paramétrico tal como un modelo de Markov, el problema se reduce a estimar los parámetros del modelo (Benítez *et al.*, 2007).

Un programa de clasificación basado en los HMMs asume que la secuencia observable de vectores característicos O , correspondiente a cada señal sísmica w_i , es generada por un modelo de Markov (Benítez *et al.*, 2007). El modelo de Markov es una máquina de estados finitos que cambia de estado una vez cada unidad de tiempo t , y genera un vector característico o_t , a partir de la función de densidad de probabilidad $b_j(o_t)$ determinada en el entrenamiento (Benítez *et al.*, 2007; Arámbula-Mendoza, 2011). La transición entre estados y el tiempo de retardo en cada uno de ellos, los definen las probabilidades de transición a_{ij} , a lo largo de todo el modelo (Benítez *et al.*, 2007). Los modelos característicos, M_i , propios de los diferentes tipos de señales sísmicas utilizadas en el entrenamiento del programa, se construyen con las probabilidades a_{ij} y $b_j(o_t)$ obtenidas en el modelamiento de cada señal sísmica w_i (Arámbula-Mendoza, 2011).

En la figura 3.4 se ilustra un ejemplo de una señal sísmica volcánica que es modelada por un HMM de cinco estados y topología izquierda–derecha. A medida que el HMM se desplaza a través de la secuencia de estados $X = 1, 2, 2, 3, 3, 4, 4, 5$, se va generando la secuencia de vectores característicos $O = o_1, o_2, o_3, o_4, o_5$. Los estados inicial y final no emiten ningún

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

vector característico, a fin de facilitar la construcción de modelos de compuestos para la construcción del espacio de la red de clasificación (Arámbula-Mendoza *et al.*, 2008).

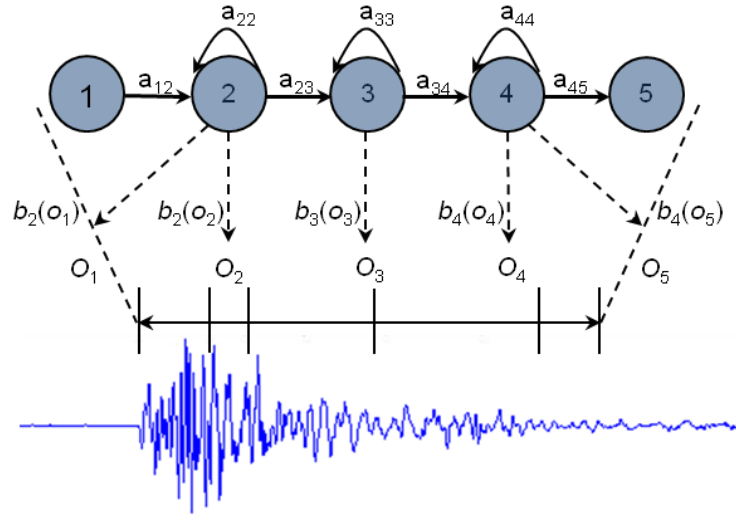


Fig. 3.4. HMM de 5 estados y topología izquierda-derecha. Donde a_{ij} son las probabilidades de transición entre estados, $b_j(o_t)$ son las probabilidades de salida y O_t son los vectores característicos (Modificado de Ibáñez *et al.*, 2009).

La probabilidad de que la secuencia observable de vectores característicos O sea generada por el HMM, durante su recorrido a lo largo de la secuencia de estados X , se calcula como el producto entre las probabilidades de transición, a_{ij} , y las probabilidades de salida, $b_j(o_t)$ (Arámbula-Mendoza *et al.*, 2008), esto es:

$$P(O, X|M) = a_{12}b_2(o_1)a_{22}b_2(o_2) \cdots a_{45}b_4(o_5) \quad \text{ec. 3.2}$$

En la práctica, sólo se conoce la secuencia de vectores característicos O , la secuencia de estados subyacentes X permanece oculta. Por tanto, la probabilidad de que la secuencia de vectores característicos O exista, se obtiene al sumar la probabilidad condicional de toda la secuencia de estados posible $X = x(1), x(2), \dots, x(t)$. La expresión matemática sería:

$$P(O|M_i) = \sum_X a_{x(0)x(1)} \prod_{t=1}^T b_{x(t)}(o_t)a_{x(t)x(t+1)} \quad \text{ec. 3.3}$$

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

donde, $x(0)$ es el estado inicial del HMM y $x(t + 1)$ es el estado final (Rabiner y Juang, 1986; Benítez *et al.*, 2007; Arámbula-Mendoza *et al.*, 2008).

3.1.3 Reconocimiento de señales sísmicas volcánicas

Un programa de clasificación de señales sísmicas basado en los HMMs consta de dos etapas principales: el entrenamiento del programa y la clasificación de registros continuos (Fig. 3.5). En la etapa de entrenamiento, la base de datos y las transcripciones asociadas se utilizan para construir los modelos característicos M , propios de los diferentes tipos de señales sísmicas (VT, LP, HB, etc). En la etapa de clasificación, los modelos característicos se relacionan con los datos continuos, para identificar las señales sísmicas contenidas en ellos (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Arámbula-Mendoza, 2011).

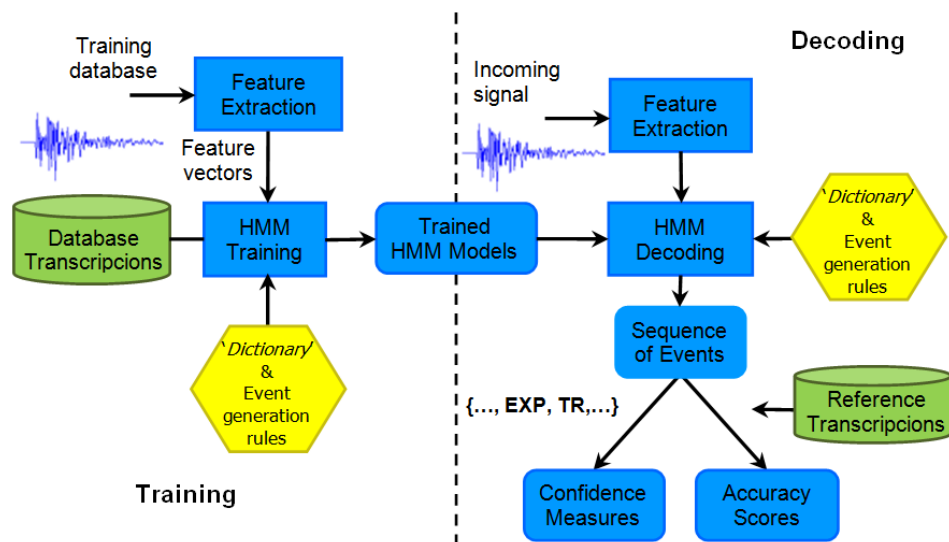


Fig. 3.5. Arquitectura de un programa de clasificación de señales sísmicas basado en los HMMs (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009).

Los modelos característicos M de las señales sísmicas utilizadas en el entrenamiento del programa se construyen a partir de las probabilidades de transición entre estados, a_{ij} , y de las probabilidades de salida, $b_i(o_t)$, mediante el ajuste cuidadoso de los parámetros de entrada del algoritmo Baum-Welch (Rabiner, 1989; Benítez *et al.*, 2007; Vaseghi, 2008;

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

Arámbula-Mendoza *et al.*, 2008; Ibáñez *et al.*, 2009; Arámbula-Mendoza, 2011). Estos parámetros son:

1. Topología, *L2R* (por sus siglas del inglés, *Left-to-Right*).
2. Número de estados.
3. Número de Gaussianas multivariadas o funciones de densidad de probabilidad.
4. Número de iteraciones del algoritmo Baum-Welch.

Los modelos característicos M se evalúan mediante el reconocimiento de señales sísmicas aisladas, a fin de establecer los modelos característicos finales. El proceso se hace con el algoritmo de Viterbi y consiste en relacionar cada señal sísmica con los modelos propios de señales, tales como VT, LP, HB, etc. (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Gutiérrez *et al.*, 2009; Arámbula-Mendoza, 2011). El resultado de la clasificación de las señales sísmicas aisladas es una matriz de confusión que relaciona número de eventos clasificados en cada categoría, medidas de confianza y valores de precisión global (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Gutiérrez *et al.*, 2009). Errores significativos en la clasificación de las señales sísmicas aisladas, obligan a un reajuste en los parámetros de entrada del algoritmo Baum-Welch y a una nueva ejecución del programa (Arámbula-Mendoza, 2011). Este proceso se realiza las veces que sea necesario, hasta obtener los modelos característicos que mejor se ajusten a la actividad sísmica registrada en el volcán.

Una vez obtenidos los modelos característicos finales se realiza la clasificación de los registros continuos. De nuevo se utiliza el algoritmo de Viterbi para relacionar los modelos característicos finales con las señales sísmicas contenidas en los registros continuos (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Arámbula-Mendoza, 2011). La clasificación de registros continuos se puede hacer en tiempo cuasi-real y genera como resultado un listado de las señales clasificadas junto con sus respectivos tiempos de inicio y finalización.

Tanto el entrenamiento del programa como la clasificación de los registros continuos utilizan el programa HTK (de sus siglas en inglés, *HMM Tool Kit*). Este programa fue

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

desarrollado para el reconocimiento de patrones de voz en el laboratorio de inteligencia artificial de la Universidad de Cambridge, en 1995 (Young *et al.*, 2006), y fue acondicionado por investigadores del Instituto de Geofísica de la Universidad de Granada, España, para el reconocimiento de señales sísmicas volcánicas (Arámbula, 2011).

Extracción de vectores característicos

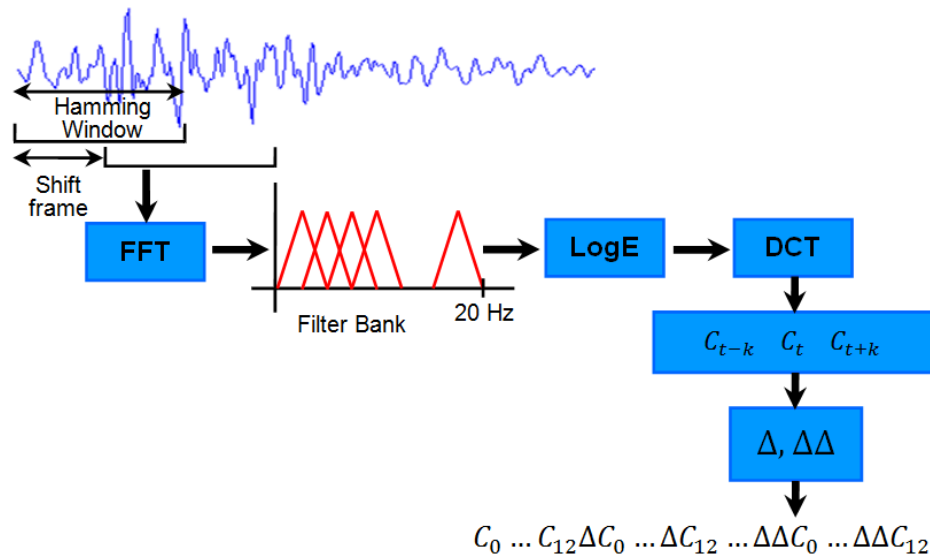


Fig. 3.6. Diagrama que describe la parametrización de una señal sísmica, a través de los LFCC (Ibáñez *et al.*, 2009).

La extracción de vectores característicos o parametrización de una señal, como también se le conoce, es una técnica que convierte la forma de onda de una señal sísmica, en una secuencia de vectores característicos con la menor información redundante posible (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Arámbula-Mendoza, 2011; Cortés *et al.*, 2014). La clasificación de señales en tiempo cuasi-real requiere de una codificación secuencial de la forma de onda para extraer un vector característico por ventana de tiempo (Cortés *et al.*, 2014). Un método muy utilizado en la parametrización de señales en el dominio de la frecuencia es el cálculo de los Coeficientes Cepstrales de Frecuencia Lineal, LFCC, (de sus siglas en inglés, Linear Frequency Cepstral Coefficients) (Cortés *et al.*, 2014). Los LFCC se utilizan tanto en el entrenamiento del programa como en la clasificación de registros

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

continuos. Una breve descripción del diagrama esquemático de la figura 3.6, se da a continuación:

1. La señal sísmica se divide en segmentos de igual duración, a través de ventanas tipo Hamming que determinan el tamaño del deslizamiento (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Arámbula-Mendoza, 2011).
2. La magnitud espectral que sirve de entrada a un banco de filtros de funciones triangulares se obtiene del cálculo de una transformada rápida de Fourier, FFT (de sus siglas en inglés, *Fast Fourier Transform*), de 512 muestras (Benítez *et al.*, 2007). El banco de filtros mide la energía de la señal en bandas específicas de frecuencia, Densidad Espectral de Potencia (Benítez *et al.*, 2007; Salcedo y Teixeira, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Arámbula-Mendoza, 2011).
3. El logaritmo natural de la Densidad Espectral de Potencia extrae un vector característico de 16 parámetros altamente dependientes entre sí (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Arámbula-Mendoza, 2011). Las componentes del vector se denominan coeficientes cepstrales C (coeficientes estáticos) y corresponden a las amplitudes del espectro resultante. Los coeficientes cepstrales se calculan mediante la ecuación:

$$C_i = \sqrt{\frac{2}{N}} \sum_{j=0}^N m_k \cos\left(\frac{\pi i}{N} \left(j - \frac{1}{2}\right)\right) \quad \text{ec. 3.4}$$

donde N es el número de funciones triangulares (Young *et al.*, 2006; Arámbula-Mendoza, 2011).

4. La transformada discreta de cosenos, DCT, (de sus siglas en inglés, *Discrete Cosine Transform*) del vector característico reduce de 16 a 13 las componentes del vector característico (Benítez *et al.*, 2007; Salcedo y Teixeira, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Arámbula-Mendoza, 2011).
5. La evolución temporal de los coeficientes estáticos se establece con el cálculo de la primera y segunda derivada de la ecuación de regresión:

$$\Delta C = \frac{(C_{t+k} - C_{t-k})}{2k} \quad \text{ec. 3.5}$$

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

Los coeficientes delta o coeficientes de velocidad, primera derivada en el tiempo t , se calculan en términos de los correspondientes coeficientes estáticos $C_{(t-k)}$ a $C_{(t+k)}$ (Benítez et al., 2007; Ibáñez et al., 2009; Arámbula-Mendoza, 2011). El vector característico resultante consta de 39 parámetros entre coeficientes estáticos y dinámicos (Benítez et al., 2007; Ibáñez et al., 2009; Arámbula-Mendoza, 2011)

A fin de mejorar los resultados de la clasificación, algunos investigadores han utilizado otras propiedades geofísicas en la parametrización de señales sísmicas volcánicas, (Ohrnberger von, 2001; Beyreuther et al., 2008; Cortés et al., 2014). Recientemente, Cortés *et al.* (2014) combinaron cuatro características en el dominio del tiempo (logaritmo de la energía normalizada, pendiente de la envolvente, curtosis y autocorrelación) con nueve características en el dominio de la frecuencia (5 LFCC, curtosis, frecuencias en las que la energía espectral acumulada alcanza valores del 10% al 90%, y la frecuencia asociada a la energía máxima). Los resultados indican que la precisión en la identificación de señales se incrementa, en comparación con el método clásico de parametrización utilizado en este trabajo (Cortés *et al.*, 2014).

3.2 PROCESAMIENTO PRIMARIO DE LA ACTIVIDAD SISMICA DEL VNH

3.2.1 Datos

La información sísmica utilizada para desarrollar esta parte del proyecto fue registrada por la estación Verdun2, componente vertical (VR2Z), durante los años 2007–2012. Verdún2 es una estación triaxial de período corto, con un sismómetro Sercel–L4C de 1s de período natural, que se encuentra localizada a 4.8 km al N del Pico Central, foco principal de la actividad volcánica reciente (Fig. 2.7 y tabla 2.1). La información colectada en la estación es enviada por radiofrecuencia al OVS-Popayán, donde se digitaliza a través de una tarjeta de adquisición de datos, *Data Translation* DT9834, de 16 bits, con una tasa de muestreo de 100 muestras/s.

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

El análisis cuidadoso de la información sísmica recopilada durante los siete años seleccionados para este trabajo permitió establecer que la actividad sísmica que se registra en el VNH está integrada por los siguientes tipos de señales:

1. *Eventos volcanotectónicos, VT*: Son señales sísmicas que presentan arribos impulsivos de ondas P y S, y altos contenidos energéticos en rangos de frecuencia por encima de los 5 Hz, con mecanismos de origen relacionados a fallamientos por cizalla que ocurren dentro del edificio volcánico o en la corteza terrestre circundante (Lahr et al., 1994; McNutt, 2005; Chouet y Matoza, 2013, White y McCausland, 2016). Los fallamientos por cizalla se pueden atribuir a esfuerzos tectónicos regionales, carga gravitacional, presión de poros e hidro-fracturas, fuerzas térmicas o volumétricas asociadas con intrusión magmática, etc., como se desprende del estudio realizado por Moran et al., (2000) a la sismicidad VT registrada en Mount Rainier. Los eventos VT pueden ocurrir en distribuciones tipo enjambres que carecen de un típico evento principal (*main shock*) seguido de una secuencia de eventos de menor magnitud (*aftershock*), y exhiben zonas hipocentrales localizadas debajo del foco principal de la actividad volcánica o en sitios alejados de este, en rangos de distancia de hasta más de 30 km (Arámbula-Mendoza, 2007; White y McCausland, 2016). La sismicidad VT localizada en áreas distales al foco principal de la actividad volcánica es conocida como “sismicidad VT distal, dVT, y se caracteriza por preceder erupciones en volcanes con más de dos décadas en reposo; ocurrir en períodos de días, meses e incluso años antes de la erupción; exhibir zonas hipocentrales localizadas a profundidades similares a la distancia epicentral del foco principal de la actividad volcánica; presentar enjambres que incrementan, generalmente, el número de eventos y la energía promedio, a través del tiempo; y alcanzar valores del momento sísmico acumulado, empíricamente proporcionales al volumen de material intruido (Roman y Cashman, 2006; White y McCausland, 2016). Los eventos VT registrados en la actividad sísmica del VNH exhiben espectros frecuenciales en el rango de 1 a 20 Hz (Fig. 3.7a), y se localizan en zonas hipocentrales ubicadas tanto en la parte alta del volcán, a profundidades superficiales, como en zonas distales ubicadas al norte y sur del edificio volcánico, a profundidades de entre 6 y 13 km.

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

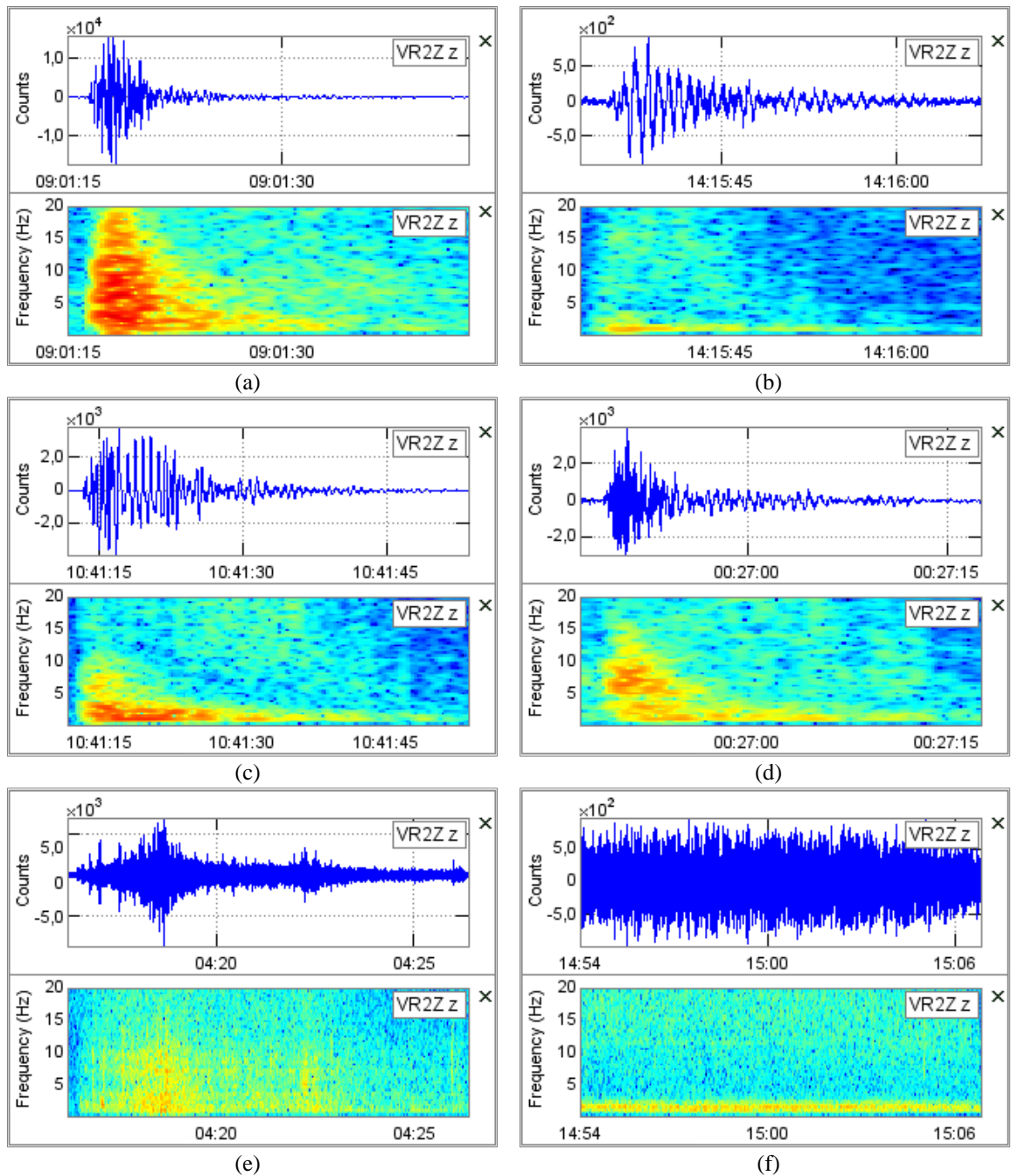


Fig. 3.7. Señales sísmicas representativas de la actividad registrada en el VNH durante los años 2007–2014. (a) VT, (b) LP monocromático de baja frecuencia. (c) LP. (d) HB. (e) Pulso de tremor espasmódico. (f) Segmento de tremor monocromático.

2. *Eventos de Largo Período, LP:* También conocidos como eventos de baja frecuencia, LF (de sus siglas en inglés, *Low Frequency*), los eventos LP exhiben características únicas,

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

tales como arribos emergentes de ondas P y S, duraciones del orden de los segundos, formas de onda un tanto monocromáticas y espectros de frecuencia en el rango de 0.5 a 5 Hz, períodos de 0.2 a 2 s, generalmente (Chouet, 1996; Neuberg et al., 1998; McNutt, 2005). Los eventos LP que se registran en el VNH muestran una amplia variedad en sus espectros de frecuencia, los cuales van desde anchos de banda muy angostos (eventos monocromáticos) y frecuencias bajas (~ 1 Hz), a anchos de banda más amplios, con ricos contenidos frecuenciales (Fig. 3.7b y 3.7c).

3. *Híbridos*, HB: Señales sísmicas que exhiben codas con decaimiento armónico propio de eventos LP e inicios con frecuencias altas y primeros movimientos compuestos, característicos de eventos VT (Lahr et al., 1994; Miller et al., 1998; Neuberg et al., 2006; Harrington y Brodsky, 2007; Chouet y Matoza, 2013). El HB es un tipo de actividad sísmica poco común, que se relaciona con la presurización de sistemas magmáticos e inflación de edificios volcánicos (Lahr et al., 1994; Neuberg et al., 1998; Neuberg et al., 2006). En el VNH, los HB antecedieron la erupción freatomagmática del 21 noviembre de 2008 y se caracterizaron por ser señales poco energéticas con contenidos frecuenciales en el rango de 1 a 15 Hz (Fig. 3.7d).
4. *Tremor volcánico*, TR: Señal sísmica continua, asociada con excitaciones del sistema hidrotermal o movimiento de material magmático, que puede durar minutos, meses e incluso años (Konstantinou y Schlindwein, 2002; Chouet y Matoza, 2013). Muchas erupciones volcánicas, especialmente erupciones freáticas, son precedidas o acompañadas por este tipo de actividad sísmica (Barberi, et al., 1992; Julian, 1994; Konstantinou y Schlindwein, 2002; Alparone, *et al.*, 2003; Arámbula, 2011). El tremor volcánico tiene una naturaleza similar a la de los eventos LP, con contenidos frecuenciales que comúnmente se concentran en el rango de 0.5 a 7 Hz. Los espectros de frecuencia están conformados por uno o más picos agudos que representan la frecuencia fundamental y sus armónicos, o por una distribución aleatoria de picos, como es el caso del tremor espasmódico (Konstantinou y Schlindwein, 2002). En la actividad sísmica del VNH se registran dos tipos de tremor, el tremor espasmódico y el tremor monocromático. El tremor espasmódico presenta espectros de frecuencia multi-pico con amplios anchos de banda, mientras que, el tremor monocromático exhibe anchos de

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

banda angostos, centrados en las bajas frecuencias (figuras 3.7e y 3.7f). El contenido espectral del tremor monocromático es muy similar al de los eventos LP monocromáticos, esto es, frecuencias dominantes de ~ 1.7 Hz.

5. *Eventos regionales o locales*, REG: Son eventos tectónicos intraplaca o interplaca, que ocurren a lo largo del territorio colombiano. Sí bien se considera que este tipo de actividad sísmica no acontece en las proximidades del volcán, los eventos tectónicos son registrados frecuentemente por la red sismológica del VNH. En Colombia, un evento sísmico es considerado como un evento regional o local, cuando la relación $s - p$, medida en la estación de referencia de un volcán, es mayor a 5 s.

3.2.2 Clasificación automática de señales sísmicas volcánicas.

El procedimiento más importante en la implementación del programa de clasificación automática es la segmentación y etiquetado de señales sísmicas volcánicas. A través de este proceso, sismólogos experimentados le enseñan al programa como reconocer los diferentes tipos de señales que se registran en los volcanes activos. Los porcentajes de precisión en el reconocimiento de señales dependen exclusivamente de la forma como esta tarea es realizada. Por tanto, se requiere de un vasto conocimiento de la actividad sísmica del volcán y de muchas horas de trabajo para alcanzar óptimos resultados en la clasificación automática de señales sísmicas volcánicas.

La actividad sísmica registrada en los volcanes activos depende de las características propias de cada volcán. Por ejemplo, las composiciones magmáticas y el entorno de emplazamiento del volcán afectan fuertemente las características intrínsecas de una señal volcánica; en consecuencia, las bases de datos que se construyen para el entrenamiento del programa de clasificación automática no son intercambiables entre volcanes.

El modelamiento de la actividad sísmica del VNH se realizó con una base de datos de 2142 señales, distribuidas de la siguiente forma: 438 VT, 426 LP, 240 HB, 308 pulsos de tremor espasmódico (TR), 322 sismos regionales o locales (REG) y 408 segmentos de ruido

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

sísmico de fondo (SIL). Los bajos niveles energéticos del tremor armónico impidieron que esta señal sísmica superara la relación señal-ruido escogida como criterio de clasificación, $S/R = 3$. Por esta razón, en el entrenamiento del programa de clasificación automática sólo se utilizó el tremor espasmódico.

Durante el entrenamiento del programa, la mitad de la base de datos se utilizó para definir los modelos característicos de la actividad sísmica del volcán y la otra mitad se empleó en la evaluación de dichos modelos mediante la clasificación de señales sísmicas aisladas. Bajos porcentajes de precisión en el reconocimiento de las señales sísmicas aisladas forzaron un ajuste en los parámetros de entrada del algoritmo Baum-Welch y una nueva iteración del programa HTK. Este procedimiento se realizó tantas veces como fue necesario, hasta obtener un modelo que representara de manera satisfactoria la actividad sísmica del volcán, esto es, hasta encontrar los mejores porcentajes de precisión en la clasificación de las señales sísmicas aisladas (Tabla 3.1).

Tabla 3.1. Porcentajes de precisión hallados durante el entrenamiento del programa. NS es el número de estados y NG es el número de Gaussianas.

NG\NS	6	7	8	9	10	11	12
6	88.81	89.40	91.25	89.88	90.86	89.98	90.37
7	88.62	89.20	90.86	89.98	90.95	90.47	90.18
8	89.11	89.30	91.25	89.88	90.86	90.47	91.15
9	89.40	89.30	90.76	89.88	90.66	90.47	90.66
10	89.49	88.81	90.47	90.37	90.27	90.37	91.05
11	89.49	89.30	90.37	90.27	90.66	90.37	90.86
12	89.30	89.49	90.56	90.37	90.56	90.27	90.47
13	89.69	89.79	90.18	90.66	90.37	89.49	90.66
14	89.69	89.88	90.18	91.25	90.27	89.69	90.18
15	89.79	89.98	89.88	90.76	90.66	89.69	90.56
16	90.08	89.98	90.08	90.27	91.05	89.69	90.08
17	89.98	89.69	89.79	90.37	90.37	89.30	89.69
18	89.88	89.79	89.88	90.66	90.37	89.30	89.69
19	89.49	89.79	89.59	90.66	90.37	89.30	89.59
20	89.59	89.79	89.88	90.56	90.18	89.11	89.88

* Los valores en negrita indican los porcentajes de precisión más altos encontrados durante el entrenamiento de cada estado.

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

Los porcentajes de precisión de los modelos característicos se calculan a partir de la información que relaciona la matriz de confusión generada por el programa HTK (Fig. 3.8), utilizando para ello la siguiente ecuación:

$$\%Acc = \left(\frac{N-D-S-I}{N} \right) \times 100 \quad \text{ec. 3.6}$$

donde: N = número total de señales sísmicas, D = señales borradas, (señales no clasificadas), S = sustituciones (señales mal clasificadas), e I = inserciones (señales creadas por el programa).

```

===== HTK Results Analysis =====
Date: Tue Apr 18 13:30:29 2017
Ref : ./dicts/huila_joint.mlf
Rec : >t.loop_0.R_1.F_09.states/huila_2_2.scp/14.gauss/huila.recog...
===== Overall Results =====
SENT: %Correct=77.78 [H=238, S=68, N=306]
WORD: %Corr=92.61, Acc=91.25 [H=952, D=38, S=38, I=14, N=1028]
----- Confusion Matrix -----
      HHB  HLP  HTR  HVT  REG  SIL  Del [ %c / %e ]  %Corr  %Acc
HHB   111    2    0    3    0    0    4 [95.7/ 0.5]  92.50  92.50
HLP    0   194    6    1    0    0    8 [96.5/ 0.7]  92.82  92.34
HTR    1    1   96    0   11    0    2 [88.1/ 1.3]  86.49  85.59
HVT    0    0    0   199    5    0   13 [97.5/ 0.5]  91.71  91.71
REG    0    0    4    3   146    0   10 [95.4/ 0.7]  89.57  82.21
SIL    0    0    0    0    1   206    1 [99.5/ 0.1]  99.04  99.04
Ins    0    1    1    0   12    0
-----
class_mean:  92.02  90.56
=====

```

Fig. 3.8. Matriz de confusión generada por el programa HTK para el modelo de 9 estados y 14 gaussianas, que mejor representó la actividad sísmica del VNH. El sombreado azul resalta la precisión global; el sombreado verde, la precisión por cada tipo de señal sísmica; y el sombreado amarillo, el número de señales clasificadas y los errores cometidos por el programa, de acuerdo con la ecuación 3.6.

El modelo que mejor se ajustó a la actividad sísmica del VNH alcanzó un porcentaje de precisión del 91.25 % y se construyó a partir de 9 estados y 14 funciones de densidad de probabilidad. Si bien durante el entrenamiento se hallaron dos modelos más con el mismo porcentaje de precisión, el modelo seleccionado fue el que mostró más estabilidad en el modelamiento del estado (Tabla 3.1).

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

Establecidos los modelos característicos para la actividad sísmica del VNH se realizó la clasificación automática de los registros continuos correspondientes a los años 2007–2012. El programa empleó alrededor de 80 minutos en la clasificación de las señales sísmicas registradas por año y generó un archivo de texto diario, con la relación de las señales clasificadas junto a sus respectivos tiempos de inicio y finalización.

3.2.3 Procedimientos complementarios del procesamiento primario

El desarrollo de las herramientas complementarias del procesamiento primario de la actividad sísmica del VNH se hizo a partir de los resultados del programa de clasificación automática. El método empleado fue el siguiente:

Características intrínsecas de las señales clasificadas.

Con los tiempos de inicio, t_i , y finalización, t_f , de cada señal sísmica clasificada, se retornó a los registros continuos para localizar la señal correspondiente y, a la vez, establecer la amplitud máxima A_{max} de esa señal, mediante el reconocimiento del máximo absoluto y el mínimo absoluto, consecutivos. El tiempo del máximo absoluto o mínimo absoluto relacionado a la amplitud máxima, $t_{A_{max}}$, se utilizó como referencia para calcular la frecuencia dominante de la señal. El criterio empleado consistió en aplicar la FFT a la señal comprendida entre t_i y $\frac{3}{2} t_{A_{max}}$, con el objetivo de reducir el efecto de las ondas de coda en la frecuencia dominante de la señal. Finalmente, se determinó la duración de la señal mediante el cálculo sencillo, $\tau = t_f - t_i$.

Parámetros físicos importantes en vigilancia volcánica.

El cálculo de parámetros físicos, tales como desplazamiento reducido, magnitud de duración y energía sísmica liberada, se realizó con base en las características intrínsecas de las señales clasificadas y de acuerdo con los mecanismos de origen involucrados, dinámica

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

de fluidos o fracturamiento de material cortical. A fin de establecer un patrón de comparación entre los resultados derivados de la clasificación automática y los resultados procedentes de la clasificación manual, se utilizaron las mismas relaciones matemáticas usadas en el OVS-Popayán para el cálculo de estos parámetros.

1. *Desplazamiento reducido, U^r* : Es una medida del área del desplazamiento o expansión del suelo producido por una señal asociada con la dinámica de fluidos, LP, HB o TR. Este parámetro da una idea del “tamaño” de la señal analizada, a partir de la amplitud máxima corregida por expansión geométrica y respuesta instrumental (Londoño, 2002). Según el tipo de onda analizada, ondas de cuerpo u ondas de superficie, se puede utilizar una de las dos relaciones matemáticas existentes para el cálculo del desplazamiento reducido (Gil-Cruz y Chouet, 1997; Londoño, 2002). Estas ecuaciones son

El desplazamiento reducido para ondas de cuerpo,

$$RMS(U^r) \cdot R = \frac{A \cdot R}{2\sqrt{2} \cdot G} \quad \text{ec. 3.7}$$

donde: A = amplitud pico-a-pico de las ondas P ó S (cm); R = distancia hipocentral (cm) y G = magnificación instrumental (Gil-Cruz y Chouet, 1997; Londoño, 2002).

El desplazamiento reducido para ondas de superficie,

$$RMS(U^r) \cdot \sqrt{\lambda r} = \frac{A \sqrt{\lambda r}}{2\sqrt{2} \cdot G} \quad \text{ec. 3.8}$$

donde: A = amplitud pico-a-pico de las ondas Rayleigh (cm); λ = longitud de onda; r = distancia epicentral (cm) y G = magnificación instrumental (Gil-Cruz y Chouet, 1997; Londoño, 2002).

El desplazamiento reducido que se calcula en el OVS-Popayán es el generado por las ondas de cuerpo, P o S .

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

2. *Magnitud de duración, M_D* : Las relevantes limitaciones con que cuentan las redes sismológicas implementadas para la vigilancia volcánica en muchos lugares alrededor del mundo no son una excepción en el monitoreo sísmico de los volcanes activos en Colombia. Por esta razón, el cálculo de la magnitud de señales sísmicas, tales como LP, HB y VT, en el OVS-Popayán, aún se realiza teniendo en cuenta la duración de dichas señales. Las relaciones matemáticas que aún se utilizan fueron ajustadas por Jim Zollweg en 1990, para la actividad sísmica del Nevado del Ruiz, con base en las expresiones derivadas para la actividad sísmica del Mount Saint Helen en 1981 (Londoño, 2002).

Eventos LP y HB:

$$M_D = m * \log_{10}(X_1 * \tau + X_2) - b \quad \text{ec. 3.9}$$

donde: m , X_1 , X_2 y b son constantes y τ es la duración de la señal LP o HB. Las constantes utilizadas para la actividad sísmica del VNH son $m = 2.82$, $X_1 = 0.71$, $X_2 = 6.11$ y $b = 2.59$ (Londoño, 2002).

Eventos VT:

$$M_D = m * \log_{10}(\tau) - b \quad \text{ec. 3.10}$$

donde: m y b son constantes y τ es la duración de la señal VT. Los valores de las constantes son iguales a los utilizados para eventos LP y HB (Londoño, 2002).

3. *Energía sísmica liberada*: En el OVS-Popayán, el cálculo de la energía sísmica liberada de eventos LP, HB y VT, se realiza a partir de las magnitudes de duración. La ecuación que se utiliza es la fórmula de energía de Richter (1954):

$$\log_{10}E = 9.9 + 1.9 \cdot M_D - 0.024 \cdot M_D^2 \quad \text{ec. 3.11}$$

donde: M_D = magnitud de duración y E = energía en *Joules* (Londoño, 2002).

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

3.3 RESULTADOS

Los registros sísmicos continuos de los años 2007–2012 fueron clasificados con el programa de clasificación automática basado en los HMMs. Si bien, los altos porcentajes de precisión hallados en el entrenamiento del programa sugerían resultados excelentes en la clasificación de las señales sísmicas, fue importante establecer el funcionamiento real del programa en la clasificación de los registros continuos. El método empleado consistió en comparar los resultados de la clasificación automática con la base de datos generada por el método clasificación manual.

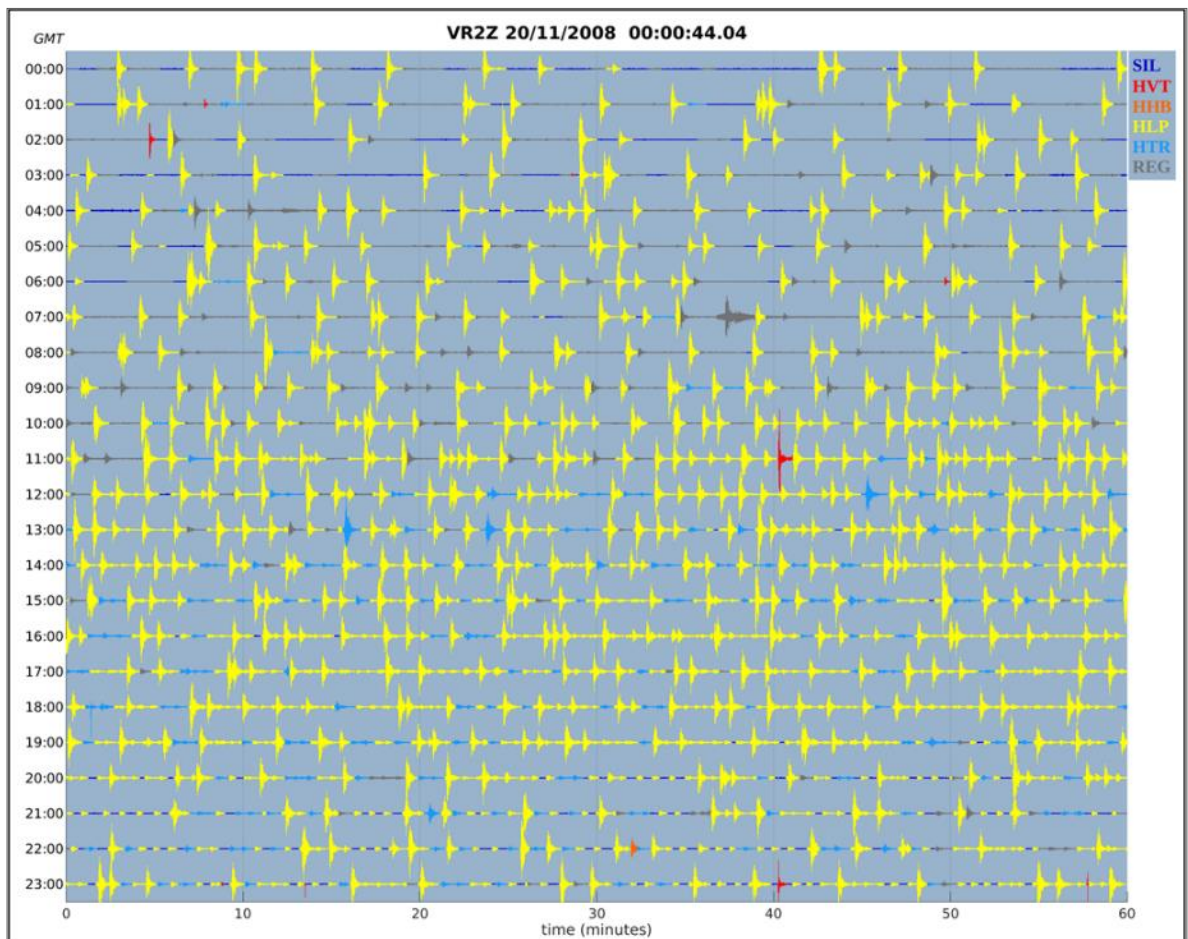
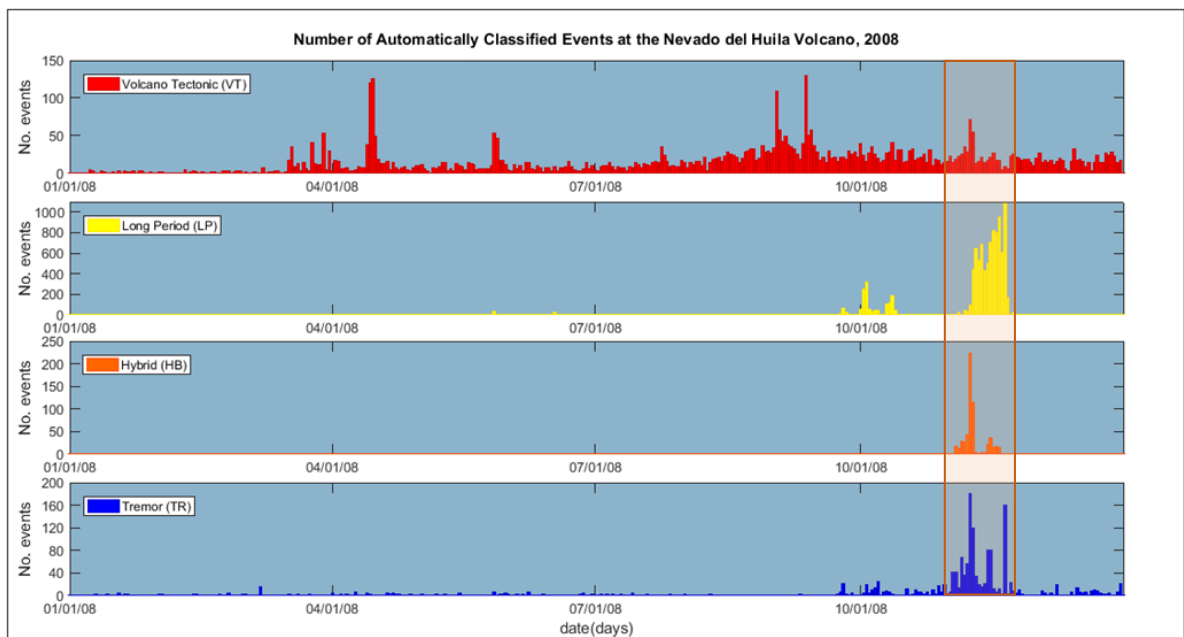


Fig. 3.9. Clasificación automática de la actividad sísmica registra el 20 de noviembre de 2008 en el VNH. Los colores representan los diferentes tipos de señales sísmicas clasificadas. Esto es, ruido sísmico de fondo, SIL, segmentos azul marino; eventos VT (HVT → VT del Huila), señales rojas; HB (HHB → HB del Huila), señales

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

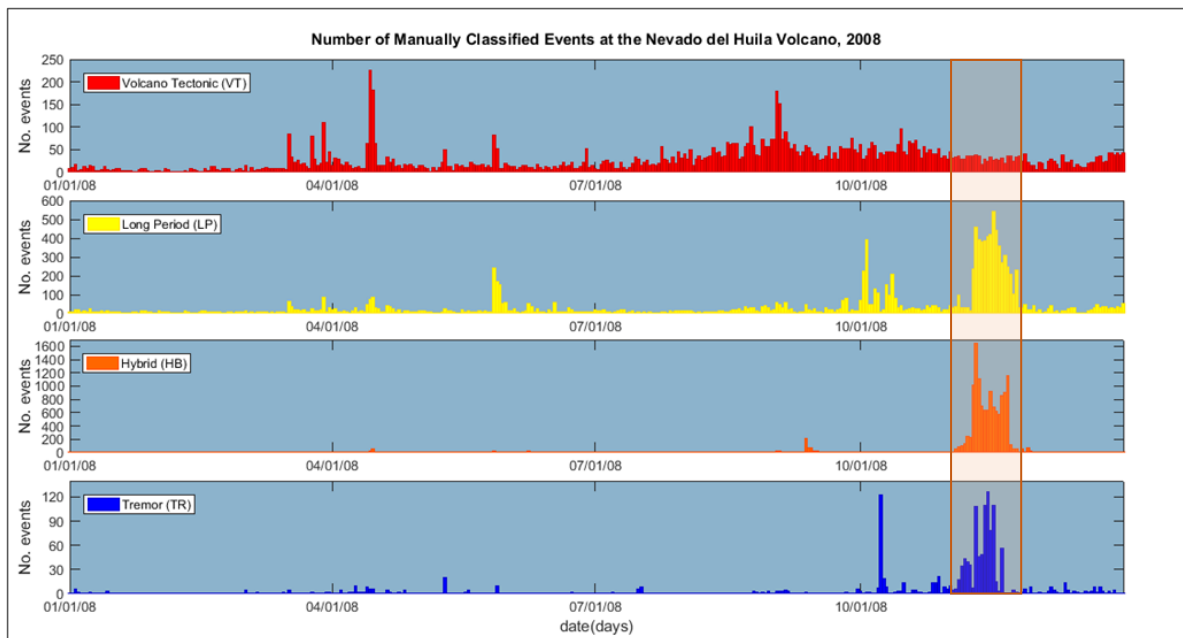
anaranjadas; eventos LP (HLP → LP del Huila), señales amarillas; pulsos de tremor, TR (HTR → TR del Huila), señales azul cian; y eventos regionales o locales, REG, señales grises. Las convenciones listadas en la parte superior derecha del gráfico corresponden a las convenciones utilizadas en los observatorios vulcanológicos colombianos y son exclusivas de cada volcán.

La evaluación se hizo para los resultados del año 2008, dado que, este fue el año de mayor actividad sísmica en el VNH. Inicialmente, se analizó la clasificación automática de la actividad sísmica registrada el 20 de noviembre (Fig. 3.9). El resultado es satisfactorio y está en concordancia con los errores develados en la matriz de confusión (Fig. 3.8), sin embargo, es muy importante explicar las posibles causas de esos errores. Por ejemplo, algunos segmentos de tremor espasmódico (eventos azul cian) y ruido sísmico de fondo (segmentos azul marino) fueron clasificados como eventos tectónicos regionales (eventos grises) y eventos LP repetitivos muy pequeños (eventos amarillos) fueron confundidos con segmentos de tremor espasmódico. En ambos casos, el error está relacionado con una similitud en los espectros de frecuencia de las señales sísmicas. Aunque este es un error recurrente en la clasificación automática de señales, una nueva segmentación de las señales identificadas incorrectamente y un reentrenamiento del programa pueden corregirlo.



(a)

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH



(b)

Fig. 3.10. Relación del número de eventos clasificados por tipos, año 2008. (a) Clasificación automática. (b) Clasificación manual. Los dos gráficos evidencian la intensa actividad sísmica registrada en el mes de noviembre. El área resaltada corresponde al período de mayor actividad sísmica, que concluyó con la erupción freatomagmática del noviembre 21 de 2008.

Un análisis gráfico fue el método empleado para evaluar el funcionamiento del programa a lo largo del año 2008. Los resultados de las dos técnicas de clasificación fueron comparados mediante gráficas que relacionan el tipo y número de señales clasificadas (Fig. 3.10). El análisis de esta información permitió establecer que las dos técnicas de clasificación son consistentes entre sí y, a pesar de la diferencia en el número de señales clasificadas, los resultados describen una tendencia similar en la actividad sísmica registrada. Respecto a las diferencias en el número de eventos clasificados, existen dos diferencias importantes que deben ser analizadas, el número de pulsos de tremor volcánico registrados entre octubre y noviembre, y el número de eventos HB y LP clasificados en noviembre (Fig. 3.10). En el primer caso, la diferencia en el número de pulsos de tremor se debe a la forma como cada técnica lo cuantifica. En clasificación manual, el tremor volcánico se contabiliza como el número de ventanas de 5 ó 10 minutos de duración; mientras que, en clasificación automática, el tremor se contabiliza como el número de segmentos continuos, sin importar el tamaño de

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

la ventana. En el segundo caso, la diferencia en el número de eventos HB y LP clasificados en noviembre está relacionada con errores en la clasificación manual. Los eventos registrados durante ese período exhibieron una inusual variedad tanto en sus formas de onda como en sus espectros de frecuencia, esta particularidad generó confusión en los criterios de clasificación y condujo a errores en la clasificación manual.

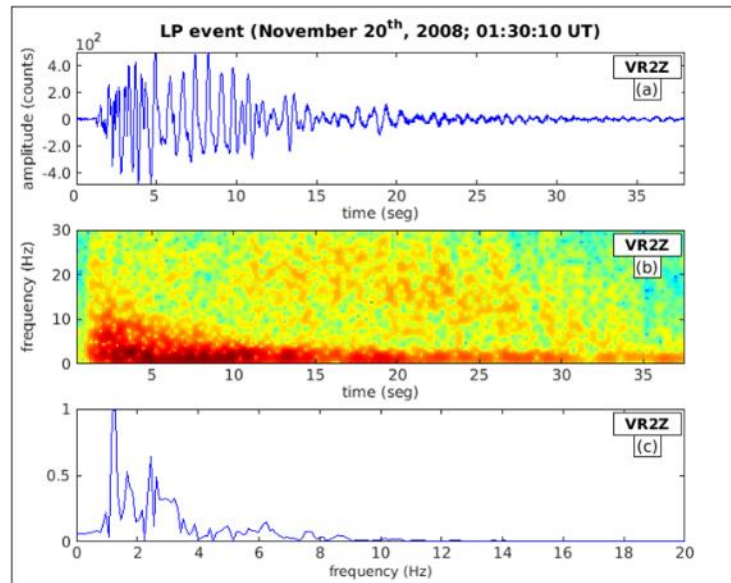


Fig. 3.11. LP registrado el 20 de noviembre de 2008 a la 01:30:10 UT. (a) Sismograma. (b) Espectrograma. (c) Espectro de frecuencia. El evento fue clasificado por el programa de clasificación automática basado en los HMMs, las principales características y parámetros físicos relacionados fueron los siguientes: amplitud máxima (pico-pico), $A_{max} = 9917$ cuentas; frecuencia dominante, $f_d = 1.27$ Hz; duración, $D = 38$ s; desplazamiento reducido (ondas de cuerpo) $U_{bw}^r = 10.6$ cm; magnitud de duración, $M_D = 1.7$ y energía sísmica liberada, $E = 1.13 \times 10^{13}$ Joules. La clasificación, la extracción de las principales características y el cálculo de parámetros los parámetros físicos, son el resultado del procesamiento primario del evento LP.

El objetivo principal de esta parte del proyecto fue implementar la totalidad del procesamiento primario de la actividad sísmica registrada en el VNH, teniendo como base los resultados del programa de clasificación automática. La información condensada en los archivos de texto, resultados del programa, se utilizó para extraer o calcular características intrínsecas, tales como máxima amplitud, frecuencia dominante y duración, de cada señal clasificada (Fig. 3.11). Posteriormente se calcularon parámetros físicos, tales como

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

desplazamiento reducido de eventos relacionados a la dinámica de fluidos (LP, HB y TR), además de, magnitud de duración y energía sísmica liberada, de eventos LP, HB y VT (Fig. 3.11). El modelado de estas características y parámetros permiten inferir cambios importantes en la actividad volcánica. Por ejemplo, el comportamiento de los eventos LP registrados el 20 de noviembre de 2008 fue modelado mediante variaciones en frecuencia, desplazamiento reducido y magnitud de duración (Fig. 3.12). El análisis de los gráficos permite observar dos cosas importantes, un leve decremento en las frecuencias dominantes y un cambio en el comportamiento de este tipo de actividad sísmica. Si bien las frecuencias dominantes de los eventos LP eran bajas, se fueron estabilizando alrededor de 1.7 Hz a través del tiempo. Así mismo, de los gráficos de desplazamiento reducido y magnitud de duración, se establece un cambio en el registro y tiempo de ocurrencia de los eventos LP. Este cambio sucede alrededor de las 10 horas y corresponde con la ocurrencia de eventos tipo *drumbeats* en la actividad sísmica del VNH (Fig. 2.16).

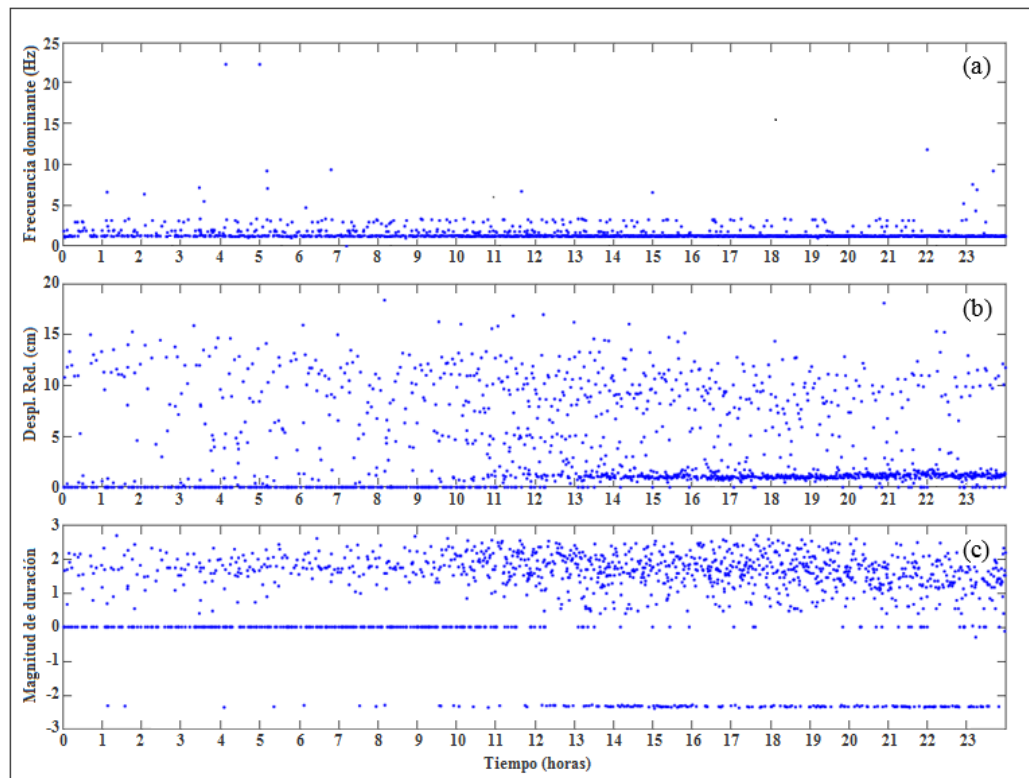
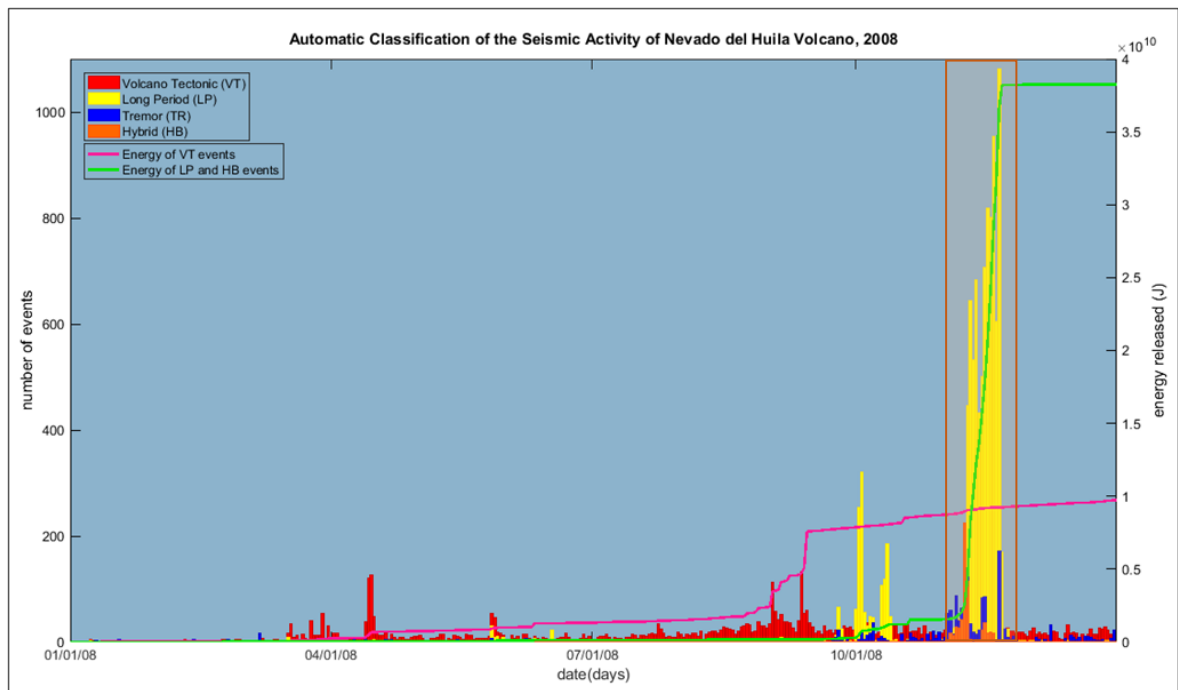
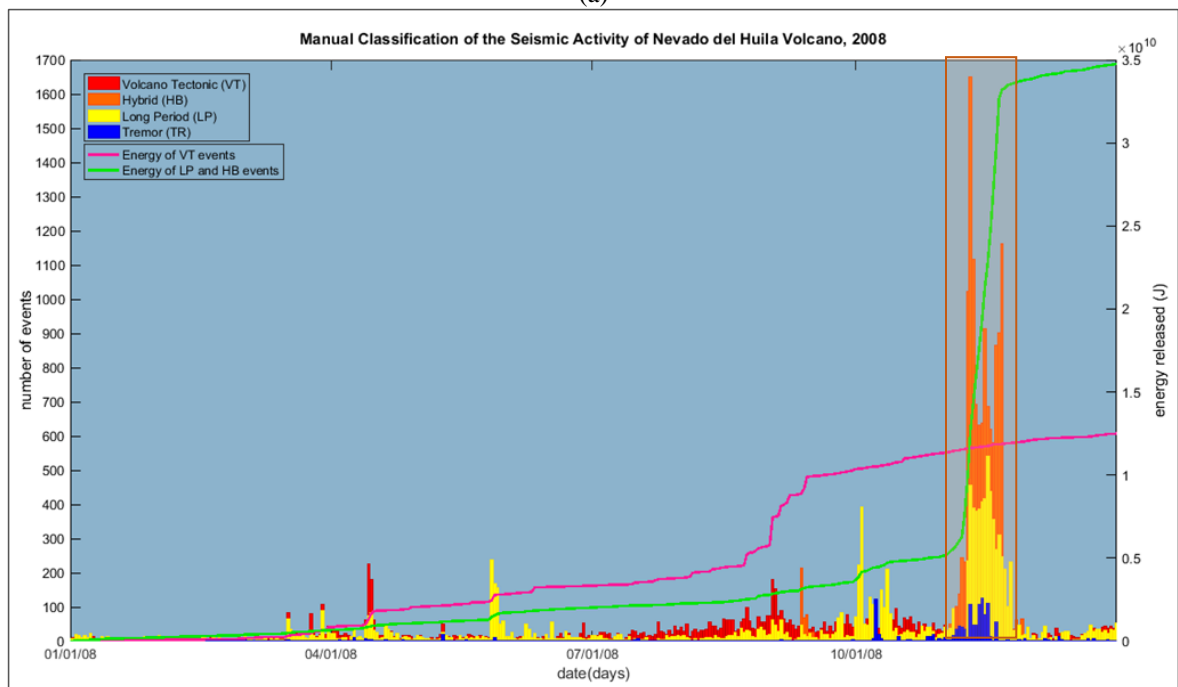


Fig. 3.12. Modelación del comportamiento presentado por los eventos LP registrados el 20 de noviembre de 2008. (a) Frecuencia dominante. (b) Desplazamiento reducido. (c) Magnitud de duración.

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH



(a)



(b)

Fig. 3.13. Energía sísmica liberada y número de eventos clasificados de la actividad sísmica registrada en el VNH durante el año 2008. (a) Programa de clasificación automática. (b) Técnica de clasificación manual. Los comportamientos volcánicos modeladas a partir de cada uno de los métodos de clasificación muestran tendencias similares entre sí. El sombreado naranja resalta el período de mayor actividad sísmica, noviembre de 2008.

3. Automatización del Procesamiento Primario de la Actividad Sísmica del VNH

Un parámetro muy importante y ampliamente utilizado en vigilancia volcánica es la energía sísmica liberada. Por esta razón, fue necesario determinar la evolución de este parámetro en la crisis del VNH, en el año 2008, a partir de los resultados del procesamiento primario automatizado (Fig. 3.13a). A fin de establecer la confiabilidad del proceso, se hizo una comparación entre las tendencias de la energía sísmica liberada que se obtuvo en el procesamiento primario automatizado y de la energía sísmica liberada que se deriva de la clasificación manual (Fig. 3.13a y 3.13b). Los resultados son más que satisfactorios, las tendencias de la energía sísmica liberada que se obtuvo mediante las dos técnicas de clasificación son muy similares entre si (Fig. 3.13a y 3.13b), lo que demuestra una vez más la confiabilidad en la automatización de los procedimientos utilizados en el procesamiento primario de señales sísmicas volcánicas.

La evaluación de los resultados, tanto del programa de clasificación automática como del procesamiento primario de la actividad sísmica registrada en el VNH, permite concluir que los programas de clasificación automática basados en los HMMs se pueden convertir en una poderosa herramienta para el monitoreo de volcanes con niveles altos de actividad sísmica. La clasificación de numerosas señales en tiempo cuasi-real y el procesamiento primario de las señales clasificadas facilitan el modelado rápido y oportuno de la actividad volcánica. El análisis acertado de esta información contribuye eficazmente en la elaboración de diagnósticos de comportamiento volcánico que coadyuvan en el manejo adecuado de los períodos de crisis.

4. CAMPO DE ESFUERZOS TECTONICOS EN EL VNH

El acople mecánico que existe entre el fallamiento cortical y la dinámica interna de un volcán ha sido evidenciada, en repetidas ocasiones, por la excitación de sistemas volcánicos a causa de los esfuerzos acumulados que liberan grandes terremotos en entornos cercanos, o por los numerosos eventos sísmicos, en fallas o sistemas de fallas presentes en ambientes volcánicos, originados por intrusiones magmáticas (Román y Heron, 2007). En resumen, las fallas o sistemas de fallas existentes en entornos volcánicos activos pueden liberar o acumular los esfuerzos que se generan a consecuencia de la actividad tectónica o de los procesos magmáticos (Roman y Heron, 2007).

Existe una estrecha relación entre el campo de esfuerzos tectónico regional, la orientación preferencial de un dique, el campo de esfuerzos local que genera la inflación de un dique, y las soluciones al plano de falla de eventos originados durante la inflación de un dique (Nakamura, 1977; Roman y Heron, 2007). La distribución de hipocentros, las soluciones al plano de falla y la inversión del tensor de momento de eventos VT, pueden determinar la orientación del campo de esfuerzos regional o del campo de esfuerzos local inducido por la inflación de un dique (Mcnutt, 2005; Roman y Cashman, 2006). El ascenso de material magmático se puede evidenciar por la distribución aleatoria de los hipocentros de la sismicidad VT o por la inversión en la dirección del deslizamiento, observada en las soluciones al plano de falla de eventos VT que ocurre en fallas con orientaciones plenamente establecidas (Roman y Cashman, 2006; Roman y Heron, 2007).

Los avances en los diferentes métodos de localización de eventos VT y el refinamiento de resultados a través de nuevas técnicas como Hypo-DD, estimación de fase por correlación espectral, apilado de señales, etc., han permitido establecer que algunas zonas hipocentrales obedecen a lineamientos definidos por fallas u otras estructuras geológicas (Waldhauser y

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

Ellsworth 2000; Prejean *et al.*, 2002; Battaglia, 2004; Mcnutt, 2005). Sin embargo, el éxito de estas técnicas depende de factores como: distribución y densidad de la red sísmica, modelo de velocidad preciso y calidad en la localización inicial de los eventos VT (Mcnutt, 2005).

Las características presentadas por la sismicidad VT registrada en el VNH, hace suponer que existe una estrecha relación entre los esfuerzos tectónicos regionales que actúan en el sistema volcánico y su entorno cercano, y la actividad eruptiva ocurrida entre los años 2007 y 2011. Fenómenos estructurales como la forma elongada del volcán y las grietas creadas durante las erupciones de 2007, y sucesos importantes como el terremoto del Páez de 1994 y las intempestivas erupciones freáticas de 2007, pueden hallar explicación a partir del vínculo existente entre campos de esfuerzos tectónicos regionales y locales.

4.1 TERREMOTO DEL PÁEZ

El 6 de junio de 1994 a las 15:47 hora local (20:47 UT) ocurrió un evento sísmico de magnitud $M_W = 6.8$ y profundidad superficial (< 10 km) (INGEOMINAS, 1994; Sarabia y Cifuentes, 2009). El epicentro fue localizado en el eje de la Cordillera Central, en las coordenadas 2.87°N y 76.08°W , flanco SW del edificio volcánico del Nevado del Huila, a 9.5 km del Pico Central (tabla 4.1 y Fig. 4.1) (INGEOMINAS, 1994; Jiménez, 1997; Pulgarín, 2002). Un reporte similar fue dado tanto por el *National Earthquake Information Center*, NEIC, como por el *Global Centroid Moment Tensor*, GCMT (Tabla 4.1).

Tabla 4.1. Ficha técnica de las principales localizaciones obtenidas para el Terremoto del Páez, 6 de junio de 1994.

Institución:	RSNC – SGC	NEIC – USGS	GCMT	DUPUTEL*
Fecha:	Junio 6 de 1994	Junio 6 de 1994	Junio 6 de 1994	Junio 6 de 1994
Tiempo de origen (UT):	20:47:39,90	20:47:40,53	20:47:39,00	20:47:39,00
Localización:	$2.87^\circ\text{N}; 76.08^\circ\text{W}$	$2.917^\circ\text{N}; 76.057^\circ\text{W}$	$2.90^\circ\text{N}; 76.09^\circ\text{W}$	$2.80^\circ\text{N}; 75.79^\circ\text{W}$
Profundidad:	< 10 km	12.1 km	9 km	11.5 km
Magnitud:	6.4 M_L	6.8 M_W	6.8 M_{WC}	6.8 M_{WW}

* Zacharie Duputel, *Institut de Physique du Globe de Strasbourg*, Francia.

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

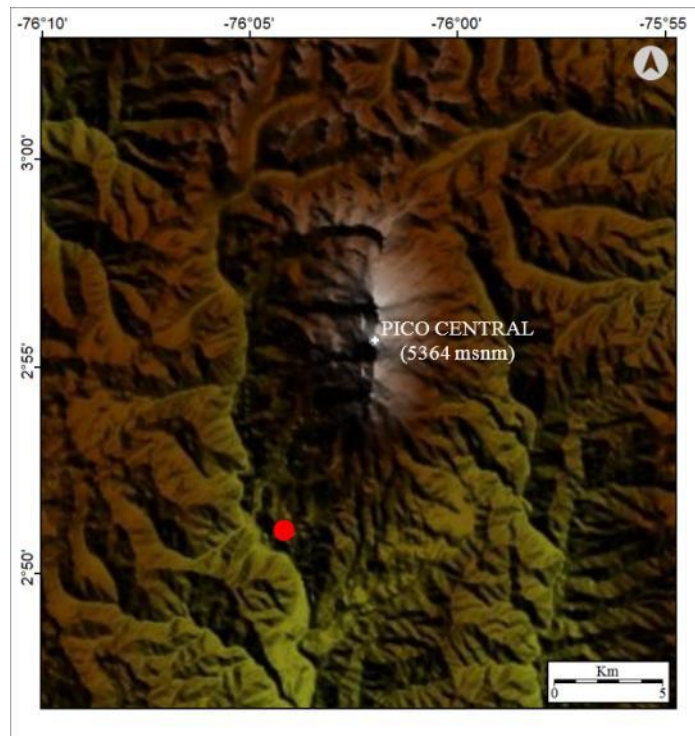


Fig. 4.1. Localización epicentral del terremoto del Páez del 6 de junio de 1994, extremo SW del edificio volcánico del Nevado del Huila.

El terremoto del Páez ocasionó múltiples deslizamientos en las montañas adyacentes que al caer sobre el cauce del río Páez y sus principales afluentes, los ríos San Vicente y Moras, generaron una avalancha de grandes proporciones (Fig. 4.2) (Calderón, et al., 1997). La avalancha se encauzó por la cuenca del río Páez y arrasó varias poblaciones rurales y parte del área ribereña del municipio de Belalcázar, alrededor de 1100 personas perdieron la vida por causa de este fenómeno natural (Wilches-Chaux, 1995; Scott, et al., 2001). Los deslizamientos fueron producto de la sobresaturación hídrica del suelo, consecuencia directa de la intensa temporada invernal que ocurre en la zona, durante esa época del año (Pulgarín, 2000).

4.1.1 Réplicas

El reajuste y la redistribución del estado de esfuerzos en la corteza terrestre, luego de un evento tectónico de gran magnitud, se da a través de la secuencia de réplicas que se

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

registran en un período variable de días, meses e incluso años (INGEOMINAS, 1994; RSNC, 1994; Jiménez-Pinilla, 1997, *Earthquake Hazards Program* – USGS, 2018). Las réplicas son eventos sísmicos de menor magnitud que ocurren en la misma zona de origen del evento principal, a distancias de entre 1 y 2 veces la longitud de la ruptura ocasionada por el evento mayor (INGEOMINAS, 1994; RSNC, 1994; Jiménez-Pinilla, 1997; *Earthquake Hazards Program* - USGS).



Fig. 4.2. Zona de mayor afectación tanto por los deslizamientos de tierra ocasionados por el terremoto del Páez como por la avalancha que se formó a causa de los mismos deslizamientos. La foto fue tomada al sur de las poblaciones de Dublín (epicentro del terremoto) e Irlanda, Belalcázar – Cauca, a la altura de la desembocadura del río San Vicente en el cauce del río Páez (Foto Manuel Barona, 1994).

El terremoto del Páez, por sus características, evento superficial de gran magnitud, generó un número importante de réplicas. Alrededor de 800 eventos sísmicos con magnitudes $1.8 \leq M_L \leq 4.8$ ocurrieron desde el momento del evento principal hasta las 12:00 horas del 30 de junio de 1994, y fueron registrados y localizados por la RSNC (INGEOMINAS, 1994; RSNC, 1994). La tendencia en la ocurrencia de las réplicas tuvo un comportamiento de tipo exponencial, típico de secuencias similares observadas en otros lugares del planeta (Fig. 4.3) (INGEOMINAS, 1994; RSNC, 1994).

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

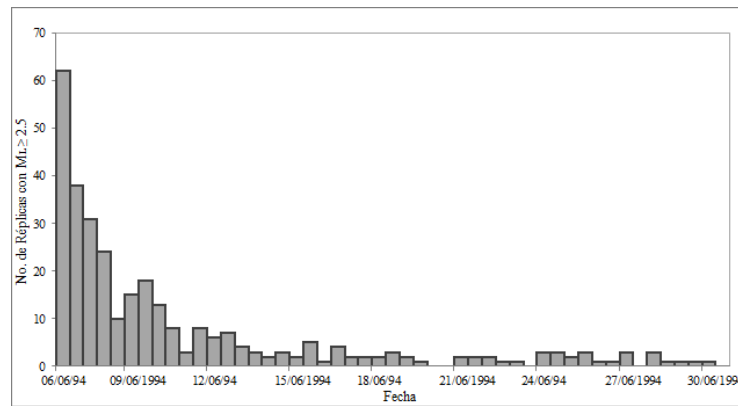


Fig. 4.3. Distribución temporal de las réplicas con magnitudes $M_L \geq 2.5$ registradas entre el 6 y el 30 de junio de 1994 (modificado de RSNC, 1994).

La localización preliminar de las réplicas con magnitud $M_L \geq 2.5$ que realizó la RSNC definió una zona epicentral distribuida a lo largo de una estrecha banda de 10 km de ancho por 40 km de largo, con una orientación N25°E, que delimitó un área de ruptura superficial con hipocentros localizados a menos de 10 km de profundidad, generalmente (Fig. 4.4a) (INGEOMINAS, 1994; RSNC, 1994). Jiménez-Pinilla (1997) corrigió el modelo de velocidad utilizado por la RSNC e hizo la relocalización de 507 réplicas. Posteriormente seleccionó las localizaciones con menor error cuadrático medio, RMSE (*Root Mean Square Error*), para modelar la zona epicentral. El resultado fue una franja más constreñida, con orientación N23°E, que inició en el VNH y se extendió hasta 40 km al SW (Fig. 4.4b y 4.5) (Jiménez-Pinilla, 1997).

Las réplicas localizadas tanto por la RSNC como por Jiménez-Pinilla (1997) definen zonas epicentrales orientadas en direcciones que coinciden con la orientación general de los sistemas de fallas presentes en el área de influencia del VNH (Fig. 2.5). Sin embargo, a fin de establecer un posible compromiso del edificio volcánico del Nevado del Huila, se graficaron nuevamente los epicentros de las réplicas determinados por Jiménez-Pinilla (2007), en un mapa que incluye un modelo del relieve de la zona (Fig. 4.5). El nuevo mapa permite apreciar que el edificio volcánico no tuvo una afectación aparente a causa del terremoto. Las réplicas inician en la zona epicentral del evento, a la altura de la falla Calambayú (Fig. 2.5), en el extremo sur del volcán, y se extienden hacia el SW.

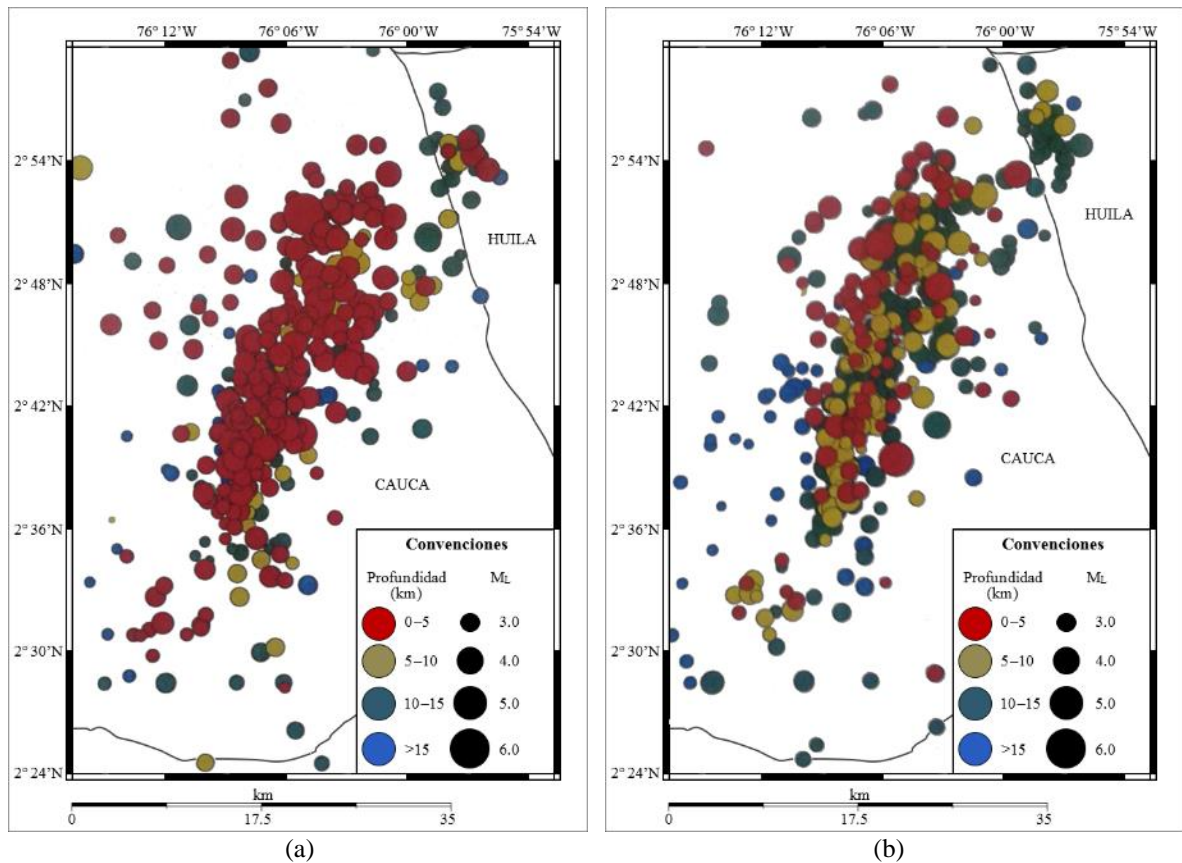


Fig. 4.4. Distribución epicentral de las réplicas del terremoto del Páez. (a) Localización realizada por la RSNC (1994) (modificado de Jiménez-Pinilla, 1997). (b) Localización efectuada por Jiménez-Pinilla (1997) (modificado de Jiménez-Pinilla, 1997).

4.1.2 Mecanismo focal

En virtud de la magnitud alcanzada, el terremoto del Páez fue ampliamente registrado por la Red Sismográfica Global, GSN (*Global Seismographic Network*), además de la RSNC, red local. Por esta razón, diversas soluciones del mecanismo focal, derivadas del método de primeras polaridades de las ondas P y del cálculo del tensor de momento sísmico, M , han sido propuestas. Las soluciones derivadas de los registros de la red local se resolvieron por el método de primeras polaridades, mientras que las soluciones halladas a partir de los registros de la GSN se determinaron mediante el cálculo del tensor de momento sísmico (M). Las soluciones y los diferentes parámetros encontrados para cada una de ellas están relacionados en la tabla 4.2.

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

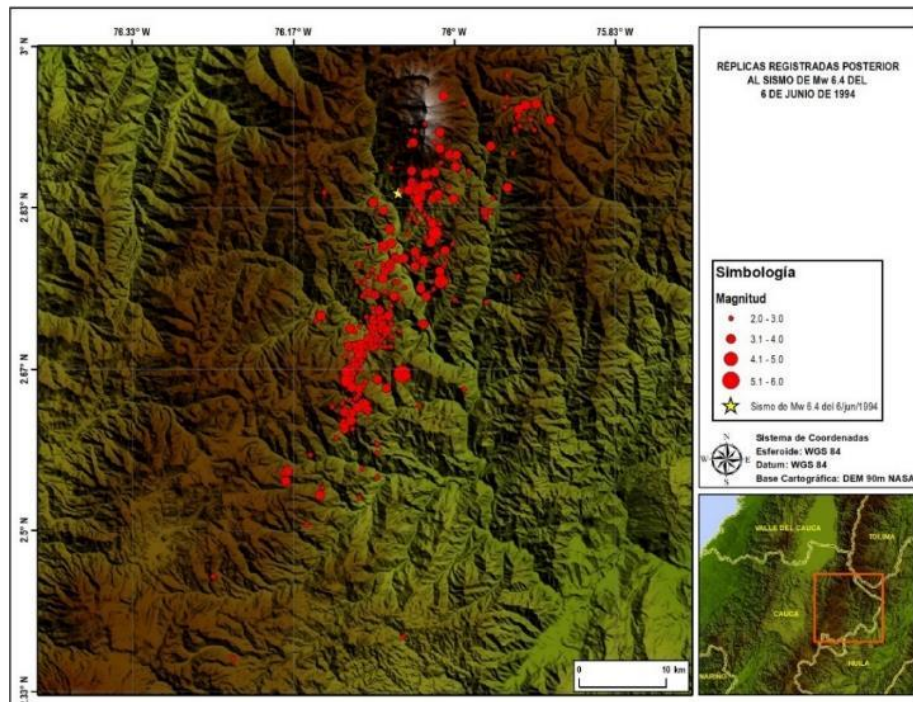


Fig. 4.5. Zona epicentral del terremoto del Páez definida por la localización de las réplicas de Jiménez-Pinilla (1997)

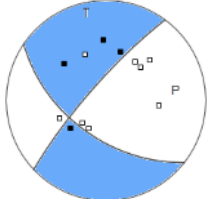
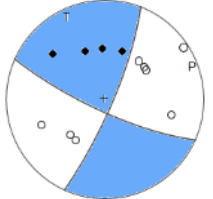
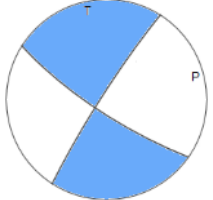


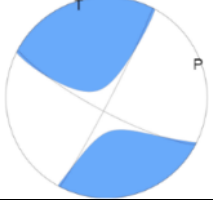
No obstante las diferencias existentes entre las diversas soluciones del mecanismo focal, todas ellas muestran consistencia en los parámetros que describen el plano nodal principal, esto es, orientación (*strike*), ángulo de buzamiento (*dip*) y dirección del deslizamiento (*rake*) (Tabla 4.2). Las orientaciones del plano de falla halladas en las soluciones del mecanismo focal coinciden con la orientación preferencial de las fallas y sistemas de fallas que actúan en la zona epicentral del terremoto (Fig. 2.5). Respecto a la solución de la RSNC (1994), cabe mencionar que esta corresponde a una solución preliminar, susceptible de ser mejorada.

Inicialmente se consideró que el terremoto del Páez estuvo asociado con la reactivación de un segmento del sistema de fallas Moras E, la falla Calambayú (INGEOMINAS, 1994; RSNC, 1994; Ardila y Monsalve, 1996); sin embargo, en un trabajo posterior, Jiménez-Pinilla (1997) propuso, a raíz de los resultados en la relocalización de las réplicas y la solución del mecanismo focal, que el terremoto había sido generado por la falla Irlanda, segmento perteneciente también al sistema de fallas Moras E, con una orientación 23°E/82°SE (Taboada *et al.*, 1998; Pulgarín, 2002). La falla Irlanda está localizada, de

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

manera cubierta, desde la cima del volcán hasta el N de la población de Irlanda, al SE del corregimiento de Dublín, zona epicentral del terremoto según el reporte de la RSNC (Fig. 1.1) (Pulgarín, 2002).

Tabla 4.2. Soluciones del Mecanismo Focal del terremoto del Páez, 1994 (RSNC, 1994; Jiménez-Pinilla, 1997; ISC, 2018; NEIC, 2018).

Fuente	Método	Plano nodal 1			Plano nodal 2			Mecanismo Focal
		<i>strike</i>	<i>dip</i>	<i>rake</i>	<i>strike</i>	<i>dip</i>	<i>rake</i>	
RSNC (1994)	Primeros arribos	228.9	82	-146				
Jiménez-Pinilla (2007)	Primeros arribos	23°	82°	170°				
NEIC	Tensor de momento sísmico	123°	79°	-3°	214°	87°	-169°	
GCMT	Tensor de momento sísmico	206°	76°	170°	299°	80°	14°	
CHOY*	Tensor de momento sísmico	30°	83°	165°	122°	75°	7°	
DUPUTEL	Tensor de momento fase W	27°	87°	169°	118°	79°	3°	

* George L. Choy, U.S. Geological Survey, Denver, Colorado

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

En cuanto al mecanismo involucrado en el terremoto del Páez, todas las soluciones coinciden en que fue un fallamiento de movimiento lateral derecho. Sin embargo, el *International Seismological Centre*, ISC propone el mismo mecanismo con una pequeña componente inversa, a partir de las soluciones propuestas por el NEIC y el GCMT (ISC, 2018).

4.1.3 Sismicidad histórica en la zona del terremoto del Páez

La región sur del eje de la Cordillera Central Colombiana, sector de confluencia de los sistemas de fallas Romeral y Salento, y zona epicentral del terremoto del Páez, es un territorio de sismicidad histórica poco conocida (Ardila y Monsalve, 1996; Jiménez-Pinilla, 1997; Taboada *et al.*, 1998; Pulgarín *et al.*, 2001; Correa, 2009). Estudios como el Catálogo de Sismicidad Histórica de Colombia, de Armando Espinosa Baquero (1993), reportan la ocurrencia de eventos importantes en el departamento del Cauca (INGEOMINAS, 1994; RSNC, 1994, Jiménez-Pinilla, 1997). Terremotos destacados, tales como los ocurridos en 1736, 1827, 1885 y 1983 (Tabla 4.3 y Fig. 4.6), han sido responsables de la destrucción parcial de Popayán. Sin embargo, de la zona epicentral del terremoto del Páez no existe reporte alguno que relacione sismicidad histórica (Fig. 4.6) (INGEOMINAS, 1994; RSNC, 1994; Taboada *et al.*, 1998).

Tabla 4.3. Sismicidad histórica en el departamento del Cauca y zona epicentral del terremoto del Páez (INGEOMINAS, 1994; RSNC, 1994; Jiménez-Pinilla, 1997).

Fecha	Lugar	Latitud	Longitud	Intensidad
1566	Popayán (Cauca)	2.5°	-76.6°	VII
09/02/1736	Popayán (Cauca)	2.5°	-76.6°	VIII
25/04/1751	Calibío (Cauca)	2.5°	-76.5°	VII
1765	Almaguer (Cauca)	1.9°	-76.8°	VI
17/09/1817	Calibío (Cauca)	2.5°	-76.5°	VII
15 ó 25/05/1885	Popayán (Cauca)	2.5°	-76.6°	VIII
11/09/1893	Popayán (Cauca)	2.5°	-76.6°	VII
29/03/1946	E del Volcán Puracé (Huila)	2.3°	-76.3°	VII
23/05/1957	W de Villa Colombia (Valle)	3.1	-76.9°	VII
31/03/1983	W de Popayán (Cauca)	2.46	-76.7°	IX

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

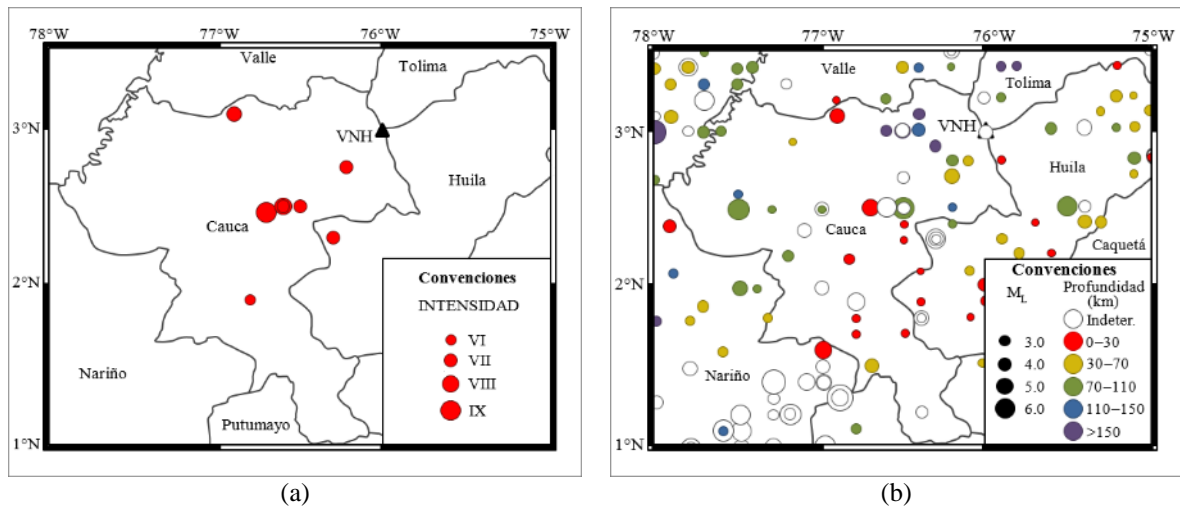


Fig. 4.6. Sismicidad histórica en el departamento del Cauca. (a) Catálogo de sismicidad histórica de Colombia de Espinosa (1994) (modificado de Jiménez-Pinilla, 1997). (b) Catálogo de Terremotos para América del Sur, 1566 a 1991, CERESIS (modificado de Jiménez-Pinilla, 1997).

4.2 RELOCALIZACION DE EVENTOS VT

4.2.1 Programa Hypo-DD

El análisis de las distribuciones hipocentrales de eventos VT para la interpretación de campos de esfuerzos tectónicos regionales y locales requiere del offset espacial preciso entre los hipocentros (Waldhauser y Ellsworth, 2000). La incertidumbre en la localización rutinaria de los hipocentros afecta la confiabilidad de los resultados; en muchas ocasiones, el error es mayor que las dimensiones de la fuente (Waldhauser y Ellsworth, 2000).

La precisión en la localización absoluta de hipocentros es controlada por factores como: geometría de la red, fases disponibles, precisión en la lectura de los tiempos de arribo y modelo de velocidad (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Un modelo de velocidad unidimensional es una limitante en la precisión de las localizaciones, sesgos sistemáticos en los tiempos de viaje estimados pueden ser introducidos por las variaciones tridimensionales de la velocidad (Waldhauser y Ellsworth, 2000). El efecto de los errores inducidos por

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

modelos de velocidad poco precisos se puede minimizar mediante la utilización de técnicas de localización relativas (Waldhauser y Ellsworth, 2000).

Waldhauser y Ellsworth (2000) desarrollaron una eficiente técnica que permite la relocalización simultánea de numerosos eventos, a través de grandes distancias. Ellos combinaron el diferencial de los tiempos de viaje de ondas P y S derivados de métodos de correlación espectral, con diferencias de tiempos de viaje creadas a partir de catálogos de datos, y minimizaron las diferencias residuales entre los tiempos de viaje observados y calculados, para parejas de eventos en estaciones comunes, mediante el ajuste iterativo del vector diferencial entre los hipocentros (Waldhauser y Ellsworth, 2000; Prejean, 2002).

El algoritmo de la doble diferencia, DD, toma ventaja del hecho: si la distancia epicentral entre dos eventos es pequeña comparada con la distancia de los eventos a las estaciones y con el espesor de las capas del modelo de velocidad utilizado, las trayectorias de los rayos, entre la fuente y la estación en común, son casi similares a lo largo de todo el recorrido (Waldhauser y Ellsworth, 2000; Waldhauser; 2001; Berger, 2010). Por tanto, la diferencia en los tiempos de viaje de dos eventos observados en una misma estación se puede atribuir al offset espacial entre ellos, los errores absolutos son de origen común excepto en la pequeña región donde difieren las trayectorias (Waldhauser y Ellsworth, 2000; Waldhauser; 2001; Berger, 2010). Esta consideración permite minimizar los efectos de la estructura cortical desconocida sin necesidad de adicionar correcciones de las estaciones (Prejean, 2002).

El fundamento matemático del algoritmo DD, a partir del cual se implementó el programa de relocalización Hypo-DD, se construyó a partir del método de localización de Geiger que consiste en linealizar, mediante una serie de Taylor de primer orden, la ecuación:

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds \quad \text{ec. 4.1}$$

donde: T , es el tiempo de arribo de un evento i a una estación k ; τ , es el tiempo de origen del evento i ; u , es el campo de lentitud y ds , es el diferencial de la longitud del recorrido

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

(Waldhauser y Ellsworth, 2000; Waldhauser; 2001). El resultado relaciona ajustes en las posiciones relativas de los hipocentros con la diferencia entre el tiempo de viaje observado y calculado, a través de las derivadas parciales de los tiempos de viaje con respecto a las variables desconocidas (Waldhauser y Ellsworth, 2000; Waldhauser; 2001; Berger, 2010). El residual entre el diferencial del tiempo de viaje calculado y observado para dos eventos i y j , registrados en la estación k , se define como:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad \text{ec. 4.2}$$

Waldhauser y Ellsworth (2000) denominaron la ecuación 4.2 como ecuación de la doble diferencia.

El programa de relocalización Hypo-DD calcula los tiempos de viaje y las derivadas parciales, en un modelo de velocidad unidimensional o tridimensional para los hipocentros comunes a la estación donde se registró la fase (Waldhauser y Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001). Los residuales doble diferencia, para parejas de eventos en cada estación, son minimizados por mínimos cuadrados conjugados a través del método de descomposición del valor singular, SVD, (*Singular Value Decomposition*) o del método de gradientes conjugados aplicado al problema de mínimos cuadrados, LSQR (Page y Saunders, 1982; Waldhauser; 2001). Las características del algoritmo DD permiten que el programa Hypo-DD trabaje con catálogos de datos o con la correlación cruzada de formas de onda, suministrados por casi cualquier red sismológica (Waldhauser y Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001).

El programa Hypo-DD ha sido utilizado con éxito en la relocalización de conglomerados de eventos localizados en ambientes netamente tectónicos o en entornos volcánicos. Prejean (2002) relocalizó alrededor de 45000 eventos, registrados entre 1980 y agosto de 2000 en el área mayor de la Caldera Long Valley, California. Ella utilizó las lecturas de los tiempos de arribo de las ondas P, rutinariamente determinadas en el *Northern California Earthquake Data Center*, NCEDC, y un modelo de velocidad unidimensional (Prejean *et al.*, 2002). La relocalización del clúster de eventos registrado entre julio de 1997 y enero de 1998 permitió

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

observar detalles estructurales tales como planos de falla activos que no habían sido visualizados a partir de la localización rutinaria (Fig. 4.7) (Waldhauser, 2001; Prejean *et al.*, 2002; McNutt, 2005).

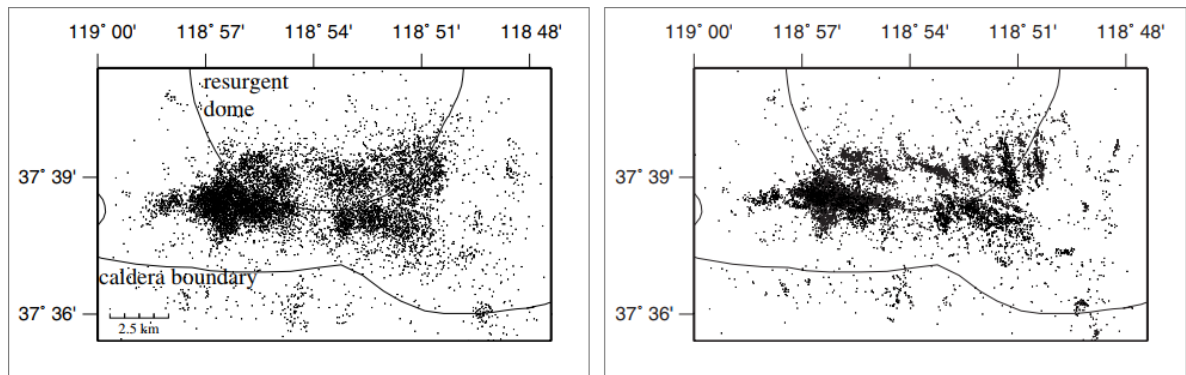


Fig. 4.7. Actividad sísmica registrada en la Caldera Long Valley, California, entre julio de 1997 y enero de 1998. Las imágenes muestran la distribución de hipocentros antes (izquierda) y después (derecha) de la relocalización con el programa Hypo-DD (Prejean *et al.* 2002).

4.2.2 Sismicidad VT en el VNH

La localización de la sismicidad VT registrada en el VNH inicio en mayo de 1996, luego de la instalación de la estación Verdún, en el extremo norte del volcán. A partir de esa fecha, alrededor de 15500 eventos con magnitudes $M_D \geq 0.0$ han sido localizados con el programa Hypo71 y un modelo de velocidad unidimensional de capas planas (Tabla 4.4). La distribución de los hipocentros, resultado de la localización cotidiana que realiza el OVS-Popayán, inicialmente muestra una clara orientación NE-SW, acorde con el régimen de esfuerzos tectónico que impera en la zona (Fig. 4.8).

En consideración a la restricción del programa Hypo-DD de un mínimo de cuatro (4) estaciones para realizar la relocalización de eventos, y con el fin de establecer una posible relación entre la actividad del VNH y la distribución de los hipocentros, fue necesario dividir en tres períodos la sismicidad VT registrada y localizada en el volcán y zonas aledañas. Los períodos se establecieron de acuerdo con el nivel de actividad del volcán y con la

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

configuración de la red de estaciones sísmicas. Los detalles de la segmentación se relacionan en la tabla 4.5.

Tabla 4.4. Modelo de velocidad unidimensional de capas planas utilizado en la localización de eventos VT registrados en el VNH (Raigosa y Cardona, 2000).

Velocidad de onda P (km/s)	Profundidad (km)
3.60	0.000
4.60	0.950
5.50	1.950
6.10	4.000
6.60	14.000
7.80	30.000

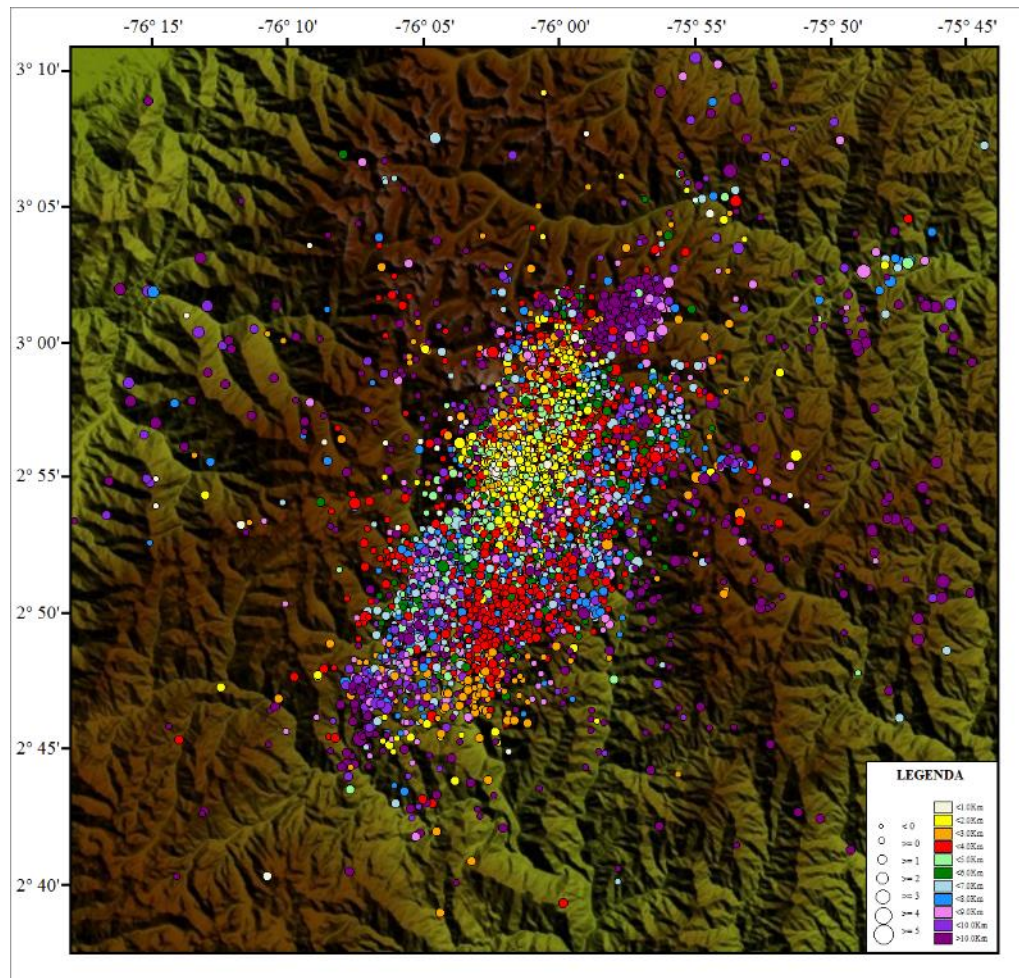


Fig. 4.8. Distribución de los hipocentros de eventos VT registrados en el NVH, entre mayo de 1997 y febrero de 2015.

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

Tabla 4.5. Períodos de localización en los que se dividió la sismicidad VT registrada en el VNH.

Fecha	Actividad del VNH	No. Eventos	Magnitud considerada
09/1999–03/2001	Baja, período pre-eruptivo	429	$M_D \geq 0.0$
07/2008–12/2011	Alta, período eruptivo	1957	$M_L \text{ ó } M_D \geq 1.2$
05/2012–02/2015	Baja, Período post-eruptivo	810	$M_L \text{ ó } M_D \geq 0.8$

La continua variación del personal que interviene en la localización de la sismicidad VT que se realiza en el OVS-Popayán, agrega una componente adicional asociada con el criterio de localización de cada persona a los errores relacionados al modelo de velocidad utilizado y a la distribución de las estaciones en el edificio volcánico. Por tal razón, antes de realizar la relocalización con el programa Hypo-DD, fue necesario localizar de nuevo toda la sismicidad que cumplió con la restricción del programa, a fin de minimizar los errores por apreciación en la localización.

4.2.3 Relocalización de eventos VT a través del programa Hypo-DD.

La relocalización de eventos VT registrados en el VNH se realizó a partir del modelo de velocidad unidimensional de la tabla 4.4 y de un catálogo de datos que contiene los tiempos de arribo de las ondas P. El procedimiento fue el siguiente:

Período de 09/1999 a 03/2001

Para este período se consideró toda la sismicidad VT con magnitudes $M_D \geq 0.0$, 429 eventos en total. Si bien el número de eventos es bajo, en el mapa de la figura 4.9 se puede observar que la distribución de los hipocentros tuvo una orientación preferencial en dirección NE-SW, con rangos de profundidad de 1 a 12 km.

La mejor configuración del programa Hypo-DD, para la relocalización de los eventos VT seleccionados en este período, se logró con una distancia entre hipocentros menor a 3 km y una distancia entre pares de eventos y estaciones menor a 30 km. Sin embargo, los resultados no son satisfactorios, los hipocentros continúan dispersos (Fig. 4.10a) y solo se aprecian

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

pequeños alineamientos en la parte alta del volcán y en el sector NE (Fig. 4.10a). Así mismo, no existen observaciones relevantes en los cortes transversales, NE-SW y NW-SE, seleccionados para el análisis de la distribución de hipocentros, en profundidad (Fig. 4.10c y 4.10d).

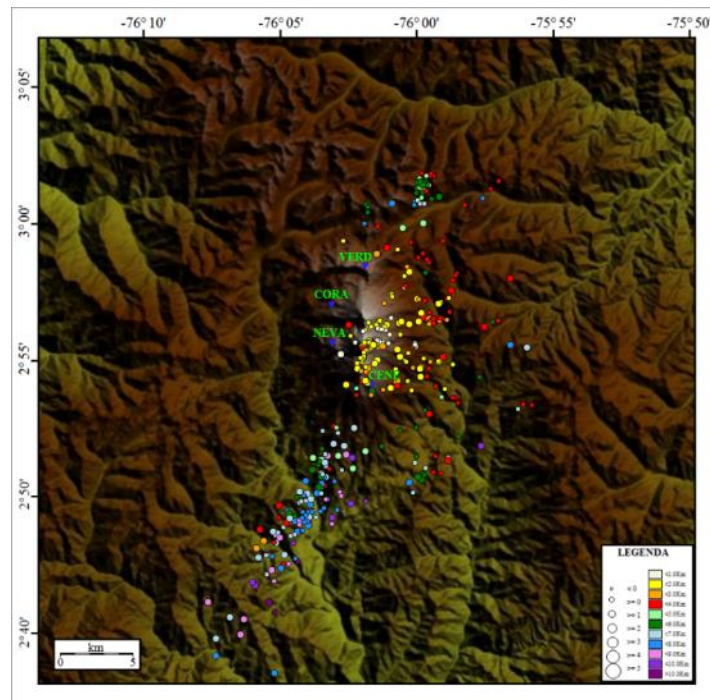
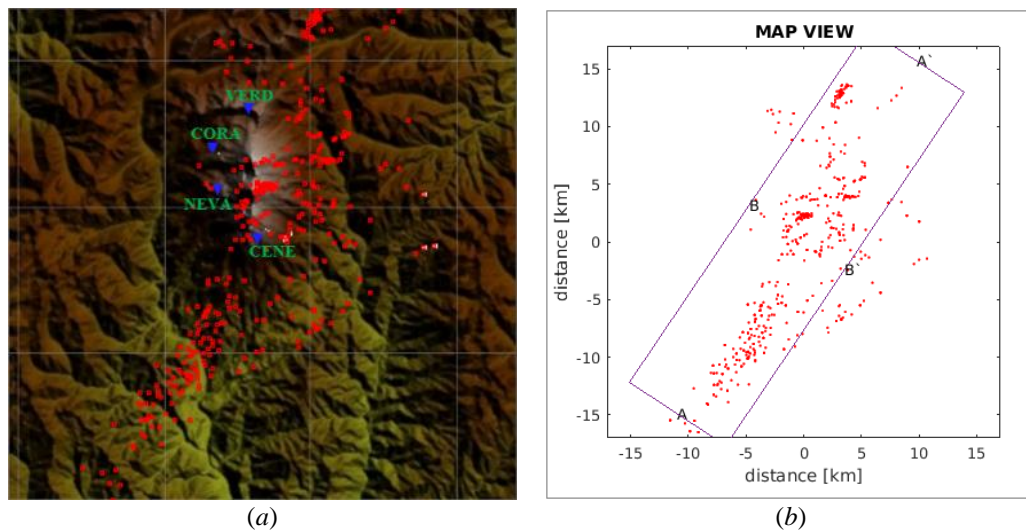


Fig. 4.9. Distribución de hipocentros de los eventos VT registrados entre 1999–2001 y localizados en las cuatro (4) estaciones ubicadas en el VNH.



4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

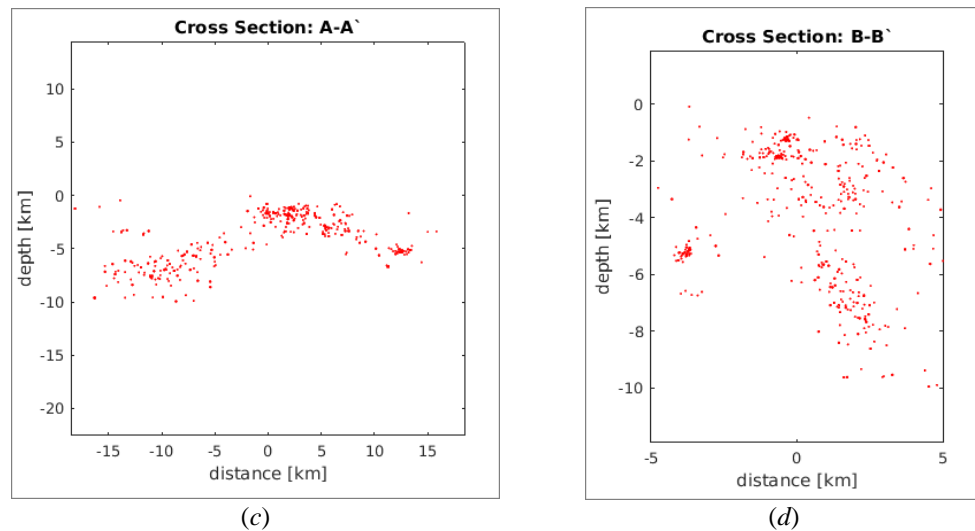


Fig. 4.10. Resultado del programa Hypo-DD para la sismicidad VT seleccionada en el período de 09/1999 a 03/2001. (a) Distribución de hipocentros. (b) Secciones transversales de análisis. (c) Sección transversal en dirección NE-SW. (d) Sección transversal en dirección NW-SE.

Período de 07/2008 a 12/2011

Es durante este período que se desarrolla la etapa eruptiva del VNH y se presenta el mayor incremento en la actividad sísmica volcánica, alrededor de 10000 eventos VT con magnitudes $M_D \geq 0.0$ ocurrieron en este lapso. Sin embargo, sólo se seleccionaron aquellos eventos con magnitudes M_D o $M_L \geq 1.2$, un total de 1957 eventos registrados en cuatro (4) estaciones, cumplieron con este criterio. La distribución epicentral de esta actividad sísmica se concentró en el edificio volcánico, en dos fuentes sísmicas principales, la primera localizada en la parte alta del volcán, con hipocentros menores a 5 km, y la segunda ubicada en el sector SW donde los eventos ocurrieron a profundidades mayores (Fig. 4.11).

A causa de la concentración de eventos que ocurrió en zonas específicas del volcán, en la configuración del programa Hypo-DD se estableció una distancia menor a 3 km entre eventos vecinos y una distancia menor a 20 km entre pares de eventos y estaciones para este período de relocalización. Los resultados fueron satisfactorios, dos lineamientos se definieron en la fuente sísmica del SW, un conglomerado puntual en la parte del volcán, entre el Pico Central y el Pico Sur (lugar cercano al sitio de emplazamiento del domo lávico en noviembre de

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

2008), y otro pequeño alineamiento entre el Pico Central y el Pico Norte, también en la parte alta del volcán (Fig. 4.12a y 4.12b). Los cortes transversales para el análisis en profundidad de los hipocentros fueron seleccionados de acuerdo con la orientación de los alineamientos o en el intento por cubrir toda la zona epicentral, en el caso del conglomerado de la parte alta.

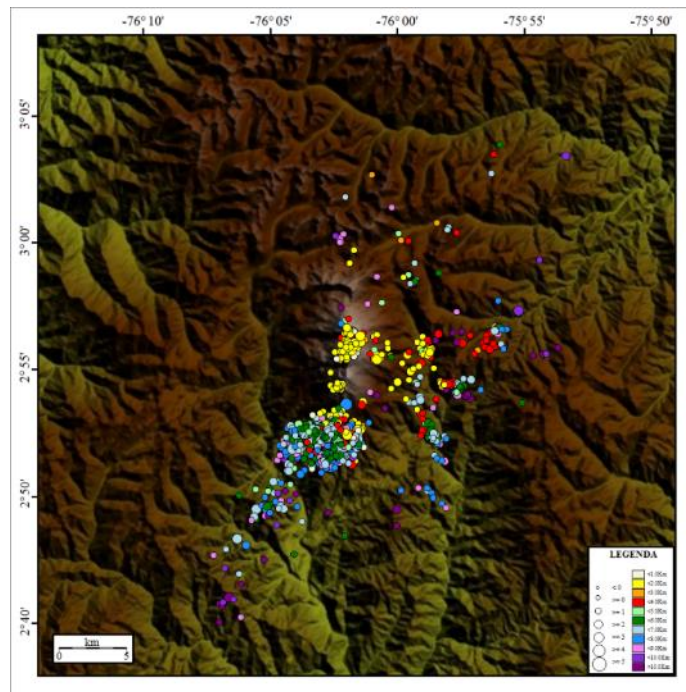
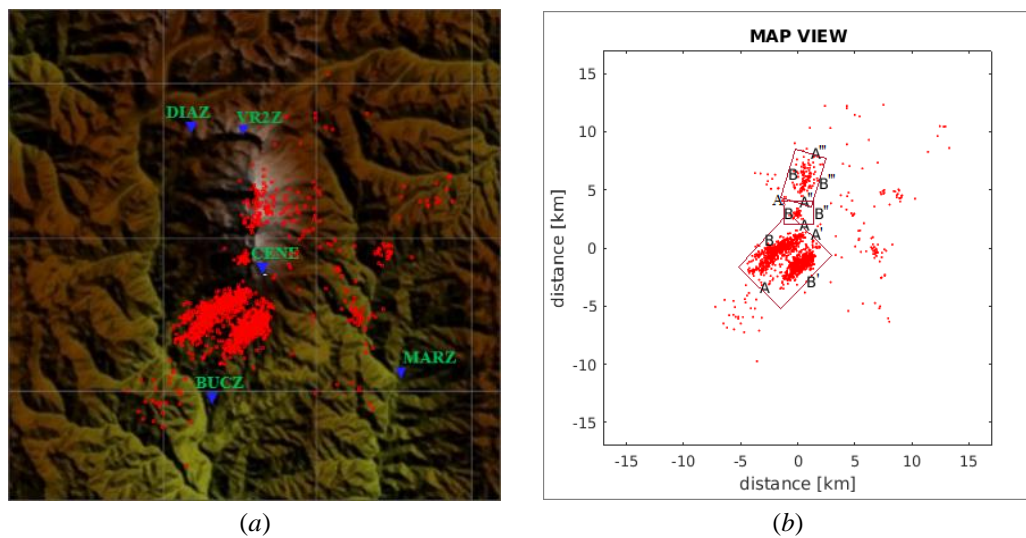


Fig. 4.11. Distribución de los hipocentros de eventos VT registrados y localizados entre 2008 y 2011, en el VNH.



(a)

(b)

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

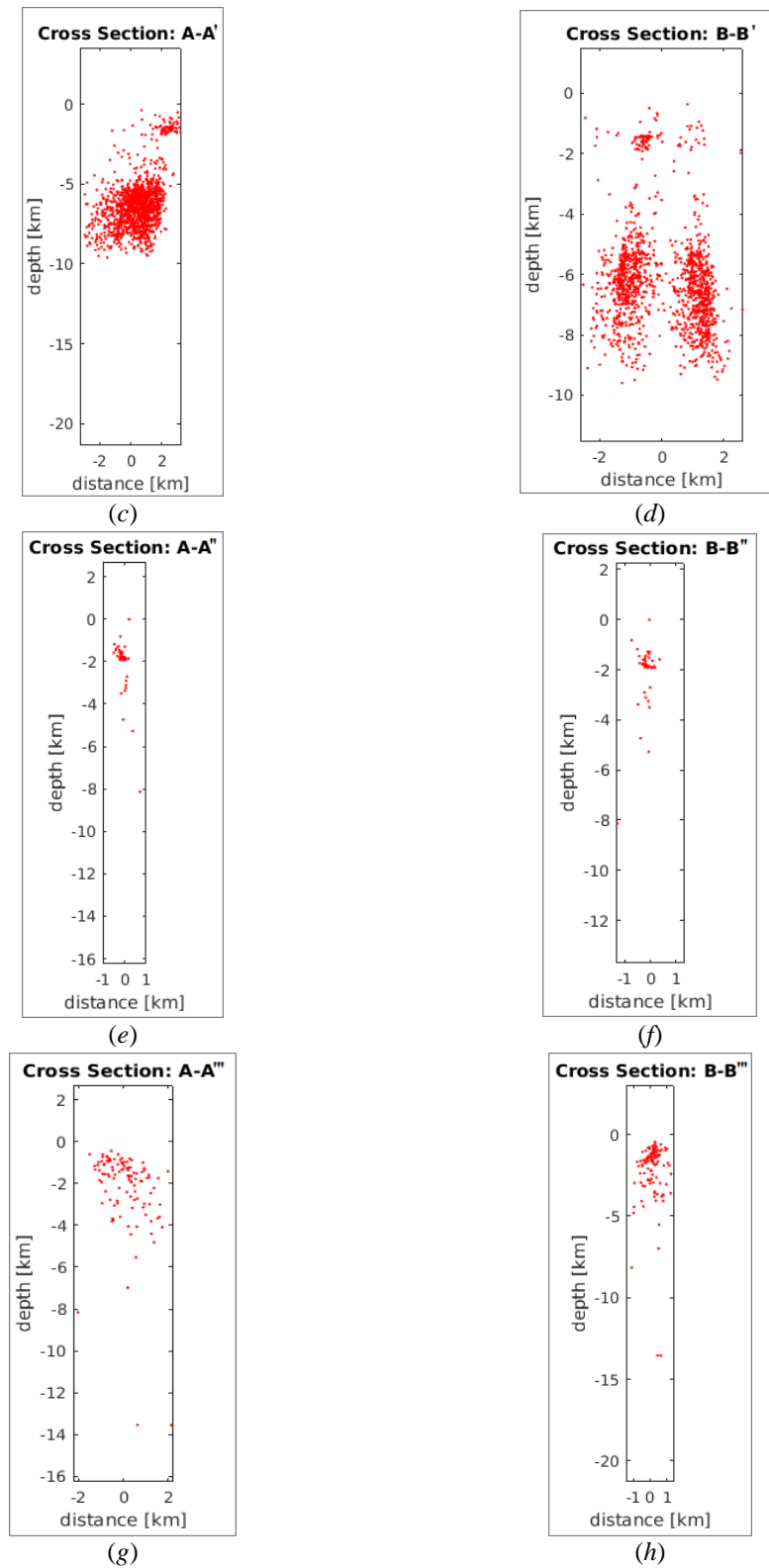


Fig. 4.12. Resultado del programa Hypo-DD para los eventos VT seleccionados en el período de 2008 a 2011, de la sismicidad VT registrada y localizada en el VNH. (a) Distribución epicentral de las relocalizaciones. (b)

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

Áreas transversales seleccionadas para el análisis en profundidad de los hipocentros. (c) y (d) Secciones transversales en las direcciones NE-SW y NW-SE, de los dos lineamientos localizados en el sector SW. (e) y (f) Secciones transversales en las direcciones NS y EW del conglomerado de eventos localizado en la parte alta del volcán. (g) y (h) Secciones transversales en las direcciones NE-SW y NW-SE del pequeño alineamiento que se observa también en la parte alta del volcán.

El análisis en profundidad de los hipocentros relocalizados permite establecer que la sismicidad VT localizada en el sector SW del VNH estuvo distribuida a lo largo de dos fallas paralelas, orientadas en la dirección NE-SW con altos ángulos de buzamiento (Fig. 4.12c y 4.12d), las fallas Calambayú y Tóez de la Figura 2.5, posiblemente. El conglomerado de eventos, en la parte alta del volcán, describe una distribución vertical tanto en la sección transversal NS como en la sección transversal EW (Fig. 4.12e y 4.12f), hecho que sugiere la posible reactivación de un dique como consecuencia del ascenso de material magmático. Por último, la sismicidad VT registrada entre el Pico Central y el Pico Norte exhibe características poco claras, la alineación de eventos no es bien definida. Sin embargo, la sección transversal NE-SW permite observar una amplia distribución horizontal de los hipocentros en la dirección NE-SW, suceso que plantea la posible existencia de una estructura superficial relacionada a la grieta NE-SW de abril de 2007.

Período de 05/2012 a 02/2015

El período corresponde con el inicio de la etapa de relajación del sistema volcánico. La sismicidad VT registrada y localizada durante esta época presentó un decremento substancial, y se caracterizó por una distribución dispersa de los hipocentros en el sector SW y la activación de una nueva fuente sísmica al NE del volcán (Fig. 4.13). Un total de 810 eventos con magnitudes M_D o $M_L \geq 0.8$ fueron seleccionados para la relocalización con el programa Hypo-DD, el cual fue configurado para distancias menores a 5 km entre eventos vecinos, y distancias menores a 45 km entre eventos y estaciones, de acuerdo con la distribución de la red de estaciones sismológicas que influyó en la selección de los parámetros de entrada (Fig. 4.14a).

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

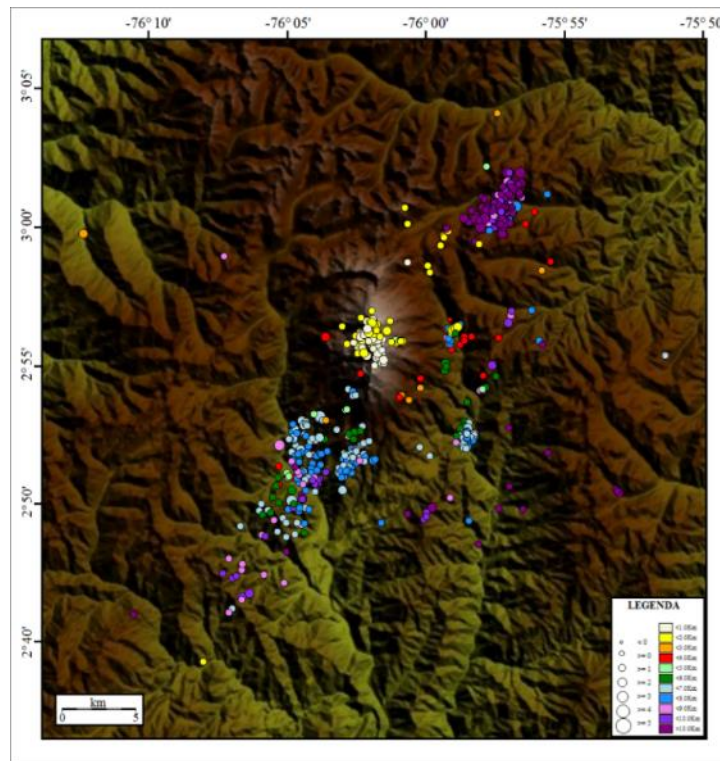


Fig. 4.13. Distribución de hipocentros de sismicidad VT registrada y localizada entre 2012 y 2015, en el VNH.

La relocalización de la sismicidad VT tuvo resultados satisfactorios y acordes con los niveles de actividad presentados por el volcán durante este período. Los gráficos de la Figura 4.14 permiten observar que la sismicidad registrada en el sector SW del edificio volcánico no presentó una distribución definida que pueda relacionarse con alguna estructura geológica existente en la zona (Fig. 4.14a y 4.14b); los eventos VT de la parte alta del volcán se concentraron en torno al Pico Central, a profundidades superficiales y sin orientación preferencial definida (Fig. 4.14b y 4.14c), y, por último, la actividad sísmica localizada en la nueva fuente sísmica presentó una clara orientación en dirección NE-SW (Fig. 4.14d y 4.14e), y pudo estar relacionada con la activación de un segmento del sistema de fallas Moras W (Fig. 2.5). Un aspecto importante de la nueva fuente sísmica es que los eventos localizados en ella se hallan distribuidos en dos franjas con profundidades diferentes (Fig. 4.14f), sería importante establecer si esta diferencia está relacionada a distintos períodos de ocurrencia.

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

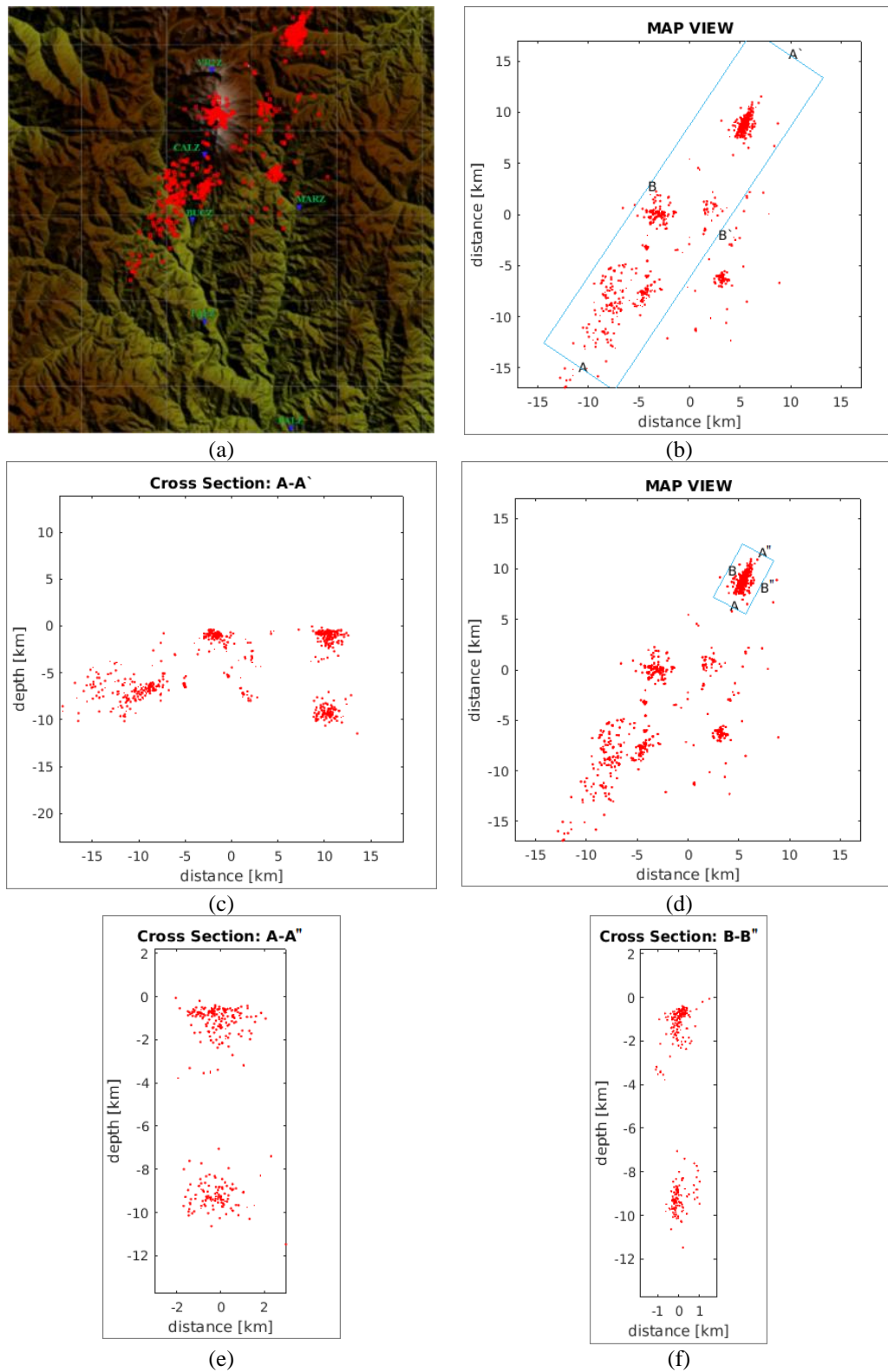


Fig. 4.14. Resultados del programa Hypo-DD para los eventos VT seleccionados en el período 05/2012–02/2015. (a) Distribución epicentral de las localizaciones. (b) Definición del área de estudio. (c) Sección

transversal en dirección NE-SW de toda el area de localizacion. (d) Area seleccionada para el análisis en profundidad de la sismicidad VT registrada al NE del volcán. (e) y(f) Cortes transversales en direccion NE-SW y NW-SE, de la fuente sísmica localizada al NE del volcán.

4.3 INVERSION DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO DE EVENTOS VT

La inversión del tensor de momento sísmico es una técnica comúnmente utilizada para describir la fuente sísmica de un terremoto (Dreger *et al.*, 2000; Minson y Dreger, 2008). El proceso consiste en modelar sismogramas sintéticos, mediante la inversión lineal de los desplazamientos observados en estaciones sismológicas, con funciones de Green debidamente calibradas (Dreger *et al.*, 2000; Muñoz-Martín y de Vicente, 2010; Morales-Yáñez, 2016). Los pesos de las funciones de Green corresponden a los elementos individuales del tensor de momento sísmico, M_{ij} (Minson y Dreger, 2008).

El tensor de momento sísmico está integrado por una componente isotrópica, M^{ISO} , y una componente deviatorica, M^{DEV} (Morales-Yáñez, 2016). La componente isotrópica consta de tres dipolos vector ortogonales y resuelve cambios volumétricos asociados con la fuente (Dreger *et al.*, 2000; Ford *et al.*, 2009). La parte deviatorica, a su vez, está constituida por un elemento doble-cupla, DC, y en un dipolo vector lineal compensado, CLVD (Morales-Yáñez, 2016). El elemento DC se compone de dos dipolos vector de igual magnitud con signos opuestos y resuelve mecanismos de cizalla en fallas orientadas 45° respecto a los vectores propios principales del tensor de momento (Dreger *et al.*, 2000). El CLVD está constituido por un dipolo vector principal con dos veces la fuerza y el signo opuesto, de dos dipolos vector ortogonales menores, y puede describir la separación o compresión de fallas sin cambio de volumen neto (Dreger *et al.*, 2000).

Anteriormente, el mecanismo de un terremoto era definido en términos de un sistema de fuerzas equivalentes, y los mecanismos de fallamiento de cizalla eran denominados doble cuplas, DC (Miller *et al.*, 1998). Sin embargo, recientes mejoras en la instrumentación

sismológica y técnicas de análisis han permitido identificar terremotos con mecanismos incompatibles con el sistema de fuerzas doble cupla y, a la vez, con el fallamiento de cizalla (Miller *et al.*, 1998).

Tensores de momento sísmico no doble cupla, NDC, han sido observados en una variedad de ambientes tectónicos y volcánicos (Miller *et al.*, 1998; Dreger *et al.*, 2000). Fuentes complejas, tales como una falla de tracción que requiere una combinación de las componentes deviatórica e isotrópica y la apertura de grietas, han sido propuestas para explicar algunos eventos volcánicos (Ford *et al.*, 2009; Dreger *et al.*, 2000).

Dreger *et al.*, (2000) realizaron la inversión del tensor de momento sísmico completo de 7 eventos registrados en la Caldera Long Valley, California, en noviembre de 2007. Los resultados revelaron componentes significativos de expansión volumétrica posiblemente relacionada con procesos magmáticos o hidrotermales (Dreger *et al.*, 2000). En un trabajo posterior, Minson y Dreger (2008) hicieron una corrección al método de inversión del tensor de momento completo y recalcularon las soluciones. Los resultados obtenidos a partir del método corregido son más acordes con otros estudios realizados para la sismicidad VT de la zona (Minson y Dreger, 2008).

4.3.1 Inversión del tensor de momento sísmico de eventos VT con magnitudes $M_L \geq 4.0$, registrados en el VNH.

En la inversión del tensor de momento sísmico de eventos VT registrados en el VNH se empleó la técnica PASI-MT desarrollada por Dreger y Ford (2011). El método consiste en generar sismogramas sintéticos a partir de las funciones de Green calculadas con un modelo de velocidad unidimensional de capas planas y los datos de origen del evento (Dreger y Ford, 2011). Posteriormente se realiza la inversión del tensor de momento, mediante el código Time-Domain Moment Tensor INVerse Code (tdmt_invc_iso), para una profundidad determinada, y se ajustan los sismogramas sintéticos a los sismogramas reales. El método es

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

iterativo, hasta encontrar las soluciones con el mejor ajuste entre sismogramas sintéticos y reales.

De acuerdo con las características del evento, el método de Dreger permite escoger el tipo de solución requerida, deviatorica o completa. Si la solución escogida es deviatorica, el tensor de momento sísmico se descompone en el tensor de momento DC y en el tensor de momento CLVD, y los resultados se expresan en términos de porcentajes. La componente DC se representa también en términos de los ángulos *strike*, *dip* y *rake*, que describen los dos planos nodales del mecanismo focal (Dreger y Ford, 2011).

La inversión del tensor de momento sísmico de los eventos VT con magnitudes $M_L \geq 4.0$ (Fig. 4.15 y Tabla 4.6), registrados en el VNH, se realizó con el modelo de velocidad de la RSNC (Tabla 4.7) y registros sísmicos de la RSNC, el OVS-Popayán y el Observatorio Sismológico de la Universidad del Quindío, OSQ (Fig. 4.16 y Tabla 4.8).

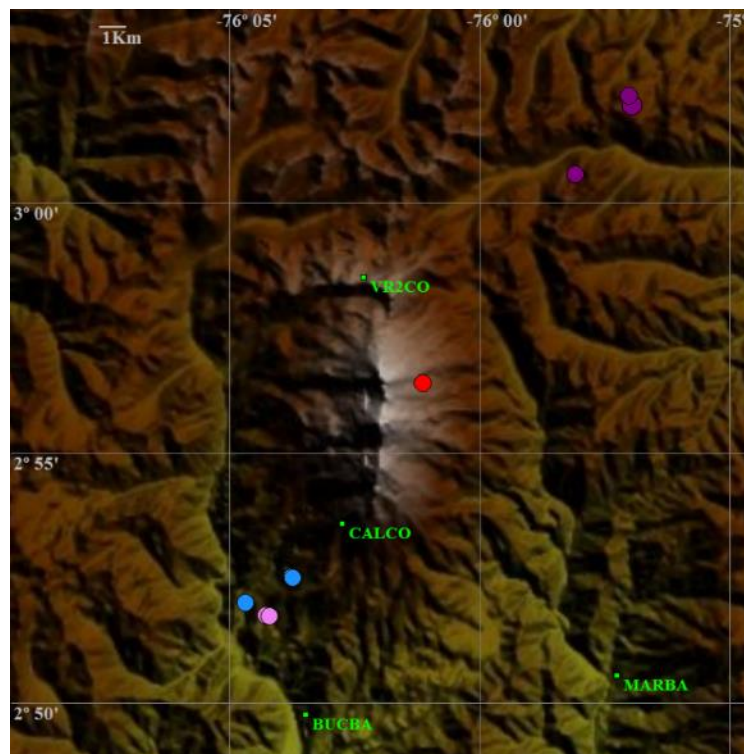


Fig. 4.15. Mapa de localización de los eventos VT con $M_L \geq 4.0$ registrados entre los años 2008–2015, en el VNH.

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

Tabla 4.6. Relación de eventos VT con magnitudes $M_L \geq 4.0$, registrados en el VNH.

Fecha	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (km)	Mag. M_L	Mag. M_b^*	Localización respecto al volcán
24/08/2008; 21:36	2.8945	-76.0337	7.98	4.2		S
02/09/2008; 17:18	2.9398	-76.0178	2.48	4.8	4.9	Parte alta
14/09/2008; 18:28	2.8752	-76.0625	7.84	4.4	4.1	SW
28/05/2009; 13:25	2.8628	-76.0715	8.48	4.0		SW
28/05/2009; 13:35	2.8623	-76.0702	8.18	4.8		SW
26/11/2011; 13:22	2.8668	-76.0783	7.42	4.0		SW
09/01/2014; 12:48	3.0088	-75.9685	12.65	4.8	5.0	NE
09/01/2014; 12:50	3.0098	-75.9607	10.63	4.2		NE
07/07/2018; 00:18	3.0357	-75.9243	9.01	4.5		NE

* NEIC

Tabla 4.7. Modelo de velocidad unidimensional de capas planas utilizado por la RSNC.

Profundidad de la capa superior (km)	vP (km/s)	vS (km/s)	Ω (g/cm^3)	Qp	Qs
0.0	4.80	2.697	2.660	410	230
4.0	6.60	3.708	3.020	410	230
25.0	7.00	3.933	3.100	410	230
32.0	8.00	4.494	3.300	410	230
40.0	8.10	4.551	3.320	410	230
100.0	8.20	4.607	3.340	1000	1000

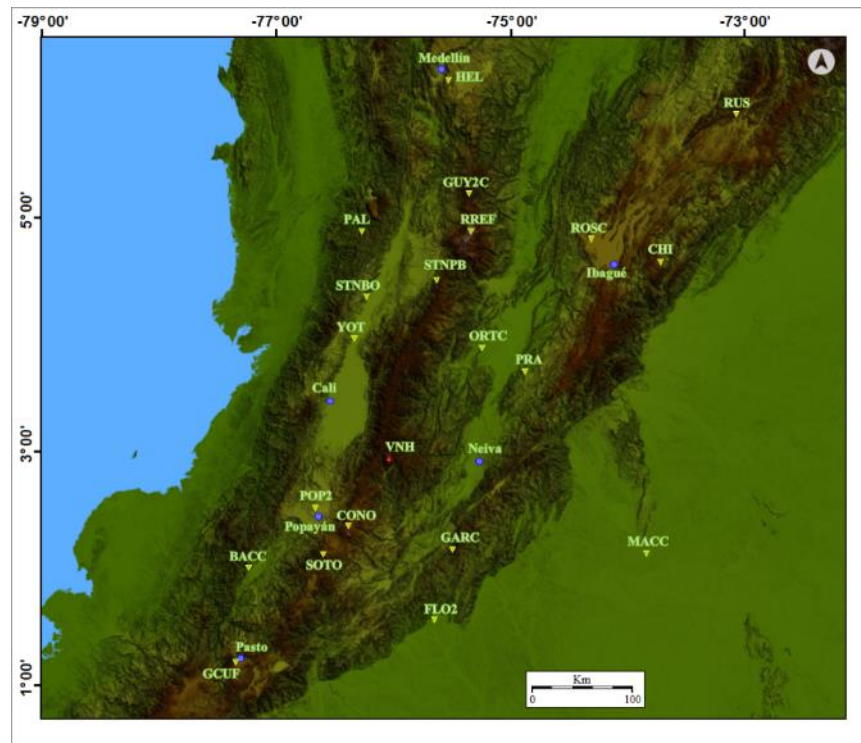


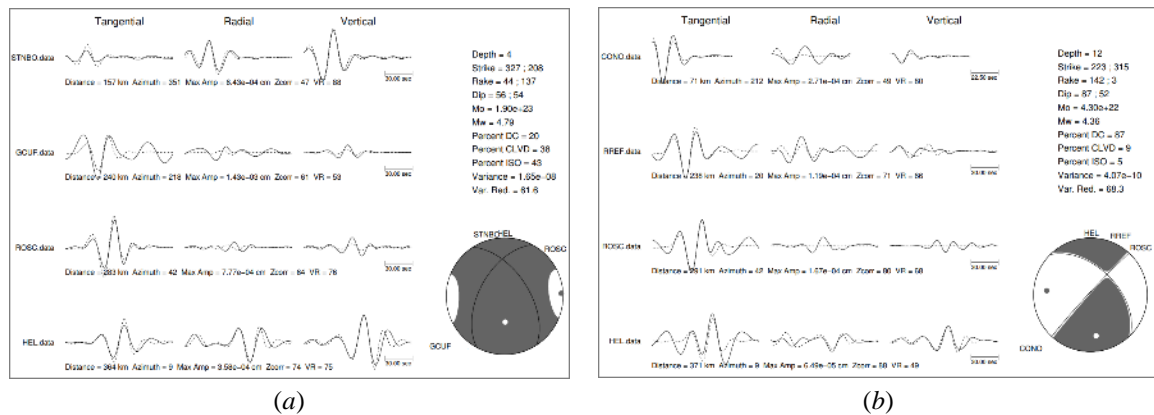
Fig. 4.16. Distribución espacial de las estaciones sismológicas utilizadas en la inversión del tensor de momento de eventos VT registrados en el VNH

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

Tabla 4.8. Características principales de las estaciones sísmicas utilizadas en la inversión del tensor de momento.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Azimut (°)	Distancia al VNH (km)
BBAC	2.0215	-77.2468	232.51	179.2
CONO	2.3767	-76.3970	211.95	79.8
CHI	4.6295	-73.7318	53.58	315.3
FLO2	1.5825	-75.6527	162.3	150.0
GARC	2.1867	-75.4972	152.9	105.0
GCUF	1.2260	-77.3450	217.95	240.2
GUY2	5.2242	-75.3647	15.28	254.0
HEL	6.1908	-75.5288	7.74	355.0
MACC	2.1452	-73.8477	111.99	254.4
ORTC	3.9092	-75.2462	38.85	127.9
PAL	4.9052	-76.2826	350.56	212.6
POP2	2.5402	-76.6758	241.49	75.6
PRA	3.7138	-74.8862	54.71	162.2
RREF	4.9008	-75.3472	18.03	219.9
ROSC	4.8400	-74.3200	41.64	291.0
RUS	5.8925	-73.0832	44.83	461.2
SOTO	2.1350	-76.6075	215.77	100.1
STNBO	4.3412	-76.2430	353.31	164.66
STNPB	4.4842	-75.6367	15.02	185.70
YOT	3.9835	-76.3450	338.80	115.6

La inversión del tensor de momentos se realizó para seis (6) de los 10 eventos propuestos, el problema principal estuvo en la falta de información que permitiera una buena cobertura azimutal, a fin de obtener resultados confiables. La falta de información, desafortunadamente, fue mayor para los eventos registrados en el período eruptivo 2007-2011, eventos de mayor interés en este trabajo. Los resultados de la inversión del tensor de momento sísmico están relacionados en la Figura 4.



4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

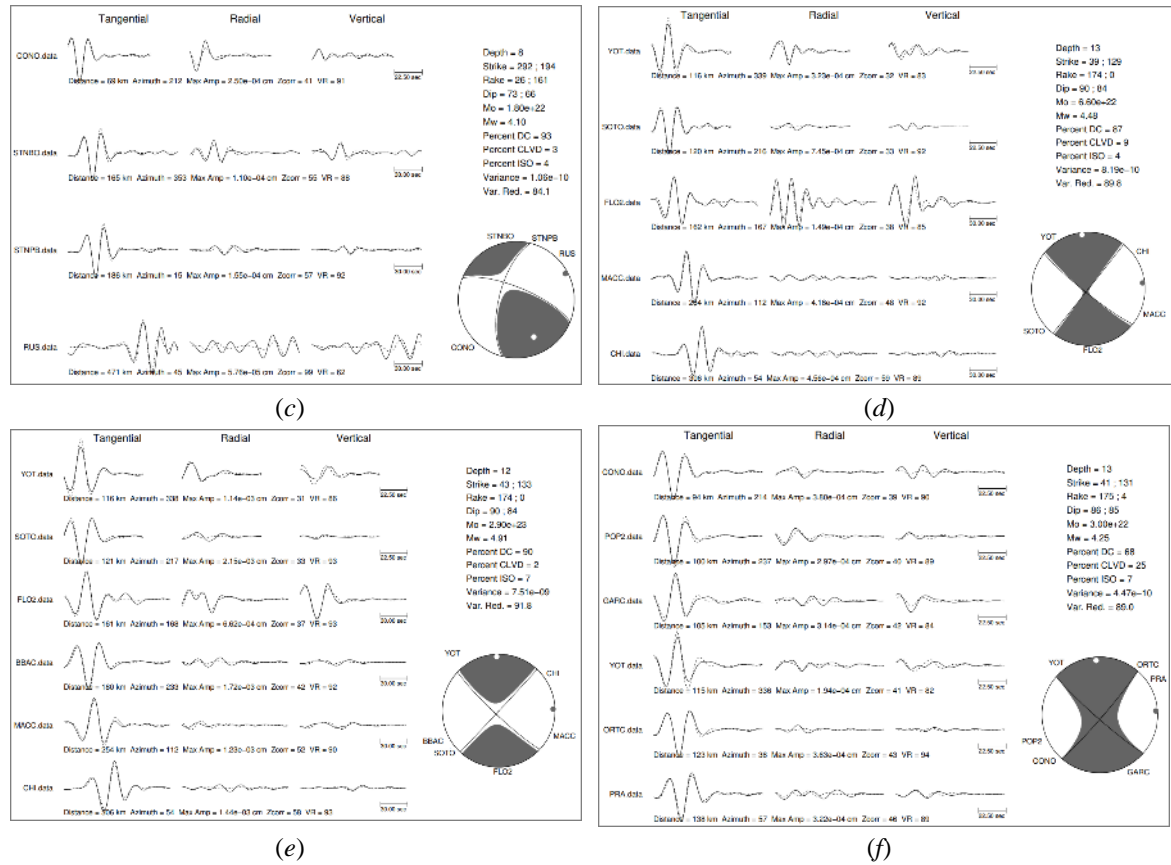


Fig. 4.17. Soluciones del tensor de momento sísmico para eventos VT con magnitudes $M_L \geq 4.0$ registrados en el VNH, entre 07/2008 y 08/2018. (a) VT del 02/09/2008. (b) VT del 14/09/2008. (c) VT del 28/05/2009. (d) VT del 09/01/2014 a las 11:07. (e) VT del 09/01/2014 a las 11:50. (f) VT del 07/07/2018.

El análisis de los resultados de la inversión del tensor de momento permite concluir que la mayoría de los eventos invertidos tienen una alta componente DC, es decir, el mecanismo de origen fue básicamente un fallamiento de cizalla. La excepción la marca el evento del 02/09/2008 (Fig. 4.17a), evento para el cual la solución del tensor de momento no es muy confiable debido a la carencia de información, sin embargo, es importante mencionar que la solución del tensor de momento exhibe una alta componente isotrópica que indicaría que el mecanismo de origen está posiblemente asociado con procesos volcánicos, tal vez intrusión de material magmático, teniendo en cuenta que el evento ocurrió a un mes de la erupción freatomagmática del 21 de noviembre de 2008.

4. Campo de Esfuerzos Tectónicos en el VNH

La solución del tensor de momento para los eventos localizados en el sector SW (Fig. 4.17b y 4.17c), arroja una solución de mecanismo focal de movimiento lateral derecho con componentes significativas de fallamiento inverso. Estas soluciones son consistentes con las soluciones obtenidas para el terremoto del Páez. Por otro lado, la inversión del tensor de momento de los eventos localizados al NE del volcán exhibe mecanismos focales propios de fallamientos con movimiento lateral derecho.

CONCLUSIONES

Procesamiento Primario de la actividad sísmica del VNH

Las ventajas de los HMMs, en el reconocimiento automático de señales sísmicas volcánicas, han permitido el desarrollo de robustos programas de clasificación automática, capaces de reconocer de manera precisa numerosas señales sísmicas en tiempo cuasi-real. Por tanto, los programas de clasificación automática basados en los HMMs son una poderosa herramienta que puede ser utilizada en las labores de monitoreo y vigilancia de volcanes activos.

La actividad sísmica registrada en el VNH durante los años 2007–2014 fue identificada por un programa de clasificación automática basado en los HMMs. El programa empleó períodos muy cortos, alrededor de 80 min/año, en el reconocimiento, con alta precisión, de numerosas señales sísmicas contenidas en registros continuos.

La versatilidad de los resultados del programa de clasificación automática facilitó el desarrollo de herramientas complementarias para la automatización total de los procesos que integran el procesamiento primario de la actividad sísmica registrada en el VNH. Este avance permite el modelado rápido de la actividad sísmica y la elaboración oportuna de diagnósticos de comportamiento volcánico que coadyuven en el manejo adecuado de los períodos de crisis.

Tendencias similares entre los resultados del procesamiento primario automatizado y los resultados derivados de la técnica de clasificación manual permitieron establecer que el procesamiento primario automatizado es una herramienta confiable en la realización de labores de monitorio y vigilancia de volcanes con altos niveles de actividad sísmica.

Campo de esfuerzos tectónicos en el VNH

El VNH se encuentra localizado en una zona de alta complejidad tectónica, lugar de confluencia de importantes sistemas de fallas: el Sistema Romeral y el Sistema Salento, relacionados con el fenómeno de subducción de las Placas Nazca y Suramericana, y con los remaneses de los procesos de acreción y choques de dorsales oceánicas.

El terremoto del Páez, $M_W = 6.8$, posiblemente estuvo asociado con la actividad eruptiva del VNH. La reactivación del volcán fue el detonante del terremoto o la ocurrencia de este facilitó el desarrollo del proceso eruptivo. La primera hipótesis se fundamenta en la carencia de sismicidad histórica importante en la zona y en las características propias del terremoto, localización y solución al plano de falla. La segunda hipótesis la soporta el incremento en el registro de la sismicidad VT a partir de la fecha de ocurrencia del terremoto; la coherencia entre la orientación del plano nodal principal de la mayoría de soluciones del mecanismo focal y la orientación de la grieta NS generada en la erupción de febrero de 2007; y la poca sismicidad VT precursora de las erupciones de 2007 que puso en evidencia la existencia de un sistema abierto, a pesar de que el VNH había sido catalogado como un volcán dormido por algunos cientos de años. Una consecuencia de esta última hipótesis sería que la generación de la grieta NS estuvo asociada con el terremoto del Páez más que con la erupción freática de febrero de 2007. La razón es que el evento eruptivo no tuvo el suficiente aporte energético como para generar una grieta de tales dimensiones.

La sismicidad VT registrada en el sector SW del edificio volcánico durante el período eruptivo 2007-2011 estuvo asociada, principalmente, con la posible activación de las fallas Calambayú y Tóez a consecuencia de la actividad eruptiva del VNH. Los procesos internos del volcán liberaron esfuerzos que indujeron o facilitaron la actividad sísmica de las fallas. Un comportamiento diferente se observa en la sismicidad VT registrada en la parte alta del volcán, la distribución de los hipocentros no tiene una orientación definida que permita establecer la existencia de lineamientos que puedan estar relacionados con alguna estructura geológica preexistente. Sin embargo, existe una serie de eventos localizados entre el Pico

Central y el Pico Sur que sugieren la activación de un dique por la intrusión de material magmático, además de un posible lineamiento entre el Pico Central y la Cresta que podría estar asociado con la grieta NE-SW generada en abril de 2007.

Los eventos VT localizados al NE del volcán también están relacionados con actividad tectónica de un segmento del sistema de fallas Moras W, posiblemente. Por el momento no existen argumentos que permitan relacionar esta sismicidad con la actividad del volcán.

La distribución de los hipocentros de la sismicidad VT registrada en el volcán y sus alrededores, en términos generales, tiene una orientación NE-SW consistente con el régimen de esfuerzos existentes en la zona.

Las soluciones de los mecanismos focales obtenidas a través de la inversión del tensor de momento sísmico de eventos VT con magnitudes $M_L \geq 4.0$ evidencian movimientos de tipo lateral derecho en el sector SW del edificio volcánico y al NE del mismo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Alparone, S., Andronico, D., Lodato, L., SgROI, T., 2003. Relationship between tremor and volcanic activity during the Southeast Crater eruption on Mount Etna in early 2000. *Journal of Geophysical Research*. 108 (B5), 2241. <https://doi.org/10.1029/2002JB001866>.

Arcila, M.M., Cardona, C.E. Correa, A.M., Diago, J.C., Pulgarín, B., Rodríguez, F. Raigosa, J., 2002. 10 años del Observatorio Vulcanológico y Sismológico INGEOMINAS – Centro Operativo Regional Popayán. 14–27. Primer Simposio Colombiano de Sismología: Avances de la Sismología Colombiana en los últimos 20 años, 9–11 octubre 2002.

Arcila, M.M., Monsalve, M.L., 1996. Aspectos estructurales a partir de una evaluación dinámica del proceso de réplicas del sismo de Páez (06, 06, 1994). VII Congreso Colombiano de Geología, Tomo III, 504–516, Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.

Arámbula-Mendoza, R., 2011. Clasificación automática de eventos sísmicos volcánicos y análisis de la actividad sísmica reciente en el Volcán de Colima. Tesis de Doctorado. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, México.

Arámbula-Mendoza, R., Lesage, P., Ibáñez-Godoy, J., Cortés-Moreno, G., 2008. Seismic event recognition at Colima and Popocatepetl volcanoes using HMM (Hidden Markov Models). Internal Report. Volcanoes: Understanding Subsurface Mass Movement (VOLUME).

Arámbula-Mendoza, R., 2007. Estado de esfuerzos en el volcán Popocatepetl obtenidos con mecanismos focales en el periodo de actividad de 1996 a 2003. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM. México.

Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P., Principe, C., 1992. A review on phreatic eruptions and their precursors. *Journal. of Volcanology and Geothermal Research*. 52, 231–246. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90046-G](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90046-G).

Battaglia, J., Thurber, C.H., Got, J.-L., Rowe, C.A., White, R.A., 2004. Precise relocation of earthquakes following the 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo (Philippines). *Journal of Geophysical Research*. 109, B07302. <https://doi.org/10.1029/2003JB002959>.

Benítez, C., Ramírez, J., Segura, J.C., Ibáñez, J.M., Almendros, J., García-Yeguas, A., Cortés, G., 2007. Continuous HMM-based seismic event classification at Deception Island, Antarctica. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 45, 138–147. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.882264>.

Berger, P., 2010. Relocalización hipocentral y tomografía sísmica en el volcán Popocatepetl, México. Tesis de Doctorado. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, México.

Beyreuther, M., Carniel, R., Wassermann, J., 2008. Continuous Hidden Markov Models: Application to automatic earthquake detection and classification at Las Cañadas caldera, Tenerife. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 176, 513–518. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.04.021>.

Bhatti, S.M., Khan, M.S., Wuth, J., Huenupan, F., Curilem, M., Franco, L., Yoma, N.B., 2016. Automatic detection of volcano-seismic events by modeling state and event duration in hidden Markov models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 324, 134–143. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.05.015>.

Calderón, Y., Avila, G., Ojeda, J., 1997. Estudio de Amenazas y Zonificación Geológica de la Cuenca del Río Páez, Cauca. 2nd Pan-American Symposium Landslides, Río de Janeiro, Brasil.

Cardona, C., Santacoloma, C., White, R., McCausland, W., Trujillo, N., Narváez, A., Bolaños, R., Manzo, O., 2009. Sismicidad tipo “drumbeat” asociada a la erupción y emplazamiento de un domo en el Volcán Nevado del Huila, noviembre de 2008. *Memorias Digitales del XII Congreso Colombiano de Geología, Paipa – Colombia*.

Correa, A.M., 2009. Estudio Petroológico, geoquímico y Vulcanológico para establecer la evolución magmática del Complejo Volcánico Nevado del Huila, Colombia. Tesis de Doctorado. Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, España.

Cortes, G., García, L., Álvarez, I., Benítez, C., De La Torre, A., Ibáñez, J., 2014. Parallel System Architecture (PSA): an efficient approach for automatic recognition of volcanoseismic events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 271, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.07.004>.

Chicangana, G., Vargas Jiménez, C.A., Kammer, A., Hernández Hernández, T.A., Ochoa Gutiérrez, L.H., 2007. Caracterización sismotectónica regional preliminar de un sector del Piedemonte Llanero Colombiano: corredor San Juan de Arama – Cumaral, Meta. *Boletín de Geología, UIS*. 29 (1). 61–74.

Chouet, B.A., Matoza, R.S., 2013. A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 252, 108–175. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.11.013>.

Chouet, B.A., 1996. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*. 380, 309–316. <https://doi.org/10.1038/380309a0>.

Dawson, P.B., Benitez, M.C., Chouet, B.A., Wilson, D., Okubo, P.G., 2010. Monitoring very-long-period seismicity at Kilauea Volcano, Hawaii. *Geophysical Research Letters*. 37, L18306. <https://doi.org/10.1029/2010GL044418>.

Dreger, S.D., Tkalčić, H., Johnston, M., 2000. Dilational processes accompanying earthquakes in the Long Valley Caldera. *Science*. 288 (5463), 122–125. [10.1126/science.288.5463.122](https://doi.org/10.1126/science.288.5463.122)

Earthquake Hazards Program - USGS. Earthquake Glossary. 05/12/2018. <https://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=aftershocks>.

Falsaperla, S., Graziani, S., Nunnari, G., Spampinato, S., 1996. Automatic classification of volcanic earthquakes by using multi-layered neural networks. *Natural Hazards* 13, 205–228. <https://doi.org/10.1007/BF00215816>.

Ford, S.R., Dreger, D.S., Walter, W.R., 2009. Identifying isotropic events using a regional moment tensor inversion. *Journal of Geophysical Research*. 114. [10.1029/2008JB005743](https://doi.org/10.1029/2008JB005743).

Gendron, P., Ebel, J., Manolakis, D., 2000. Rapid joint detection and classification with wavelet bases via Bayes Theorem. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 90, 764–774. <https://doi.org/10.1785/0119990103>.

Gil-Cruz, F., Chouet B.A., 1997. Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras Volcano, Colombia, in 1991. *Journal. of Volcanology and Geothermal Research.* 77, 121–158. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00091-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00091-1).

Green, D.N., Neuberg, J., 2006. Waveform classification of volcanic low-frequency earthquake swarms and its implication at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Journal. of Volcanology and Geothermal Research.* 153, 51–63. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.08.003>.

Gutiérrez, L., Ramírez, J., Ibañez, J., Benítez, C., 2009. Volcano-seismic signal detection and classification processing using Hidden Markov Models – application to San Cristóbal and Telica Volcanoes, Nicaragua. *Geoscience and Remote Sensing. Symposium, 2009. IEEE International.* 4, 522–525. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2009.5417428>.

Gutiérrez, L., Ramírez, J., Ibañez, J., Benítez, C., 2011. Hidden Markov Models, Theory and Applications, InTech. Capítulo 9. Volcano-Seismic Signal Detection and Classification Processing Using Hidden Markov Models – Application to San Cristóbal and Telica Volcanoes, Nicaragua. ISBN: 978-953-307-208-1, p. 187.

Gutscher, M.A., Malavieille, J., Lallemand, S., J.Y., Collot, J.Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters.* 168. 255–270. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6).

Hall M.L., and Wood C.A., 1985. Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology.* 13 (3), 203–207. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<203:VSOTNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<203:VSOTNA>2.0.CO;2).

Harrington, R.M., Brodsky, E.E., 2007. Volcanic hybrid earthquakes that are brittle-failure events. *Geophysical Research Letters.* 34, L06308. <https://doi.org/10.1029/2006GL028714>.

Hogg, R.V., Craig, A.T., 1978. *Introduction to Mathematical Statistics.* 4 ed. Macmillan Publishing Co, United States of America 0-02-355710-9.

Ibañez, J.M., Benítez, C., Gutiérrez, L.A., Cortés, G., García-Yeguas, A., Alguacil, G., 2009. The classification of seismo-volcanic signals using Hidden Markov Models as applied

to the Stromboli and Etna volcanoes. *Journal. of Volcanology and Geothermal Research*. 187, 218–226. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.09.002>.

International Seismological Centre, ISC. On-Line Bulletin. 05/12/2018. http://www.isc.ac.uk/cgi-bin/web-db-v4?event_id=167996&out_format=IMS1.0&request=COMPREHENSIVE.

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, 1994. El sismo de Páez, Cauca – 6 de junio de 1994. Evaluación de emergencia. Informe presentado al sistema nacional para la prevención y atención de desastres en Colombia. Santafé de Bogotá.

Iverson, R.M., Dzurisin, D., Gardner, C.A., Gerlach, T.M., Lahusen, R.G., Lisowski, M., Major, J.J., Malone, S.D., Messerich, J.A., Moran, S.C., Pallister, J.S., Qamar, A.I., Schilling, S.P., Vallance, J.W., 2006. Dynamics of seismogenic volcanic extrusion at Mount St Helens in 2004-05. *Nature*. 444, 439–443. [10.1038/nature05322](https://doi.org/10.1038/nature05322).

Jimenez-Pinilla, E., 1997. Caracterización Sismotectónica del Sismo de Páez - Cauca, 06/06/1994. Tesis de Pregrado. Facultad Seccional Sogamoso, Escuela de Ingeniería Geológica. Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia.

Konstantinou, K.I., Schlindwein, V., 2002. Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor: a review. *Journal. of Volcanology and Geothermal Research*. 119, 161–187. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00311-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00311-6).

Lahr, J.C., Chouet, B.A., Stephens, C.D., Power, J.A., Page, R.A., 1994. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal. of Volcanology and Geothermal Research*. 62, 137–151. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90031-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90031-0).

Langer, H., Falsaperla, S., Powell, T., Thompson, G., 2006. Automatic classification and a-posteriori analysis of seismic event identification at Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Journal. of Volcanology and Geothermal Research*. 153, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.08.012>.

Londoño, J.M., 2002. Manual de Sismología Volcánica Básica – Vigilancia Sísmica Volcánica. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales. SGC. Documento Interno. Manizales – Colombia.

Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., Espurt, N., 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*. 299 (3–4), 299–309. [10.1016/j.epsl.2010.09.010](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.010).

Matoza, R.S., Hedlin, M.A.H., Garcés, M.A., 2007. An infrasound array study of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 160, 249–262. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.10.006>.

McNutt, S.R., 2005. Volcanic seismology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Sci. 32, 461–491. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122459>.

Monsalve, M L., Pulgarín, B.A., Mojica, J., Santacoloma, C.C., Cardona, C.E., 2011. Interpretación de la actividad eruptiva del Volcán Nevado del Huila (Colombia), 2007 – 2009: análisis de componentes de materiales emitidos. *Boletín de Geología*. 33(2), 73–93.

Morales-Yañez, C.P., 2016. Inversión del tensor de momento sísmico y función fuente temporal de terremotos utilizando registros de campo cercano. Tesis de Maestría. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.

Miller, A.D., Stewart, R.C., White, R.A., Luckett, R., Baptie, B.J., Aspinall, W.P., Latchman, J.L., Lynch, L.L., Voight, B., 1998. Seismicity associated with dome growth and collapse at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters*. 25, 3401–3404. <https://doi.org/10.1029/98GL01778>.

Mison, S.A., Dreger, D.S., 2008. Stable inversions for complete moment tensors. *Geophysical Journal International*. 174 (2), 585–592, [10.1111/j.1365-246X.2008.03797.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03797.x).

Moran, S.C., 2003. Multiple seismogenic processes for high-frequency earthquakes at Katmai National Park, Alaska: evidence from stress tensor inversions of fault-plane solutions. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 93, 94–108. <https://doi.org/10.1785/0120020113>.

Muñoz-Martín, A., de Vicente, G., 2010. Análisis de esfuerzos tectónicos. Fallas y sismos. *Reduca, Geología. Serie Tectónica*. 2 (6), 1–91, ISSN: 1989-6557).

National Earthquake Information Center, NEIC. Earthquake Hazards Program, M 6.8 – Colombia. 05/12/2018. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp0006dv8/technical>.

Neuberg, J.W., Tuffen, H., Collier, L., Green, D., Powell, T., Dingwell, D., 2006. The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 153, 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008>.

Neuberg, J., Baptie, B., Luckett, R., Stewart, R., 1998. Results from the broadband seismic network on Montserrat. *Geophysical Research Letters*. 25 (19), 3661–3664. <https://doi.org/10.1029/98GL01441>.

Ohrnberger von, M., 2001. Continuous Automatic Classification of Seismic Signals of Volcanic Origin at Mt. Merapi, Java, Indonesia. Tesis de Doctorado. Facultad de Ciencias Matemáticas. Universidad de Potsdam, Germany.

Page, C.C., Saunders, M.A., 1982. LSQR: Sparse linear equations and least squares problems. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8 (1), 43-71.

Paris, G., Romero-León, J., 1993. Fallas activas en Colombia. Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. 42 p. Cali – Colombia.

Pennington, W.D., 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*. 86 (B11), 10753–10770. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10753>.

Prejean, S., Ellsworth, W., Zoback, M., Waldhauser, W., 2002. Fault structure and kinematics of the Long Valley Caldera region, California, revealed by high-accuracy earthquake hypocenters and focal mechanism stress inversions. *Journal of Geophysical Research*. 107 (B12). [10.1029/2001JB001168](https://doi.org/10.1029/2001JB001168)

Pulgarín, B., Agudelo, A., Calvache, M., Cardona, C., Santacoloma, C., Monsalve, M.L., 2011. Volcanic eruption and lahars. *Geo-risk Management – A German Latin American Approach*. C3, pp. 69–80.

Pulgarín, B., Correa, A.M., Cepeda, H., Ancochea, E., 2001. Aspectos geológicos del Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH). *Memorias Digitales del VIII Congreso Colombiano de Geología, Manizales – Colombia*.

Pulgarín, B.A., 2000. Depósitos masivos del pleistoceno tardío asociados al colapso del flanco sur del Volcán Nevado del Huila (Colombia). Tesis de maestría en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM.

Rabiner, L.R., 2000. A tutorial on Hidden Markov Models and selected applications in speech recognition. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 77(2), 257–286. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-051584-7.50027-9>.

Rabiner, L.R., Juang, B.H., 1986. An introduction to Hidden Markov Models. *IEEE ASSP Magazine*. 3, 4–16. <https://doi.org/10.1109/MASSP.1986.1165342>.

Raigosa, J., Cardona, C.E., 2000. Un modelo de velocidades de ondas P para el Volcán Nevado del Huila. SGC. Informe Interno.

Red Sismológica Nacional de Colombia, RSNC, 1994. Boletín de Sismos: Localización Preliminar de Sismos ubicados en el Territorio Colombiano. *INGEOMINAS*. 2 (6), 13–26.

Red Sismológica Nacional de Colombia, RSNC, 1994. Reporte de la actividad sísmica en la zona de Páez-Cauca. *INGEOMINAS*.

Roman, D.C., Heron, P., 2007. Effect of regional tectonic setting on local fault response to episodes of volcanic activity. *Geophysical Research Letters*. 34, L13310. [10.1029/2007GL030222](https://doi.org/10.1029/2007GL030222).

Roman, D.C., Cashman, K.V., 2006. The origin of volcano-tectonic earthquake swarms. *Geology*. 34 (6), 457–460. <https://doi.org/10.1130/G22269.1>.

Salcedo, D.K., Teixeira, A.P., 2007. Diseño de un sistema de reconocimiento del habla para controlar dispositivos eléctricos. *Tekhne - Revista de Ingeniería*, 10, 92–106. Universidad Católica Andrés Bello, Caracas – Venezuela.

Santacoloma, C., Cardona, C.E., White, R., McCausland, W., Trujillo, N., Bolaños, R., Manzo, O., Narvaéz, A., 2009. Aspectos Sísmicos de las Erupciones Freáticas y Freatomagmática del Volcán Nevado del Huila (Colombia). *Memorias Digitales del XII Congreso Colombiano de Geología, Paipa – Colombia*.

Sarabia, A.M., Cifuentes, H.G., 2009. Estudio Macrosísmico del Sismo del 6 de junio de 1994, Páez (Cauca). Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Bogotá.

Scarpetta, S., Giudicepietro, F., Ezin, E.C., Petrosino, S., Del Pezzo, E., Martini, M., Marinaro, M., 2005. Automatic classification of seismic signals at Mt. Vesuvius Volcano, Italy, using neural networks. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 95, 185–196. <https://doi.org/10.1785/0120030075>.

Scott, K.M., Macías, J.L., Naranjo, J.A., Rodríguez, S., McGeehin, J.P., 2001. “La avalancha” in the Río Páez, Colombia – An archetype seismogenic debris Flow in volcanic terrain. *Catastrophic Debris Flows Transformed from Landslides in Volcanic Terrains: Mobility, Hazard Assessment, and Mitigation Strategies*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1630. 9–16.

Stephens, C.D., Chouet, B.A., 2001. Evolution of the December 14, 1989 precursory longperiod event swarm at Redoubt Volcano, Alaska *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 109 (1–3), 133–148. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00308-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00308-5).

Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), *Tectonics*. 19 (5), 787–813. <https://doi.org/10.1029/2000TC900004>.

Taboada, A., Dimaté, C., Fuenzalida, A., 1998. Sismotectónica de Colombia: deformación continental activa y subducción. *Física de la Tierra*. 10. 111-147. ISSN:0214-4557.

Van Hissenhoven, R., 2009. Subduction zones and related volcanism in northwestern South America”. *Revista Epsilon*. 13 (13). 215–240. ISSN: 1692-1259.

Vaseghi, S.V., 2008. *Advanced Digital Signal Processing and Noise Reduction*. 4 ed. Wiley, London 978-0-470-75406-1, pp. 147–171.

Waldhauser, F., 2001. *HypoDD - A program to Compute Double-Difference Hypocenter Locations*. User Guide. Lamont-Doherty Earth Observatory. Columbia University. 2001

Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 90 (6). 1353–1368. <https://doi.org/10.1785/0120000006>.

Wilches-Chaux, G. 1995. Particularidades de un desastre - Características del Terremoto y la avalancha del 6 de junio de 1994 y de sus efectos sobre las comunidades afectadas. *Desastres y Sociedad*. 4(3), 110–131.

Young, S., Evermann, G., Gales, M., Hain, T., Kershaw, D., Liu, X., Moore, G., Odell, J., Ollason, D., Povey, D., Valtchev, V., Woodland, P., 2006. The HTK Book. (version 3.4.). Cambridge University Engineering Department.