



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**ANÁLISIS CUALITATIVO Y CUANTITATIVO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA
RELACIONADA CON LOS PROCESOS ERUPTIVOS DEL VOLCÁN NEVADO
DEL HUILA – COLOMBIA. EN LOS AÑOS 2007 Y 2008**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRIA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(SISMOLOGÍA VOLCÁNICA)

Presenta:
NANCY TRUJILLO CASTRILLÓN

Tutor:
Dr. CARLOS MIGUEL VALDÉS GONZÁLEZ
INSTITUTO DE GEOFISICA, UNAM

MÉXICO D. F., JULIO, 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

*A DIOS, mi incondicional amigo, de quien he recibido todo lo que tengo
y a quien debo todo lo que soy. A mis PADRES y HERMANOS,
quienes me han brindado comprensión constante y apoyo
incondicional a lo largo de toda mi vida.*

AGRADECIMIENTOS

Al culminar esta nueva etapa de mi vida profesional, quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a las siguientes personas e instituciones que de una u otra manera han contribuido al alcance de esta meta:

Dr. Carlos Miguel Valdés González, tutor de maestría, por su incondicional apoyo en la realización de este proyecto. Estoy segura que sin su invaluable colaboración este objetivo muy seguramente no se hubiese alcanzado.

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

Dr. Phill Dawson, investigador del *U. S. Geological Survey*, por la valiosa colaboración brindada durante mi estancia en Menlo Park, en los pasados meses de noviembre, diciembre y enero.

Dr. Raúl Arámbula Mendoza, investigador de la Universidad de Colima, por su importante colaboración en el proceso de implementación del Programa de Clasificación Automática.

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, CONACYT, por brindarme parte del apoyo económico necesario para mi sostenimiento en Ciudad de México.

IPGH (Instituto Panamericano de Geografía e Historia), en cabeza del Dr. Santiago Borrero Mutis, por la colaboración recibida a través de los tiquetes aéreos Colombia - México - Colombia.

Servicio Geológico Colombiano, Institución a cargo de la vigilancia y monitoreo del Volcán Nevado del Huila, por facilitarme la información necesaria para el desarrollo del presente proyecto.

Red sismológica de Colima, RESCO, a través del Dr. Gabriel Reyes Davila y el Ing. Miguel González Amezcua, por la colaboración recibida durante mis dos pequeñas estancias en esta Institución.

Álvaro Pablo Acevedo, programador del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, OVS-Manizales, por su colaboración en la adecuación de los datos.

Dr. Juan Payero, por su colaboración en la adecuación de los datos.

Docentes del Instituto, por el conocimiento recibido a lo largo de estos dos años y medio de maestría.

Daniel Feliciano García, amigo y compañero de apartamento, quien se convirtió en un soporte importante, para el normal desarrollo de mi vida aquí en México.

Ruth Emilce Bolaños, amiga y compañera de trabajo, por sus invaluable aportes que contribuyeron a mejorar la presentación de este trabajo.

Compañeros y amigos del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán, por su constante colaboración en el desarrollo del Proyecto. Adriana Agudelo, Carlos Eduardo Cardona y Jaime Raigosa, por haber compartido conmigo la experiencia maravillosa de trabajar con esos monstruos maravillosos conocidos comúnmente como volcanes.

Compañeros y amigos del Instituto de Geofísica, Anita, Astrid, Fernando, Félix, Carlos Eduardo, José David, Alinne, Antonio, Diego, Natalie, Miguel, Jorge, Elvia, Patty y Sergio, por todos los momentos compartidos y por el apoyo brindado durante toda la maestría.

Amigos del *U. S. Geological Survey*, Andy Lockart, Jeff Marzo y Wendy McCausland, por compartir momentos maravillosos a través de este hermoso oficio conocido como vigilancia volcánica.

Investigadores que laboran en el *Volcano Science Center* del *U. S. Geological Survey*, Menlo Park – California, por los momentos compartidos durante mi estancia. En especial los Drs. David Hill y Jason A. Addison.

Personal Administrativo, tanto del Departamento de Sismología como del Instituto de Geofísica. Patricia Medina, Araceli Chamán, Laura Mendoza, y Graciela Solache por su incondicional apoyo y constante colaboración.

Sinodales y evaluadores de esta tesis de maestría, Drs. Carlos Miguel Valdés González, Randall White, Raúl Arámbula Mendoza, Servando De la Cruz Reyna, y Vala Hjörleifsdóttir, por los valiosos aportes que han contribuido a mejorar la calidad de este trabajo.

Papá, Mamá y hermanos, quienes a pesar de las grandes limitaciones económicas, siempre han sido mi estímulo constante y soporte fundamental en esfuerzo diario por alcanzar las diferentes metas y realizaciones.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	xiv
ABSTRACT	xvi
1. INTRODUCCION	18
1.1. REDES NEURONALES	19
1.2. MODELOS OCULTOS DE MARKOV	20
2. VOLCÁN NEVADO DEL HUILA	27
2.1. ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS	27
2.2. RED DE VIGILANCIA SISMOLÓGICA	29
2.3. SEÑALES SÍSMICAS CARACTERÍSTICAS DEL VOLCAN	31
2.3.1. Eventos volcano-tectónicos (VT)	31
2.3.2. Eventos de Largo Período (LP)	34
2.3.3. Tremor volcánico (TR)	36
2.3.4. Híbridos	38
2.3.5. Explosiones volcánicas	40
2.4. RESEÑA DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA	42
3. CLASIFICACION AUTOMATICA DE SEÑALES SISMICAS EN EL VOLCAN NEVADO DEL HUILA	56
3.1. MODELAMIENTO DE SEÑALES SÍSMICAS A TRAVES DE LOS MODELOS OCULTOS DE MARKOV	57
3.2. SISTEMA DE CLASIFICACION DE SEÑALES SÍSMICAS BASADO EN LOS MODELOS OCULTOS DE MARKOV	59
3.2.1. Etapa de entrenamiento	60
3.2.2. Extracción de características	61
3.2.3. Etapa de reconocimiento	62
3.3. IMPLEMENTACION DEL PROGRAMA DE CLASIFICACION AUTOMATICA PARA LA SISMICIDAD REGISTRADA EN EL VNH	63
3.3.1. Segmentación y etiquetación de eventos sísmicos	64
3.3.2. Entrenamiento del programa	66

3.3.3. Clasificación de eventos sísmicos contenidos en registros continuos	69
4. CARACTERIZACION DE LA FUENTE O FUENTES SISMICAS DE LOS EVENTOS HB Y LP REGISTRADOS EN EL VNH, EN NOVIEMBRE DE 2008 ...	73
4.1. CARACTERIZACIÓN DE SEÑALES SISMICAS	74
4.2. CORRELACION CRUZADA	78
4.3. APILAMIENTO (<i>STACKING</i>) DE SEÑALES SÍSMICAS	83
4.4. LOCALIZACIÓN DE LOS EVENTOS OBTENIDOS A TRAVÉS DEL <i>STACK</i> (APILADO).	86
4.5. ANALISIS E INTERPRETACION DE RESULTADOS	86
CONCLUSIONES.....	90
BIBLIOGRAFIA	92

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Características principales de la red de vigilancia sísmológica que se hallaba operativa durante el segundo semestre del 2008 en el VNH.	30
Tabla 2. Clasificación del tremor volcánico, teniendo en cuenta cambios en el dominio del tiempo o la frecuencia (Konstantinou y Schlindwein, 2002).	38
Tabla 3. Resumen de las localizaciones obtenidas para el evento sísmico del 6 de junio de 1994, conocido como “El Terremoto del Páez” en Colombia.	43
Tabla 4. Características principales de los pulsos de tremor más energéticos registrados en los meses de enero y marzo.	48
Tabla 5. Estadística básica de las señales sísmicas segmentadas y etiquetadas que se utilizaron en las etapas de entrenamiento y reconocimiento.	65
Tabla 6. Porcentajes de precisión obtenidos durante la implementación del programa de clasificación automática de eventos volcánicos.	68
Tabla 7. Resultados obtenidos a través de la técnica de correlación cruzada que se aplicó a la sismicidad HB, LP y <i>drumbeat</i> , registra en el VNH, durante el mes de noviembre de 2008.	83
Tabla 8. Parámetros con los que se realizó el apilamiento de cada una de las posibles familias identificadas en la actividad sísmica registrada en el volcán Nevado del Huila, en noviembre de 2008.	83

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Diagrama esquemático de un perceptrón multicapa.....	19
Figura 2. (a) Modelo oculto de Markov, el modelo ‘oculto’ es la forma como ambos estados pueden producir la misma salida con diferente probabilidad. (b) Diagrama de estados para el modelo oculto de Markov (Tomado de Vasegui, 2008). En este gráfico los estados corresponden a los contenedores y las probabilidades de salida de cada uno de ellos están determinadas por el modelo oculto: “si la salida es una bola blanca se tendrá una transición dentro de los mismo estados”, es decir, la salida siguiente le corresponderá al contenedor que arrojó la bola blanca. De lo contrario, si la salida es una bola negra la transición se hará de un estado a otro (de un contenedor al otro). En ambos casos las siguientes salidas tienen sus correspondientes probabilidades.....	21
Figura 3. (a) Estructura de un HMM ergonómico de tres estados (No existe restricción estructural para conectarse de un estado cualquiera a otro estado cualquiera). (b) Modelo izquierda- derecha de un HMM de cuatro estados (solo permite transiciones de estado en la dirección izquierda-derecha y sobre él mismo estado). (Tomado y modificado de Vasegui, 2008).	22
Figura 4. (a) Ruido impulsivo. (b) Modelo oculto de Markov de estado binario para representar una señal de ruido impulsiva (Tomado de Vasegui, 2008).....	25
Figura 5. Ubicación del volcán Nevado del Huila en la geografía colombiana (Pulgarín <i>et al.</i> , 2001).	28
Figura 6. Imagen panorámica del volcán Nevado del Huila, visto desde el sector suroriental. En esta imagen se pueden apreciar los domos y Picos que conforman el complejo volcánico, además del nivel de afectación del casquete glaciar, como consecuencia del cambio climático.	29
Figura 7. Red Sismológica del Volcán Nevado del Huila (Servicio Geológico Colombiano, SGC).	30
Figura 8. Registro digital de un VT ocurrido el 29 de julio de 2007 a las 06:41 UT (<i>Universal Time</i>). En la imagen se puede observar junto a la forma de onda, el espectrograma y el espectro de frecuencias de la misma. Es de notar el rico contenido espectral y el amplio ancho de banda que posee la señal sísmica. (Imagen obtenida a través del SWARM, en la estación Cerro Negro).....	32
Figura 9. Mapa de localización obtenido para la sismicidad tipo VT, registrada en los años 2007 y 2008 en el Volcán Nevado del Huila.	33
Figura 10. Registro digital de eventos LP, donde se aprecian además de las formas de onda características, los correspondientes espectrogramas y espectros de frecuencia. Estos últimos sugieren que a pesar de que los eventos son considerados de un mismo tipo, es posible que sus procesos de origen sean diferentes. (a) LP registrado el día 4 de octubre de 2008 en la estación Verdún2 (distante 4.8 km del Pico Central). (b) LP registrado el 2 de junio de 2007 a las 16:06, en la estación Cerro Negro.....	35
Figura 11. Registro sísmico de un pulso de tremor espasmódico, registrado el 27 de mayo de 2007 a las 12:18 UT. Esta señal se asoció a una emisión de cenizas (conocida también	

como exhalación en el volcán Popocatépetl – México) que fue observada por personal técnico del Servicio Geológico Colombiano (Figura 11).....	37
Figura 12. Emisión de cenizas ocurrida el 27 de mayo a las 7:18 hora local (12:18 UT), en el Volcán Nevado del Huila.	37
Figura 13. Evento híbrido registrado el 5 de octubre de 2008 a las 3:21 UT. En el espectro de frecuencias se aprecian los dos anchos de banda correspondientes a cada uno de los mecanismos de origen involucrados en la generación del evento. En el rectángulo amarillo se tiene el contenido frecuencial típico de una señal LP y en el recuadro rojo se resalta el ancho de banda correspondiente a un evento VT.....	40
Figura 14. Registro sísmico de la erupción freática menor registrada el 19 de febrero de 2007 a las 14:58 hora local. En la imagen se aprecia que junto con la señal explosiva también se registraron algunos eventos VT y un pulso de tremor espasmódico, esta última señal, es tal vez producto del fenómeno de emisión que acompaña los procesos eruptivos.....	42
Figura 15. Zona de mayor impacto de los deslizamientos de tierra que se produjeron por el movimiento sísmico del 6 de junio de 1994. Esta foto fue tomada al sur de las poblaciones de Dublín (epicentro del evento sísmico) e Irlanda (Belalcázar – Cauca), a la altura de la desembocadura del río San Vicente sobre el río Páez (Foto Manuel Barona, 1994).	43
Figura 16. Mapa de localización obtenido para los enjambres registrados entre 1997 y 2003 en el Volcán Nevado del Huila (Santacoloma <i>et al.</i> , 2009).	44
Figura 17. Registro digital de la actividad sísmica relacionada con la erupción freática ocurrida el 19 de febrero de 2007 a las 13:53 UT en el Volcán Nevado del Huila – Colombia (Imagen modificada de la página oficial del OVS-Popayán – SGC).	45
Figura 18. Imagen Satelital en la que se aprecian las columnas fumarólicas que delimitan la grieta formada en la parte alta del volcán. De igual forma, se observan los depósitos de ceniza en el costado occidental y las huellas dejadas por el pequeño lahar que se formó como producto de la erupción (Imagen tomada de la página oficial del OVS-Popayán – SGC).	46
Figura 19. Registro digital de la actividad sísmica relacionada con el proceso eruptivo que conllevó a la ocurrencia de la segunda erupción freática en el volcán Nevado del Huila - Colombia (18 de abril de 2007) (Santacoloma <i>et al.</i> , 2009).	47
Figura 20. (a) Depósitos de lodo dejados en las riveras del río Paéz a la altura del municipio de Belalcázar, producto del lahar que se generó por la erupción freática del 18 abril de 2007. (b) Detalle de las grietas formadas en la parte alta del volcán, como consecuencia de las erupciones freáticas ocurridas en febrero y abril de 2007 (Santacoloma <i>et al.</i> , 2009).	47
Figura 21. Enjambre ocurrido el 15 a partir de las 04:04 UT, en este enjambre que tuvo una duración aproximada de una hora, se registraron alrededor de 200 eventos, uno de los cuales alcanzó una magnitud $M_L = 3.4$	49
Figura 22. Mapa de localización de eventos VT y HB con magnitudes M_L entre 2.5 y 4.9, registrados entre los meses de junio y septiembre de 2008. En la parte superior de la	

imagen se observa la señal digital del evento HB con magnitud $M_L=4.9$. Este registro corresponde a la componente vertical de la estación Maravillas, distante 12.8 km del Pico Central.....	50
Figura 23. Evento de Largo Periodo, registrado el 3 de octubre a las 14:36 UT, En esta imagen se aprecia como las bajas frecuencias dominan el proceso.	51
Figura 24. Imagen fotográfica de la parte alta del edificio volcánico (costado occidental), en la que se pueden apreciar las huellas del flujo que descendió desde la parte alta del Pico Central, hacia la cuenca del río Páez.....	52
Figura 25. Señal digital de un disparo de eventos HB, que ocurrió el 3 de noviembre a la 1:26 UT. Nótese la baja frecuencia de la señal espasmódica con que finaliza el disparo sísmico.	52
Figura 26. Registro digital de la actividad sísmica ocurrida entre los días 8 y 9 de noviembre de 2008. En la imagen se puede apreciar el registro esporádico de los disparos espasmódicos de eventos HB y su correspondiente evolución a través del tiempo, hasta convertirse en un registro continuo de señales HB y LP.....	53
Figura 27. Señal digital de la sismicidad HB, LP y <i>drumbeat</i> , registrada entre los días 20 y 21 de noviembre. En la imagen se observa claramente la regularidad de los eventos tipo <i>drumbeat</i> (señales sísmicas (LP) igualmente espaciadas en el tiempo, que mantienen una amplitud constante) y el evento eruptivo que ocurre a las 2:45 del 21 de noviembre de 2008.	54
Figura 28. (a) Imagen fotográfica del cráter y del domo lávico emplazado en superficie, luego de la erupción freática registrada el 21 de noviembre de 2008, en el Volcán Nevado del Huila. (b) Huellas dejadas por lahar a su pasó por la cuenca del río Páez, unos kilómetros arriba del municipio de Belalcázar (población que se aprecia al fondo).....	55
Figura 29. Modelo oculto de Markov con 5 estados y topología izquierda-derecha. Donde las a_{ij} son las probabilidades de transición entre estados, las $b_j(o_t)$ son las probabilidades de salida y las O_t son las secuencias de observaciones (Tomado de Ibáñez <i>et al.</i> , 2009).	58
Figura 30. Arquitectura de un sistema de clasificación de señales sísmicas, basado en los modelos ocultos de Markov (Tomado de Benítez <i>et al.</i> , 2007; Ibáñez <i>et al.</i> , 2009).....	60
Figura 31. Diagrama que describe el proceso de extracción de los vectores característicos de una señal sísmica (Tomado de Ibáñez <i>et al.</i> , 2009).....	61
Figura 32. Registros digitales de algunas de las señales sísmicas utilizadas en la etapa de segmentación y etiquetación. (a) VT registrado el 29 de marzo de 2008. (b) LP registrado el 18 de noviembre de 2008. (c) HB registrado el 9 de noviembre de 2008. (d) Pulso de tremor espasmódico registrado el 10 de mayo de 2008. (e) REG registrado el 13 de agosto de 2008. (f) Trozo de ruido sísmico de fondo, registrado el 30 de junio de 2008...	65
Figura 33. Matriz de confusión obtenida para el modelo que mejor representa la actividad sísmica del volcán Nevado del Huila. En los recuadros amarillo y verde, se observaba el porcentaje de precisión y los valores de cada uno de los parámetros que se utilizan para la obtención del mismo (Toda esta información es obtenida del programa HTK).....	68

Figura 34. Sismograma correspondiente al 15 de abril de 2008, en él se aprecian los niveles de precisión del programa al momento de reconocer las diferentes señales sísmicas. De igual forma, se observan algunas zonas resaltadas con óvalos amarillos, donde el programa cometió errores al confundir algunas señales sísmicas.	69
Figura 35. Sismograma obtenido a través del programa de clasificación automática, para la actividad sísmica registrada el 20 de noviembre de 2008. Es importante destacar el importante número de eventos registrados y como un alto porcentaje de ellos fue clasificado de manera acertada por el programa.	70
Figura 36. Graficas del número de eventos registrados en el volcán Nevado del Huila durante el año 2008. (a) Eventos clasificados a través del programa de clasificación automática. (b) Eventos clasificados de forma manual. En el recuadro azul se resalta el periodo de mayor actividad sísmica, el cual precedió la erupción freática del 21 de noviembre de 2008. Este periodo es claramente identificable en cualquiera de las dos gráficas.	72
Figura 37. Relación de algunas señales sísmicas y sus respectivos espectros de frecuencia, que permiten el seguimiento de la evolución temporal tanto de las formas de onda, como de sus anchos de banda correspondientes. (a) Señales sísmicas pertenecientes a la sismicidad HB y LP que se registró entre el 2 y el 21 de noviembre. (b) Señales sísmicas propias de los eventos tipo <i>drumbeat</i> registrados entre el 20 y 21 de noviembre (Imágenes tomadas de Cardona et al., 2009).	74
Figura 38. Registro sísmico del 18 de noviembre de 2008 a las 19:42 UT y su envolvente obtenida a través de la transformada de Hilbert.	75
Figura 39. Disparo espasmódico de eventos HB, registrado el 3 de noviembre de 2008 a la 1:26 UT. Los círculos rojos señalan los eventos identificados a través de la Transformada de Hilbert.	76
Figura 40. Gráficos de la caracterización a través de la transformada de Hilbert, obtenidos para la sismicidad registrada entre el 1 y el 21 de noviembre de 2008. (a) Relación entre las amplitudes de los eventos reales y las señales identificadas a través de la transformada (círculos rojos). (b) Distribución de los tiempos interevento obtenidos. (c) Histograma.	77
Figura 41. Gráficos de la caracterización a través de la transformada de Hilbert, obtenidos para la sismicidad registrada entre las 10:00 UT del 20 de noviembre y las 2:00 UT del 21. (a) Relación entre las amplitudes de los eventos reales y las señales identificadas a través de la transformada (círculos rojos). (b) Distribución de los tiempos interevento. (c) Histograma.	78
Figura 42. Relación entre la amplitud de los eventos sísmicos y los coeficientes de correlación obtenidos luego de aplicar la técnica de correlación cruzada a la sismicidad HB y LP registrada entre el 1 y el 21 de noviembre y a la sismicidad tipo <i>drumbeat</i> registrada entre el 20 y 21 de noviembre. En estos dos periodos de tiempo se utilizaron tres eventos másteres con los cuales hizo la correlación cruzada de toda la sismicidad. (a) Actividad sísmica registrada entre el 1 y el 21 de noviembre, la cual fue correlacionada con el evento LP registrado el 18 de noviembre a las 19:42 UT. (b) Sismicidad tipo	

drumbeat, registra entre el 20 y 21 de noviembre, que se correlacionó con el evento LP ocurrido el 20 a las 19:46 UT. (c) Actividad sísmica registrada entre el 1 y el 21 de noviembre, en esta ocasión se correlacionó con un evento tipo HB registrado el 14 de noviembre a las 0458 UT (Los eventos máster se identifican a través de la estrella roja).81

Figura 43. Correlación cruzada realizada a los inicios de las dos familias principales, apreciadas en las figuras 42a y 42c. (a) Correlación cruzada de la sismicidad registrada entre el 1 y el 10 de noviembre, con un evento HB registrado el 9 de noviembre. (b) Correlación cruzada de la sismicidad que ocurrió entre el 14 y el 16 de noviembre, con un evento LP registrado el 14.82

Figura 44. Posibles familias sísmicas identificadas a través de la técnica de correlación cruzada.....84

Figura 45. Apilado de eventos y señal sísmica obtenida luego de realizar el *stack* de cada una de las 5 posibles familias. En las gráficas de apilado de eventos, se pueden apreciar la correspondencia existente entre los diferentes picos (color azul) y los diferentes valles (color rojo), que dan como resultado la señal sísmica que se aprecia en la imagen de la derecha. (a) 1^{ra} familia. (b) 2^{da} familia. (c) 3^{ra} familia (d) 4^{ta} familia. (e) *Drumbeats*. La componente utilizada en este proceso fue la componente vertical de la estación Verdún2.85

Figura 46. Mapa de localización de las señales sísmicas obtenidas a través del *stack*, en representación de cada una de las familias identificadas a través de la correlación cruzada.....87

Figura 47. Señales obtenidas a través del *stack* de cada una de las cinco familias, previamente identificadas a través de la correlación cruzada. (a) Formas de onda de cada familia. (b) Espectros de frecuencia. En esta última imagen se aprecia como los anchos de banda migran paulatinamente hacia las bajas frecuencias, hasta alcanzar la frecuencia dominante de los eventos tipo *drumbeats* (1.17 Hz). (Los recuadros azules y rojos indican las zonas donde se aprecian las principales similitudes entre señales).88

Figura 48. Gráfica que relaciona los resultados obtenidos en la correlación cruzada que se hizo a la segunda familia, las amplitudes relativas de todos los eventos registrados entre el 1 y el 22 de noviembre y el número de eventos que se obtuvo a través del programa de clasificación automática, ejecutado para el mismo periodo de tiempo.....89

RESUMEN

La identificación y clasificación de las diferentes señales sísmicas registradas diariamente en los volcanes activos, es una labor cotidiana que se realiza en vigilancia y monitoreo de los mismos. Esta actividad se efectúa sin problemas aparentes cuando los niveles sísmicos del volcán, son bajos. Sin embargo, la situación cambia drásticamente en el momento en el que el volcán incrementa en forma substancial su registro sísmico, imposibilitando en muchas ocasiones la actualización continua de las bases de datos, información necesaria para el análisis y diagnóstico de la actividad volcánica.

Una situación así, se vivió en el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán, OVS-Popayán, en noviembre de 2008, cuando se alcanzaron registros diarios de más de 2000 eventos sísmicos, ocasionando un retraso en la clasificación manual de la sismicidad. Por tanto, para intentar evitar que algo similar pueda ocurrir en el futuro, se planteó como un objetivo de esta tesis, el implementar un programa de clasificación automática para el volcán Nevado del Huila, teniendo como base la sismicidad registrada en los años 2007 y 2008 (periodo de mayor actividad sísmica).

La implementación del programa se fundamentó en los modelos estadísticos conocidos como “Modelos Ocultos de Markov”, HMM (*Hidden Markov Models*) y consistió básicamente en la selección y segmentación de un número importante de señales sísmicas (1724). Estas señales pertenecen a los diferentes tipos de eventos previamente identificados en la actividad sísmica del volcán. Los tipos de eventos seleccionados y posteriormente segmentados fueron: eventos volcano-tectónicos (VT), eventos de Largo Periodo (LP), híbridos (HB), tremor espasmódico (TR), sismos regionales y locales (REG), y segmentos de silencio o ruido sísmico de fondo (SIL). Con esta información se alimentó la base de datos, que luego fue utilizada en el entrenamiento del programa HTK (*Hidden Markov Model Toolkit*, programa desarrollado para el reconocimiento de voz), a través del cual se obtuvieron los modelos representativos de cada tipo de evento. Estos modelos se usaron luego en la implementación de la etapa de reconocimiento de señales sísmicas, a partir de los registros continuos que se tienen para los años 2007 y 2008. Obteniendo de manera especial la clasificación de la actividad sísmica registrada durante el año 2008.

El otro aspecto importante que también se abordó en esta tesis de maestría, fue la caracterización de la fuente sísmica involucrada en la generación de los eventos HB, LP y *drumbeats*, registrados en el volcán Nevado del Huila entre el 1 y el 21 de noviembre de 2008. En el desarrollo de este tópico se utilizaron las siguientes técnicas: 1) Transformada de Hilbert para la caracterización inicial de las señales sísmicas. A través de esta técnica se identificaron alrededor de 14000 eventos relacionados con la actividad volcánica. 2) Correlación cruzada para establecer el

grado de similitud entre eventos sísmicos y así poder establecer la existencia de posibles familias sísmicas. De los resultados obtenidos se estableció que alrededor de 8000 eventos presentaron coeficientes de correlación > 0.9 , y se determinó la existencia de 5 posibles familias sísmicas. 3) Apilado (*Stack*) de señales, para reducir los niveles de ruido y a la vez resaltar las características principales de las señales sísmicas propias de cada una de las 5 posibles familias. 4) Localización de cada una de las señales obtenidas a través del apilado. Este proceso se realizó con el programa *HypoCenter*, obteniéndose la localización de las 5 posibles familias en el sector suroriental del edificio volcánico.

Palabras claves: Señales sísmicas, Clasificación, Modelos Ocultos de Markov, eventos LP, HB y *drumbeats*, familias de eventos, fuentes sísmicas.

ABSTRACT

The identification and classification of different seismic signals recorded daily in active volcanoes, is an everyday work that has to be performed in order to monitor them. This activity is carried on without problems when the volcano seismic levels are low. However, the situation changes drastically at the moment when the volcano increases substantially its seismic activity, making it difficult to continuously update databases, and to extract the necessary information for the analysis and diagnosis of volcanic activity.

Such a situation was experienced at the Volcanological and Seismological Observatory of Popayan - Colombia (OVS-Popayán), in November 2008. At that time, daily records of more than 2000 seismic events were registered, causing delays in the manual identification of the signals. Therefore, in order to prevent a similar situation in the future, the implementation of an automatic identification/qualification program for the Nevado del Huila volcano, was developed, based on the seismic records of 2007 and 2008, a period of important seismic activity.

The program is based on statistical models known as "Hidden Markov Models (HMM)" that consists in the selection and segmentation of a large number of seismic signals (1724). These seismic signals represent different type of events that have previously been identified. The selected and subsequently segmented events were: volcano-tectonic events (VT), Long Period events (LP), hybrid (HB), spasmodic tremor (TR), regional and local earthquakes (REG), and silent segments or seismic background noise (SIL). This information, was used to train the HTK program (Hidden Markov Model Toolkit, developed for speech recognition program), that characterize representative models of each type of event. These event models were then used to recognize the seismic signals from the continuous records during the years 2007 and 2008. The program was used to classify the seismic activity of 2008.

A characterization of the seismic source involved in the generation of the HB, LP and drumbeats events, recorded at Huila volcano between 1 and 21 November, 2008, was also performed. To develop this characterization, the following techniques were used: 1) Hilbert transform for the initial characterization of seismic signals, allowing the identification of about 14000 events related to the volcanic activity. 2) Cross correlation to establish the degree of similarity between seismic

events and thus to establish the existence of seismic families. These results established that around 8000 had correlation coefficients > 0.9 , and the existence of 5 possible seismic families. 3) Stacking signals reduce noise levels and enhance the main characteristics of each seismic signal, related to five possible families. 4) Signal location through stacking. This process was performed with the program HypoCenter, the location of the 5 possible families in the S-E sector of volcano, was obtained.

Keywords: Seismic signals, classification, Hidden Markov Models, LP, HB and drumbeats events, family of events, seismic sources.

1. INTRODUCCION

La identificación y clasificación de señales sísmicas en volcanes, es una de las labores más importantes que se realiza diariamente en la vigilancia y monitoreo de los mismos. Es a partir de las bases de datos que se obtienen, como los sismólogos especializados en sistemas volcánicos pueden inferir los comportamientos presentados por estos, en determinados lapsos de tiempo. Este elemento es de gran utilidad en la elaboración de diagnósticos que permitan un adecuado manejo de los periodos de crisis que regularmente se presentan en los volcanes activos.

Esta actividad es realizada de forma manual en la gran mayoría de los volcanes alrededor del mundo. Sin embargo, pese a ser una labor relativamente sencilla, dado que solo requiere de un conocimiento básico de las principales señales sísmicas de origen volcánico; la clasificación de eventos realizada manualmente, puede tener dos limitaciones importantes. Estas limitaciones se observan de manera especial en volcanes activos, donde en periodos cortos de tiempo se pueden registrar numerosos eventos sísmicos con gran variabilidad, tanto en sus formas de onda como en sus espectros de frecuencia. Por tanto, estas limitaciones están relacionadas con la cantidad de eventos que deben ser clasificados en corto tiempo, y con el criterio de clasificación que tenga cada una de las personas responsables de realizar esta actividad.

Buscando superar dichas limitaciones, muchos investigadores han realizado grandes esfuerzos tendientes a la implementación de programas de clasificación automática, robustos, fácilmente adaptables, con altos porcentajes de precisión que permitan obtener resultados similares a los que se tienen cuando se realiza el proceso de clasificación en forma manual.

Diferentes métodos han sido explorados para llevar a cabo este objetivo, dentro de los cuales se incluyen técnicas de correlación cruzada (Stephens y Chouet, 2001; Green y Neuberg, 2006), clasificación bayesiana de *wavelets* (Gendron *et al.*, 2000), redes neuronales artificiales, ANN (*Artificial Neural Networks*) (Falsaperla *et al.*, 1996; Scarpetta *et al.*, 2005; Langer *et al.*, 2006) y algunos métodos de análisis estadísticos como los modelos ocultos de Markov, HMM (*Hidden Markov Models*) (Benitez *et al.*, 2007, Beyreuther *et al.*, 2008, Ibañez *et al.*, 2009, Gutierrez *et al.*, 2009, Dawson *et al.*, 2010, Arámbula, 2011). Siendo las redes neuronales artificiales y los modelos ocultos de Markov, las técnicas más utilizadas en la actualidad, para el desarrollo de los programas de clasificación automática de señales sísmicas de origen volcánico.

1.1. REDES NEURONALES

Las redes neuronales artificiales son sistemas no lineales adaptativos, con una estructura particular que consta de un gran número de unidades de procesamiento simple interconectadas, llamadas neuronas (Falsaperla *et al.*, 1996). Dichas neuronas fueron inspiradas a partir del funcionamiento de las neuronas biológicas del cerebro humano. Las redes neuronales artificiales pueden ser utilizadas como clasificadores automáticos, cuando han sido debidamente entrenadas con un conjunto etiquetado de datos, previamente procesados (conjunto de entrenamiento) (Scarpetta *et al.*, 2005). El rendimiento del clasificador se debe probar sobre un conjunto independiente de datos previamente procesados (conjunto de prueba) (Scarpetta *et al.*, 2005).

En los programas de clasificación automática basados en Redes Neuronales Artificiales, la arquitectura más utilizada es la del perceptrón multicapa, MLP (*Multi Layer Perceptron*), con una sola capa oculta (Figura 1) (Falsaperla *et al.*, 1996; Scarpetta *et al.*, 2005; Langer *et al.*, 2006). Esta sencilla topología de tres capas, consta de una capa inicial, donde se almacenan los vectores con los parámetros de entrada, una capa oculta, donde se aplica una función de ponderación no lineal y la capa de salida que representa el vector resultante de la clasificación obtenida a través de las redes neuronales (Langer *et al.*, 2006).

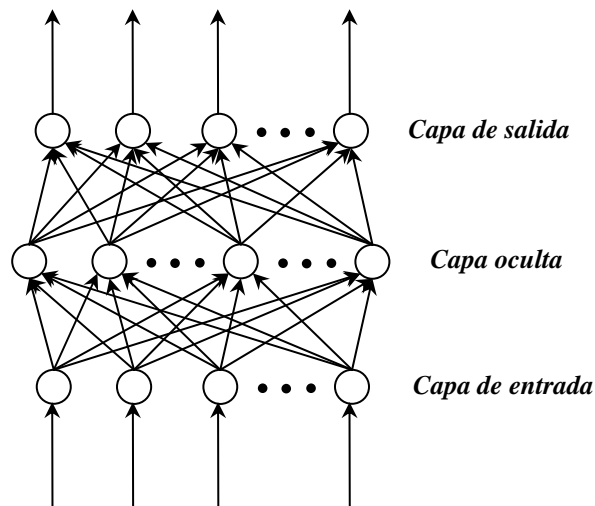


Figura 1. Diagrama esquemático de un perceptrón multicapa.

Los parámetros de entrada, corresponden a las características espectrales y a los atributos de la forma de onda de las señales sísmicas a clasificar por el programa (Scarpetta *et al.*, 2005).

Falsaperla *et al.* (1996), usaron las Redes Neuronales Artificiales para clasificar cuatro tipos de señales diferentes en el volcán Stromboli, obteniendo porcentajes de precisión de hasta el 89 %. Algo similar hicieron Scarpetta *et al.* 2005, al

utilizar redes neuronales para clasificar sismos locales y eventos VT en cuatro estaciones diferentes del Volcán Vesubio. Los porcentajes promedio de clasificación correcta fueron 99 %, 97 %, 94 % y 96 % (Scarpetta *et al.*, 2005). En el volcán Soufrière Hills – Monserrat, Langer *et al.* (2006), también implementaron un programa de clasificación automático basado en redes neuronales para cinco clases de eventos (VT, LP, HB, Regionales y rocas), ellos obtuvieron porcentajes de precisión de hasta el 80 %.

Aunque la técnica de Redes Neuronales Artificiales ha sido aplicada con éxito en la clasificación automática de señales sísmicas locales y volcánicas, este sistema presenta una limitación, y es que requiere de un pre-procesamiento manual de los datos para seleccionar un subconjunto de registros, donde cada uno de ellos solo puede contener un evento sísmico para ser clasificado. Por tanto, el método de clasificación automática basado en Redes Neuronales Artificiales no se puede utilizar para clasificar eventos sísmicos en registros continuos de datos y en tiempo cuasi-real (Ibáñez, *et al.*, 2009).

1.2. MODELOS OCULTOS DE MARKOV

Esta es una técnica que ha tenido buena acogida en los últimos años, en el desarrollo e implementación de programas de clasificación automática, robustos, con altos porcentajes de precisión y buen funcionamiento en tiempo cuasi-real.

La teoría básica de los modelos ocultos de Markov, fue desarrollada a comienzos del siglo XX por Andrei Markov (Rabiner y Juang, 1986; Vaseghi, 2008). Sin embargo, solo fue hasta la década del 70, cuando se aplicó explícitamente y con éxito, en problemas de reconocimiento de voz (Rabiner y Juang, 1986). Los HMM han tenido gran aceptación en los últimos años debido a dos grandes razones. La primera, tienen una buena estructura matemática que les permite ser la base teórica de un amplio rango de aplicaciones. Y la segunda, cuando los modelos son aplicados adecuadamente, pueden trabajar muy bien en situaciones prácticas reales (Rabiner, 1989).

Los modelos ocultos de Markov se utilizan para el modelado estadístico de señales no estacionarias, como las señales de voz, secuencias de ruido variables en el tiempo, bio-señales, secuencias de ADN y series de tiempo en general (Vaseghi, 2008; Arámbula, 2011).

Un modelo oculto de Markov es un proceso de estados finitos de doble capa, con un proceso oculto que controla la selección de los estados de un proceso observable (Vasegui, 2008) (Figura 2a). 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 $t - 1$ (Vasegui, 2008). Por tanto, los HMM son esencialmente procesos de estados

finitos, con un proceso de Markov previo que modela las transiciones entre los estados, y un conjunto de funciones de densidad de probabilidad de los estados, para modelar las variaciones aleatorias de la señal dentro de cada estado (Vasegui, 2008).

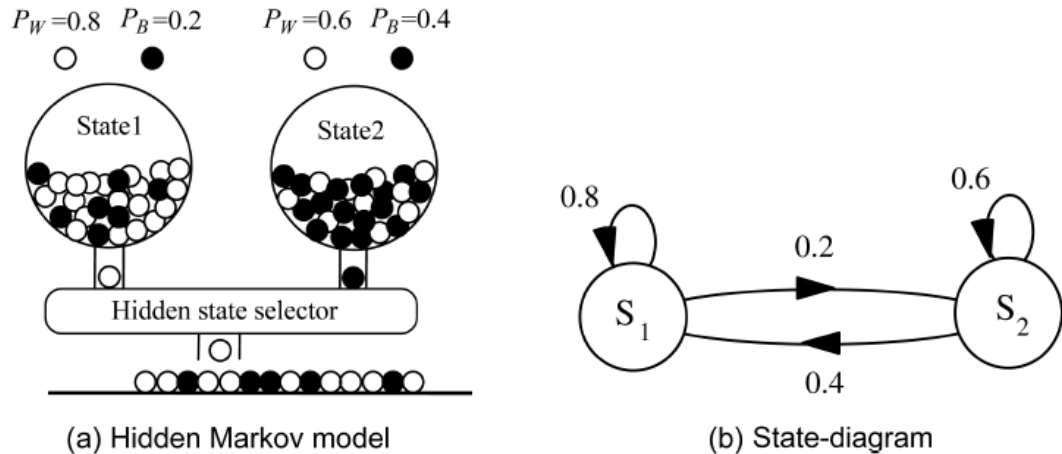


Figura 2. (a) Modelo oculto de Markov, el modelo ‘oculto’ es la forma como ambos estados pueden producir la misma salida con diferente probabilidad. (b) Diagrama de estados para el modelo oculto de Markov (Tomado de Vasegui, 2008). En este gráfico los estados corresponden a los contenedores y las probabilidades de salida de cada uno de ellos están determinadas por el modelo oculto: “si la salida es una bola blanca se tendrá una transición dentro de los mismo estados”, es decir, la salida siguiente le corresponderá al contenedor que arrojó la bola blanca. De lo contrario, si la salida es una bola negra la transición se hará de un estado a otro (de un contenedor al otro). En ambos casos las siguientes salidas tienen sus correspondientes probabilidades.

Al asumir en la figura 2a, que en intervalos de tiempo sucesivos un proceso de selección oculta escoge uno de los dos contenedores para liberar una bola, las bolas liberadas se reemplazan de tal forma que, la densidad de la mezcla de bolas negras y blancas en cada contenedor se mantiene invariable. Cada contenedor puede ser considerado como un estado subyacente del proceso de salida. Por ejemplo, asuma que el proceso de selección del contenedor oculto se rige por la siguiente regla: en cualquier momento, si la salida del contenedor seleccionado es una bola blanca entonces se selecciona de nuevo el mismo contenedor para la salida la siguiente bola, de lo contrario se selecciona el otro. Este es un ejemplo de un proceso de Markov, dado que el estado siguiente del proceso depende de la situación actual, tal como se muestra en el modelo de estado binario de la figura 2b. Tenga en cuenta que en este ejemplo el resultado observable no indica de forma inequívoca el estado oculto subyacente, dado que ambos estados (contenedores) son capaces de liberar bolas blancas y bolas negras (Vasegui, 2008).

En general, un modelo oculto de Markov tiene N estados, con cada estado entrenado para modelar un segmento diferente de una señal o serie de tiempo. Por tanto, un HMM se puede utilizar en el modelamiento de un proceso aleatorio

variable en el tiempo, como una cadena probabilística de Markov de N subprocesos básicamente estacionarios o cuasi-estacionarios. La forma general de un HMM de tres estados, se muestra en la figura 3a. Sin embargo, una forma más restringida de estos modelos, es el modelo izquierda-derecha (Figura 3b). La restricción izquierda-derecha es útil para caracterizar estructuras secuenciales o temporales de señales estocásticas tales como señales de voz, de música y señales sísmicas; dado que el tiempo puede ser visualizado como si tuviese una dirección de izquierda a derecha (Vasegui, 2008).

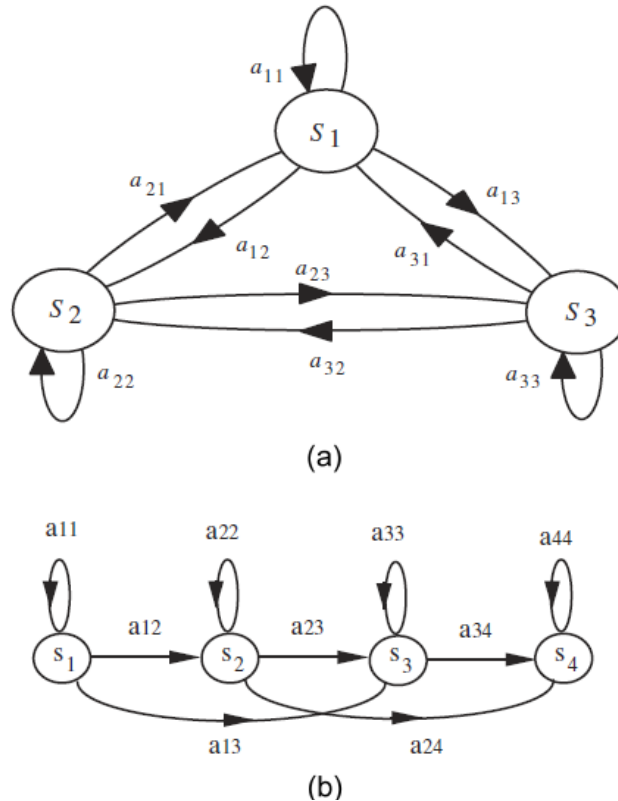


Figura 3. (a) Estructura de un HMM ergonómico de tres estados (No existe restricción estructural para conectarse de un estado cualquiera a otro estado cualquiera). (b) Modelo izquierda-derecha de un HMM de cuatro estados (solo permite transiciones de estado en la dirección izquierda-derecha y sobre él mismo estado). (Tomado y modificado de Vasegui, 2008).

Un modelo oculto de Markov, consta de los siguientes parámetros (Rabiner, 1989; Vasegui, 2008):

Numero de estados, N , en el modelo. Aunque los estados son ocultos, existen muchas aplicaciones prácticas en las que los estados o conjunto de estados tiene un significado físico. Los estados individuales se denotan como $S = S_1, S_2, \dots, S_N$, y se ajustan al número total de eventos estocásticos diferentes o fundamentales, dentro de una señal procesada. Por ejemplo, en el modelamiento de un proceso binario de dos estados, tal como el ruido impulsivo, N se ajusta a 2, un estado para la señal limpia y otro para el impulso.

Vectores de observación de estados $\mu = \{\mu_{i1}, \mu_{i2}, \dots, \mu_{iM}, i = 1, \dots, N\}$. Para cada estado, un conjunto de vectores prototipo M , corresponden a la salida física 'observable' del sistema que está siendo modelado.

Vector de probabilidades del estado inicial $\pi = [\pi_1, \pi_2, \dots, \pi_n]$. Representa el estado inicial del sistema modelado.

Matriz de probabilidades de transición de estados $A = \{a_{ij}, i, j = 1, \dots, N\}$. Donde a_{ij} es la probabilidad de transición desde el estado i al estado j , para todo $i, j \in N$. Esta matriz suministra una red de conexión Markoviana entre los estados y modela la variación en la duración de las señales asociadas con cada estado.

Modelo de probabilidad del vector de observación de estados. Esto puede ser, o un modelo discreto compuesto de M vectores prototipos y su probabilidad asociada $P = \{P_{ij}(\cdot); i = 1, \dots, N, j = 1, \dots, M\}$, o un modelo de la función de densidad de probabilidad continua (usualmente Gaussiana) $F = \{f_{ij}(\cdot); i = 1, \dots, N, j = 1, \dots, M\}$.

Dando valores apropiados a N , A , M , P y π , los modelos ocultos de Markov pueden ser utilizados para generar una secuencia de observaciones $O = o_1, o_2, \dots, o_t$, donde cada observación O_t es uno de los valores del conjunto μ y T es el número de observaciones en la secuencia (Rabiner, 1989).

1.2.1. Ejemplos de aplicación de los Modelos Ocultos de Markov.

1) Estado del tiempo (Sinche y Agila, 2008).

Suponga que tiene un amigo que vive lejos, con el que se comunica diariamente por teléfono. Su amigo realiza ciertas actividades tales como caminar, ir de compras y asear el apartamento, dependiendo del estado del tiempo cada día. Usted no tiene información precisa del estado del tiempo en la zona, pero tiene una idea de ello. A través de la información que le da su amigo diariamente, usted puede inferir cual es el estado del tiempo.

Ahora suponga que el estado del tiempo se comporta como una cadena discreta de Markov, en la cual existen dos estados 'Lluvioso' y 'Soleado', pero usted no los puede apreciar directamente, es decir, están ocultos. Existe también la posibilidad de que su amigo realice una de las tres actividades cada día, dependiendo del estado del tiempo; estas son las observaciones, dado que su amigo le cuenta lo que ha hecho cada día. Todo este sistema representa un modelo oculto de Markov.

Usted conoce las tendencias del tiempo y las actividades que su amigo realiza diariamente, es decir que conoce los parámetros del modelo oculto de Markov. Al transcribirlo a un lenguaje de programación se tiene:

```
estados = ('Lluvioso', 'Soleado')

observaciones = ('caminar', 'comprar', 'asear')

probabilidad_inicial = {'Lluvioso': 0.6, 'Soleado': 0.4}

probabilidad_transicion = {
    'Lluvioso' : {'Lluvioso': 0.7, 'Soleado': 0.3},
    'Soleado'   : {'Lluvioso': 0.4, 'Soleado': 0.6},
}

probabilidad_emision = {
    'Lluvioso' : {'caminar': 0.1, 'comprar': 0.4, 'asear': 0.5},
    'Soleado'   : {'caminar': 0.6, 'comprar': 0.3, 'asear': 0.1},
}
```

Esta porción de código tiene:

La `probabilidad_inicial` que representa el estado en el que usted cree que se encontraba el modelo oculto de Markov, la primera vez que su amigo lo llamó.

La `probabilidad_transicion` representa el cambio del tiempo en la cadena de Márkov por detrás del modelo. En este ejemplo, hay un 30% de probabilidad de que el siguiente día esté soleado si el día que lo precede llovió.

La `probabilidad_emision` representa con cuanta probabilidad su amigo realiza una actividad determinada cada día. Si llueve, hay un 50% de probabilidad de que esté aseando su apartamento; si hay sol, hay un 60% de probabilidades de que haya salido a caminar.

2) Modelado de ruido impulsivo (Vasegui, 2008).

Un ejemplo de un proceso de ruido no estacionario es el segmento de ruido impulsivo que se muestra en la figura 4a. Esta secuencia de ruido, puede ser modelada a través de un modelo oculto de Markov de dos estados (Figura 4b). Donde el estado S_1 modela los períodos 'off' entre los impulsos y el estado S_2 modela los impulsos. La probabilidad de que el periodo modelado sea un impulso se define como α y la probabilidad de que sea un 'off' se denota como $1 - \alpha$. En cuanto a las probabilidades de transición estas se definen por los

a_{ij} , y las salidas u observaciones se representan como: 0, para los periodos 'off'; 1, para los impulsos positivos y -1, para los impulsos negativos. Con esta información se puede reconstruir la secuencia observada.

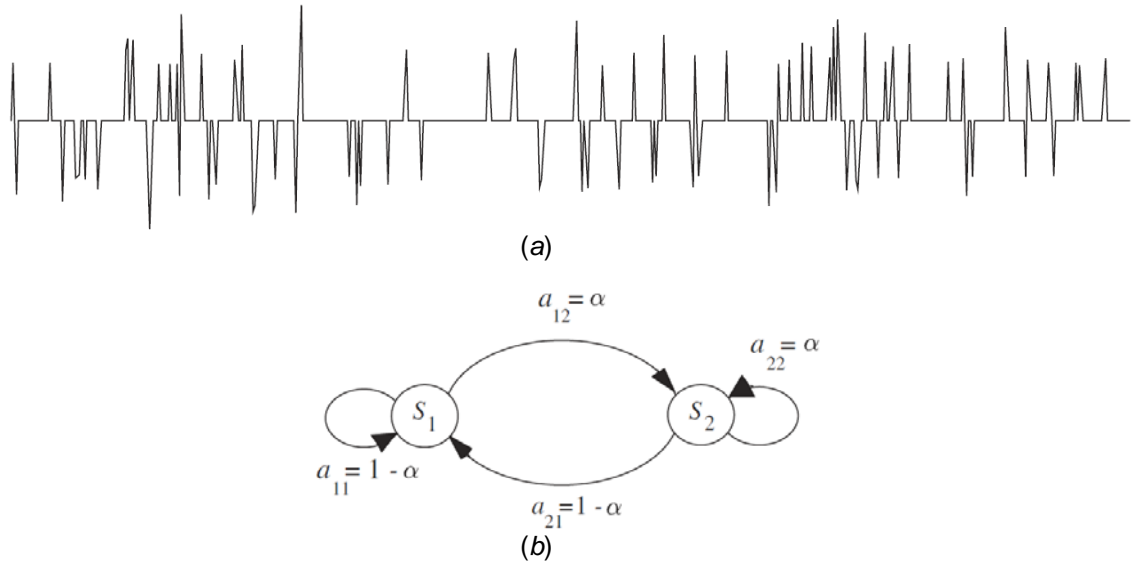


Figura 4. (a) Ruido impulsivo. (b) Modelo oculto de Markov de estado binario para representar una señal de ruido impulsiva (Tomado de Vasegui, 2008).

1.3. METODOLOGÍA

La implementación del programa de clasificación automática basado en los Modelos Ocultos de Markov, se hizo a través de las siguientes etapas:

1. **Adecuación de la base de datos correspondiente a los años 2007 y 2008.** Consistió en el cambio de formato de los archivos, esto es, de formato *suds* multiplexado se migró a formato *sac*, con el fin de que los datos fueran reconocidos por el programa de segmentación.
2. **Preselección de eventos.** La selección inicial se hizo a partir de la base de datos ya clasificada de los años 2007 y 2008 con que cuenta el OVS-Popayán. Y tuvo como objetivo, el considerar los criterios de clasificación que maneja el Observatorio en el reconocimiento de las diferentes señales sísmicas.
3. **Segmentación de las señales sísmicas.** En esta etapa se segmentaron 1724 señales sísmicas, entre eventos VT, LP, HB, TR y Regionales, además de segmentos de ruido sísmico de fondo. El proceso se hizo a través de la rutina *classification_seismic_signal_1.m*, desarrollada en Matlab por el Dr. Phillipe Lesage. Esta rutina generaba dos archivos (un archivo binario *.dat* de 16 bits que contiene la traza de la señal segmentada y un archivo de texto *.mlf* (*Machine List File*) con los datos de la segmentación), por cada señal sísmica segmentada.

4. **Creación de la base de datos.** La base de datos se creó a partir de los archivos *.dat* y *.mlf* obtenidos en la segmentación de los eventos. El proceso consistió en unificar en un solo archivo, todos los archivos *.mlf*, para posteriormente depurar la base, a través de la eliminación de los datos *garbage* tanto del archivo *.mlf* (final) como de los archivos binarios.
5. **Entrenamiento del sistema.** Se realizó con aproximadamente la mitad de los archivos que componen la base de datos. Y consistió en ajustar el algoritmo de entrenamiento, para la obtención de los modelos estadísticos que mejor representan los diferentes tipos de señales sísmicas identificadas en el volcán.
6. **Clasificación de eventos sísmicos individuales.** El reconocimiento de las señales sísmicas individuales se hizo con la base de datos restante, y se realizó de manera simultánea con el entrenamiento del programa. Esto con el fin de ajustar el algoritmo de entrenamiento a través del método de ensayo y error, hasta obtener los mejores modelos estadísticos, representativos de cada tipo de sismicidad previamente identificada para el volcán.
Tanto la etapa de entrenamiento como la de clasificación de eventos sísmicos individuales se realizaron a través de las rutinas modificadas en *Python* para el programa HTK (Programa desarrollado en la Universidad de Cambridge para el reconocimiento de voz), por el Ingeniero Guillermo Cortes (Universidad de Nueva Granada).
7. **Clasificación de señales sísmicas contenidas en registros continuos.** En esta etapa se utilizaron los modelos obtenidos a través del entrenamiento y clasificación individual de señales, para el reconocimiento de los eventos sísmicos contenidos en los registros continuos. Los datos utilizados corresponden a los registros continuos del año 2008.

2. VOLCÁN NEVADO DEL HUILA

2.1. ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS

El Volcán Nevado del Huila (VNH) corresponde a la mayor altura de los Andes Colombianos (5364 msnm) (Pulgarín *et al.*, 2001) (Figura 5) y está localizado al suroccidente de la Republica de Colombia, en límites de los departamentos de Cauca, Huila y Tolima, y en las coordenadas geográficas 2°55' Norte y 76°03' Occidente. Su sistema hidrológico está compuesto principalmente por los ríos Símbola al Oriente y Páez al Occidente, los cuales se unen en el extremo sur a 32 km del municipio de Belalcázar - Cauca (Pulgarín, 2000). El VNH es un estratovolcán activo de naturaleza predominantemente efusiva, que no posee cráter visible, tiene forma elongada en dirección N-S con ejes basales de 16 y 11 km, respectivamente. La cima se halla cubierta por un casquete glaciar del que sobresalen los Picos Norte, La Cresta, Central y Sur, además de los domos Cerro Negro y El Morrillo descubiertos a raíz del retroceso glaciar en el sector sur, y del domo Nuevo que se emplazó en la parte alta del edificio volcánico entre los Picos Central y Sur, luego de la erupción freática del 20 de noviembre de 2008 (Figura 6). Estos Picos y domos se encuentran alineados en dirección N-S, y se presumen que constituyen antiguos focos de actividad volcánica.

Durante algún tiempo se afirmó que el VNH era un volcán de naturaleza netamente efusiva, cuyas únicas manifestaciones de actividad volcánica habrían sido lavas con diferentes grados de viscosidad, partiendo de lavas muy fluidas (flujos de lava), hasta lavas muy viscosas (domos) (Correa *et al.*, 2000). Tiempo después se consideró que el VNH podría presentar tanto actividad efusiva como explosiva, siendo predominante la actividad efusiva. Esta hipótesis fue corroborada en 1995, cuando se hallaron las primeras evidencias de material piroclástico (fragmentos de pómez) en la ladera occidental, y en 1996 con el hallazgo de pequeños flujos piroclásticos, posiblemente generados en erupciones volcánicas más violentas (Pulgarín *et al.*, 2001).

El VNH es un típico volcán de margen activa convergente de placas, que hace parte del cinturón de fuego del Pacífico, y se halla asociado a la zona de subducción de la placa Nazca bajo de la miniplaca del Bloque Andino y la placa Suramericana (Pulgarín *et al.*, 2001). Este volcán se formó en una zona de debilidad cortical, y el ascenso de material magmático de composición andesítica, se produjo en el sitio donde se cruzan algunas fallas inversas con dirección N-E y NNE pertenecientes al sistema Cauca-Romeral y otras fallas menores de corrimiento lateral derecho con dirección (*strike*) N-W y E-W (Pulgarín *et al.*, 2001).

Entre las fallas de tipo inverso se destacan: la falla Moras W, Moras E, Inzá y Toéz, y entre las fallas de corrimiento lateral derecho se tienen las fallas de los ríos Símbola, Ullucos y Molino. El cruce de estos sistemas de fallas define

diversos bloques tectónicos; por lo que se considera que el VNH es uno de ellos (Pulgarín *et al.*, 2001). El basamento sobre el que se levanta el volcán y las unidades litológicas que lo enmarcan corresponden a rocas ígneas (intrusivas y extrusivas), metamórficas y metasedimentarias y formaciones sedimentarias recientes (Pulgarín *et al.*, 2001).

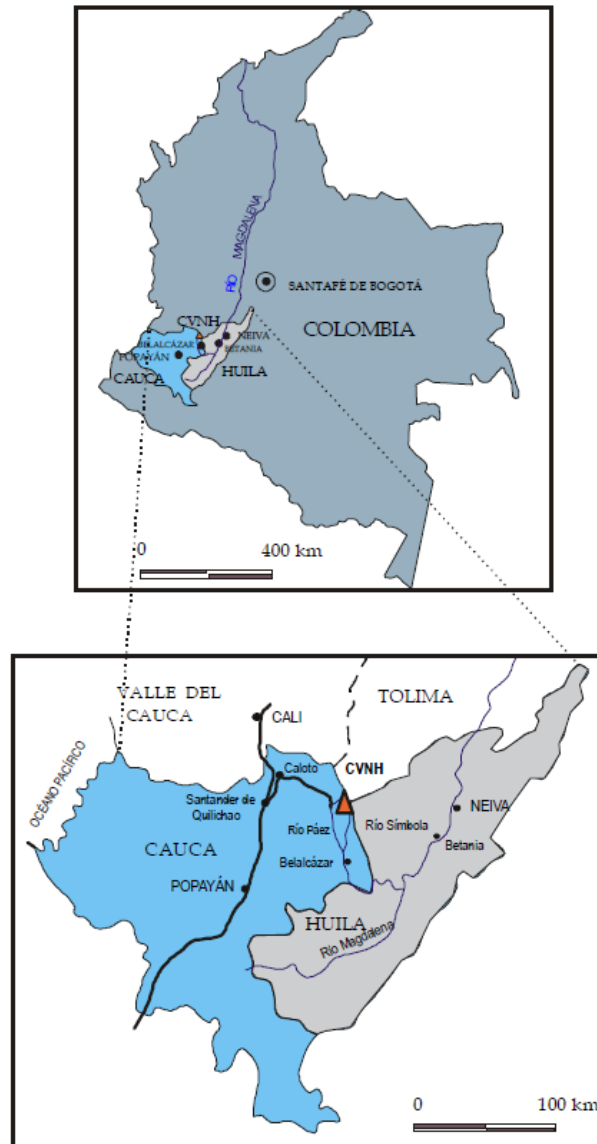


Figura 5. Ubicación del volcán Nevado del Huila en la geografía colombiana (Pulgarín *et al.*, 2001).

Observaciones realizadas en las diferentes campañas de campo, además de análisis fotogramétrico y de imágenes satelitales, han permitido establecer que el VNH ha tenido, por lo menos, un episodio calderico sobre el que se desarrollaron posteriores centros de emisión que conformaron a través del tiempo, el edificio volcánico actual. De modo que es posible hablar del Complejo Volcánico Nevado del Huila (Correa *et al.*, 2000).

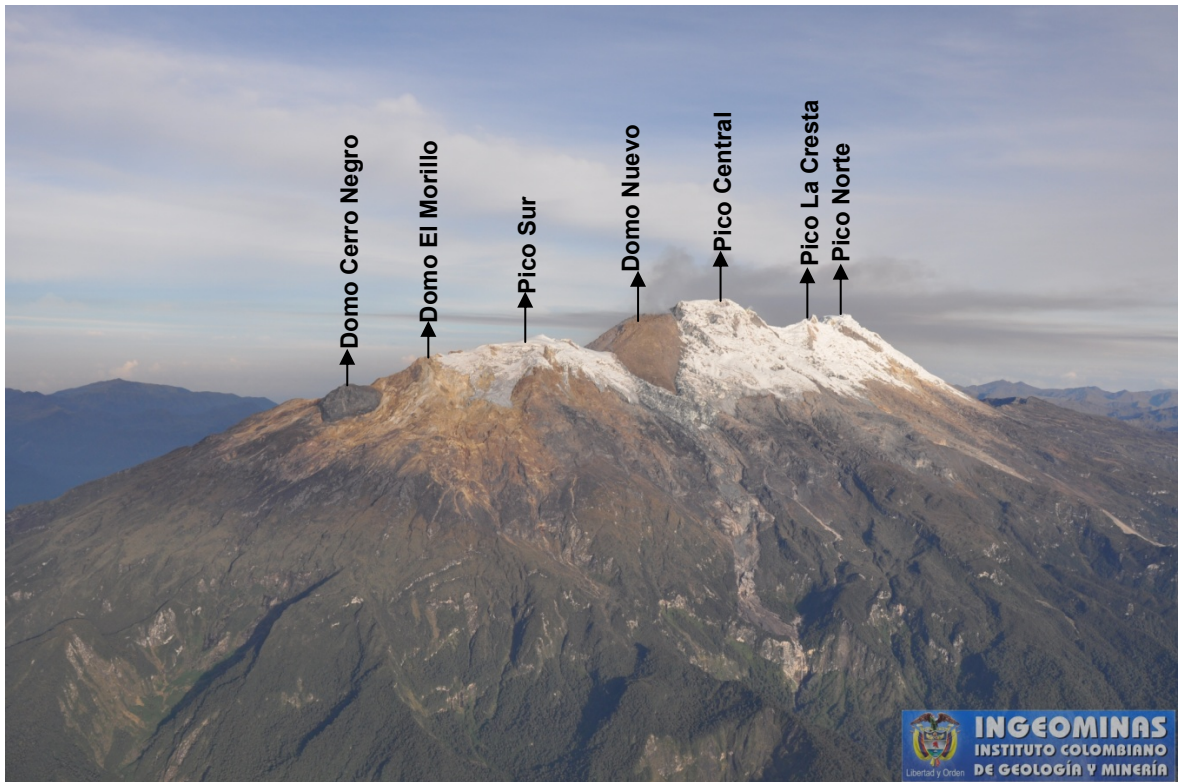


Figura 6. Imagen panorámica del volcán Nevado del Huila, visto desde el sector suroriental. En esta imagen se pueden apreciar los domos y Picos que conforman el complejo volcánico, además del nivel de afectación del casquete glaciar, como consecuencia del cambio climático.

2.2. RED DE VIGILANCIA SISMOLÓGICA

A partir del año 1986 se inició el monitoreo sismológico en el VNH con la implementación de estaciones sísmicas portátiles. Sin embargo, fue hasta el año 1993 cuando se implementa la vigilancia volcánica en tiempo cuasi-real, a través de la instalación de cuatro estaciones sismológicas telemétricas en los flancos Norte, Occidental y Sur del edificio volcánico. Estas estaciones conocidas con los nombres de Verdún, Corazón, Nevada y Cerro Negro, constaban de sismómetros uniaxiales de periodo corto y componente vertical.

La red se mantuvo activa casi en su totalidad hasta el año 2004, cuando por condiciones de orden público fue imposible regresar a la zona a realizar los correspondientes mantenimientos. Por tanto, desde el año 2004 y hasta el año 2007 solo se contó con la estación Cerro Negro instalada en el Pico Sur a 3 km aproximadamente del Pico Central (principal foco de actividad volcánica en la actualidad).

En el mes de marzo de 2007 se instalaron dos nuevas estaciones sismológicas triaxiales de periodo corto en el extremo Norte del volcán, en los sitios conocidos

como Verdún2 y Diablo. Ese mismo año, durante el mes de octubre y muy posiblemente como consecuencia de la actividad volcánica registrada durante el año, sale de funcionamiento la estación Cerro Negro, quedando operativas únicamente las dos estaciones nuevas.

En el año 2008, durante los meses de abril y julio se instalaron dos estaciones triaxiales banda ancha en el sector Sur del volcán, en los sitios conocidos como Buco en el costado occidental y Maravillas en el costado oriental. Conformándose así la red de vigilancia sismológica con la cual se monitoreo el volcán durante el proceso eruptivo de 2008 (Figura 7 y Tabla 1).

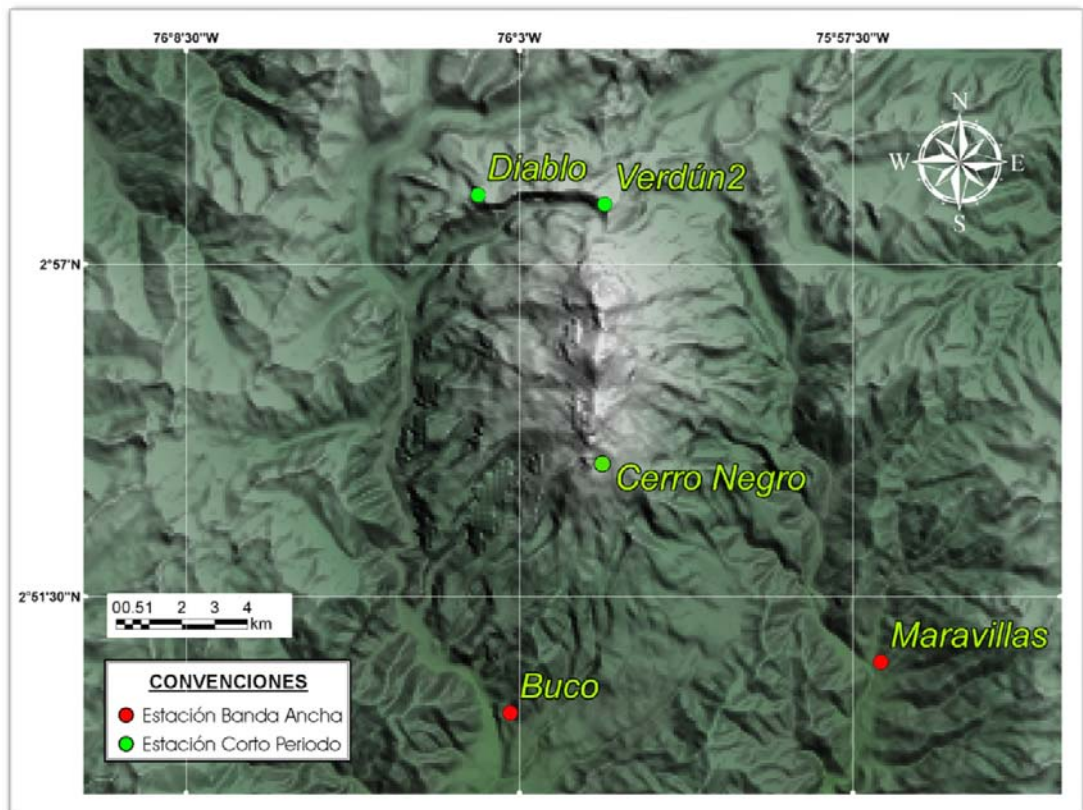


Figura 7. Red Sismológica del Volcán Nevado del Huila (Servicio Geológico Colombiano, SGC).

Tabla 1. Características principales de la red de vigilancia sismológica que se hallaba operativa durante el segundo semestre del 2008 en el VNH.

Nombre	Tipo	Latitud	Longitud	Altura (msnm)	Distancia al Pico Central
<i>Diablo</i>	Sercel – L4C	2°58'30"	76°03'40"	4100	6.26 km NW
<i>Verdún-2</i>	Triaxial de Periodo Corto (1 s)	2°58'10"	76°01'56"	4534	4.8 km N
<i>Buco</i>	Guralp - CMG-3ESPC	2°50'27"	76°03'82"	2310	11.13 km SW
<i>Maravillas</i>	Triaxial Banda Ancha (60 s)	2°50'33"	75°57'16"	2207	12.8 km SE

2.3. SEÑALES SÍSMICAS CARACTERÍSTICAS DEL VOLCAN

Las señales sísmicas características de un volcán, se originan a partir de procesos que aunque diferentes, están interrelacionados y son consecuencia directa de la dinámica de fluidos que ocurre al interior de los conductos volcánicos. Estos procesos o mecanismos de origen se dividen en:

- 1) Mecanismos de fractura o cizalla, que se originan como respuesta de la roca sólida encajante a los cambios de esfuerzos inducidos por el movimiento del magma (Chouet y Matoza, 2013). Este mecanismo de fuente, se caracteriza por tener amplios anchos de banda, con contenidos frecuenciales en el rango de 1 a 15 Hz generalmente.
- 2) Fenómenos de resonancia acústica producidos al interior de cavidades o grietas llenas de fluido (Chouet y Matoza, 2013), como consecuencia de la desgasificación del magma o del vapor de agua generado por la interacción del material magmático con el sistema hidrotermal. A diferencia de los mecanismos asociados a fracturamiento de roca, los fenómenos de resonancia acústica, se conocen también como procesos de Largo Periodo, con anchos de banda relativamente estrechos y periodos típicos que se sitúan en el intervalo de 0.2 a 2 s (Chouet, 1996).

En la actualidad, las señales sísmicas volcánicas son comúnmente clasificadas teniendo en cuenta su contenido frecuencial para poder determinar sus posibles mecanismos de origen (Lahr *et al.*, 1994; Chouet, 1996; McNutt, 2005). Es así, como de acuerdo a esta clasificación, en un sistema volcánico activo se pueden registrar los siguientes tipos de eventos: Volcano-Tectónicos (VT), de Largo Periodo (LP), Tremor Volcánico (TR), Híbridos (HB) y Explosiones (McNutt, 2005 y Miller *et al.*, 1998).

El Volcán Nevado del Huila como cualquier sistema volcánico activo, registró una amplia variedad de señales sísmicas, durante los años 2007 y 2008 (periodo de mayor actividad del proceso eruptivo que inicio en el mes de febrero de 2007). Por tanto, siguiendo con los criterios anteriormente descritos, las señales sísmicas registradas en este volcán se clasifican de la siguiente forma:

2.3.1. Eventos volcano-tectónicos (VT)

También conocidos como eventos de alta frecuencia (McNutt, 2005), los VT son eventos asociados a fallamientos de corte dentro del edificio volcánico o en la corteza por debajo de éste (Chouet y Matoza, 2013; Lahr *et al.*, 1994). Estos eventos presentan altos contenidos energéticos por encima de 5 Hz y arribos impulsivos de las ondas P y S (Miller *et al.*, 1998).

Al igual que los eventos tectónicos, los eventos VT poseen mecanismos de fuente de doble par de fuerzas. Sin embargo, existen casos en los que estos eventos se generan por la baja resistencia a la tracción, al enfriarse y solidificarse el magma, exhibiendo así mecanismos de fuente de fuerza simple, con una componente volumétrica (Chouet, 1979). Los VT se registran como eventos aislados o como enjambres con duraciones que van desde decenas de segundos a decenas de minutos y tiempos interevento del orden de los segundos, presentándose en muchas ocasiones la superposición de eventos. Hill y Prejean, 2005, definieron este fenómeno como disparo espasmódico o “*Spasmodic Bursts*”.

El nombre Volcano-Tectónico deriva de la similitud que tienen los eventos VT con los eventos propios de la actividad tectónica, en cuanto a contenidos espectrales y mecanismos de falla (Chouet y Matoza, 2013). Por tanto, para distinguir los eventos de origen volcánico de la sismicidad tectónica local, en el VNH se utiliza el criterio de $S - P \leq 5$ s, medidos en la estación de referencia (Cerronegro hasta octubre de 2007 y Verdun2 a partir de entonces), para identificar las señales de origen volcánico.

La sismicidad VT registrada en el VNH se caracteriza por mostrar arribos impulsivos fácilmente identificables de las ondas P y S, y amplios anchos de banda con frecuencias entre 1 y 20 Hz (en estaciones cercanas) (Figura 8).

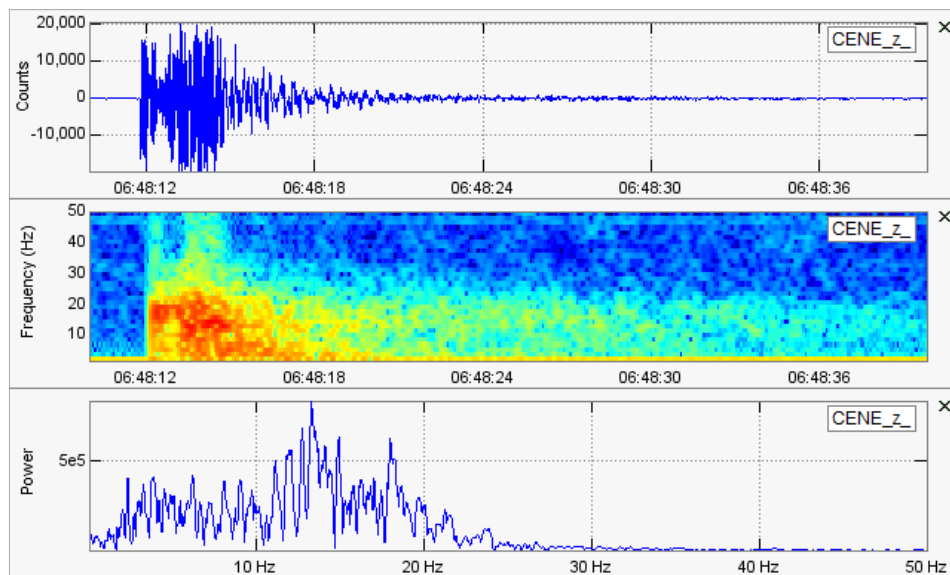


Figura 8. Registro digital de un VT ocurrido el 29 de julio de 2007 a las 06:41 UT (*Universal Time*). En la imagen se puede observar junto a la forma de onda, el espectrograma y el espectro de frecuencias de la misma. Es de notar el rico contenido espectral y el amplio ancho de banda que posee la señal sísmica. (Imagen obtenida a través del SWARM, en la estación Cerro Negro).

Durante el periodo comprendido entre los años 2007 y 2008, se registraron alrededor de 17000 eventos VT en el Volcán Nevado del Huila. De estos, 5000 eventos aproximadamente se localizaron en dos fuentes sismogénicas principales.

La primera de ellas situada en la zona sur del edificio volcánico y la segunda en la parte alta del mismo (Figura 9).

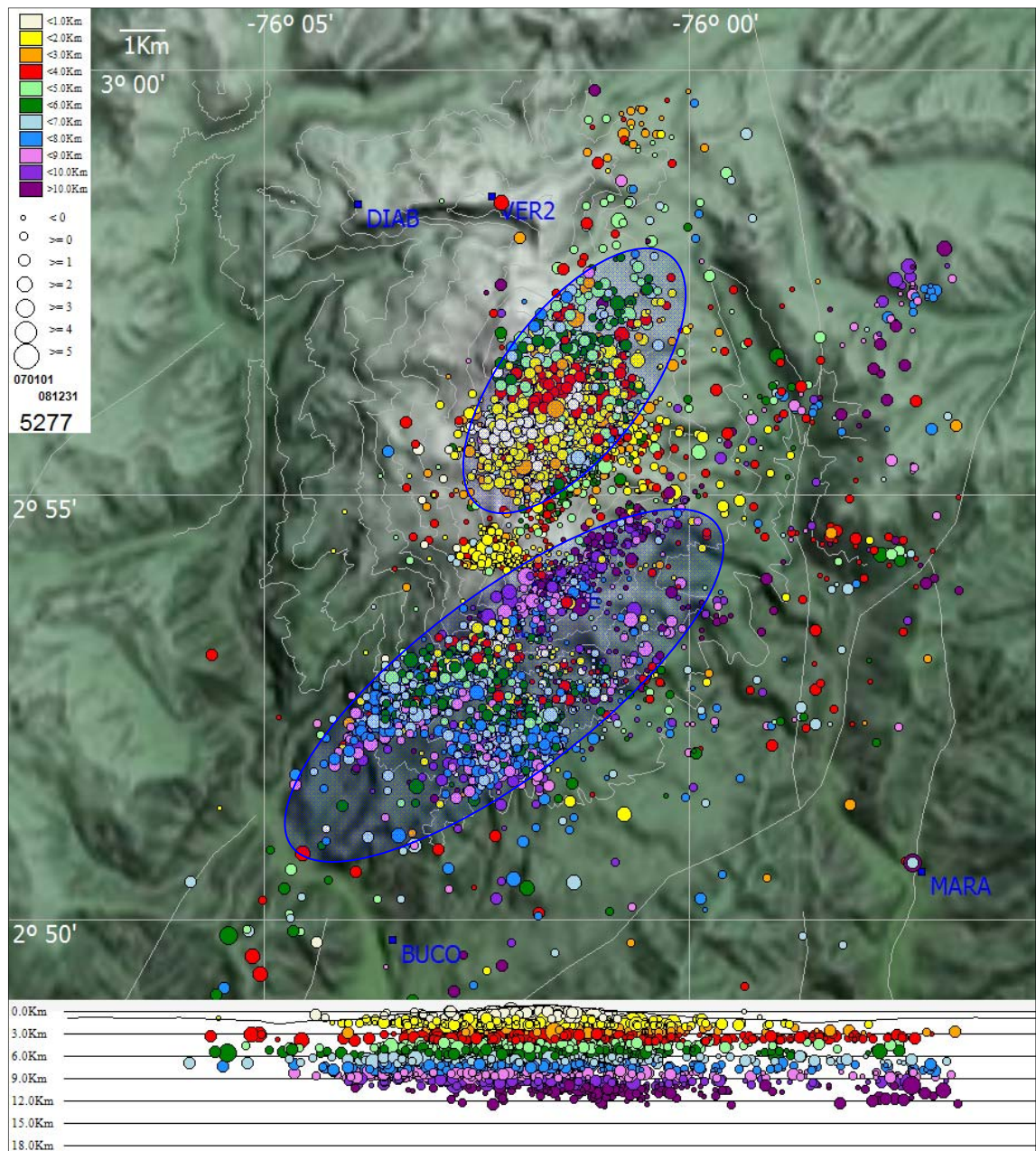


Figura 9. Mapa de localización obtenido para la sismicidad tipo VT, registrada en los años 2007 y 2008 en el Volcán Nevado del Huila.

La fuente sísmica localizada en el sector sur, se caracterizó por registrar eventos con profundidades entre 6 y 12 km aproximadamente, y su distribución elongada posiblemente obedece la dirección de la falla Calambayú que atraviesa el extremo sur del edificio volcánico con dirección SW-NE (Pulgarín et. al., 2001). Este hecho,

permite suponer que los eventos registrados en esta zona, pueden ser el resultado de la interacción de los esfuerzos generados por la intrusión magmática con zonas de debilidad cortical pertenecientes a la falla.

En cuanto a la fuente sísmica localizada en la parte alta del edificio volcánico, se tiene que ésta es de carácter más superficial, pues los eventos aquí localizados, en su gran mayoría poseen hipocentros entre 0 y 4 km aproximadamente. Por tanto, los mecanismos de origen relacionados con esta sismicidad, son producto posiblemente de los esfuerzos generados por las alteraciones del sistema hidrotermal, como consecuencia de su interacción con el reservorio magmático.

2.3.2. Eventos de Largo Período (LP)

Los eventos LP o de baja frecuencia (McNutt, 2005), son eventos con arribos emergentes de ondas P y S, aunque las ondas S son poco diferenciables; tienen formas de onda monocromáticas y duraciones del orden de los segundos (Neuberg *et al.*, 1998). Debido a las formas de onda monocromáticas, los LP se caracterizan por tener estrechos anchos de banda, con frecuencias que se hallan en el intervalo de 0.5 a 5 Hz (periodos de 0.2 a 2 s) generalmente (Chouet, 1996).

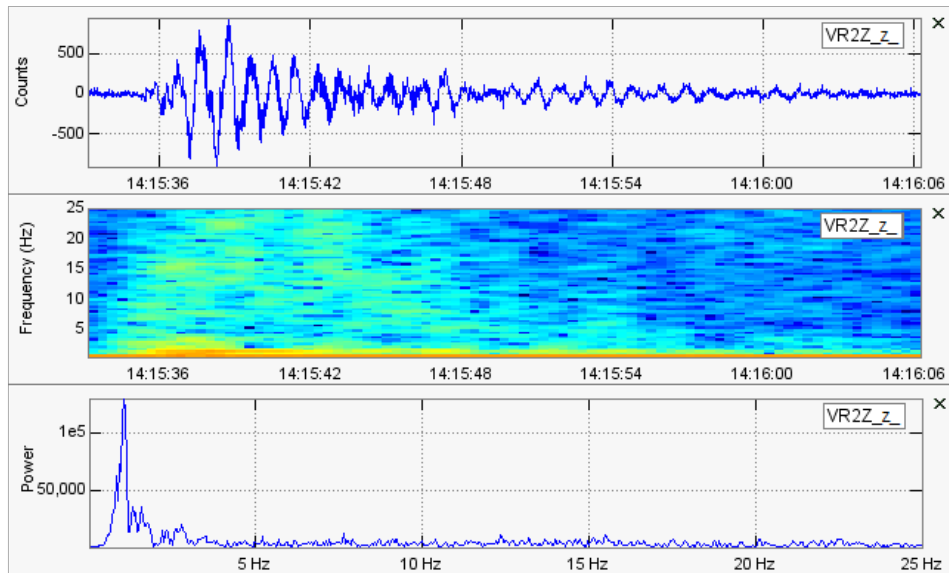
La sismicidad LP se genera por resonancia de cavidades o grietas llenas de fluido, que interviene en el transporte ascendente de agua mezclada con vapor y/u otros gases magmáticos (Lahr, 1994; Chouet 1996). En un volcán activo, esta sismicidad evidencia los cambios de presión que resultan del tránsito de material en los conductos internos, permitiendo así, visualizar la dinámica interna del sistema volcánico (Chouet, 1996).

La carencia de arribos impulsivos de ondas P y S, impiden que los LP sean localizados a través de métodos convencionales (Chouet, 2003). Sin embargo, existen técnicas de localización, algunas de ellas soportadas en el fenómeno de atenuación, que han permitido inferir que este tipo de sismicidad es de carácter superficial con profundidades que oscilan entre 0 y 3 km (Lahr *et al.*, 1994; Battaglia y Aki, 2003; McNutt, 2005; Neuberg *et al.*, 2006; Arámbula, 2011) y epicentros distribuidos por debajo de los cráteres activos en estrechas regiones de forma cilíndrica (Lahr *et al.*, 1994).

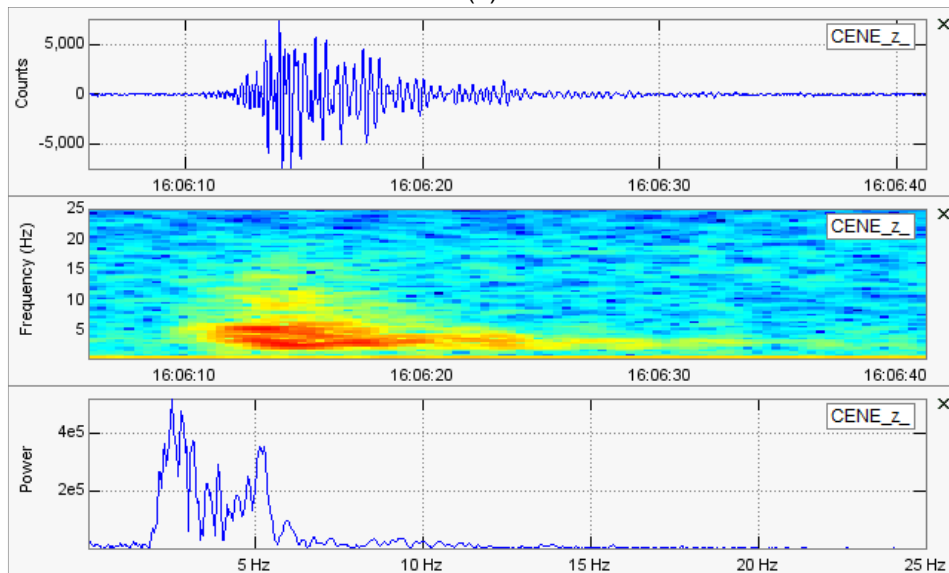
En el volcán Nevado del Huila la sismicidad LP presenta diversos espectros frecuenciales que van desde anchos de banda muy angostos (eventos monocromáticos) y frecuencias bajas ~ 1 Hz, a anchos de banda más amplios, con ricos contenidos frecuenciales (Figura 10). Lo que hace suponer fuentes sísmicas de características diferentes.

Aunque la sismicidad LP registrada en el volcán Nevado del Huila durante los años 2007 y 2008 fue abundante, no se tiene aún una localización aproximada de

la misma, debido a lo difícil que resulta implementar un método de localización confiable, teniendo en cuenta las limitaciones de la red sismológica existente para la época. Sin embargo, se presume que los eventos LP registrados son de carácter superficial, dado que, en la estación Buco distante 11 km del Pico Central, estas señales son casi imperceptibles, como consecuencia tal vez de la propagación de las ondas sísmicas a través de estructuras heterogéneas con fuertes niveles de atenuación, como las que se tienen en los edificios volcánicos (Arámbula, 2011).



(a)



(b)

Figura 10. Registro digital de eventos LP, donde se aprecian además de las formas de onda características, los correspondientes espectrogramas y espectros de frecuencia. Estos últimos sugieren que a pesar de que los eventos son considerados de un mismo tipo, es posible que sus

procesos de origen sean diferentes. (a) LP registrado el día 4 de octubre de 2008 en la estación Verdún2 (distante 4.8 km del Pico Central). (b) LP registrado el 2 de junio de 2007 a las 16:06, en la estación Cerro Negro.

2.3.3. Tremor volcánico (TR)

El tremor volcánico (TR), sigue siendo la señal sísmica más característica de los volcanes activos (McNutt, 2005; Julian, 1994; Konstantinou y Schlindwein, 2002). Y se define como una señal continua, que puede durar minutos, meses e incluso años (Konstantinou y Schlindwein, 2002; Chouet y Matoza, 2013), presidiendo y/o acompañando muchas erupciones volcánicas (Julian, 1994; Konstantinou y Schlindwein, 2002; Alparone, *et al.*, 2003) y de manera especial, erupciones freáticas (Barberi, *et al.*, 1992; Arámbula, 2011).

Estas señales sísmicas poseen una naturaleza similar a la de los eventos LP. Observándose en muchos casos, grandes similitudes tanto en sus formas de onda como en sus espectros frecuenciales. Hecho que sugiere una posible fuente común, donde subyacen dos tipos de eventos que solo difieren en el tiempo de duración (Chouet y Matoza, 2013).

En numerosas observaciones realizadas alrededor del mundo, se ha podido apreciar una amplia variabilidad en las formas de onda, los contenidos frecuenciales y las duraciones de los eventos de tremor (Chouet y Matoza, 2013; Konstantinou y Schlindwein, 2002). Esta variabilidad se puede atribuir a la fuente o a los efectos de trayectoria que se presentan por la propagación de las ondas sísmicas a través de estructuras volcánicas poco consolidadas (Konstantinou y Schlindwein, 2002). El rango frecuencial comúnmente se concentra en la banda de 0.5 a 7 Hz, y la forma del espectro es usualmente dominada por uno o más picos agudos que representan la frecuencia fundamental y sus armónicos, o por una distribución aleatoria de picos (Konstantinou y Schlindwein, 2002).

La amplia variabilidad tanto en las formas de onda, como en los contenidos frecuenciales que presentan los eventos de tremor en muchos volcanes alrededor del mundo, ha hecho que muchos investigadores presenten diversas clasificaciones para ellos (Tabla 2), aunque todas ellas se condensan bajo la clasificación general de 'tremor volcánico'.

En el volcán Nevado del Huila, durante el periodo pre-eruptivo 2007-2008, se registraron dos tipos de tremor. El primero de ellos denominado tremor espasmódico (Figura 11), que se caracterizó por mostrar variaciones tanto en la forma de onda como en las frecuencias dominantes de su ancho de banda espectral. Este tremor fue asociado con emisiones de gases y cenizas a superficie, algunas de las cuales fueron observadas por pobladores de las zonas

aledañas al volcán y/o por personal técnico durante los sobrevuelos rutinarios que realizaban como parte del monitoreo superficial (Figura 12).

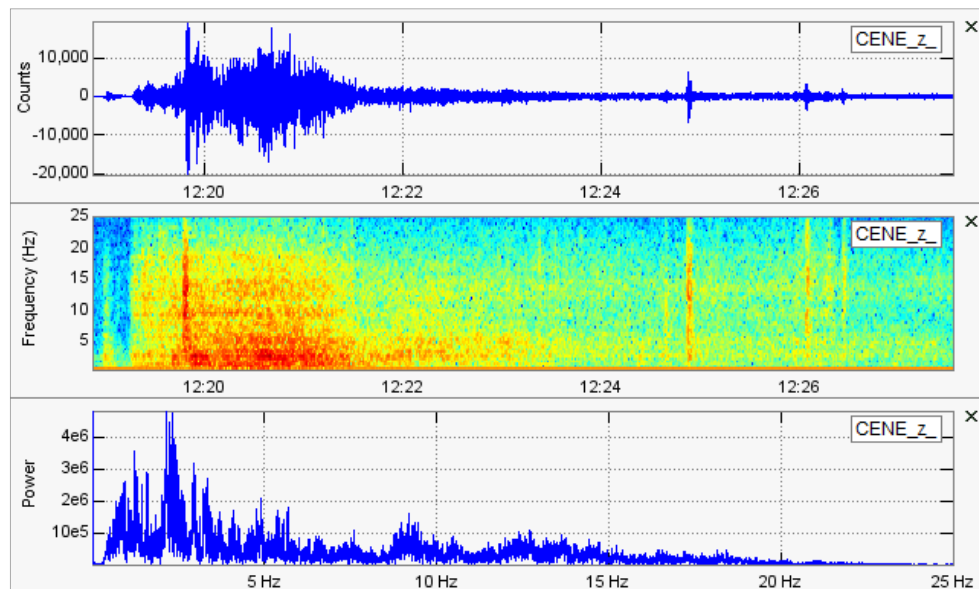


Figura 11. Registro sísmico de un pulso de temblor espasmódico, registrado el 27 de mayo de 2007 a las 12:18 UT. Esta señal se asoció a una emisión de cenizas (conocida también como exhalación en el volcán Popocatepetl – México) que fue observada por personal técnico del Servicio Geológico Colombiano (Figura 11).



Figura 12. Emisión de cenizas ocurrida el 27 de mayo a las 7:18 hora local (12:18 UT), en el Volcán Nevado del Huila.

El otro tipo de temblor observado, fue el temblor monocromático que se registró en octubre de 2008. En él se apreciaron estrechos anchos de banda centrados

alrededor de 1 Hz. Este tremor tuvo duraciones de horas e incluso días, y se presume que su mecanismo de origen estuvo estrechamente relacionado con la interacción directa entre el cuerpo magmático ascendente y el sistema hidrotermal, días antes de la erupción de noviembre de 2008.

Tabla 2. Clasificación del tremor volcánico, teniendo en cuenta cambios en el dominio del tiempo o la frecuencia (Konstantinou y Schlindwein, 2002).

Término	Dominio	Descripción	Ejemplo
Armónico	Frecuencia/Tiempo	Espectro multi-pico con una frecuencia fundamental y sus armónicos respectivos.	Colima, Arámbula, 2011.
Monocrómico	Frecuencia/Tiempo	Espectro que consta de un solo pico agudo que se extiende sobre un estrecho ancho de banda.	Anatahan, Pozgay, <i>et al.</i> , 2005.
Bandeado	Tiempo	Pulsos de tremor alternados con períodos de reposo, que asemejan franjas o bandas en un sismograma.	Karkar, McNutt, 1992.
Espasmódico	Tiempo	Tremor continuo con variaciones importantes en amplitud y en frecuencia.	Nevado del Huila, Santacoloma <i>et al.</i> , 2009.
Tremor 'Storm'	Tiempo	Ráfagas de tremor de pequeña duración que se superponen sobre la actividad sísmica de fondo.	Etna, Schick, 1988

2.3.4. Híbridos

Son eventos que poseen codas con decaimiento armónico característico de eventos LP, altas frecuencias al inicio y primeros movimientos compuestos propios de eventos VT (Lahr *et al.*, 1994; Miller *et al.*, 1998; Neuberg *et al.*, 2006; Harrington y Brodsky, 2007). Los híbridos han sido interpretados como el resultado del fracturamiento frágil que se da en zonas de debilidad que interceptan grietas llenas de fluidos (Lahr *et al.*, 1994; Chouet y Matoza, 2013). Es decir, un híbrido es un evento LP para el cual el mecanismo de disparo es una falla de cizalla (Chouet y Matoza, 2013).

Por tanto, un híbrido puede ser definido como un evento con características propias de procesos asociados a fracturamiento de roca, que a la vez exhibe rasgos inherentes al fenómeno de resonancia acústica que se produce al interior de los conductos volcánicos. Aunque, en trabajos recientes ha sido definido simplemente como un evento LP con altas frecuencias al inicio (Neuberg, 2000; Harrington y Brodsky, 2007; Chouet y Matoza, 2013).

El contenido frecuencial observado al inicio de un LP, puede variar con la profundidad de la fuente, la distancia epicentral y las propiedades de atenuación y dispersión del edificio volcánico (Chouet y Matoza, 2013). Por tanto, la presencia de altas frecuencias en la señal de inicio no necesariamente implica un proceso de fuente híbrida (Chouet y Matoza, 2013).

Los híbridos han sido observados en muchos volcanes y son asociados a la presurización del sistema magmático e inflación del edificio volcánico (Lahr *et al.*, 1994; Neuberg *et al.*, 1998; Neuberg *et al.*, 2006). Razón por la cual son utilizados empíricamente para predecir erupciones (Harrington y Brodsky, 2007). Estos eventos se registran comúnmente en enjambres (Miller *et al.*, 1998; Neuberg *et al.*, 1998), y en algunos casos, cuando la tasa de ocurrencia se incrementa, los eventos discretos se fusionan, dando paso a un tremor con características frecuenciales similares a las del espectro de los híbridos que lo precedieron (Neuberg *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 1998). Dentro de enjambres, los híbridos suelen presentar formas de onda y espectros altamente repetitivos (Miller *et al.*, 1998). Sin embargo, cuando se registran de manera aislada, el tiempo interevento es irregular y no hay una tendencia consistente en la variación de la magnitud. Por lo general, estas magnitudes son más grandes que las de los eventos repetitivos registrados en enjambres. Se han llegado a estimarse magnitudes M_L de hasta 3 para híbridos registrados en forma aislada (Miller *et al.*, 1998).

En los eventos híbridos, con frecuencia se aprecian arribos impulsivos (Miller *et al.*, 1998; Neuberg *et al.*, 1998), fenómeno que les permite ser localizados con más facilidad que los eventos LP (Lahr *et al.*, 1994). Lahr *et al.* (1994) encontraron en el volcán Redoubt (Alaska), zonas hipocentrales de eventos HB situadas entre fuentes de VT superficiales y fuentes de LP, a profundidades aproximadas de 2 km por debajo del cráter. Esto es consistente con los mecanismos de origen propuestos para este tipo de sismicidad.

Durante el año 2008, este tipo de sismicidad también fue observada en el Volcán Nevado del Huila, primero de manera aislada en los meses de abril, mayo, septiembre y octubre (Figura 13), y luego en forma de disparos sísmicos en los primeros días del mes de noviembre. Estos disparos se volvieron más recurrentes en el tiempo, hasta transformarse en un enjambre de eventos híbridos y LP que tuvo una duración aproximada de 12 días. Este enjambre precedió la erupción freática del 21 de noviembre de 2008.

Parte de la sismicidad híbrida registrada en el VNH durante el segundo semestre de 2008, se localizó en la parte alta del edificio volcánico en los alrededores del Pico Central y los hipocentros encontrados se hallan principalmente en el rango de profundidad de 0 a 2 km.

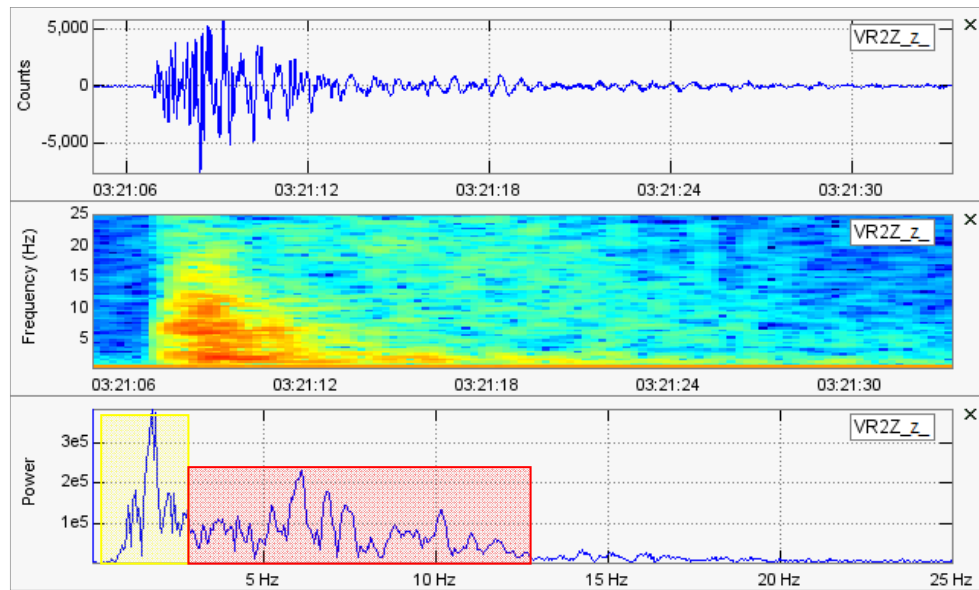


Figura 13. Evento híbrido registrado el 5 de octubre de 2008 a las 3:21 UT. En el espectro de frecuencias se aprecian los dos anchos de banda correspondientes a cada uno de los mecanismos de origen involucrados en la generación del evento. En el rectángulo amarillo se tiene el contenido frecuencial típico de una señal LP y en el recuadro rojo se resalta el ancho de banda correspondiente a un evento VT.

2.3.5. Explosiones volcánicas

Son señales que acompañan las erupciones volcánicas de tipo explosivo, caracterizadas por tener formas de onda bien definidas, con arribos emergentes de onda P, espectros frecuenciales en el rango de 1 a 5 Hz generalmente y duraciones que varían desde unos pocos minutos hasta horas (Wasserman, 2002; Arámbula, 2011). La mayoría de estas señales se pueden identificar por la presencia de una onda de choque producida por el estallido acústico durante la explosión. Esta onda se desplaza a través del aire con una velocidad aproximada de 330 m/s (velocidad del sonido a 20 °C) (Wasserman, 2002).

Las explosiones volcánicas son eventos sísmicos de carácter superficial, dado que siempre están asociadas con emisiones de material a superficie. Por tanto, la profundidad de una explosión puede ser del orden de unos pocos cientos de metros (McNutt, 2005), aunque existen estudios donde se han establecido profundidades mayores (McNutt, 2005).

Otro aspecto importante de este tipo de señales, es la gran variabilidad que muestran tanto en sus formas de onda como en sus espectros de frecuencia. Esta variabilidad depende del tipo y tamaño de la explosión involucrada (Arámbula, 2011), siendo la composición del magma el principal agente involucrado en la

clasificación de estas señales. Dentro de la amplia gama de explosiones volcánicas se tienen:

- **Explosiones estrombolianas:** son aquellas explosiones generadas por el colapso de burbujas de gas en superficie. Estas burbujas ascienden desde la parte inferior de un reservorio magmático viscoso, y al llegar a la superficie fragmentan el magma, generando la explosión (Jaupart & Vergnolle, 1998; Arámbula, 2011). El tamaño de la burbuja y por tanto el tamaño de la explosión, están estrechamente relacionados con la viscosidad del magma. De modo que magmas con elevada viscosidad generan pequeñas burbujas que explotan de manera intermiten en la superficie, mientras que magmas poco viscosos generan grandes burbujas, que pueden ocasionar explosiones mayores (Jaupart y Vergnolle, 1998).
- **Explosiones vulcanianas:** son erupciones volcánicas de tamaño moderado, que arrojan material (bloques y bombas) en forma de balísticos a alturas < 20 km. Estas erupciones se caracterizan por ser explosiones violentas con duraciones del orden de segundos a minutos, que generan ondas de choque en la atmósfera. Las explosiones vulcanianas ocurren generalmente en los cráteres de la cima de estratovolcanes y en algunos casos a través de lagos cratéricos o de domos de lava (Morrissey e Mastin, 2000).
- **Explosiones Plinianas:** son eventos esencialmente explosivos en los que magma fragmentado con flujo turbulento y gases magmáticos son expulsados a altas velocidades, fuera de un cráter volcánico. Estos eventos se caracterizan por la formación de columnas eruptivas, que contienen una mezcla de piroclastos, gases magmáticos y aire. Las columnas plinianas generalmente alcanzan grandes alturas (> 30 km), el diámetro de la columna incrementa con la altura, y pueden sostenerse por largos periodos de tiempo (Wilson, 1976).
- **Explosiones freatomagmáticas:** son impulsadas principalmente por la expansión volumétrica de agua externa (sistema hidrotermal, lago cratérico, etc.), que ha sido calentada rápidamente por el contacto con material magmático. Cuando el agua entra en contacto con el magma se transforma en vapor o en un fluido de dos fases (líquido y vapor), dependiendo de las masas relativas del agua y del magma que interactúan. Por tanto, cuanto más agua disponible haya durante la interacción, más húmeda será la erupción que se produzca (Morrissey *et al.*, 2000).

Hay una amplia variedad de estilos de erupción que se producen tras la interacción magma/agua, estos estilos van desde el enfriamiento pasivo y granulación del magma a explosiones termo-hidráulicas a gran escala (Morrissey *et al.*, 2000). La erupción freatomagmática más comúnmente conocida, es la que se caracteriza por columnas de ceniza cipresoidales (con forma de árbol de ciprés), acompañadas de nubes de vapor (Morrissey *et al.*, 2000). A este tipo de erupción generalmente se le conoce como erupción freática, simplemente.

Entre los años 2007 y 2008, en el volcán Nevado del Huila se registraron cuatro erupciones freáticas. Las primeras tres en los meses de febrero y abril de 2007 y la cuarta el 21 de noviembre de 2008. Estas erupciones fueron acompañadas por registros sísmicos con anchos de banda ricos en altas frecuencias, durante los primeros minutos de la señal (Figura 14), posteriormente los rangos frecuenciales caen por debajo de los 5 Hz.

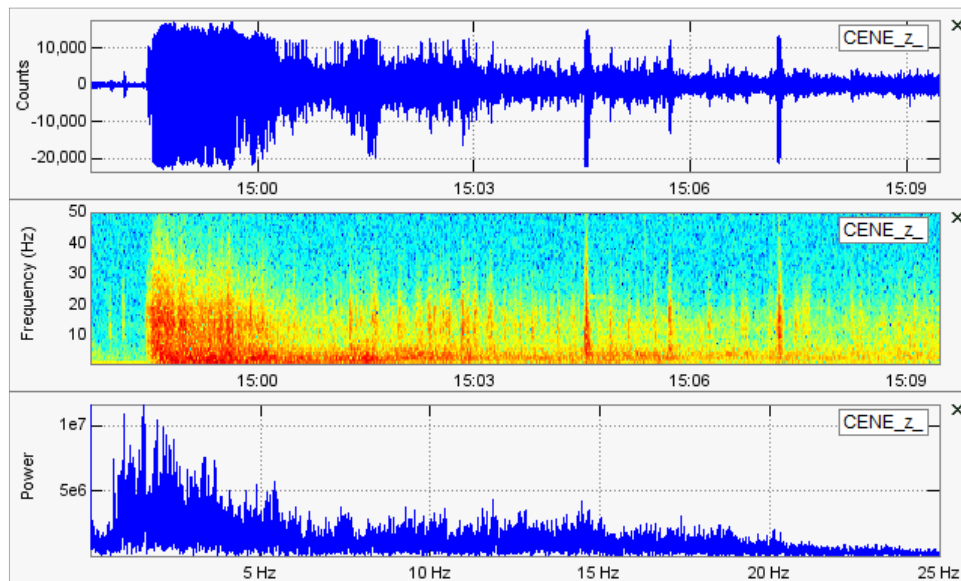


Figura 14. Registro sísmico de la erupción freática menor registrada el 19 de febrero de 2007 a las 14:58 hora local. En la imagen se aprecia que junto con la señal explosiva también se registraron algunos eventos VT y un pulso de temblor espasmódico, esta última señal, es tal vez producto del fenómeno de emisión que acompaña los procesos eruptivos.

Otro aspecto importante a considerar en las erupciones freáticas del VNH, es que las tres erupciones mayores involucraron lahares de diferentes tamaños. Siendo el más grande, el que ocurrió luego de la erupción del 21 de noviembre de 2008. Este lahar alcanzó un volumen de entre 350 y 400 millones de metros cúbicos (Pulgarín *et al.*, 2011).

2.4. RESEÑA DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA

Desde el momento en el que se implementó la red de vigilancia sismológica en tiempo cuasi-real (1994) hasta el inicio de la actividad sísmica que precedió la erupción freática en febrero de 2007, el volcán Nevado del Huila se caracterizó por presentar bajos niveles de actividad sísmica. Sin embargo, durante este periodo ocurrieron eventos que por su importancia valen la pena de ser destacados.

El primero de ellos se dio el 6 de junio de 1994 y es la ocurrencia de un evento tectónico en el extremo suroccidental del edificio volcánico, a 10 km

aproximadamente del Pico Central. Este evento se registró a las 20:47:39 UT (*Universal Time*), con una magnitud $M_L = 6.4$ y una profundidad superficial menor de 10 km (Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC), 1994). Un reporte similar fue dado tanto por el *National Earthquake Information Center*, NEIC, como por el GCMT (Tabla 3).

Tabla 3. Resumen de las localizaciones obtenidas para el evento sísmico del 6 de junio de 1994, conocido como “El Terremoto del Páez” en Colombia.

Institución:	RSNC – SGC*	NEIC – USGS**	GCMT***
Fecha:	Junio 6 de 1994	Junio 6 de 1994	Junio 6 de 1994
Tiempo de origen:	20:47: 39,9 (UT)	20: 47:41 (UT)	20:47:47,4
Localización:	2.85° N; 76.07° W	2.909° N; 75.971° W	2.93° N; 75.94° W
Profundidad:	Menor que 10 km	6.6 km	15 km
Magnitud:	6.4 M_L	6.8 m_s	6.8 M_W

* SGC (Servicio Geológico Colombiano)

** USGS (*United States Geological Survey*)

***GCMT (Global Centroid Moment Tensor)

El evento sísmico ocasionó una avalancha a través del río Páez, como consecuencia de los múltiples deslizamientos de tierra que se generaron en las laderas de las montañas adyacentes y que confluyeron al cauce del río (Figura 15). Este fenómeno se dio por la sobresaturación hídrica del suelo, generada por la intensa temporada invernal que ocurre en esa época del año (Pulgarín, 2000). La avalancha arrasó varias poblaciones rurales y la zona ribereña del municipio de Belalcázar, cobrando la vida de cerca de 1100 personas (Wilches-Chaux. 1995).



Figura 15. Zona de mayor impacto de los deslizamientos de tierra que se produjeron por el movimiento sísmico del 6 de junio de 1994. Esta foto fue tomada al sur de las poblaciones de

Dublín (epicentro del evento sísmico) e Irlanda (Belalcázar – Cauca), a la altura de la desembocadura del río San Vicente sobre el río Páez (Foto Manuel Barona, 1994).

Este evento también produjo una leve excitación del sistema volcánico, con pequeños enjambres de eventos LP energéticos y el registro de un pulso de tremor continuo que tuvo una duración aproximada de 6 horas. Dos meses después la actividad sísmica retornó a sus niveles normales (Santacoloma *et al.*, 2009).

Los otros episodios sísmicos importantes ocurridos antes de la erupción freática de febrero de 2007, corresponden a cinco enjambres de eventos Volcano-Tectónicos (VT) registrados entre los años 1997 y 2003. Estos enjambres fueron localizados en diferentes zonas alrededor del edificio volcánico y las profundidades de sus eventos fueron superficiales (<10 km) (Figura 16).

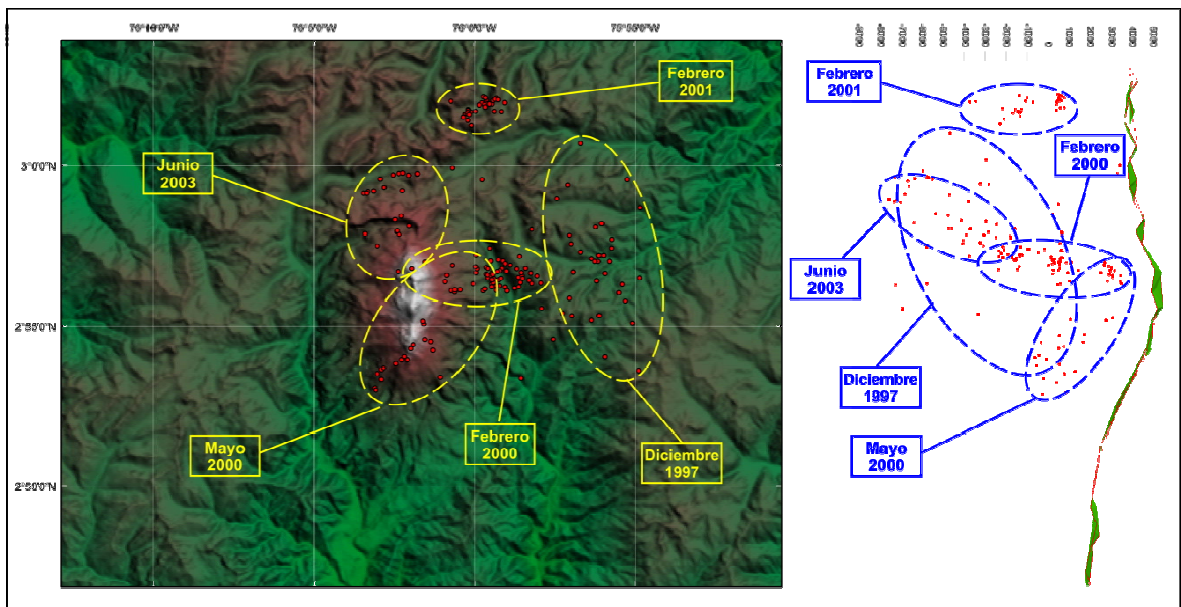


Figura 16. Mapa de localización obtenido para los enjambres registrados entre 1997 y 2003 en el Volcán Nevado del Huila (Santacoloma *et al.*, 2009).

En el año 2007, más exactamente el 18 de febrero, el Volcán Nevado del Huila presenta un cambio súbito en su comportamiento sísmico, al registrar un enjambre de eventos VT de pequeña magnitud, a las 17:29 UT. Horas más tarde ocurrió un segundo enjambre, en esta ocasión los eventos fueron más energéticos, aunque con características similares a los eventos del primer enjambre (Figura 17). Luego del segundo enjambre, se observó un incremento en la actividad sísmica y el registro alterno de eventos VT, LP y tremor espasmódico, indicando así, una posible desestabilización del sistema hidrotermal (Santacoloma *et al.*, 2009). Se presume que los eventos VT tuvieron localizaciones epicentrales en la parte alta del volcán, dado que la relación $S - P$ fue menor de 1 s en la estación Cerro Negro, distante 3 km del Pico Central.

El 19 de febrero a las 13:30 UT, se registra un tercer enjambre con una duración aproximada de 23 min, esta vez los eventos fueron mucho más energéticos que los eventos de los enjambres anteriores y se constituyeron en los antecesores directos de la erupción freática que ocurrió a las 13:53 UT del mismo día (Figura 17). Esta erupción freática es considerada como la primera erupción histórica de la cual se tiene registro para el Volcán Nevado del Huila (Santacoloma *et al.*, 2009).

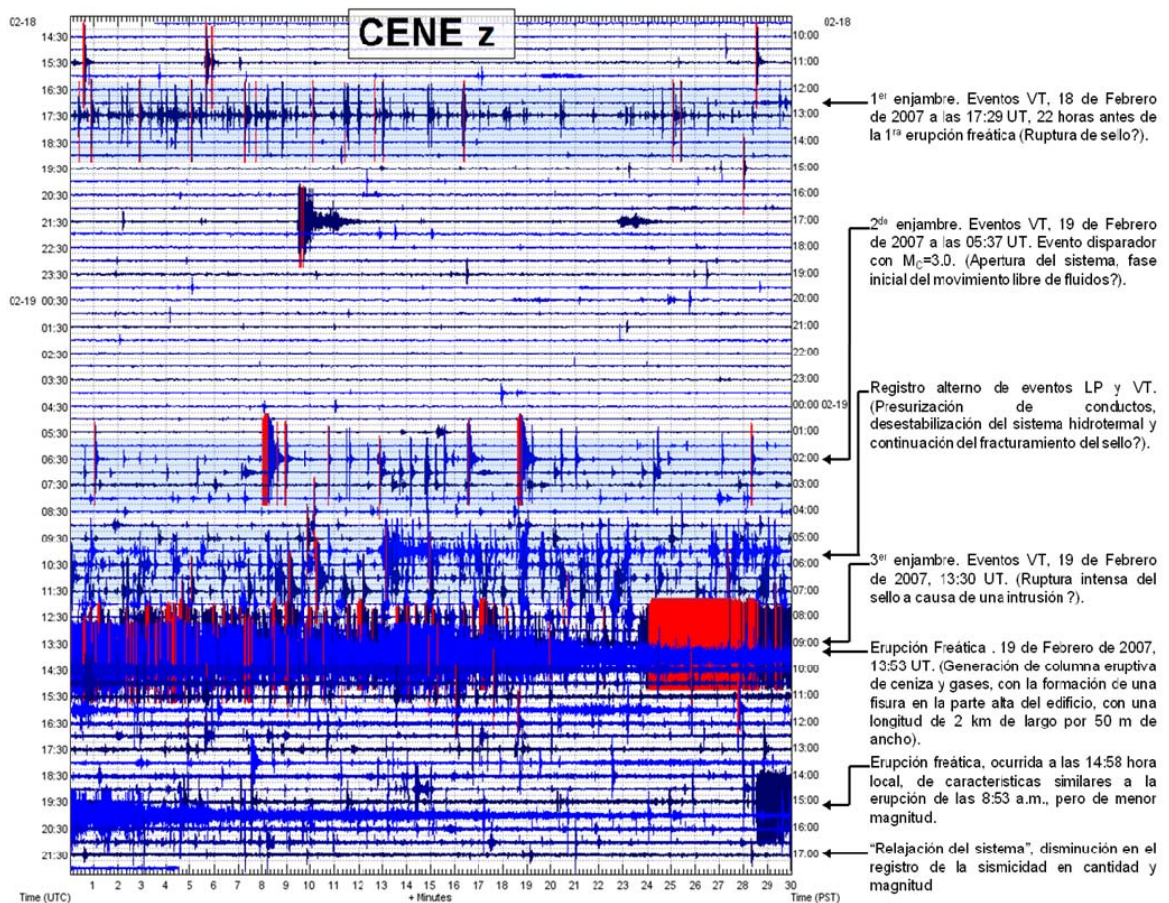


Figura 17. Registro digital de la actividad sísmica relacionada con la erupción freática ocurrida el 19 de febrero de 2007 a las 13:53 UT en el Volcán Nevado del Huila – Colombia (Imagen modificada de la página oficial del OVS-Popayán – SGC).

El evento eruptivo estuvo relacionado con la formación de una grieta en la parte alta del edificio volcánico y con la generación de un pequeño lahar que descendió por el costado occidental del volcán y continuó su trayectoria a través del río Páez (Figura 18). La grieta que tuvo una orientación N-S, y dimensiones aproximadas de 2 km de largo por 80 m de ancho, se localizó entre los Picos Central y La Cresta (Pulgarín *et al.*, 2011).

Horas más tarde, hacia las 19:58 UT (Figura 17), se registró un nuevo episodio eruptivo de menores proporciones al ocurrido en horas de la mañana, razón por la

cual no tuvo mayor impacto sobre la estructura del volcán y no hubo efectos secundarios importantes que se derivaran de él. Luego de este evento, el volcán inició un periodo de relajación en el cual se tuvo bajos niveles en la actividad sísmica, con el registro esporádico de pulsos de tremor de baja magnitud, los cuales muy seguramente estuvieron asociados con pequeñas emisiones de gases y cenizas a superficie.

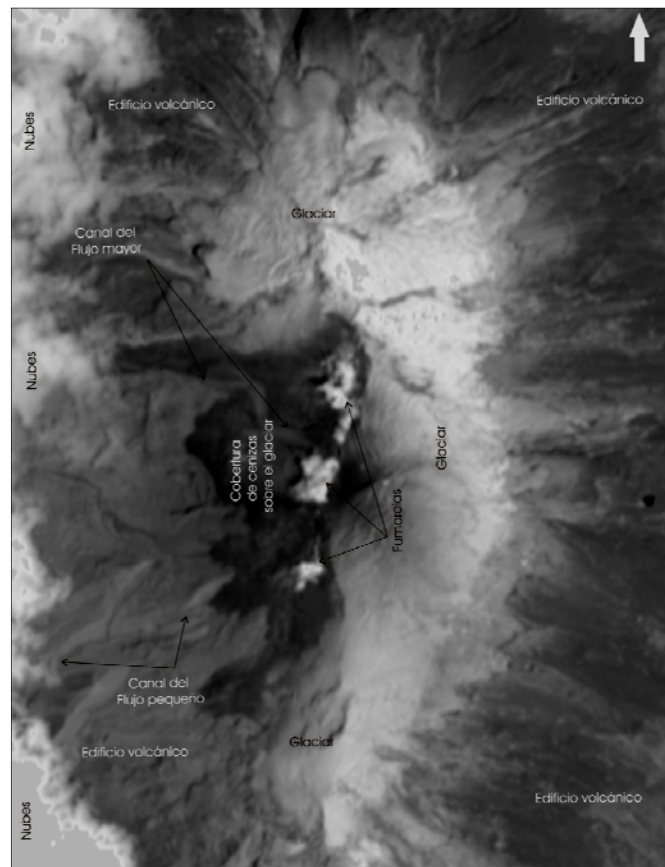


Figura 18. Imagen Satelital en la que se aprecian las columnas fumarólicas que delimitan la grieta formada en la parte alta del volcán. De igual forma, se observan los depósitos de ceniza en el costado occidental y las huellas dejadas por el pequeño lahar que se formó como producto de la erupción (Imagen tomada de la página oficial del OVS-Popayán – SGC).

El periodo de relajación que tuvo una duración aproximada de tres meses, finalizó el 17 de abril a las 21:39 UT, cuando nuevamente y de manera repentina se inicia otro proceso eruptivo. Esta vez se registraron enjambres de eventos VT y LP (Figura 19), y en un lapso de tiempo no mayor a 11 horas se produce la tercera erupción freática en el Volcán Nevado del Huila. El evento eruptivo ocurre a las 07:57 UT y es el detonante de una nueva avalancha por el cauce del río Paéz (Figura 20a), esta vez producto de un lahar que se origina en la parte alta del volcán y desciende tanto por el costado oriental como por el costado occidental, hacia las cuencas de los ríos Paéz y Símbola. El volumen calculado para el lahar fue de aproximadamente 50 millones de metros cúbicos (Pulgarín *et al.*, 2011).

Esta erupción freática se relacionó con la formación de una segunda grieta en la cima del volcán. La nueva grieta con orientación SW-NE, inició en el costado occidental del Pico Central y finalizó en el costado oriental del mismo (Figura 20b). Las dimensiones de esta grieta fueron muy similares a las dimensiones de la primera, esto es, 2.3 km de largo por 80 m de ancho, aproximadamente (Pulgarín *et al.*, 2011).

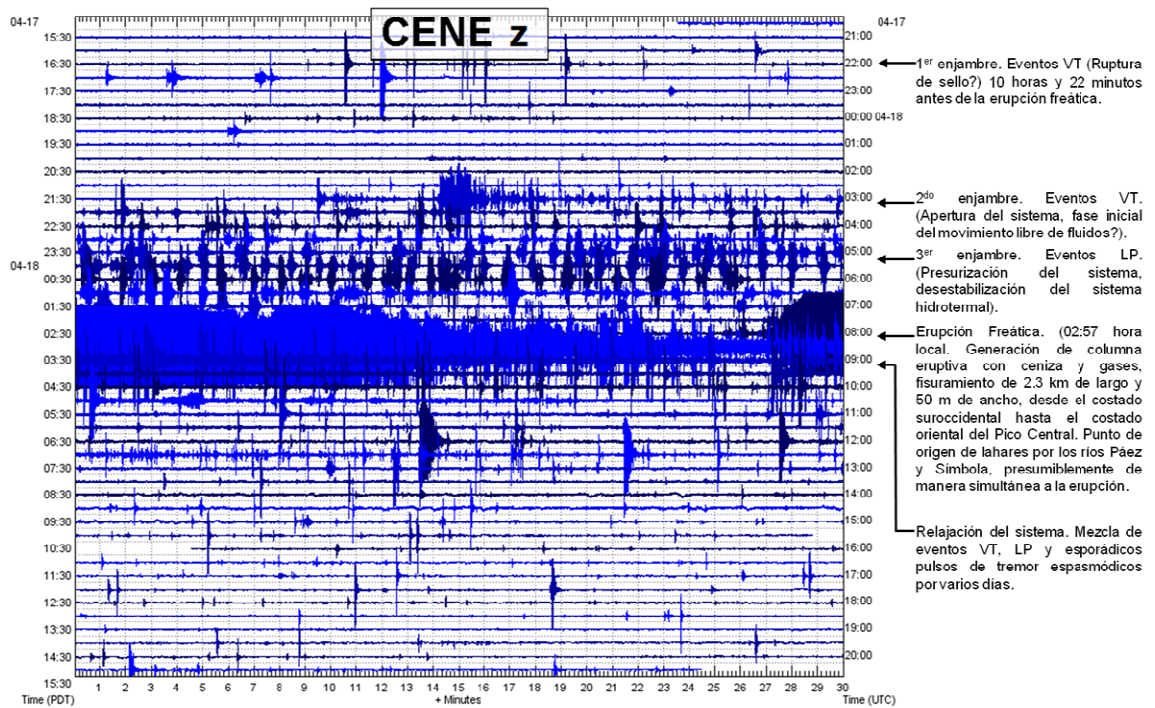


Figura 19. Registro digital de la actividad sísmica relacionada con el proceso eruptivo que conllevó a la ocurrencia de la segunda erupción freática en el volcán Nevado del Huila - Colombia (18 de abril de 2007) (Santacoloma *et al.*, 2009).

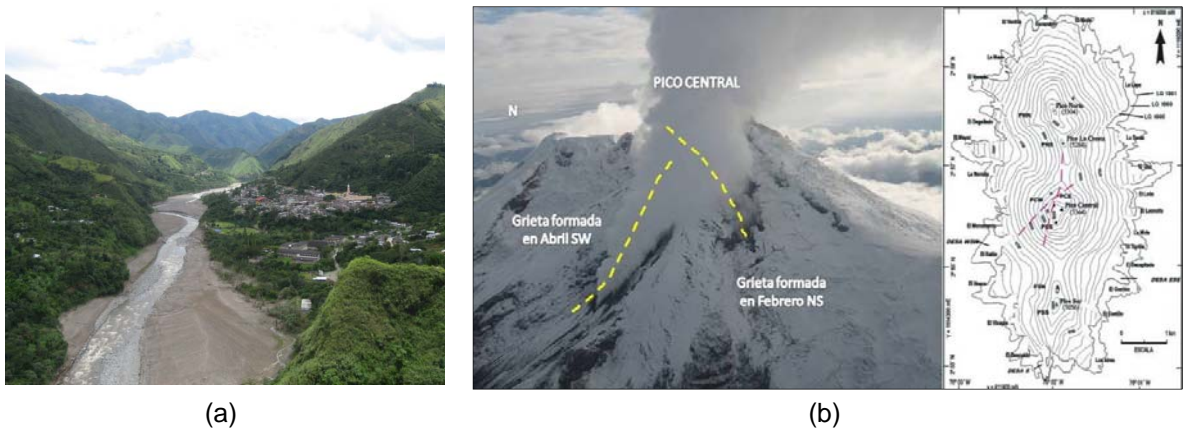


Figura 20. (a) Depósitos de lodo dejados en las riberas del río Paéz a la altura del municipio de Belalcázar, producto del lahar que se generó por la erupción freática del 18 abril de 2007. (b) Detalle de las grietas formadas en la parte alta del volcán, como consecuencia de las erupciones freáticas ocurridas en febrero y abril de 2007 (Santacoloma *et al.*, 2009).

Luego de las dos erupciones freáticas ocurridas en los meses de febrero y abril de 2007 y de un periodo de estabilidad relativa de aproximadamente siete meses, el Volcán Nevado del Huila inicio el año 2008 con bajos niveles de actividad sísmica. Sin embargo, durante el transcurso del año acontecen una serie de sucesos que poco a poco van manifestando incrementos paulatinos en la actividad, los cuales conllevan a una nueva desestabilización del sistema volcánico y a la subsecuente erupción freática ocurrida el 21 de noviembre. Dentro de los fenómenos más importantes observados durante el 2008 se tienen:

- Pulsos de tremor espasmódico de mediana intensidad, algunos de los cuales estuvieron asociados con pequeñas emisiones de ceniza. Estos pulsos de tremor se registraron de manera esporádica a partir del 3 de enero y se prolongaron hasta mediados del mes de marzo (Tabla 4).

Tabla 4. Características principales de los pulsos de tremor más energéticos registrados en los meses de enero y marzo.

Fecha	Hora (UT)	Duración (s)	Frecuencia Dominante (Hz)	Ancho de banda (Hz)	Amplitud máxima ($\mu\text{m/s}$)
03/01/2008	03:08	105	1.80	0-2	6.73
08/01/2008	02:53	207	1.11	1-1.3	3.87
12/01/2008	06:47	184	1.13	0.9-1.9	22.25
14/01/2008	06:23	201	1.22	0.6-7.6	8.44
14/01/2008	06:40	68	1.09	1.0-1.16	1.88
15/01/2008	12:37	160	1.19	1.0-1.14	1.91
18/01/2008	18:54	225	1.13	1.0-1.3	2.79
02/03/2008	15:47	360	1.11	1.0-1.4	6.25

- Enjambres ó disparos sísmicos (*Spasmodic Burst*) de eventos VT e HB, ocurridos durante los meses de marzo y abril. Estos enjambres tuvieron duraciones aproximadas de una hora y ocurrieron los días 17, 24, 29, y 31 de marzo y los días 13, 14 y 15 de abril. Un aspecto importante que se observó, fue que los enjambres se hicieron cada vez más energéticos con el transcurrir del tiempo, de tal forma que el enjambre con eventos de mayor magnitud fue el registrado el 15 de abril (Figura 21).

Los eventos HB ocurrieron alternadamente con los eventos VT, en los enjambres del 14 y 15 de abril. Este hecho hace suponer un cambio importante en la dinámica del volcán. Dado que fue la primera vez que se registró este tipo de sismicidad (HB) en el Volcán Nevado del Huila.

- Incrementos en la actividad sísmica asociada a la dinámica de fluidos (TR y LP) durante el mes de mayo, destacándose los dos pulsos de tremor espasmódico de baja frecuencia (~ 1 Hz), ocurridos los días 10 y 27. Estos eventos estuvieron asociados con emisiones de ceniza y gases a superficie. El pulso de tremor registrado el 27 de mayo, fue seguido por un incremento

importante en el registro de sismicidad LP, llegando a contabilizarse un número aproximado de 680 eventos entre los días 27 y 28. Esta sismicidad se caracterizó por presentar valores energéticos bajos y frecuencias dominantes alrededor de 1 Hz, dentro de anchos de banda que no superaron los 3 Hz.

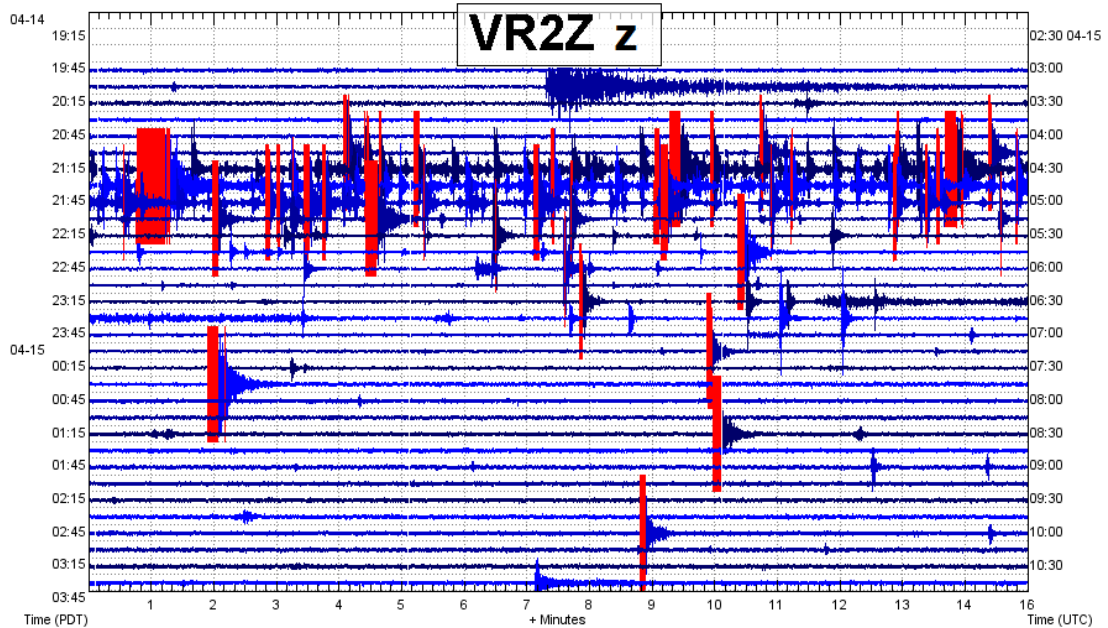


Figura 21. Enjambre ocurrido el 15 a partir de las 04:04 UT, en este enjambre que tuvo una duración aproximada de una hora, se registraron alrededor de 200 eventos, uno de los cuales alcanzó una magnitud $M_L = 3.4$.

Luego de la actividad sísmica registrada en los últimos días del mes de mayo, el volcán adoptó un comportamiento relativamente estable, por un lapso de tiempo aproximado de tres meses. Durante este periodo se dio el registro esporádico de 44 eventos VT y HB con magnitudes M_L entre 2.5 y 4.9 (Santacoloma *et al.*, 2009). Estos eventos se localizaron en dos fuentes sísmicas diferentes (Figura 22). La primera de ellas, se ubicó en el extremo sur del edificio volcánico, y se caracterizó por presentar eventos con profundidades entre 4 y 10 km aproximadamente. La segunda fuente se situó en la parte alta del volcán, entre los Picos Central y Norte, aquí los eventos tuvieron profundidades más superficiales (< 5 km). Fue en esta última zona donde se registró el evento HB que alcanzó una magnitud $M_L = 4.9$ (Figura 22). Este evento ocurrió el 2 de septiembre a las 17:20 UT y fue sentido a distancias de hasta 150 km del epicentro (Santacoloma *et al.*, 2009). Posterior al registro del evento HB, el volcán evidenció una pequeña desestabilización que duró alrededor de 4 horas, en este tiempo se registraron de manera esporádica, pulsos de tremor espasmódico, eventos VT y HB.

Días más tarde, se produce un nuevo incremento en el registro de la sismicidad VT. El fenómeno ocurrió el 12 de septiembre y tuvo una duración aproximada de 19 horas, tiempo en el cual se registraron alrededor de 200 eventos, uno de los

cuales alcanzó una magnitud $M_L = 3.2$. Los eventos VT más energéticos se localizaron entorno al Pico Central, a profundidades superficiales (< 2 km). Este es el último incremento de eventos VT que se produce, antes de la erupción freática del 21 de noviembre.

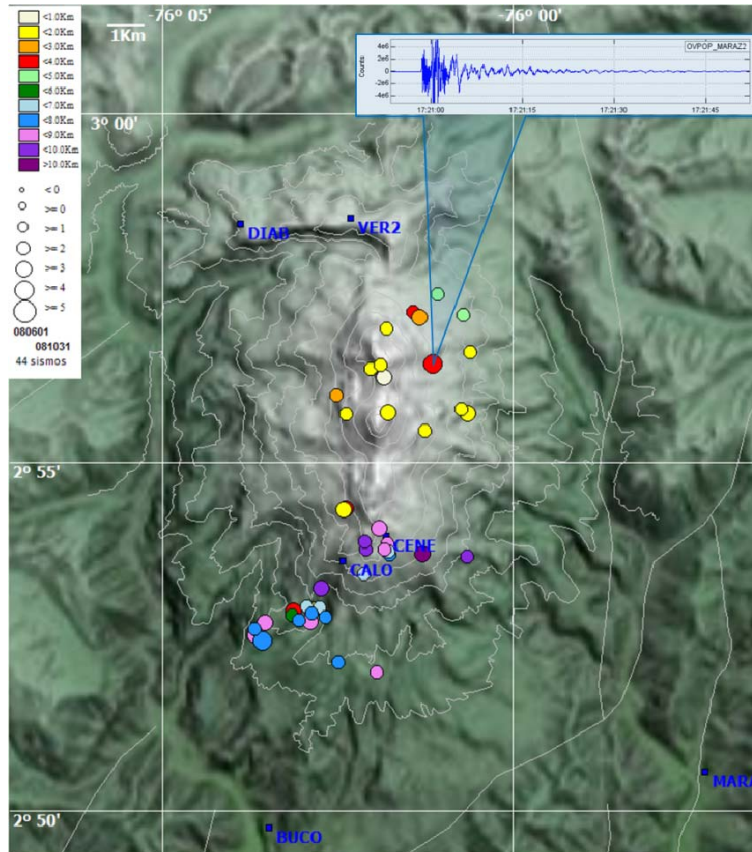


Figura 22. Mapa de localización de eventos VT y HB con magnitudes M_L entre 2.5 y 4.9, registrados entre los meses de junio y septiembre de 2008. En la parte superior de la imagen se observa la señal digital del evento HB con magnitud $M_L=4.9$. Este registro corresponde a la componente vertical de la estación Maravillas, distante 12.8 km del Pico Central.

Ya en el mes de octubre, el volcán presentó una evolución importante en la actividad sísmica relacionada con la dinámica de fluidos. Este proceso inició con el registro de una serie de eventos LP repetitivos, entre los días 1 y 3 de octubre, ocurriendo alrededor de 900 eventos en un lapso de tiempo aproximado de 72 horas. Estos eventos LP, presentaron como características principales, pequeñas magnitudes y anchos de banda entre 0.8 y 1.1 Hz (Figura 23). Con el transcurrir del tiempo se observó, que estos eventos fueron incrementando su amplitud y los tiempos interevento se hicieron más regulares. Sin embargo, esta sismicidad disminuyó por unos días, y reapareció por unas horas el 6 de octubre y de forma más continua entre los días 10 y 13, para posteriormente desaparecer del registro sísmico. Durante el tiempo que duró este fenómeno se registraron alrededor de

1900 señales sísmicas, todas ellas con características similares, tanto en forma de onda como en espectros de frecuencia.

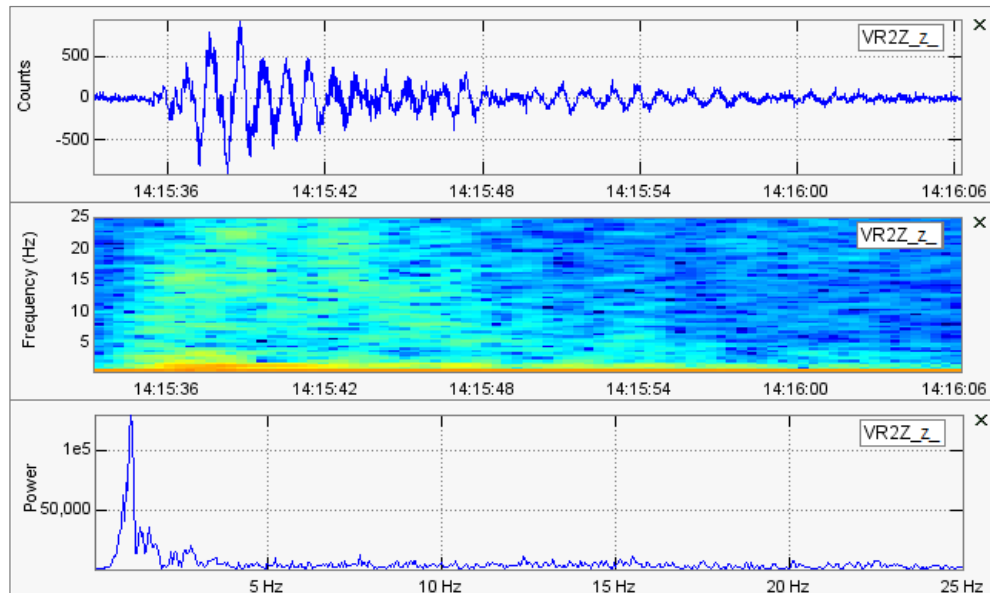


Figura 23. Evento de Largo Periodo, registrado el 3 de octubre a las 14:36 UT, En esta imagen se aprecia como las bajas frecuencias dominan el proceso.

Al finalizar el mes de octubre, durante los días 27, 28 y 29, se observó el registro de un tremor continuo de baja magnitud, con espectro monocromático y frecuencias dominantes alrededor de 1 Hz. Este último episodio pudo estar relacionado con el cambio de coloración que presentaron las aguas del río Páez (color grisáceo) entre los días 27 de octubre y 7 de noviembre (Monsalve *et al.*, 2011). Una posible evidencia de este fenómeno, fueron las fotografías tomadas en el sobrevuelo del 7 de noviembre, en ellas se aprecian las huellas de un flujo que se desprendió desde la parte alta del sector SW del Pico Central (Figura 24).

Por último, fue en el mes de noviembre donde se apreciaron los cambios más significativos en la dinámica interna del volcán. Estos cambios manifestaron una desestabilización continua del sistema, que paulatinamente conllevó a la ocurrencia de una nueva erupción freática el 21 de noviembre. El proceso eruptivo en esta ocasión, inicio el 2 de noviembre con el registro de disparos espasmódicos de eventos HB que precedían una señal espasmódica de baja frecuencia, con características similares a las de una pequeña explosión (Figura 25). Estos disparos fueron evolucionando en el tiempo, de modo que, cada vez fueron más energéticos y su registro se hizo más recurrente.

Adicionalmente, el 7 de noviembre ocurrió una señal de tremor continuo, con frecuencias del orden de 1.6 Hz y una duración aproximada de 3 horas (Cardona *et al.*, 2009). Posterior a la ocurrencia de este evento, se apreció una aceleración en la dinámica volcánica, al incrementarse el número de los disparos sísmicos

observados en los primeros días del mes. El registro de estos disparos fue cada vez más recurrente, hasta convertirse en un enjambre de eventos HB y LP (Figura 26), que inicio al finalizar el día 8 de noviembre y se prolongó hasta las primeras horas del 21, fecha en la cual ocurre una nueva erupción freática.



Figura 24. Imagen fotográfica de la parte alta del edificio volcánico (costado occidental), en la que se pueden apreciar las huellas del flujo que descendió desde la parte alta del Pico Central, hacia la cuenca del río Páez.

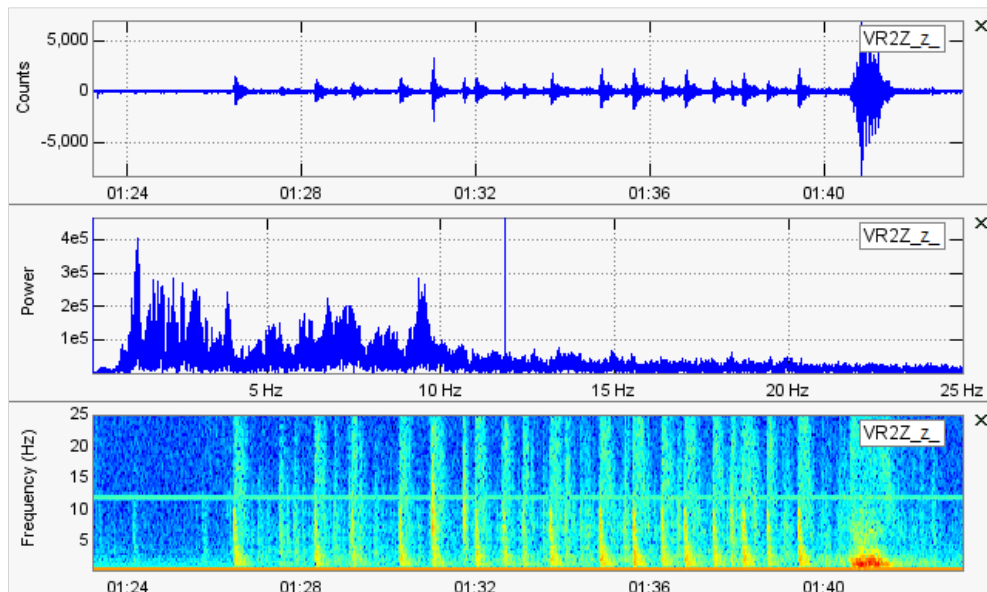


Figura 25. Señal digital de un disparo de eventos HB, que ocurrió el 3 de noviembre a la 1:26 UT. Nótese la baja frecuencia de la señal espasmódica con que finaliza el disparo sísmico.

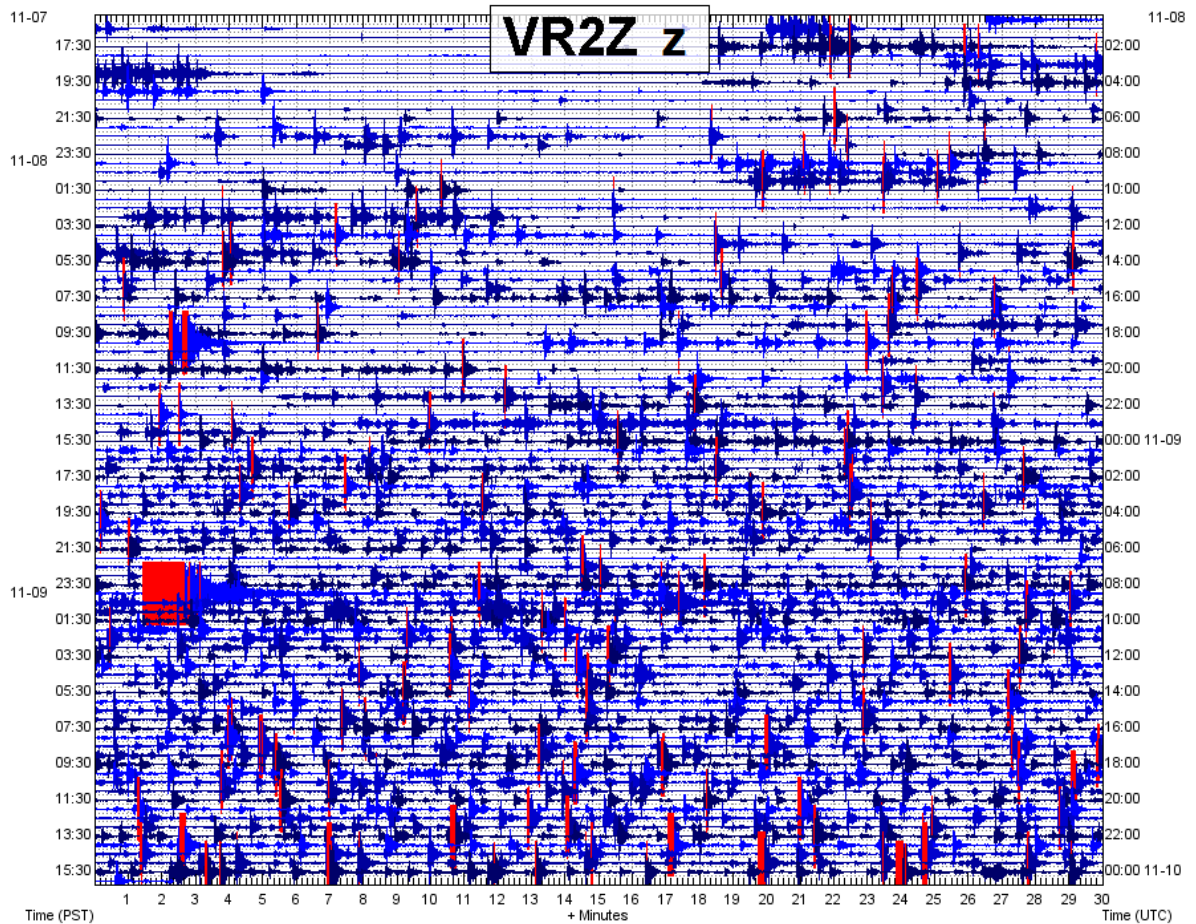


Figura 26. Registro digital de la actividad sísmica ocurrida entre los días 8 y 9 de noviembre de 2008. En la imagen se puede apreciar el registro esporádico de los disparos espasmódicos de eventos HB y su correspondiente evolución a través del tiempo, hasta convertirse en un registro continuo de señales HB y LP.

Durante este periodo de tiempo que tuvo una duración aproximada de 12 días, se registró un número aproximado de 18000 eventos, entre HB y LP. Esta sismicidad presentó comportamientos aleatorios tanto en los tiempos interevento, como en la tasa de registro y en las amplitudes de los eventos, observándose pequeños lapsos de tiempo donde se aceleraba o desaceleraba el sistema volcánico. Un episodio así se apreció el 20 de noviembre, entre las 11 y las 20 horas UT, aproximadamente (Figura 27), cuando se dio un incremento importante en el número de eventos registrados y a la vez ocurrió otro cambio en la dinámica interna del volcán. Este cambio corresponde a la aparición de un nuevo tipo de sismicidad conocido como eventos tipo *drumbeat*.

Los eventos tipo *drumbeat* (golpe de tambor), no son más que eventos LP ó HB de naturaleza altamente repetitiva y regular, con tiempo de retardo constante entre eventos sucesivos (Iverson *et al.*, 2006; Matoza *et al.*, 2007). Estos pequeños eventos, con magnitudes de coda $M_D < 2$, acompañan la extrusión de material

magmático altamente viscosos (Iverson *et al.*, 2006), razón por la cual se les considera como precursores de erupciones volcánicas con emplazamiento de domos de lava en superficie.

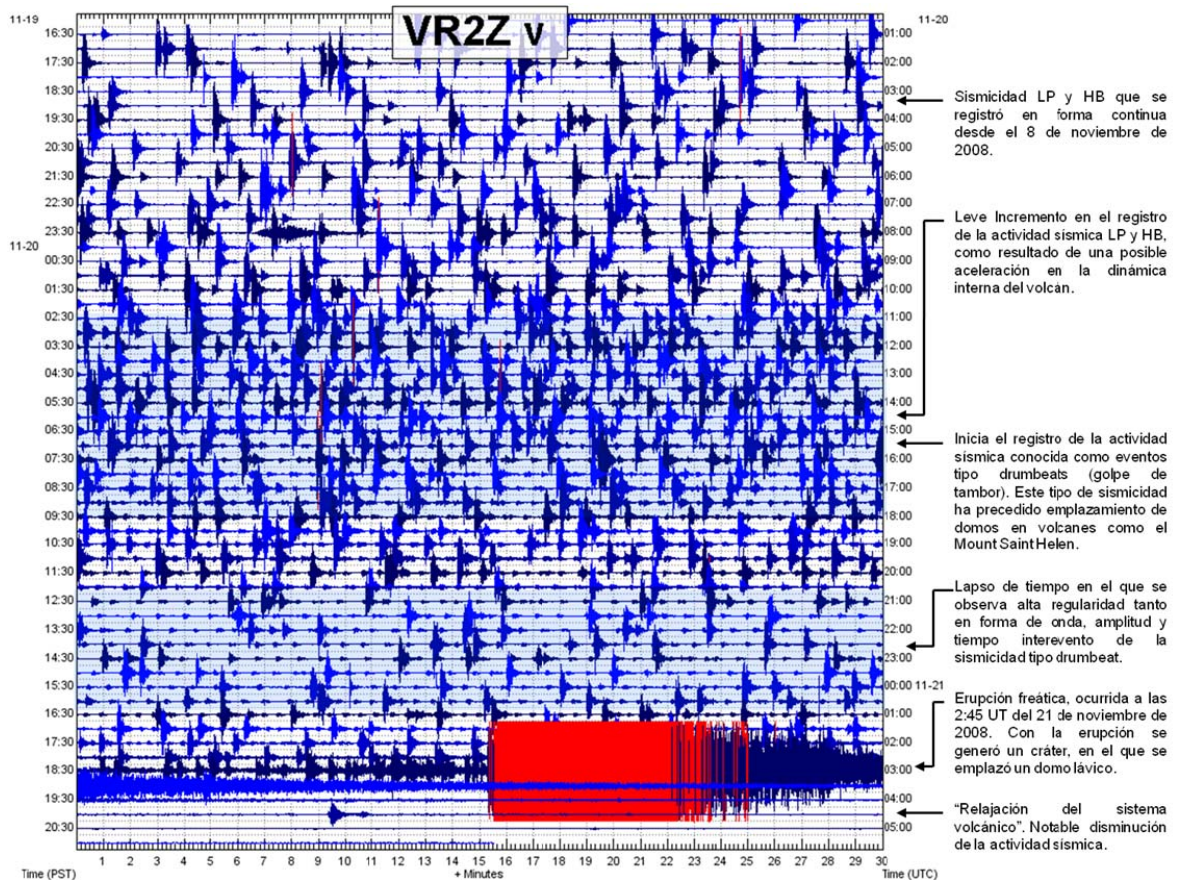


Figura 27. Señal digital de la sismicidad HB, LP y *drumbeat*, registrada entre los días 20 y 21 de noviembre. En la imagen se observa claramente la regularidad de los eventos tipo *drumbeat* (señales sísmicas (LP) igualmente espaciadas en el tiempo, que mantienen una amplitud constante) y el evento eruptivo que ocurre a las 2:45 del 21 de noviembre de 2008.

Los *drumbeats* registrados en el volcán Nevado del Huila, corresponden a eventos LP muy regulares en forma de onda, amplitud, ancho de banda y tiempo interevento, que iniciaron su registro hacia las 15:00 UT del 20 de noviembre y se prolongaron hasta las 2:00 UT aproximadamente del 21 (Figura 27), cuando al hacerse más frecuentes, se fusionaron y dieron origen a un pequeño tremor de fondo que continuo acompañando la sismicidad LP y HB que se registraba desde el 8 de noviembre. Este nuevo comportamiento sísmico se prolongó por alrededor de 45 minutos, hasta el momento en el que ocurre la erupción freática de las 2:45 UT del 21 de noviembre de 2008 (Figura 27).

El evento eruptivo estuvo acompañado por una señal sísmica que duro aproximadamente de 10 minutos y fue el detonante directo de un nuevo lahar que

alcanzó un volumen de entre 350 y 400 millones de metros cúbicos (Pulgarín *et al.*, 2011) (Figura 28a). El lahar se desplazó por la cuenca del río Páez, y recorrió una distancia aproximada de 180 km (Santacoloma *et al.*, 2009). Adicionalmente, y a diferencia de las erupciones sucedidas en el año 2007, en esta ocasión la erupción generó un cráter de 1 km de largo por 300 m de ancho (Figura 28b), donde se emplazó un domo lávico con un volumen aproximado de 3 millones de metros cúbicos (Santacoloma *et al.*, 2009). Posterior a la ocurrencia del evento eruptivo, el sistema volcánico se relajó y la actividad sísmica decayó drásticamente a niveles muy bajos.



(a)



(b)

Figura 28. (a) Imagen fotográfica del cráter y del domo lávico emplazado en superficie, luego de la erupción freática registrada el 21 de noviembre de 2008, en el Volcán Nevado del Huila. (b) Huellas dejadas por lahar a su pasó por la cuenca del río Páez, unos kilómetros arriba del municipio de Belalcázar (población que se aprecia al fondo).

3. CLASIFICACION AUTOMATICA DE SEÑALES SISMICAS EN EL VOLCAN NEVADO DEL HUILA

Las señales sísmicas de origen volcánico son series temporales estocásticas, que pueden ser modeladas a través de los modelos ocultos de Markov, para la implementación de programas de clasificación automática. Este proceso se ha desarrollado con éxito en diferentes sistemas volcánicos alrededor del mundo. Tal es el caso de: la Isla Deception - Antártica (Benítez *et al.*, 2007), la caldera Las Cañadas - Tenerife (Beyreuther *et al.*, 2008), los volcanes Stromboli y Etna en Italia (Ibáñez *et al.*, 2009), los volcanes Télica y San Cristóbal en Nicaragua (Gutiérrez *et al.*, 2009), el volcán Kilauea - Hawai (Dawson *et al.*, 2010), el volcán Colima - México (Arámbula, 2011), entre otros.

Un programa de clasificación de señales sísmicas basado en los modelos ocultos de Markov, debe asumir que la señal de entrada (registro continuo de datos) está constituida por una secuencia de uno o más eventos sísmicos. El proceso de reconocimiento consiste en comparar esta secuencia de eventos con una serie de vectores característicos, que representan los modelos previamente establecidos para cada tipo de evento (VT, LP, etc.) (Benítez *et al.*, 2007). Para realizar el reconocimiento de los eventos sísmicos, el programa descompone el registro continuo en una serie de vectores característicos, los cuales se supone, son una representación precisa de la señal sísmica de entrada, siempre y cuando el tamaño de la ventana de análisis sea tal, que la forma de onda sísmica pueda ser considerada como estacionaria (Benítez *et al.*, 2007; Arámbula, 2011).

De lo anterior se deduce que los programas de clasificación automática basados en los modelos ocultos de Markov, pueden hacer el reconocimiento de registros continuos de datos. Importante característica que los diferencia de los programas de clasificación automática basados en redes neuronales artificiales, y los convierten en una buena herramienta para el desarrollo de las labores de vigilancia y monitoreo en tiempo cuasi-real, que se realizan diariamente en los volcanes activos.

El rendimiento de los programas de clasificación automática puede ser afectado de manera significativa, por fenómenos relacionados con los mecanismos de origen de las señales sísmicas y/o con la propagación de las ondas a través de la corteza. Estos fenómenos son: la variabilidad de las señales sísmicas (diferentes mecanismos de origen), los efectos de trayectoria presentes entre la fuente sísmica y la estación sismológica, y diversas fuentes de ruido tales como el medio ambiente y la electrónica relacionada con los equipos de recepción y transmisión de la señal. Otro aspecto que puede afectar la precisión de los programas de clasificación automática son los inicios confusos que puedan presentar los eventos sísmicos (Benítez *et al.*, 2007).

3.1. MODELAMIENTO DE SEÑALES SÍSMICAS A TRAVÉS DE LOS MODELOS OCULTOS DE MARKOV

Sea $w = w_1, w_2, \dots, w_L$, un conjunto de eventos sísmicos, que pueden ser representados a través de una secuencia observable de vectores característicos O , definida como (Benítez *et al.*, 2007; Arámbula, 2011):

$$O = o_1, o_2, \dots, o_t \quad \text{ec. 1}$$

Donde o_t , es el vector característico de la señal en el tiempo t . Una solución al problema de reconocimiento de un evento sísmico aislado, se obtiene al seleccionar el conjunto de eventos w , con máxima probabilidad condicional conjunta de emitir el vector o_t (Benítez *et al.*, 2007; Arambula *et al.*, 2008), esto es,

$$\arg[\max_i \{P(w_i|O)\}] \quad \text{ec. 2}$$

Esta probabilidad no es directamente calculable. Sin embargo, dado que $P(w_i|O) > 0$, por la regla de Bayes, la ecuación 2 se puede reescribir como:

$$\arg[\max_i \{P(w_i|O)\}] = \arg \left[\frac{\max_i \{P(O|w_i)\}P(w_i)}{P(O)} \right] \quad \text{ec. 3}$$

dond $P(O|w_i)$ e, es la probabilidad condicional de que ocurra una secuencia de vectores característicos O , dado un evento sísmico w_i (Hogg y Craig, 1978; Arámbula, 2011). $P(w_i)$ es la probabilidad de que ocurra un evento sísmico w_i , se asume que esta probabilidad es igual para todo tipo de eventos (VT, LP, etc.). $P(O)$ es la probabilidad de ocurrencia de una secuencia de vectores característicos O , que también es igual para todo tipo de eventos (Arámbula, 2011). Por tanto, para un conjunto de probabilidades $P(w_i)$ y una secuencia de observaciones O , el evento w_i más probable, solo depende de la probabilidad condicional (Arámbula *et al.*, 2008).

Debido a la dimensionalidad de los vectores característicos, no es fácil hacer la estimación de la probabilidad condicional conjunta $P(o_1, o_2, \dots, o_t)$, a partir de ejemplos prácticos (Benítez *et al.*, 2007; Arámbula *et al.*, 2008; Arámbula, 2011). Sin embargo, si se asume un modelo paramétrico, tal como un modelo de Markov, para la generación de un evento sísmico, el problema se reduce a la estimación de los parámetros del modelo de Markov (Benítez *et al.*, 2007). Así, el objetivo será analizar la señal de entrada que contienen una secuencia de eventos sísmicos no delimitados y a la vez reconocer cada uno de los eventos contenidos en dicha señal (Benítez *et al.*, 2007).

En un sistema de reconocimiento basado en los modelos ocultos de Markov, generalmente se asume que la secuencia de los vectores característicos observados O , que corresponde a cada evento w_i , es generada por un modelo de

Markov (Benítez *et al.*, 2007). El modelo de Markov es una maquina 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 durante el proceso de entrenamiento (Benítez *et al.*, 2007; Arámbula, 2011). La transición del estado i al estado j se establece por la probabilidad de transición a_{ij} , que se utiliza para modelar el retardo en cada uno de los estados y la transición a través de todo el modelo (Benítez *et al.*, 2007).

En la figura 29 se observa un modelo oculto de Markov con cinco estados, que genera una secuencia de observaciones $O = o_1, o_2, o_3, o_4, o_5$, a medida de que la secuencia de estados se mueve a través de $X = 1, 2, 2, 3, 4, 4, 5$. Los estados inicial y final no emiten ningún vector característico, a fin de permitir la generación de los modelos de composición, para la construcción del espacio de la red de decodificación (Arámbula *et al.*, 2008).

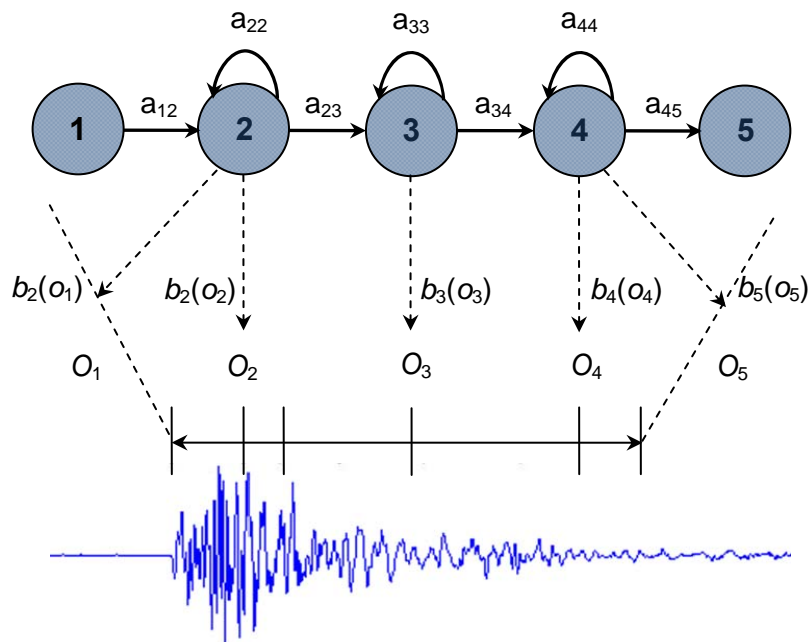


Figura 29. Modelo oculto de Markov con 5 estados y topología izquierda-derecha. Donde las a_{ij} son las probabilidades de transición entre estados, las $b_j(o_t)$ son las probabilidades de salida y las O_t son las secuencias de observaciones (Tomado de Ibáñez *et al.*, 2009).

La probabilidad conjunta de que el vector observable O generado por el modelo M , que se mueve a través de la secuencia de estados X , se calcula como el producto de la transición y las probabilidades de salida (Arámbula *et al.*, 2008):

$$P(O, X|M) = a_{12}b_2(o_1)a_{22}b_2(o_2)a_{23}b_3(o_3) \dots \quad \text{ec. 4}$$

En la práctica, solo el vector observable O se conoce y la secuencia de estados subyacente es oculta. Luego, la probabilidad requerida se calcula al sumar todas

las posibles secuencias de estados $X = x(1), x(2), \dots, x(t)$, esto es (Arámbula *et al.*, 2008),

$$P(O|M_i) = \sum_X a_{x(0)x(1)} \prod_{t=1}^T b_{x(t)}(o_t) a_{x(t)x(t+1)} \quad \text{ec. 5}$$

donde, $x(0)$ es el estado inicial (estado de entrada) de los modelos ocultos de Markov y $x(t+1)$ es el estado final (estado de salida).

El método subyacente para el reconocimiento de patrones estadísticos supone que los parámetros de los modelos M_i , se conocen. Estos parámetros se obtienen dado un número de ejemplos de entrenamiento y sus transcripciones asociadas mediante procedimientos de reestimación eficientes. Con el fin de reconocer algún evento desconocido, se calcula la probabilidad de cada modelo de generación de ese evento, y el modelo más probable es el que identifica el evento.

Las probabilidades de emisión $b_{x(t)}(o_t)$ para un vector característico (o_t) en un estado $x(t)$ son dadas por (Benítez *et al.*, 2007):

$$b_{x(t)}(o_t) = \prod_{s=1}^S \sum_{k=1}^K c_{sk} N(\mu_k, \sigma_k, o_t) \quad \text{ec. 6}$$

donde, S es el número de parámetros en el vector característico y K es el número de funciones de densidad de probabilidad consideradas. Dentro del argumento de las funciones de densidad de probabilidad se tiene que c , corresponde a los pesos de la función y N es la componente gaussiana multivariada con el vector μ (media) y la matriz de covarianza, σ (Benítez *et al.*, 2007; Arámbula *et al.*, 2008).

3.2. SISTEMA DE CLASIFICACION DE SEÑALES SÍSMICAS BASADO EN LOS MODELOS OCULTOS DE MARKOV

En la figura 30 se observa la arquitectura de un sistema de reconocimiento de patrones de propósito general, basado en los modelos ocultos de Markov. Las bases de datos de entrenamiento y las transcripciones se utilizan para construir los modelos. Cuando los modelos han sido construidos, el sistema de reconocimiento realiza la extracción de las características de los eventos en tiempo real, así como la decodificación de los registros sísmicos a través del algoritmo de Viterbi. La salida es la secuencia de eventos reconocidos, medidas de confianza y resultados globales de precisión (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Gutiérrez *et al.*, 2009).

Hay dos etapas en el procesamiento de las señales sísmicas, especialmente involucradas en el sistema de reconocimiento de patrones basado en los modelos ocultos de Markov. Estas etapas corresponden con: el algoritmo de entrenamiento que permite la obtención de los parámetros, que definen un modelo representativo

para cada tipo de evento establecido, y el algoritmo de decodificación que relaciona cada señal sísmica con uno de los tipos de eventos previamente definidos (Ibáñez *et al.*, 2009). Este proceso se realiza en tiempo real y los algoritmos se ejecutan continuamente sobre los registros continuos de datos, que no requieren de segmentación o de identificación previa de las señales.

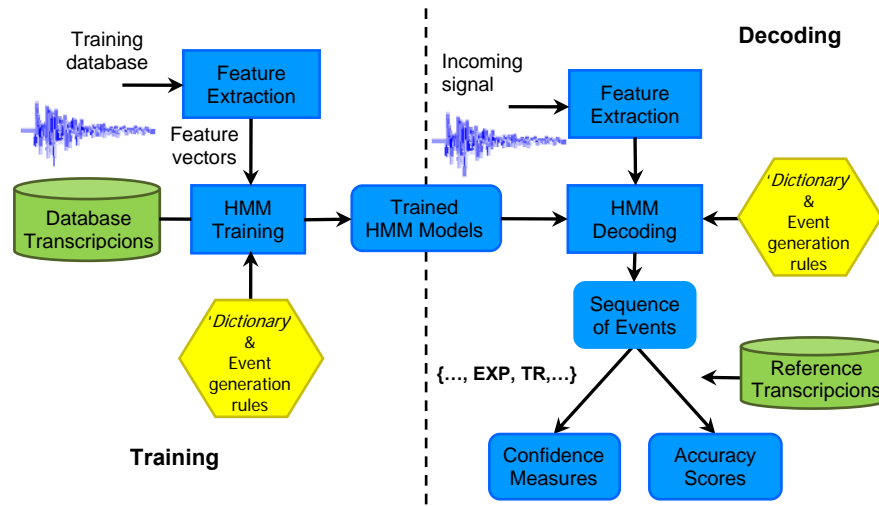


Figura 30. Arquitectura de un sistema de clasificación de señales sísmicas, basado en los modelos ocultos de Markov (Tomado de Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009).

3.2.1. Etapa de entrenamiento

En la etapa de entrenamiento del sistema de clasificación, se requiere inicialmente la determinación del número y tipo de eventos sísmicos que registra el volcán. Luego, se selecciona un número importante de eventos, de cada uno de los tipos previamente identificados. Este número, debe ser lo suficientemente grande, a fin de garantizar una estadística representativa para cada tipo de evento. A partir de esta base de datos, se obtienen los modelos estadísticos (modelo representativo de cada tipo de evento) que posteriormente se utilizarán en la etapa de reconocimiento de las señales sísmicas, ya sea reconocimiento individual o continuo. Para obtener los modelos basta con encontrar las probabilidades de transición (a_{ij}) entre los estados y las probabilidades de salida ($b_i(o_t)$) para cada tipo de evento, llámese VT, LP HB, etc. (Arámbula, 2011).

El algoritmo de entrenamiento utilizado para la construcción del modelo oculto de Markov, correspondiente a cada tipo de evento, es el algoritmo Baum-Welch (Rabiner, 1989; Benítez *et al.*, 2007; Vasegui, 2008; Ibáñez *et al.*, 2009; Arámbula, 2011). Este algoritmo debe ser ajustado antes de iniciar el proceso de entrenamiento. El ajuste se realiza de acuerdo a los siguientes parámetros (Benítez *et al.*, 2007; Arámbula *et al.*, 2008; Arámbula, 2011):

1. Topología de los modelos (usualmente se utiliza la topología izquierda-derecha, $L2R$).
2. Número de estados para los modelos.
3. Número de Gaussianas Multivariadas o funciones de densidad de probabilidad.
4. Número de iteraciones del algoritmo Baum-Welch.

3.2.2. Extracción de características

Para entrenar un sistema de clasificación o hacer el reconocimiento de los nuevos eventos sísmicos, se obtienen las características de la señal procesada. Este proceso consiste en convertir la forma de onda del evento sísmico, en una secuencia de vectores característicos con la menor información redundante posible (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Gutiérrez *et al.*, 2009; Arámbula, 2011). Por tanto, una señal sísmica continua es representada por una secuencia de vectores, con sus principales características temporales y espectrales (Ibáñez *et al.*, 2009).

El proceso de extracción de los vectores característicos se observa en la figura 31 y se describe a continuación (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Gutiérrez *et al.*, 2009; Arámbula, 2011):

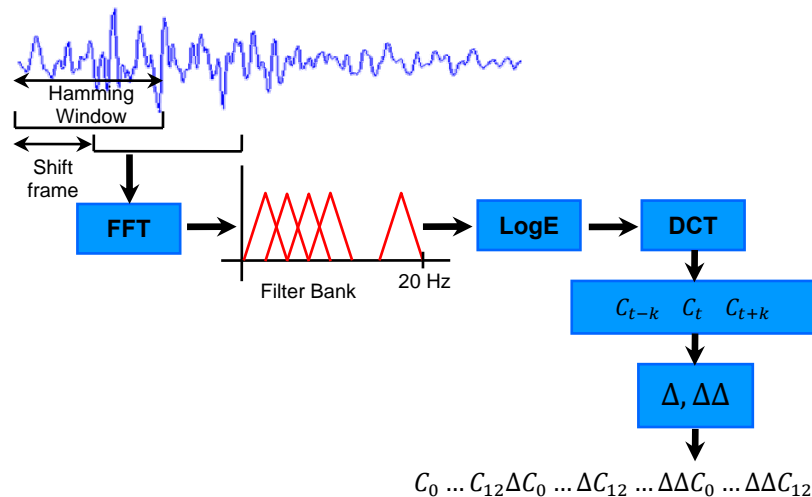


Figura 31. Diagrama que describe el proceso de extracción de los vectores característicos de una señal sísmica (Tomado de Ibáñez *et al.*, 2009).

1. La señal es segmentada en una serie de ventanas de igual duración. El tipo de ventana (*taper*) utilizado es la de Hamming, pues con ella se busca suavizar las discontinuidades de las formas de onda en los extremos de la ventana, que puedan introducir ruido en el espectro de frecuencias. Así mismo se determina

el tamaño del deslizamiento de la ventana. Generalmente, este deslizamiento es aproximadamente la mitad del tamaño de la ventana principal.

2. Se aplica una transformada rápida de Fourier, FFT, (*Fast Fourier Transform*) de 512 muestras, para calcular la magnitud del espectro que servirá de entrada, a un banco de filtros emulado en el dominio de la frecuencia. El banco de filtros consta de 16 funciones triangulares uniformemente espaciadas entre 0 y 20 Hz, con una superposición entre filtros adyacentes del 50% (Figura 31). El propósito del banco de filtros, es medir la energía de la señal en bandas específicas de frecuencia.
3. Se calcula el logaritmo natural de la energía obtenida a través de los bancos de filtros, obteniendo un vector característico de 16 parámetros, altamente dependientes entre sí.
4. Se aplica una transformada discreta de cosenos, DCT, (*Discrete Cosine Transform*) para decorrelacionar las características y reducir el número de componentes del vector característico de 16 a 13. Las componentes del vector característico se denominan coeficientes cepstrales C (coeficientes estáticos) y corresponden a las amplitudes del espectro resultante. Los coeficientes cepstrales se definen a partir de la ecuación:

$$C_i = \sum_{k=0}^{N-1} \log E_k \cos\left(\frac{\pi i}{N}\left(k - \frac{1}{2}\right)\right) \quad \text{ec. 7}$$

Donde N , corresponde al número de filtros triangulares.

5. Por último, se encuentra la evolución temporal de los 13 coeficientes estáticos, al calcular la primera y segunda derivada de estos, a través de la siguiente fórmula de regresión:

$$\Delta C = \frac{(C_{t+k} - C_{t-k})}{2k} \quad \text{ec. 8}$$

La primera derivada o coeficientes delta en el tiempo t se calcula en función de los coeficientes estáticos correspondientes $C_{(t-k)}$ a $C_{(t+k)}$ y se conocen como coeficientes de velocidad. Mientras que los coeficientes delta-delta obtenidos en la segunda derivada se les conoce como coeficientes de aceleración.

Esta es la forma como se obtiene el vector característico constituido por 39 parámetros entre los que se tienen los coeficientes estáticos y los coeficientes dinámicos (coeficientes de velocidad y coeficientes de aceleración). Con este vector se hará el entrenamiento del sistema y el reconocimiento individual de los eventos sísmicos.

3.2.3. Etapa de reconocimiento

Luego de obtener los modelos a través de la etapa de entrenamiento, se procede a hacer el reconocimiento de la base de datos previamente seleccionada para este fin. En este proceso se combinan las probabilidades generadas por los modelos y las probabilidades obtenidas por las transiciones permitidas para los eventos

sísmicos (Benítez *et al.*, 2007; Gutiérrez *et al.*, 2009; Arámbula, 2011). La ecuación (2) indica que es necesario generar todas las posibles secuencias de eventos y evaluarlas a través de la ecuación 5, seleccionando así la secuencia con mayor probabilidad (Benítez *et al.*, 2007; Arámbula, 2011). Existen varios algoritmos para expandir y buscar la secuencia de eventos más probable, dada una secuencia de observaciones. Sin embargo, el algoritmo más utilizado para este tipo de aplicaciones es el algoritmo de Viterbi (Benítez *et al.*, 2007; Ibáñez *et al.*, 2009; Gutiérrez *et al.*, 2009; Arámbula, 2011).

Finalizando la etapa de reconocimiento, se hace una evaluación de este procedimiento, al comparar la clasificación hecha por los modelos ocultos de Markov y las transcripciones de los eventos etiquetados previamente. Si se observa una diferencia importante entre ellas, se inicia un método de ensayo y error, a través de la variación de los diferentes parámetros involucrados, esto es, número de estados, número de funciones de densidad de probabilidad, tamaño de las ventanas de análisis, número de filtros, etc. El método de ensayo y error se utiliza en la búsqueda de resultados más óptimos, y se realiza hasta que se encuentran los mejores parámetros de ajuste de la etapa de reconocimiento.

Tanto la etapa de entrenamiento como la etapa de reconocimiento se implementan a través del programa conocido como HTK, el cual fue desarrollado en el Laboratorio de Inteligencia Artificial de la Universidad de Cambridge en 1995, y consta de un conjunto de herramientas para la construcción de los modelos ocultos de Markov (Steve *et al.*, 2006). Aunque este programa fue diseñado para elaborar herramientas de reconocimiento de voz basadas en los HMM, el HTK puede ser adaptado para el procesamiento digital de cualquier serie de tiempo. Así se hizo en la Universidad de Granada, donde se acondicionó para el análisis de señales sísmicas de origen volcánico (Arámbula, 2011).

3.3. IMPLEMENTACION DEL PROGRAMA DE CLASIFICACION AUTOMATICA PARA LA SISMICIDAD REGISTRADA EN EL VNH

La implementación del programa de clasificación automática, basado en los modelos ocultos de Markov, consta de tres etapas o fases principales, cada una de ellas posee una importancia trascendental en el objetivo de obtener óptimos resultados al momento de clasificar la base de datos sísmica de un volcán. Estas etapas son:

1. Segmentación y etiquetación de eventos sísmicos.
2. Entrenamiento de la base de datos segmentada.
3. Clasificación de eventos sísmicos contenidos en registros continuos.

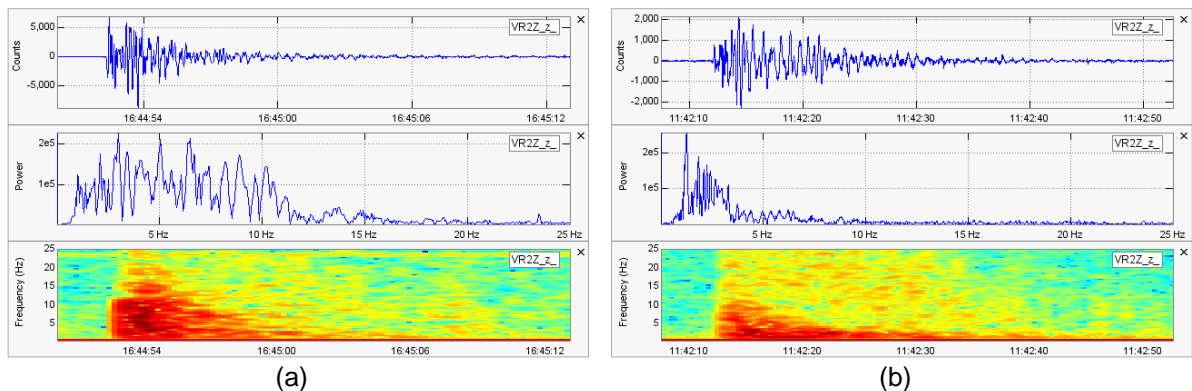
A continuación se describe la forma como cada una de las anteriores etapas fue desarrollada, durante la implementación del programa de clasificación automática

para la actividad sísmica registrada en el Volcán Nevado del Huila durante los años 2007 y 2008.

3.3.1. Segmentación y etiquetación de eventos sísmicos

El proceso de segmentación y etiquetación de las diferentes señales sísmicas, es quizás, una de las etapas más importantes en la implementación del programa de clasificación automática basado en los modelos ocultos de Markov. Pues es aquí, donde el sismólogo volcánico intenta transmitir al programa, su manera de reconocer las diferentes señales sísmicas, que se pueden registrar en un volcán activo. Por tanto, resultados con altos porcentajes de precisión al momento de reconocer los eventos sísmicos, ya sea de manera individual o a través de un registro continuo de datos, dependen exclusivamente de la forma como se haya realizado este proceso.

En el caso del Volcán Nevado del Huila, el análisis previo de la información y el proceso de segmentación que se realizó posteriormente, se hizo a través del registro sísmico obtenido por la componente vertical de la estación Verdun2 (estación de referencia). Para el análisis previo, se tuvo en cuenta la base de datos con que cuenta el OVS-Popayán. Esto, con el fin de que el criterio de clasificación que se transmitió al programa, representará de alguna manera el criterio conjunto del personal técnico que labora en el Observatorio. Es así, como se hizo la identificación de cuatro tipos de eventos diferentes (VT, LP, HB y TR), en la actividad sísmica registrada durante los años 2007 y 2008. Partiendo de esta información se preseleccionaron y posteriormente se segmentaron y etiquetaron 1724 señales sísmicas, de las cuales 444 corresponde a eventos VT, 373 a eventos LP, 171 a eventos HB y 136 a pulsos de tremor espasmódico. Adicionalmente, también se segmentaron y etiquetaron 174 eventos tectónicos (regionales y locales (REG)) y 446 trozos de ruido sísmico de fondo (SIL), con el fin de representar de una manera más precisa, la totalidad del registro sísmico obtenido durante los dos años (Figura 32 y Tabla 5).



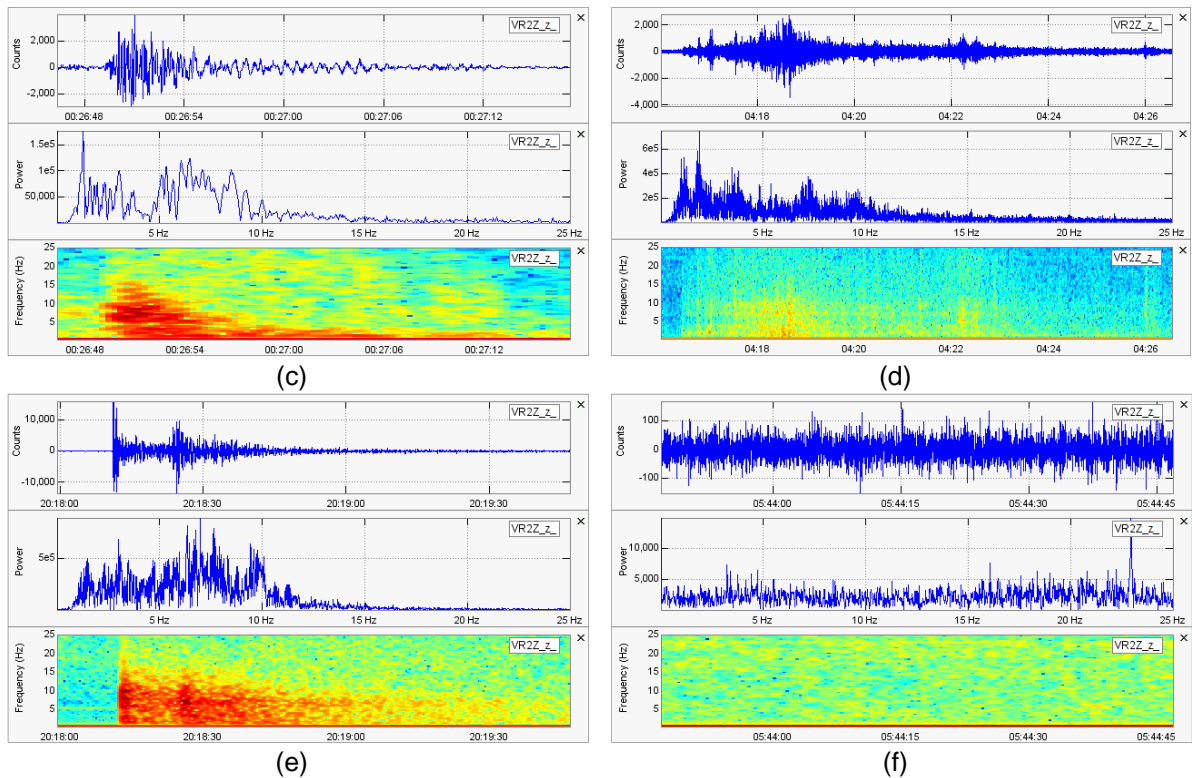


Figura 32. Registros digitales de algunas de las señales sísmicas utilizadas en la etapa de segmentación y etiquetación. (a) VT registrado el 29 de marzo de 2008. (b) LP registrado el 18 de noviembre de 2008. (c) HB registrado el 9 de noviembre de 2008. (d) Pulso de tremor espasmódico registrado el 10 de mayo de 2008. (e) REG registrado el 13 de agosto de 2008. (f) Trozo de ruido sísmico de fondo, registrado el 30 de junio de 2008.

Tabla 5. Estadística básica de las señales sísmicas segmentadas y etiquetadas que se utilizaron en las etapas de entrenamiento y reconocimiento.

Tipo de Evento	Numero de eventos	Duración Mínima (s)	Duración Máxima (s)	Duración Total (min)	Media (μ)	Desviación Estándar (σ)
VT	444	5.91	91.86	1.99	16.17	9.81
LP	373	8.35	60.48	2.56	24.68	8.62
HB	171	10.39	35.50	1.10	23.06	5.08
TR	136	22.08	638.79	4.44	117.43	115.20
REG	154	24.38	329.42	4.46	104.37	64.30
SIL	446	122.73	898.50	64.25	518.60	200.74
1724 eventos/317 archivos		=> 5 eventos/archivo				
78.80 horas de registro		=> 894.85 s/archivo, 164.54 s/evento				

La segmentación y etiquetación de los eventos, se realizó a través de la rutina "*Classification_seismic-signal*", implementada en Matlab por el Dr. Phillippe Lesage. El programa consta de dos interfaces gráficas, en la primera de ellas, se hace la selección y adecuación de los registros sísmicos, y en la segunda, se realiza el proceso de segmentación y etiquetación de señales, no sin antes realizar

un análisis previo de las formas de onda y los contenidos frecuenciales de cada señal seleccionada. Como resultado del proceso, el programa genera dos archivos fundamentales para el trabajo que posteriormente se realizará con el programa HTK. Estos archivos son: un archivo binario (.dat) de 16 bits que contiene las trazas de los eventos segmentados, y un archivo de texto (.mlf) con las transcripciones de cada evento segmentado y etiquetado. El compendio de todos los archivos .dat y .mlf obtenidos en esta etapa, constituyen la base de datos necesaria para implementación de las etapas de entrenamiento y clasificación.

Para realizar una buena segmentación y etiquetación de las señales sísmicas, es importante tener en cuenta las siguientes consideraciones:

1. La persona que realice esta labor debe ser un sismólogo experimentado, con vasto conocimiento de la sismicidad que se registra en el volcán.
2. Cuidar de que todos los datos segmentados y etiquetados, conserven los mismos parámetros de acondicionamiento de la señal.
3. Tomar ventanas de tiempo suficientemente grandes (~ 1 hora) y dentro de ellas etiquetar diferentes señales (eventos y ruido). Esto con el fin de evitar la segmentación de eventos individuales, con los cuales es imposible hacer el reconocimiento de registros continuos de datos.
4. Procurar que las duraciones de los registros correspondientes al ruido sísmico de fondo, en lo posible no superen las duraciones de los eventos más grandes (REG y TR). Pues, este hecho puede ser una fuente importante de error que afecta sustancialmente los porcentajes de precisión en la etapa de reconocimiento.
5. Verificar siempre el nombre con el que se etiqueta la señal, ya que al etiquetar varios eventos en una misma ventana, se corre el riesgo de etiquetarlos con nombres que no les corresponden.

3.3.2. Entrenamiento del programa

Para el desarrollo de esta etapa se contó con las rutinas desarrolladas en Python, por el Ing. Guillermo Cortes, con las cuales se acondiciona el programa HTK para el reconocimiento de registros sísmicos. Es en esta etapa donde se generaron los modelos ocultos de Markov M_i , a partir de la base de datos obtenida en la etapa anterior.

Los modelos M_i son la representación de diferentes tipos de eventos identificados en la actividad sísmica registrada por el volcán. Para realizar este proceso, inicialmente se debió hacer una adecuación de la base de datos, que consistió en unir en un solo archivo .mlf, todos los archivos .mlf obtenidos en la segmentación y en eliminar toda la información basura (*garbage*, restos de traza sísmica que no fueron etiquetados) existente tanto en los archivos binarios (.dat) como en los archivos de texto (.mlf).

Con la base de datos depurada se procedió a hacer el entrenamiento del sistema, a través de una de las dos pruebas existentes. Estas pruebas conocidas como prueba cerrada y prueba ciega, se diferencian por la forma de utilizar la base de datos. Esto es, mientras que en la prueba cerrada se utiliza la misma base de datos, tanto en el entrenamiento como en el reconocimiento individual de los eventos sísmicos; en la prueba ciega se divide la base de datos, de tal forma que, una parte es utilizada en el entrenamiento y la otra en el reconocimiento (Gutiérrez *et al.*, 2009). Cada una de estas pruebas ofrece ventajas diferentes al momento de ser utilizadas; por ejemplo, en el caso de las pruebas cerradas, estas ayudan a obtener la configuración inicial del programa de clasificación e incluso dan una idea de la calidad de la segmentación. En tanto que las pruebas ciegas muestran resultados objetivos del sistema de clasificación (Gutiérrez *et al.*, 2009).

La prueba utilizada en el proceso de entrenamiento del programa de clasificación automática, implementado para la actividad sísmica del Volcán Nevado del Huila, fue la prueba ciega. En ella, se utilizó para el entrenamiento del sistema, aproximadamente la mitad de los eventos segmentados, y la otra mitad para el reconocimiento individual. Es importante resaltar que tanto el entrenamiento como el reconocimiento individual de los eventos, se realizan de manera casi simultánea, ya que para obtener los modelos es necesario hacer la evaluación previa de los mismos a través del reconocimiento individual. Si los resultados no son buenos, se ajustan nuevamente los parámetros involucrados en el proceso y se vuelve a correr el programa HTK (método de ensayo y error). Este procedimiento se realiza las veces que sea necesario, hasta obtener resultados satisfactorios. Por tanto, en el caso del VNH fue necesario ajustar en repetidas ocasiones los diferentes parámetros de entrada del programa HTK, hasta obtener un modelo que representa de manera satisfactoria la actividad sísmica del volcán. Este modelo corresponde a 10 estados y 9 funciones de densidad de probabilidad (9 Gaussianas).

Los porcentajes de precisión correspondientes a cada uno de los modelos representativos de cada tipo de evento segmentado, se obtienen a partir de la matriz de confusión (Figura 33) que se genera en cada iteración realizada por el programa HTK, al cambiar el número de estados y el número de funciones de densidad de probabilidad. Los porcentajes de precisión se obtienen a partir de la relación:

$$\%Acc = \left(\frac{N-D-S-I}{N} \right) \times 100 \quad \text{ec. 9}$$

Donde, N es el número total de eventos, D son los eventos borrados, (eventos no clasificados), S son las sustituciones (eventos que fueron mal clasificados), e I que son las inserciones (eventos inventados por el programa).

```

===== HTK Results Analysis =====
Date: Wed Apr 23 09:03:03 2014
Ref : ./dicts/huila_joint.mlf
Rec : >t.loop_0.R_1.F_10.states/huila_2_2.scp/10.gauss/huila.recog_joint.mlf
----- Overall Results -----
SENT: %Correct=45.95 [H=68, S=80, N=148]
WORD: %Corr=84.93, Acc=81.58 [H=710, D=70, S=56, I=28, N=836]
----- Confusion Matrix -----
      HB   LP  REG  SIL  TR  VT  Del  [ %c / %e ]  %Corr  %Acc
HB    69    3    0    1    0    4    0  [89.6/ 1.0]  89.61  89.61
LP     4   123    4    2   11    5   16  [82.6/ 3.1]  74.55  73.33
REG    0    0   65    0    3    0    0  [95.6/ 0.4]  95.59  83.82
SIL    0    1    5   171    3    1   45  [94.5/ 1.2]  75.66  71.24
TR     0    0    7    1   40    0    4  [83.3/ 1.0]  76.92  69.23
VT     0    0    1    0    0  242    5  [99.6/ 0.1]  97.58  95.97
Ins    0    2    8   10    4    4
-----
                                class_mean:  84.99  80.53

```

Figura 33. Matriz de confusión obtenida para el modelo que mejor representa la actividad sísmica del volcán Nevado del Huila. En los recuadros amarillo y verde, se observaba el porcentaje de precisión y los valores de cada uno de los parámetros que se utilizan para la obtención del mismo (Toda esta información es obtenida del programa HTK).

Tabla 6. Porcentajes de precisión obtenidos durante la implementación del programa de clasificación automática de eventos volcánicos.

	Número de Estados						
	7	8	9	10	11	12	13
5	76.94	78.26	79.45	79.57	79.21	75.99	75.99
6	77.90	78.49	79.45	80.65	79.69	75.15	76.82
7	78.02	78.49	80.76	80.17	79.93	75.39	76.11
8	78.14	78.85	80.05	81.00	79.93	75.51	75.39
9	77.90	78.02	79.93	81.58	79.93	76.11	75.87
10	78.61	78.14	80.17	80.76	80.76	76.46	75.75
11	78.97	78.14	80.41	80.65	80.41	76.11	75.27
12	79.09	78.38	80.05	81.24	79.45	76.34	75.63
13	79.45	78.26	79.57	81.24	79.45	75.87	75.03
14	78.97	78.38	80.53	80.53	79.33	76.11	74.55
15	78.85	78.73	80.17	80.17	79.57	76.82	74.43
16	78.85	79.09	79.93	79.45	79.45	77.30	73.95
17	78.61	79.09	80.29	79.57	80.17	77.18	74.19

En la tabla 6 se pueden apreciar los diferentes porcentajes de precisión obtenidos para el sistema de clasificación, al cambiar tanto el número de estados como el número de funciones de densidad de probabilidad. El mejor porcentaje de precisión que se obtuvo durante el entrenamiento y reconocimiento individual de eventos volcánicos, para la actividad sísmica del Volcán Nevado del Huila, fue de 81.58 %, el cual corresponde, como se dijo anteriormente, al modelo obtenido para 10 estados y 9 funciones de densidad de probabilidad (Figura 33 y Tabla 6).

3.3.3. Clasificación de eventos sísmicos contenidos en registros continuos

Una vez obtenidos los modelos M_i que mejor representan cada uno de los tipos de eventos identificados en la sismicidad del Volcán Nevado del Huila, se procedió a realizar la clasificación automática de los registros continuos, utilizando esta vez, unas rutinas desarrolladas en Matlab y awk por el Ingeniero Miguel González Amezcua (Universidad de Colima). A partir de estas rutinas se hizo la conversión de los datos contenidos en los registros continuos, al formato binario requerido para la ejecución del programa HTK. El programa HTK, se encargó de identificar las diferentes señales sísmicas contenidas en los registros continuos y generar un archivo *.mlf* con la descripción de cada una de las señales clasificadas, esto es, duración, tipo de evento y amplitud, para cada uno de los días correspondientes al año 2008. Este archivo *.mlf* fue utilizado luego para la generación de los sismogramas con los eventos sísmicos ya clasificados.

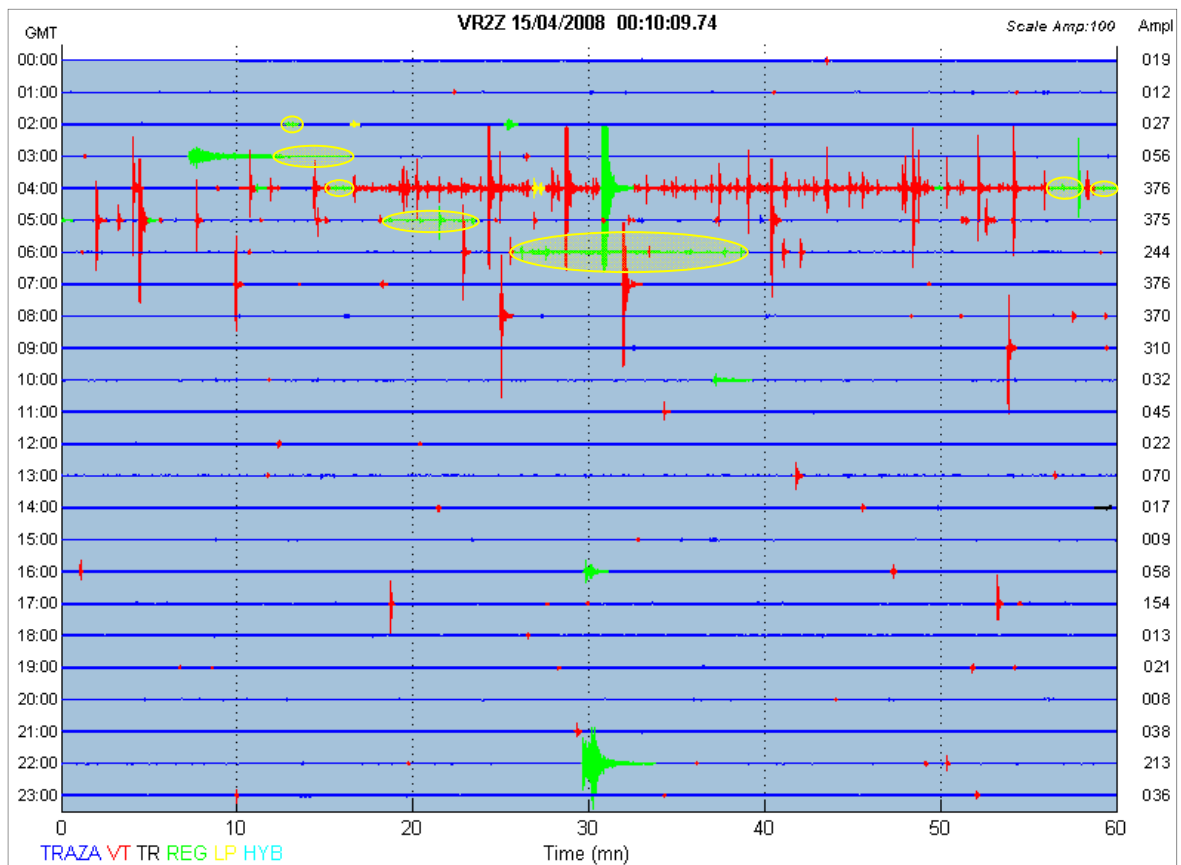


Figura 34. Sismograma correspondiente al 15 de abril de 2008, en él se aprecian los niveles de precisión del programa al momento de reconocer las diferentes señales sísmicas. De igual forma, se observan algunas zonas resaltadas con óvalos amarillos, donde el programa cometió errores al confundir algunas señales sísmicas.

En las figuras 34 y 35, se aprecian dos de los sismogramas obtenidos por el programa de clasificación automática, al momento de realizar el reconocimiento

diario de la actividad sísmica registrada en el año 2008. Este año fue escogido como periodo de prueba, de acuerdo a las siguientes razones: 1) Es el año que presenta mayor continuidad en el registro de datos. Esto se debe quizá, a los problemas de acondicionamiento que presentó la estación Verdun2 durante el año 2007, los cuales afectaron de manera significativa el registro de la información. 2) Fue el año con mayor registro de eventos sísmicos en el volcán Nevado del Huila.

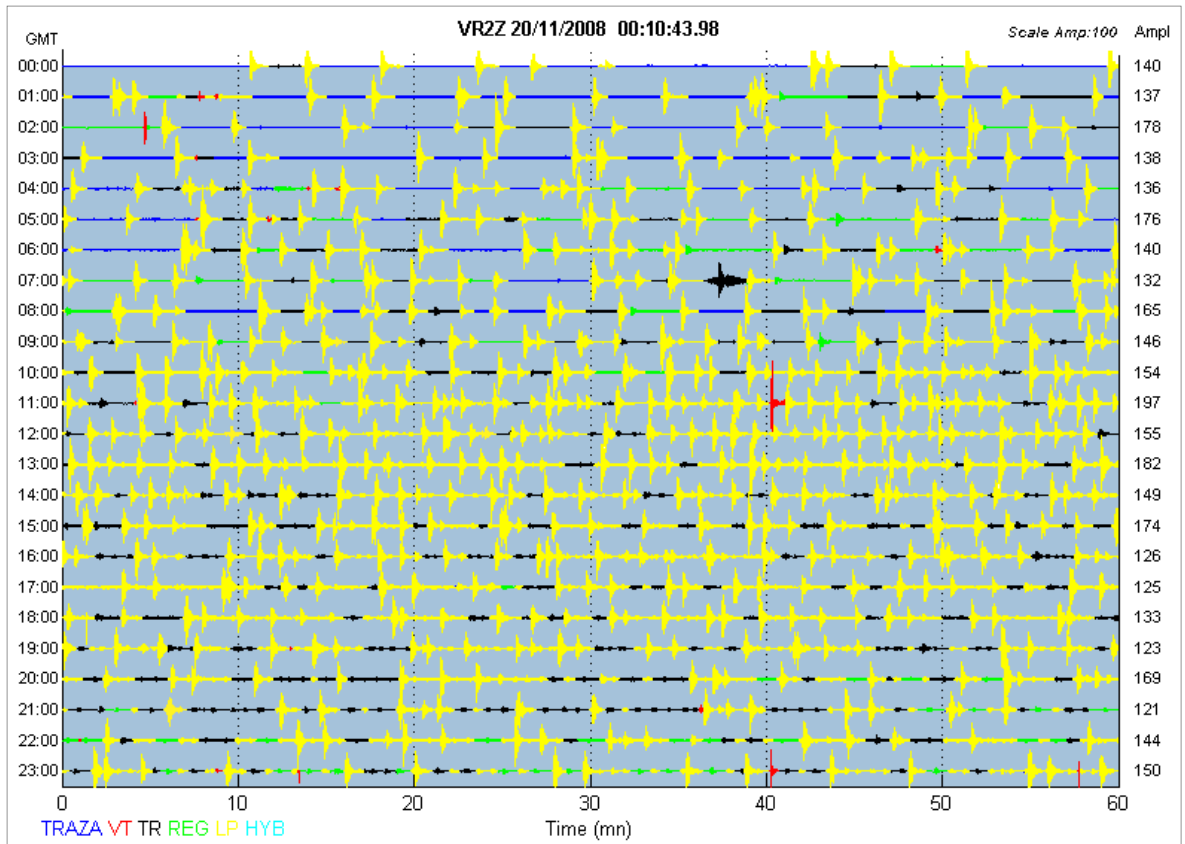


Figura 35. Sismograma obtenido a través del programa de clasificación automática, para la actividad sísmica registrada el 20 de noviembre de 2008. Es importante destacar el importante número de eventos registrados y como un alto porcentaje de ellos fue clasificado de manera acertada por el programa.

El sismograma de la figura 34, corresponde al registro continuo de datos que se obtuvo el 15 de abril. En la información registrada durante este día, se aprecia un enjambre de eventos VT, el cual fue reconocido casi en su totalidad por el programa de clasificación automática. De igual forma se registraron algunos LP y algunos regionales, que también fueron clasificados por el programa. A pesar de que se aprecian altos porcentajes de precisión, en el reconocimiento de las señales sísmicas, es pertinente mencionar que el programa también tuvo algunos desaciertos, los cuales corresponden principalmente a confusiones de eventos regionales con el ruido sísmico de fondo (óvalos amarillos en la figura 34).

El fenómeno de confusión también se aprecia en el sismograma obtenido para el 20 de noviembre (Figura 35), donde se ve como algunos tramos de ruido sísmico, han sido clasificados como regionales, o como eventos LP muy pequeños registrados en serie, son confundidos con pulsos de tremor. Este último caso no afecta negativamente los porcentajes de precisión del programa de clasificación, dado que estos LP repetitivos son señales sísmicas muy pequeñas, por lo que el programa no tiene la capacidad de reconocerlas como eventos individuales; sin embargo, al unir las las puede interpretar como pequeños pulsos de tremor.

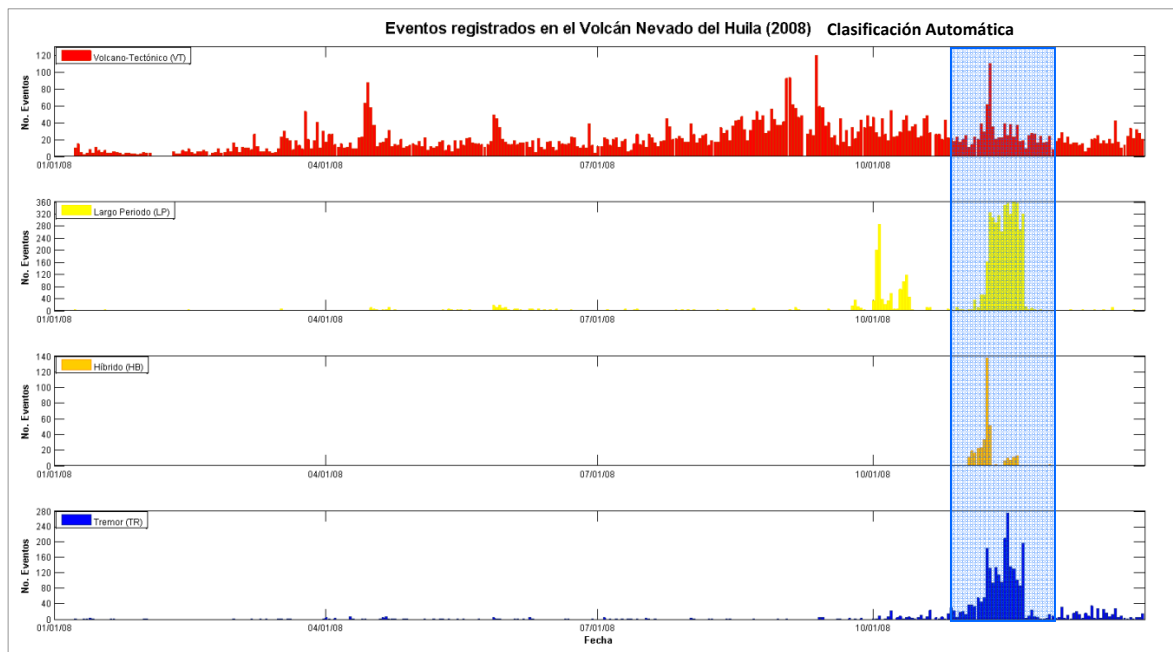
Una vez realizada la clasificación automática de toda la información digital que se tenía del año 2008, se hizo la gráfica de número de eventos vs tiempo que se observa en la figura 36a, con el objetivo de establecer una comparación entre los resultados obtenidos por el programa de clasificación automática, y los resultados que se tienen en el OVS-Popayán, como producto de la clasificación manual realizada por personal técnico del Observatorio (Figura 36b).

Al analizar las gráficas de la figura 36, se observa que los dos métodos de clasificación son consistentes, y que si bien difieren en el número de eventos, ambos exhiben tendencias similares para el comportamiento adoptado por la actividad sísmica durante el año 2008, de tal forma que se pueden apreciar con claridad los periodos en los que hubo incrementos en la actividad sísmica y los periodos de calma relativa.

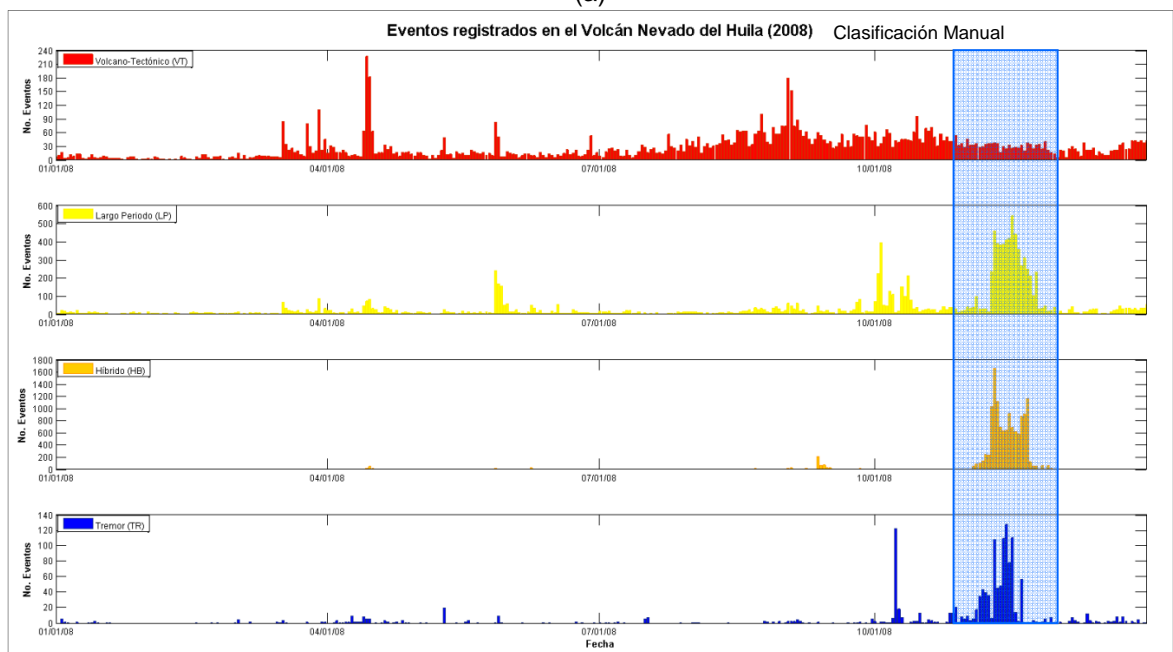
Pese a la coherencia presentada entre los dos métodos, existen dos diferencias importantes en las gráficas de la figura 36. La primera de ellas, es el registro de tremor continuo en los primeros días del mes de octubre, según los datos obtenidos a través del método de clasificación manual (Figura 36b). Este fenómeno paso desapercibido para el programa de clasificación automática, dado que él solamente fue entrenado con datos de tremor espasmódico, en los que se apreciaban cambios importantes en amplitud. La otra diferencia está relacionada con el registro de eventos HB, esta diferencia es un poco más notoria entre los dos métodos. Sin embargo, en este caso es posible que el error corresponda en gran parte al método de clasificación manual, pues la sismicidad registrada en esos días presentó formas de onda y rangos de frecuencia muy ambiguos que pudieron dar lugar a errores humanos en la clasificación.

Por tanto, luego de evaluar los resultados obtenidos con el programa de clasificación automática, se resaltan las bondades que éste ofrece en el proceso de clasificación de las señales sísmicas registradas por un volcán, en especial aquellas que ocurren en periodos de alta actividad, donde es necesario hacer el reconocimiento de la información en pequeños lapsos de tiempo. Esta situación es casi imposible cuando el método utilizado es la clasificación manual. Sin embargo, si el método que se utiliza es el programa de clasificación automática, esta tarea tomará solo unos cuantos minutos. Tal como sucedió al clasificar toda la base de

datos obtenida durante el año 2008, tarea en la cual el PC empleó un tiempo aproximado de dos horas.



(a)



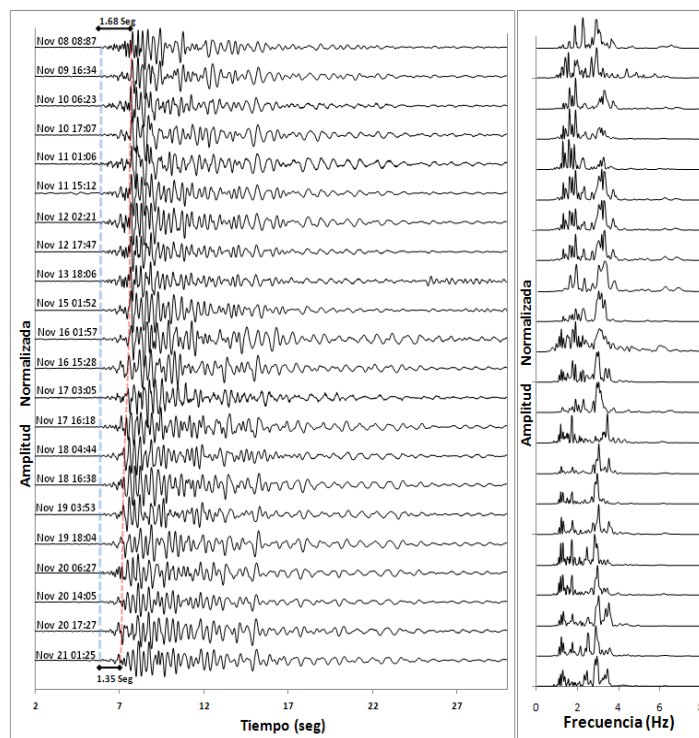
(b)

Figura 36. Gráficas del número de eventos registrados en el volcán Nevado del Huila durante el año 2008. (a) Eventos clasificados a través del programa de clasificación automática. (b) Eventos clasificados de forma manual. En el recuadro azul se resalta el periodo de mayor actividad sísmica, el cual precedió la erupción freática del 21 de noviembre de 2008. Este periodo es claramente identificable en cualquiera de las dos gráficas.

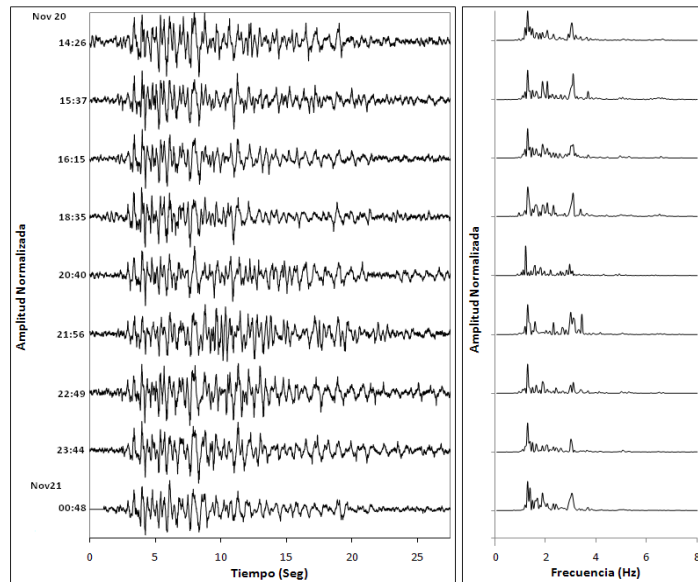
4. CARACTERIZACION DE LA FUENTE O FUENTES SISMICAS DE LOS EVENTOS HB Y LP REGISTRADOS EN EL VNH, EN NOVIEMBRE DE 2008

Como se vio en el segundo capítulo de este trabajo, el mes de noviembre de 2008 se caracterizó por registrar cambios importantes en la dinámica interna del Volcán Nevado del Huila. Algunos de estos cambios estuvieron relacionados con la ocurrencia de eventos HB y LP, que se registraron en forma de disparos espasmódicos durante los primeros días del mes. Disparos sísmicos se hicieron cada vez más recurrentes en el tiempo, hasta transformarse en un registro continuo de eventos, fenómeno que ocurrió en las últimas horas del 8 de noviembre, y se prolongó hasta el momento en que ocurre la erupción freática del 21. Adicional a esta sismicidad, también se dio el registro de eventos tipo *drumbeat*, entre los días 20 y 21 de noviembre, más exactamente, 13 horas antes de la erupción.

Cardona *et al.* (2009), hicieron un análisis detallado, tanto de la sismicidad HB y LP, como de los eventos tipo *drumbeat*, que se registraron en el Volcán Nevado del Huila, durante el mes de noviembre de 2008. En este análisis, ellos notaron que características tales como formas de onda y anchos de banda, conservaban cierta regularidad a través del tiempo (Figuras 37a y 37b). Este hecho, les hizo suponer la existencia de al menos dos fuentes sísmicas, altamente conservativas, relacionadas con el origen de esta sismicidad. Una fuente sísmica para los eventos HB y LP, y la otra para los eventos tipo *drumbeat*.



(a)



(b)

Figura 37. Relación de algunas señales sísmicas y sus respectivos espectros de frecuencia, que permiten el seguimiento de la evolución temporal tanto de las formas de onda, como de sus anchos de banda correspondientes. (a) Señales sísmicas pertenecientes a la sismicidad HB y LP que se registró entre el 2 y el 21 de noviembre. (b) Señales sísmicas propias de los eventos tipo *drumbeat* registrados entre el 20 y 21 de noviembre (Imágenes tomadas de Cardona et al., 2009).

Teniendo como base los resultados obtenidos por Cardona *et al.* (2009), y ante la incertidumbre que produce el no tener ningún tipo de conocimiento acerca de los mecanismos de origen que pudieron estar asociados con la generación de estas señales sísmicas, se propuso realizar la caracterización de las posibles fuentes sísmicas involucradas en este proceso, a través de las siguientes técnicas de análisis:

1. Caracterización de señales sísmicas.
2. Correlación cruzada.
3. *Stacking* de señales sísmicas.
4. Localización de eventos obtenidos a través del *stack*.

Para la implementación de las primeras tres técnicas de análisis se contó con la colaboración del Dr. Phill Dawson del USGS, quien desarrollo unas rutinas en Matlab para el procesamiento digital de la información. En cuanto al proceso de localización, este se hizo a través del programa HypoCenter debidamente adecuado a las características propias del Volcán Nevado del Huila.

4.1. CARACTERIZACIÓN DE SEÑALES SISMICAS

En la caracterización de las diferentes señales sísmicas registradas en el Volcán Nevado del Huila, durante el mes de noviembre de 2008, se empleó la

Transformada de Hilbert, herramienta matemática ampliamente utilizada en el procesamiento digital de señales, que permite que permite identificar las señales sísmicas y a la vez estimar sus tiempos de inicio.

La Transformada de Hilbert se define como la convolución de una serie de tiempo $x(t)$ con la función $h(t) = \frac{1}{\pi t}$, esto es:

$$(h * x)(t) = \mathcal{H}\{x\}(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x(\tau)}{t-\tau} d\tau; \quad \text{donde, } h(t) = \frac{1}{\pi t}, \quad \text{ec. 10}$$

Esta transformada tiene una función de transferencia que se comporta como un filtro a través del cual se eliminan, atenúan o amplifican ciertas amplitudes de la señal, dependiendo de las componentes frecuenciales previamente establecidas en el proceso de filtrado que le precede. El resultado de la transformada de Hilbert es la obtención de la envolvente de la forma de onda original (Figura 38).

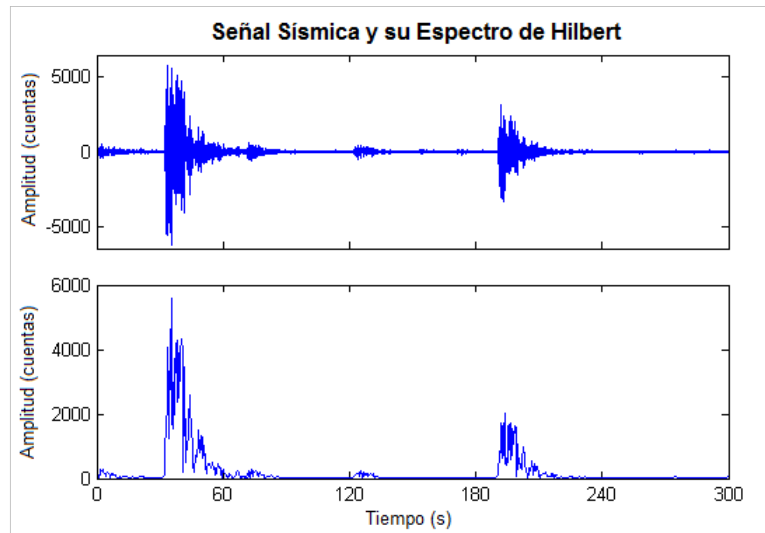


Figura 38. Registro sísmico del 18 de noviembre de 2008 a las 19:42 UT y su envolvente obtenida a través de la transformada de Hilbert.

Para la obtención de la Transformada de Hilbert, se desfasan -90° todas las componentes espectrales de la señal, y la envolvente $E(t)$ de la serie de tiempo se calcula a través de la expresión:

$$E(t) = \sqrt{x(t)^2 + \mathcal{H}(t)^2} \quad \text{ec. 11}$$

La implementación de la Transformada de Hilbert para el análisis de la actividad sísmica registrada en el VNH, se hizo a través de una de las rutinas desarrolladas por el Dr. Dawson. En esta rutina se definen algunos parámetros de entrada tales como: periodo de análisis, rangos de amplitud, ancho de banda, tamaño de la ventana de análisis y desplazamiento de la misma. La mayoría de estos

parámetros se establecen a través del método de ensayo y error, en la búsqueda del modelo que mejor represente el comportamiento de la actividad sísmica en el periodo de tiempo seleccionado (Figura 39).

El análisis de la información sísmica, se abordó a partir de la hipótesis formulada por Cardona *et al.* (2009), en la que proponen dos posibles fuentes sísmicas para los eventos HB, LP y *drumbeats*, registrados en el VNH durante el mes de noviembre de 2008. Por tanto, para la caracterización de las citadas fuentes sísmicas, se establecieron los siguientes periodos de análisis:

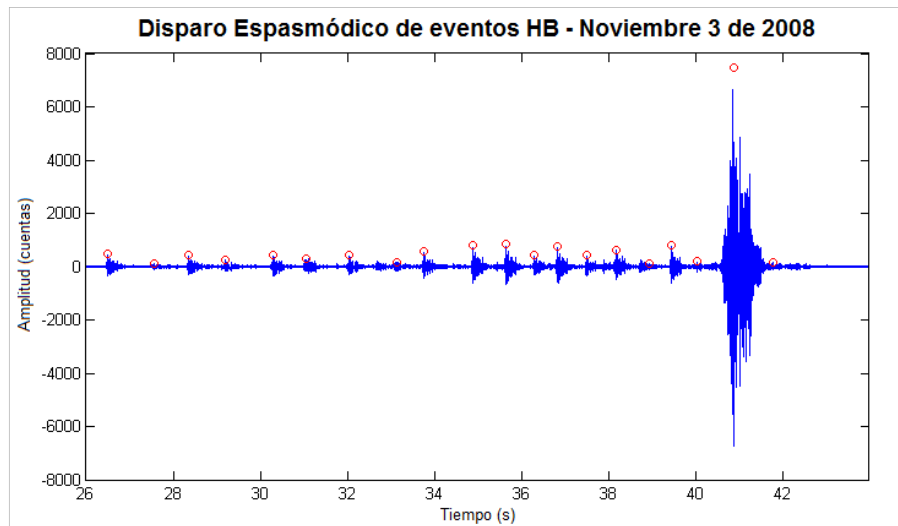


Figura 39. Disparo espasmódico de eventos HB, registrado el 3 de noviembre de 2008 a la 1:26 UT. Los círculos rojos señalan los eventos identificados a través de la Transformada de Hilbert.

- 1) **Actividad Sísmica registrada entre el 1 y el 21 de noviembre.** Luego de modificar en repetidas ocasiones los parámetros de entrada requeridos en la implementación de la Transformada de Hilbert, el modelo que mejor representó la sismicidad registrada durante este periodo de tiempo, fue el que se obtuvo a través de los siguientes parámetros:

$hlim = 18000$ cuentas (Amplitud máxima en valor absoluto).

$llim = 100$ cuentas (Amplitud mínima en valor absoluto).

$f_1 = 0.5$ Hz (Límite inferior del ancho de banda).

$f_2 = 2.0$ Hz (Límite superior del ancho de banda).

$wind = 3302$ s (Tamaño de la ventana de análisis).

$step = 3302$ s (Desplazamiento de la ventana).

Este modelo mostró alta consistencia con el comportamiento de la actividad sísmica registrada durante el periodo de tiempo analizado, lográndose identificar alrededor de 14000 señales sísmicas, que obedecen las características impuestas a la Transformada de Hilbert (Figura 40a). A partir

del tiempo de inicio obtenido para cada una de las señales, se pudo establecer el tiempo interevento existente entre ellas (Figura 40b), pudiendo así observar como a partir del 9 de noviembre y hasta el 21, la actividad sísmica adoptó un comportamiento relativamente estable en cuanto a los tiempos de ocurrencia de los diferentes eventos (Figura 40a). Para corroborar esta afirmación, se hizo el histograma con los tiempos interevento obtenidos para la sismicidad registrada entre el 9 y el 21 de noviembre, lográndose establecer que efectivamente hubo regularidad en el registro de los eventos que ocurrieron durante este periodo, y que el tiempo de espaciamiento entre ellos, osciló entre 30 y 100 segundos (Figura 40c).

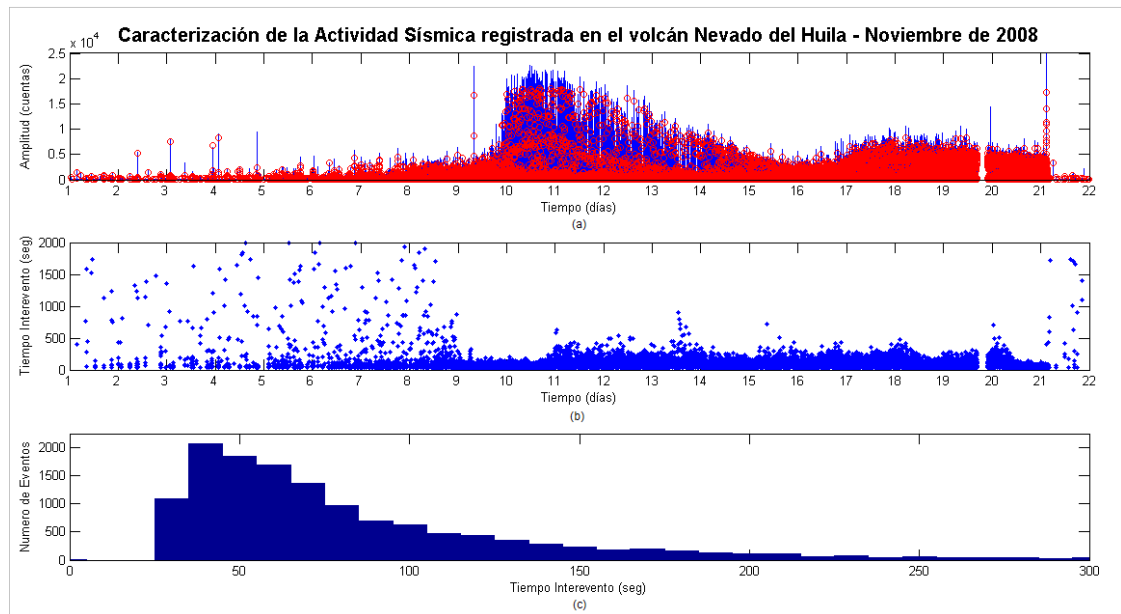


Figura 40. Gráficos de la caracterización a través de la transformada de Hilbert, obtenidos para la sismicidad registrada entre el 1 y el 21 de noviembre de 2008. (a) Relación entre las amplitudes de los eventos reales y las señales identificadas a través de la transformada (círculos rojos). (b) Distribución de los tiempos interevento obtenidos. (c) Histograma.

- 2) **Drumbeats registrados entre las 10:00 UT del 20 noviembre y las 2:00 UT del 21:** Para este tipo de sismicidad el modelo que mejor se ajustó, fue el que se obtuvo a partir de los siguientes parámetros:

$hlim = 300$ cuentas (Amplitud máxima en valor absoluto).

$llim = 100$ cuentas (Amplitud mínima en valor absoluto).

$f_1 = 0.5$ Hz (Límite inferior del ancho de banda).

$f_2 = 2.0$ Hz (Límite superior del ancho de banda).

$wind = 3302$ s (Tamaño de la ventana de análisis).

$step = 3302$ s (Desplazamiento de la ventana).

Como se puede apreciar, el conjunto de parámetros establecido para modelar esta sismicidad, fue básicamente el mismo que se encontró en el análisis anterior, donde los únicos datos que cambian están relacionados con la amplitud. Este resultado sugiere que los eventos analizados, presentan características similares y que difieren básicamente en su tamaño.

A partir del modelo establecido para la sismicidad tipo *drumbeat*, se identificaron alrededor de 700 señales sísmicas (Figura 41a), con tiempos interevento en un alto porcentaje, por debajo de los 200 segundos (Figura 41b). Es importante resaltar que este tipo de sismicidad, presentó un comportamiento estable en sus tiempos de ocurrencia, entre las 14 y las 21 horas del 20 de noviembre. Sin embargo, este comportamiento no se refleja en el histograma obtenido, puesto que en él se aprecia una distribución más dispersa de los mismos (Figura 41c).

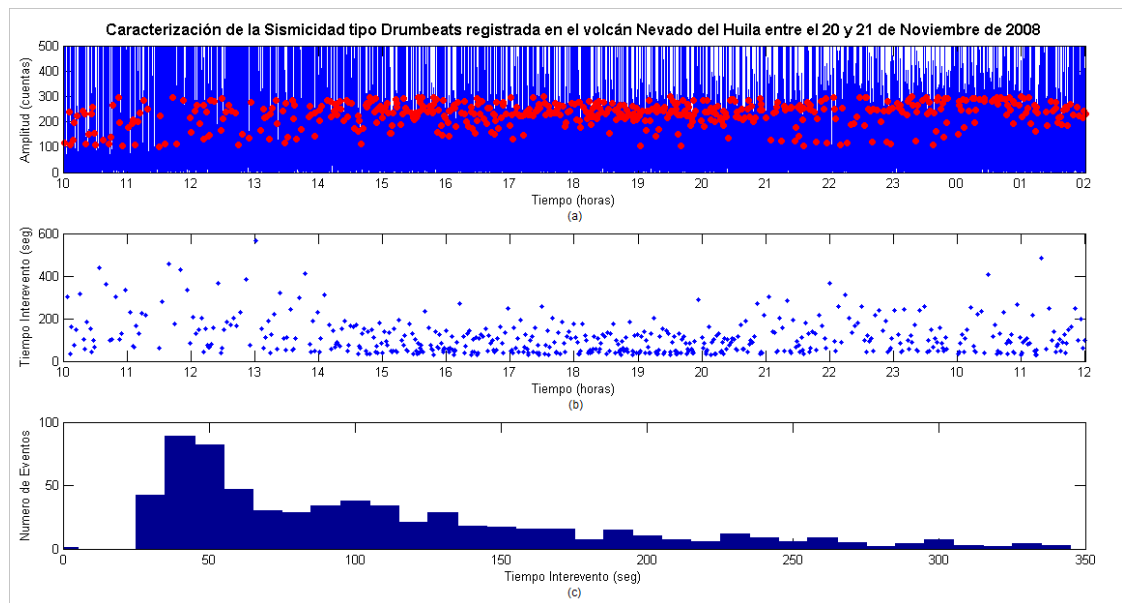


Figura 41. Gráficos de la caracterización a través de la transformada de Hilbert, obtenidos para la sismicidad registrada entre las 10:00 UT del 20 de noviembre y las 2:00 UT del 21. (a) Relación entre las amplitudes de los eventos reales y las señales identificadas a través de la transformada (círculos rojos). (b) Distribución de los tiempos interevento. (c) Histograma.

4.2. CORRELACION CRUZADA

Una vez realizada la caracterización inicial de la actividad sísmica asociada a la dinámica de fluidos, registrada entre el 1 y el 21 de noviembre de 2008; a través de los resultados obtenidos mediante la utilización de la transformada de Hilbert, se procedió a realizar la correlación cruzada de las señales, para establecer grados de similitud entre ellas y así poder determinar la posible existencia de familias sísmicas representativas de este tipo de sismicidad.

Es importante recordar que, la correlación o correlación cruzada es una operación matemática de mucha aplicabilidad en el procesamiento digital de señales. Definida como un medida del grado de similitud entre dos señales (Ingle y Proakis, 2011). Sean $x(n)$ y $y(n)$, dos señales reales de energía finita, para las cuales, la correlación cruzada será una señal $r_{x,y}(\ell)$ expresada como:

$$r_{x,y}(\ell) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n)y(n - \ell) \quad \text{ec. 9}$$

donde ℓ es el parámetro de desplazamiento o retraso. Un caso especial de la correlación es la autocorrelación donde $x(n) = y(n)$. La autocorrelación permite medir el grado de auto-similitud entre los diferentes alineamientos de una misma señal, y se define como:

$$r_{xx}(\ell) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n)x(n - \ell) \quad \text{ec. 10}$$

El grado de similitud entre dos señale $x(n)$ s y $y(n)$, se conoce como coeficiente de correlación, y se puede obtener a través de la expresión:

$$r_{x,y}(i, i - \ell) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_{i-\ell} - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_{i-\ell} - \bar{y})^2}} \quad \text{ec. 11}$$

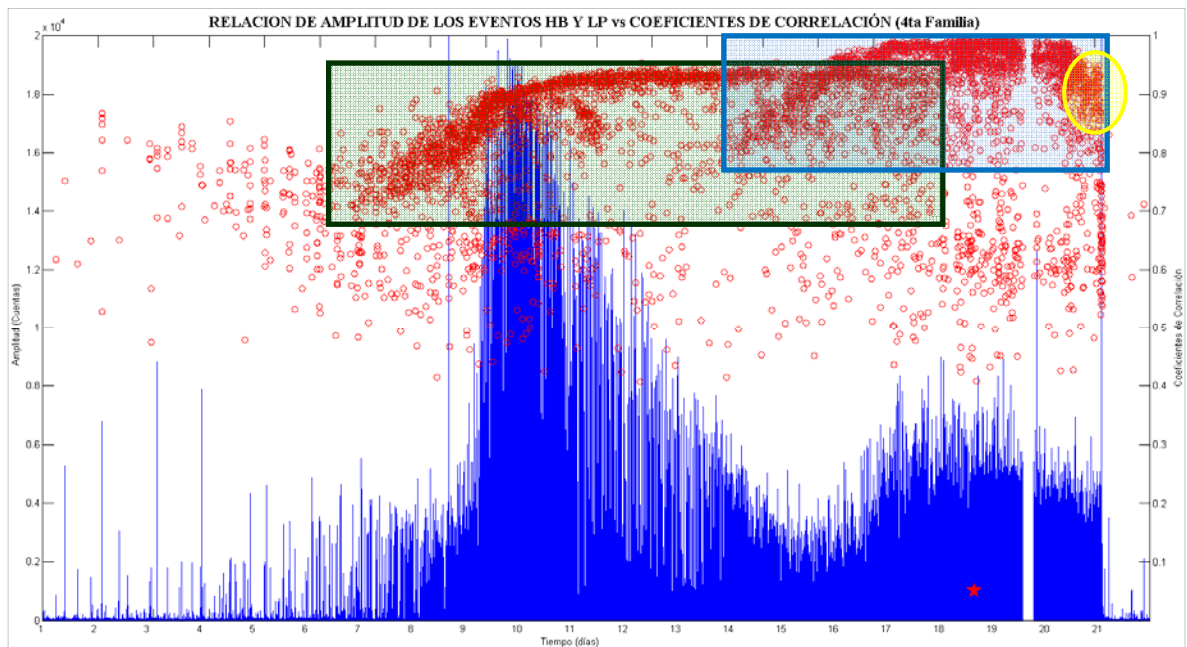
donde x_i es la i -ésima muestra de señal $x(n)$, y y_i es la i -ésima muestra de la señal $y(n)$. Dado que estos coeficientes son normalizados, el coeficiente de correlación que se obtiene en la autocorrelación, debe ser igual a 1.

La técnica de correlación cruzada ha sido utilizada con frecuencia en la caracterización de formas de onda de señales sísmicas de origen volcánico, en el intento de establecer familias de eventos posiblemente relacionadas con fuentes sísmicas no destructivas. Dentro de las numerosas investigaciones realizadas al respecto, se tienen: el trabajo desarrollado por Neuberg *et al.* (2006), quienes analizaron la sismicidad registrada en el Volcán Soufrière Hills - Monserrat en 1997, con el fin de encontrar familias de eventos registradas, antes y después del colapso del domo. Un estudio similar fue hecho por Matoza y Chouet (2010), para caracterizar la fuente sísmica asociada a la sismicidad registrada en el *Mount Saint Helen* entre 2004 y 2008. Varley *et al.*, (2010), también realizaron análisis similares a la sismicidad de Largo Periodo, registrada en el volcán Colima en el año 2005.

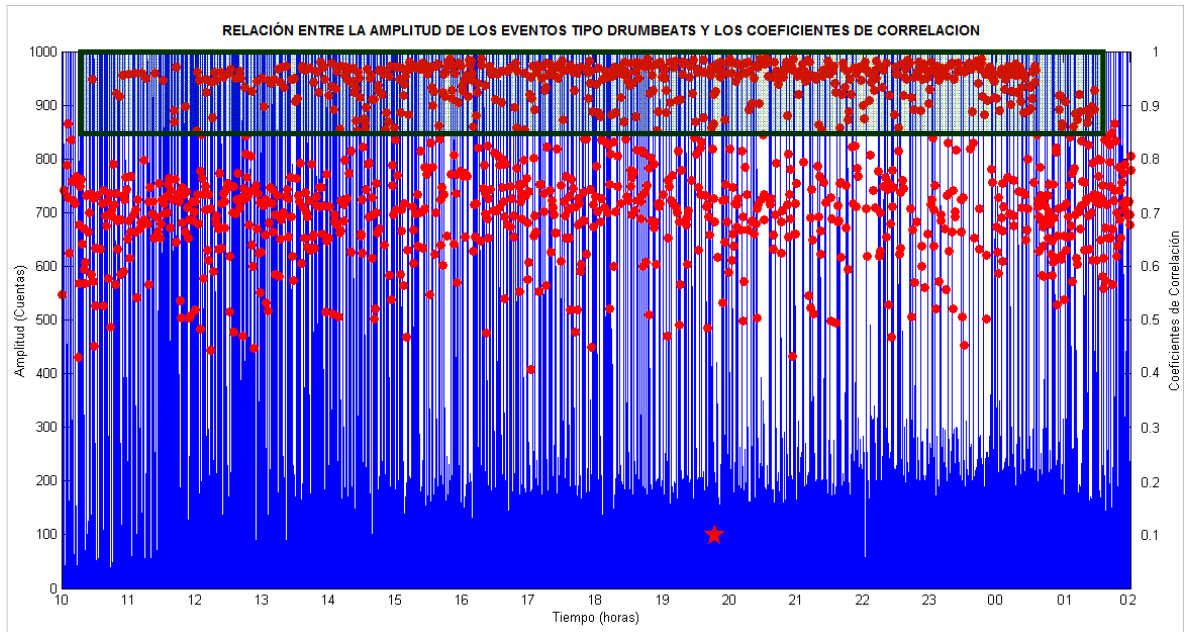
Para el análisis de la actividad sísmica registrada en el Volcán Nevado del Huila, inicialmente se hizo la correlación cruzada del evento máster 11181942.HLP (LP del Huila) con la sismicidad registrada entre el 1 y el 21 de noviembre, y del evento máster 11201946.HLP con la sismicidad tipo *drumbeat* que ocurrió entre el 20 y 21 de noviembre, obteniendo los resultados que se observan en la figura 42a y 42b. Estos resultados no fueron totalmente satisfactorios, dado que, si bien la

sismicidad tipo *drumbeat* tuvo una representación apropiada, no sucedió así con la sismicidad HB y LP registrada entre el 1 y el 21 de noviembre, periodo en el cual se pueden apreciar al menos dos familias representativas de este tipo de sismicidad. Por tanto, buscando obtener una representación más precisa de esta información, se seleccionó un nuevo evento máster (11140458.HHB, HB del Huila), en la sismicidad registrada entre el 7 y el 15 de noviembre, y con él se hizo nuevamente la correlación cruzada de toda la información, obteniendo como resultado, una definición más clara de las dos familias observadas en la figura 42a (Figura 42c). Es importante resaltar el comportamiento estable, presentado por la sismicidad registrada entre el 10 y el 18 de noviembre que se aprecia en la figura 42c.

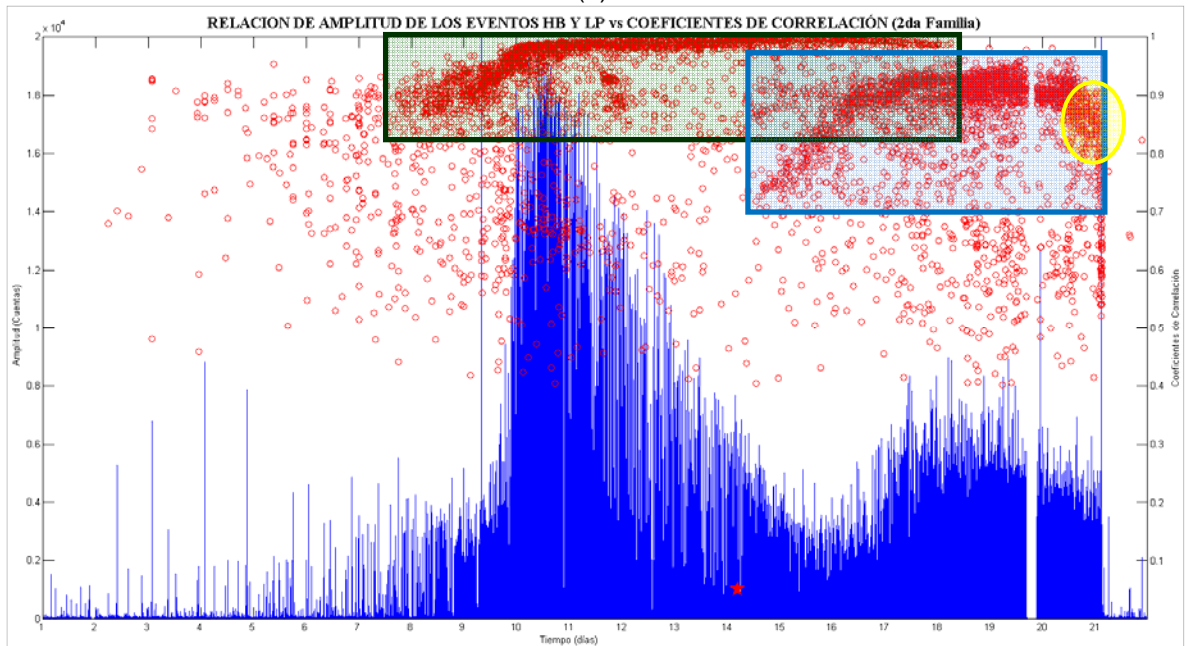
Luego de establecer las dos principales familias que representan la sismicidad HB y LP registrada entre el 1 y el 21 de noviembre, se propuso analizar lo que sucedía al inicio de cada una de ellas, cuando los coeficientes de correlación presentaban una alta aleatoriedad. Para este nuevo análisis se realizaron pruebas de correlación cruzada a los periodos de tiempo que comprendían los inicios de cada una de las familias, utilizando como máster los eventos 11090142.HHB para la sismicidad registrada entre el 1 y el 10 de noviembre, y 11150034.HLP para los eventos ocurridos entre el 14 y 16 de noviembre. Los nuevos resultados se muestran en la figura 43a y 43b, en ellos se puede apreciar como los coeficientes de correlación adquieren comportamientos estables, cuando las señales sísmicas se correlacionan con eventos máster registrados dentro de su mismo periodo de tiempo.



(a)

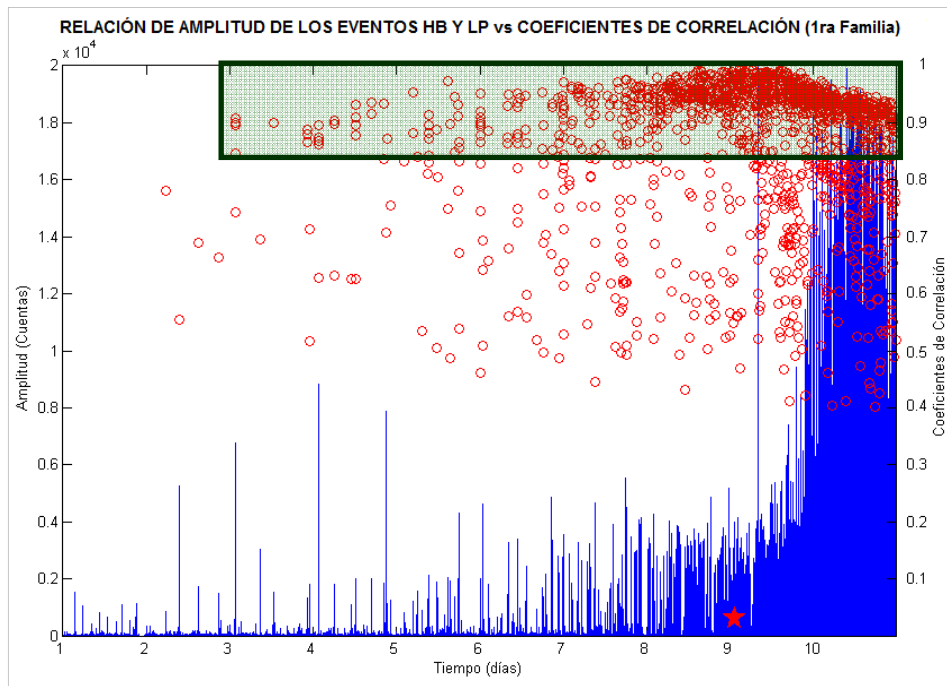


(b)

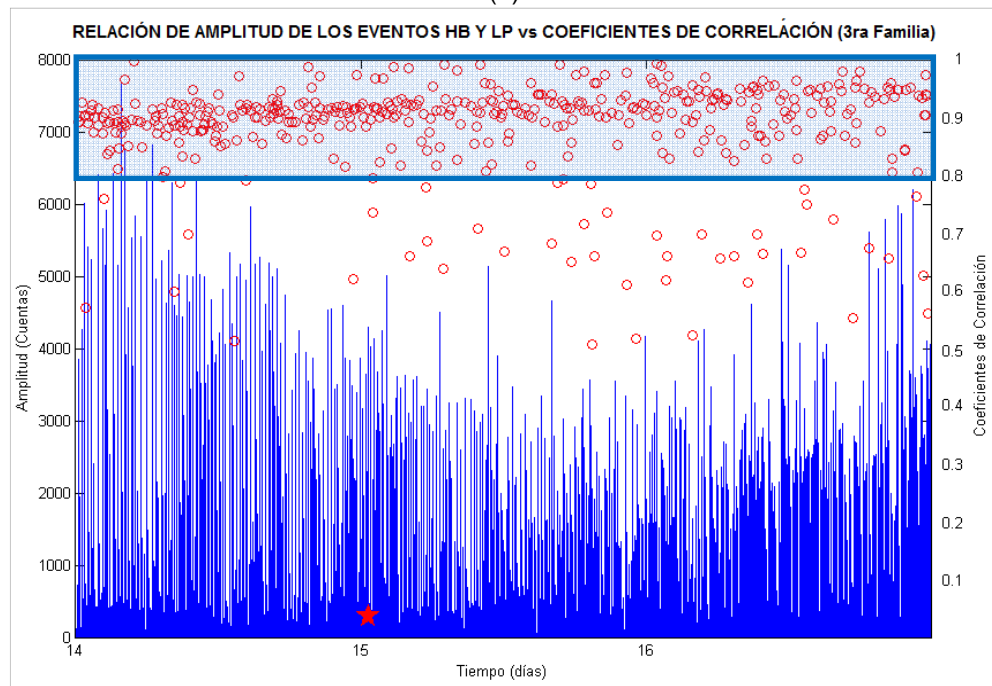


(c)

Figura 42. Relación entre la amplitud de los eventos sísmicos y los coeficientes de correlación obtenidos luego de aplicar la técnica de correlación cruzada a la sismicidad HB y LP registrada entre el 1 y el 21 de noviembre y a la sismicidad tipo drumbeat registrada entre el 20 y 21 de noviembre. En estos dos periodos de tiempo se utilizaron tres eventos máster con los cuales hizo la correlación cruzada de toda la sismicidad. (a) Actividad sísmica registrada entre el 1 y el 21 de noviembre, la cual fue correlacionada con el evento LP registrado el 18 de noviembre a las 19:42 UT. (b) Sismicidad tipo *drumbeat*, registra entre el 20 y 21 de noviembre, que se correlacionó con el evento LP ocurrido el 20 a las 19:46 UT. (c) Actividad sísmica registrada entre el 1 y el 21 de noviembre, en esta ocasión se correlacionó con un evento tipo HB registrado el 14 de noviembre a los 0458 UT (Los eventos máster se identifican a través de la estrella roja).



(a)



(b)

Figura 43. Correlación cruzada realizada a los inicios de las dos familias principales, apreciadas en las figuras 42a y 42c. (a) Correlación cruzada de la sismicidad registrada entre el 1 y el 10 de noviembre, con un evento HB registrado el 9 de noviembre. (b) Correlación cruzada de la sismicidad que ocurrió entre el 14 y el 16 de noviembre, con un evento LP registrado el 14.

En la tabla 7, se hace un resume de los resultados obtenidos a través de las diferentes pruebas de correlación cruzada realizadas con la sismicidad HB, LP y *drumbeat* registrada en el volcán Nevado del Huila, entre el 1 y el 21 de noviembre de 2008.

Tabla 7. Resultados obtenidos a través de la técnica de correlación cruzada que se aplicó a la sismicidad HB, LP y *drumbeat*, registra en el VNH, durante el mes de noviembre de 2008.

Familia	Periodo de Análisis	Máster	Tipo de Evento	Eventos con $cc > 0.9$
1?	1 – 10 de noviembre	11090144	HB	955
2	1 – 21 de noviembre	11140458	HB	3131
3?	14 – 16 de noviembre	11150034	LP	377
4	1 – 21 de noviembre	11181942	LP	2863
<i>Drumbeats</i>	20 (10:00) – 21 (02:00) de noviembre	11201946	LP	497

$cc \equiv$ coeficiente de correlación

4.3. APILAMIENTO (*STACKING*) DE SEÑALES SÍSMICAS

El apilamiento (*stacking*) de señales sísmicas tiene una importancia trascendental en el procesamiento digital de este tipo de información, ya que permite mejorar la relación señal/ruido (R/S) y con ello resaltar características importantes de las señales analizadas.

La implementación del apilamiento de las señales sísmicas se basa en el principio de superposición de ondas y consiste en la suma de un conjunto de señales que comparten características similares. Para la sismicidad registrada en el Volcán Nevado del Huila, se hizo el *stack* (apilado) de las señales correspondientes a cada una de las familias identificadas a través de la correlación cruzada (Figura 44), utilizando como criterio los coeficientes de correlación. Fue así como se definieron los diferentes conjuntos de señales sísmicas, a partir de los coeficientes de correlación y se establecieron los periodos de análisis (Tabla 8). Los resultados obtenidos a través de este proceso, se aprecian en la figura 45.

Tabla 8. Parámetros con los que se realizó el apilamiento de cada una de las posibles familias identificadas en la actividad sísmica registrada en el volcán Nevado del Huila, en noviembre de 2008.

Familia	cc_{inf}	cc_{sup}	Fecha y hora (inicio)	Fecha hora (finalización)	No. Eventos
1?	0.93	0.999	04/11/2008; 12:00 UT	10/11/2008; 23:59 UT	719
2	0.96	0.999	09/11/2008; 16:24 UT	18/11/2008; 06:20 UT	1267
3?	0.93	0.999	14/11/2008; 14:30 UT	16/11/2008; 23:40 UT	319
4	0.95	0.999	15/11/2008; 16:10 UT	21/11/2008; 02:00 UT	1230
<i>Drumbeats</i>	0.90	0.999	20/11/2008; 10:28 UT	21/11/2008; 01:30 UT	497

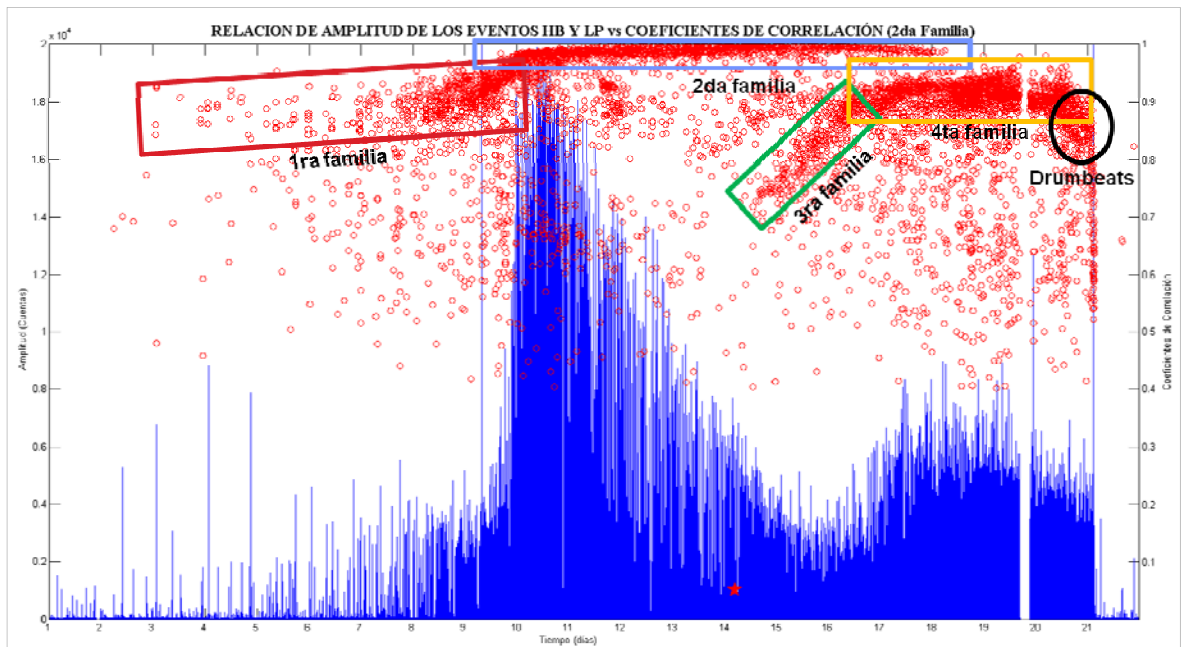
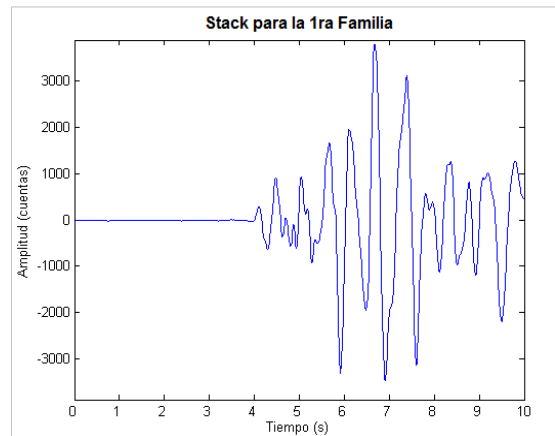
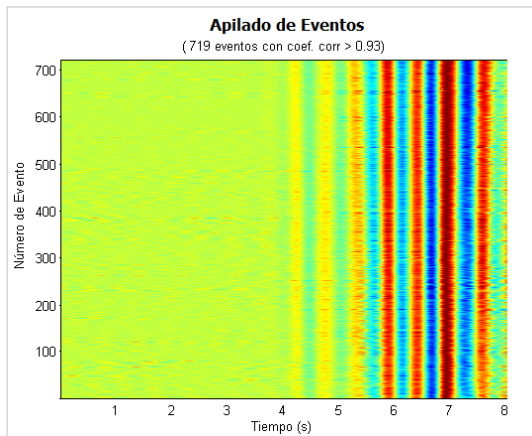
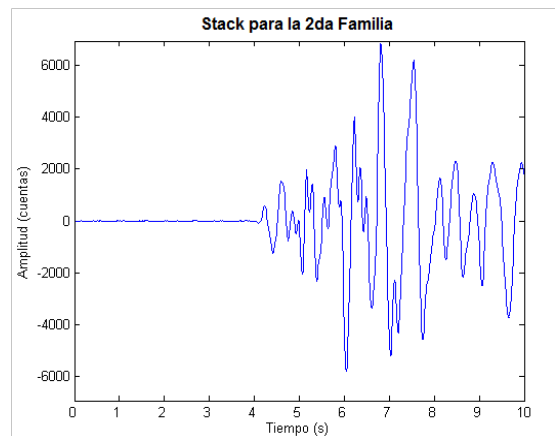
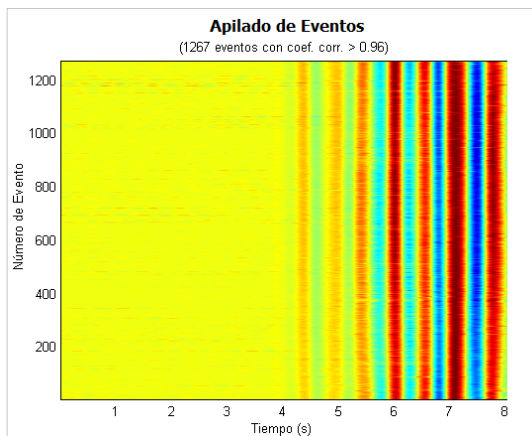


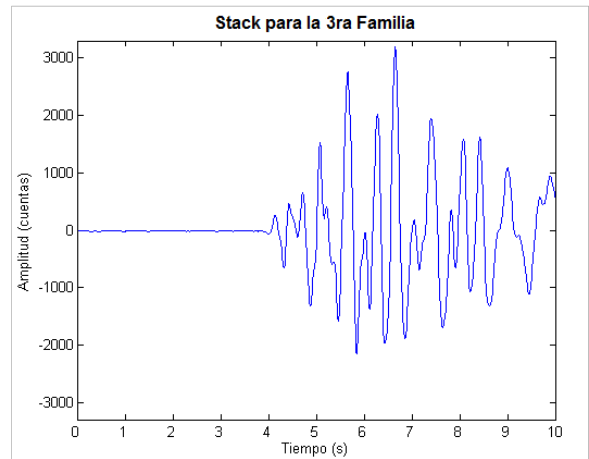
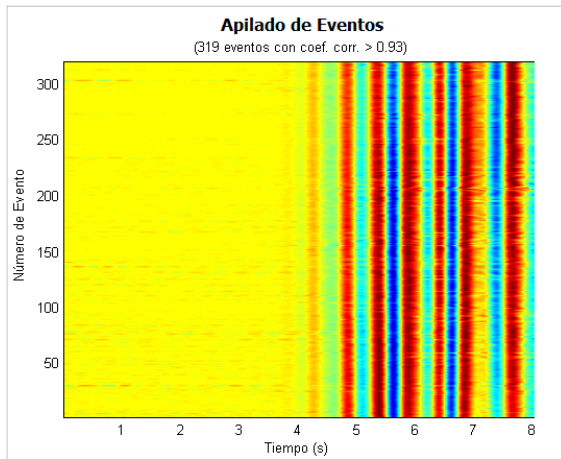
Figura 44. Posibles familias sísmicas identificadas a través de la técnica de correlación cruzada.



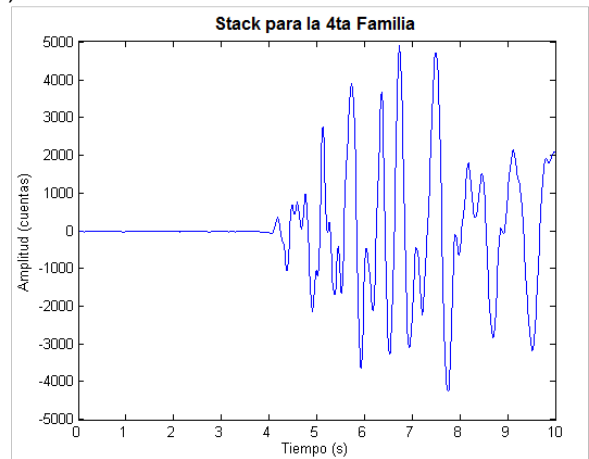
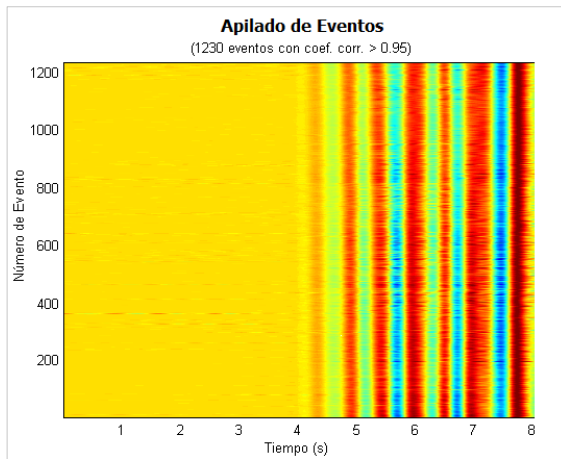
(a)



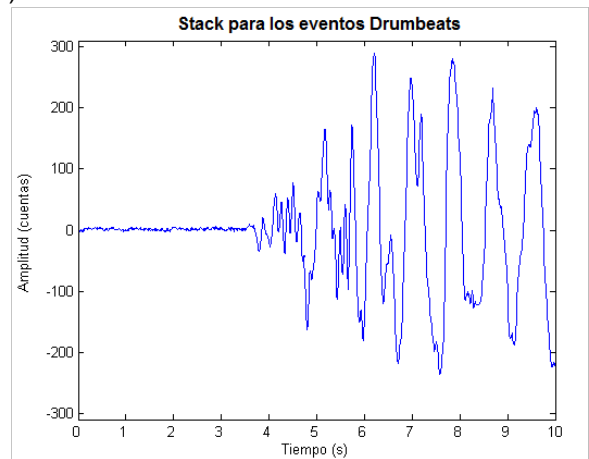
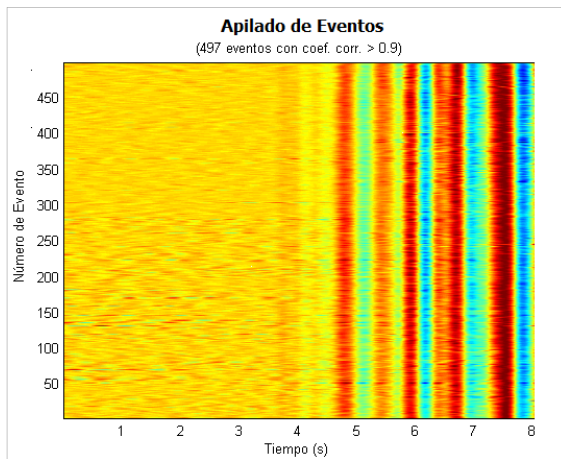
(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 45. Apilado de eventos y señal sísmica obtenida luego de realizar el *stack* de cada una de las 5 posibles familias. En las gráficas de apilado de eventos, se pueden apreciar la correspondencia existente entre los diferentes picos (color azul) y los diferentes valles (color rojo), que dan como resultado la señal sísmica que se aprecia en la imagen de la derecha. (a) 1^{ra} familia.

(b) 2^{da} familia. (c) 3^{ra} familia (d) 4^{ta} familia. (e) *Drumbeats*. La componente utilizada en este proceso fue la componente vertical de la estación Verdún2.

Es importante anotar que el proceso anteriormente descrito se realizó inicialmente en la componente vertical de la estación Verdún2, y luego se replicó para las otras componentes, al igual que para cada una de las estaciones que conforman la red sísmológica del Volcán Nevado del Huila. Obteniendo así un conjunto de señales, para cada una de las posibles familias identificadas en la actividad sísmica de noviembre de 2008.

4.4. LOCALIZACIÓN DE LOS EVENTOS OBTENIDOS A TRAVÉS DEL STACK (APILADO).

Una vez obtenidas las señales sísmicas que representan cada una de las posibles familias identificadas en el proceso de Correlación Cruzada, se procedió a realizar la localización de cada una de ellas a través del programa HypoCenter (Lienert et al., 1986) y un modelo velocidades unidimensional calibrado para el VNH (Raigosa y Cardona, 2000). Para esto, se hizo la lectura de cada una de las fases (P y S), con sus correspondientes características de arribo en cada una de las cuatro estaciones, y se les dio el peso estimado de acuerdo a la lectura. Con lo que al iterar el programa se obtuvo la localización de los 5 eventos que se aprecian en el mapa de localización de la figura 46.

Las cinco señales sísmicas se localizaron al suroriente del Pico Central, a profundidades aproximadas de 1 km. Es importante destacar que el error en la horizontal obtenido en el proceso de localización fue menor de 1 para todos los eventos, en tanto que el error en la vertical fue mayor de 1, también para todos los eventos. Hay un fenómeno importante que se observa a partir de la localización de las señales sísmicas, y es la migración de éstas a través del tiempo, en dirección a la zona donde se emplazó el domo lávico que extruyó con la erupción freática del 21 de noviembre de 2008. De tal forma que los dos eventos localizados más hacia el oriente, corresponden a los eventos que se obtuvieron para la sismicidad registrada entre el 4 y el 18 de noviembre, esto es, las dos primeras familias sísmicas (Figura 46) y los eventos correspondientes a la tercera y cuarta familia, así como los eventos tipo *drumbeat*, fueron los que se localizaron más cerca de la cima del volcán.

4.5. ANALISIS E INTERPRETACION DE RESULTADOS

Luego de la aplicación de cada una de las técnicas propuestas para la caracterización de la fuente o fuentes sísmicas asociadas a la sismicidad LP, HB y *drumbeat*, registrada en el Volcán Nevado del Huila entre el 1 y el 21 de

noviembre de 2008, se destacan los resultados obtenidos a través de la correlación cruzada, el *stack* y la localización de las señales sísmicas.

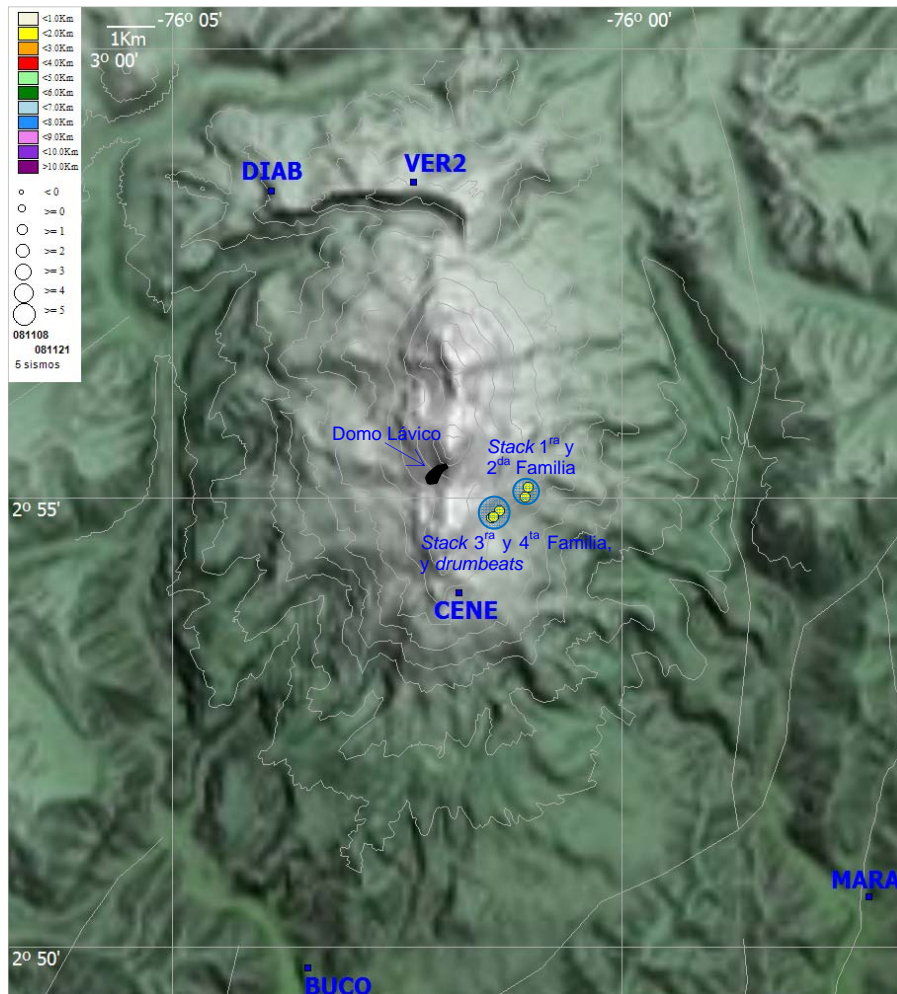


Figura 46. Mapa de localización de las señales sísmicas obtenidas a través del *stack*, en representación de cada una de las familias identificadas a través de la correlación cruzada.

Es interesante observar como un alto porcentaje (~8000 eventos) de la sismicidad registrada en esos días, presenta coeficientes de correlación mayores a 0.9 (Tabla 7). Fenómeno que sugiere la posibilidad de que tanto eventos HB como LP, hubiesen compartido una o tal vez más fuentes sísmicas con características no destructivas. Otro resultado importante que se obtuvo en la aplicación de la técnica de correlación cruzada fue la identificación de cinco posibles familias de eventos (Figura 44 y Tabla 7). Estas familias se pudieron establecer al seleccionar los eventos máster en distintos periodos de tiempo, de tal forma que al hacer la correlación cruzada, se fueron definiendo las posibles familias sísmicas.

A partir de los resultados obtenidos a través de la correlación cruzada, se procedió a realizar el *stack* de los eventos pertenecientes a cada una de las posibles

familias (Tabla 8), obteniendo los resultados que se presentan en la figura 45. Si bien, los resultados iniciales sugerían la existencia de cinco familias, al analizar detenidamente cada una de las señales obtenidas en el *stack*, se pudo establecer que la familia 1 y la familia 2 presentaban características muy similares tanto en su forma de onda como en sus espectros de frecuencia, y que una situación semejante se aprecia entre la familia 3 y la familia 4 (Figura 47), aunque en este último caso existen diferencias en el espectro de frecuencia, hecho que puede ser atribuible a la contaminación del *stack* con eventos pertenecientes a las familias vecinas. En cuanto a la señal representativa de los eventos tipo *drumbeat*, se observa que está posee características propias que la hacen ligeramente diferente al resto de las familias analizadas, y su ancho de banda se restringe a una sola frecuencia dominante (1.17 Hz).

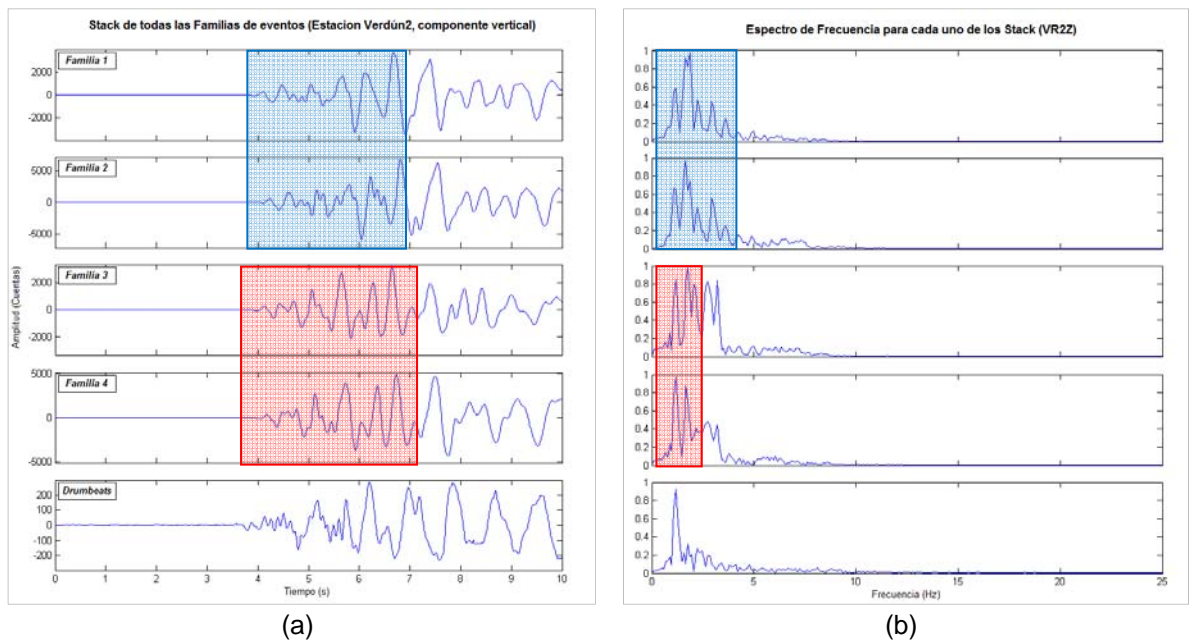


Figura 47. Señales obtenidas a través del stack de cada una de las cinco familias, previamente identificadas a través de la correlación cruzada. (a) Formas de onda de cada familia. (b) Espectros de frecuencia. En esta última imagen se aprecia como los anchos de banda migran paulatinamente hacia las bajas frecuencias, hasta alcanzar la frecuencia dominante de los eventos tipo *drumbeats* (1.17 Hz). (Los recuadros azules y rojos indican las zonas donde se aprecian las principales similitudes entre señales).

De lo anterior, se deduce que la sismicidad registrada en el volcán Nevado del Huila, entre el 4 y el 21 de noviembre más exactamente, estuvo relacionada con tres familias sísmicas, y que las diferencias en los coeficientes de correlación que se aprecian al inicio de las familias 1 y 2, pudieron estar relacionadas con la ocurrencia de eventos HB durante esos días (Figura 48c). Esta conclusión permite suponer que la sismicidad HB ocurrida en los periodos iniciales de las familias 1 y 2, pudo estar asociada a la etapa de creación de las fuentes sísmicas, a partir de las cuales se originaron dichas familias sísmicas. Otro hecho

importante, que sirve de soporte a la conclusión de la existencia de dos familias sísmicas para la actividad sísmica registrada entre el 4 y el 21 de noviembre, es la localización de las señales que las representan, pues a partir de los epicentros obtenidos se puede inferir que tanto las familias 1 y 2, como las familias 3 y 4 compartieron la misma localización epicentral (Figura 46).

Por último, hay un aspecto adicional que vale la pena analizar, es la coexistencia de eventos HB y LP, dado que según los resultados obtenidos estos podrían compartir la misma fuente sísmica, situación que puede ser posible según la definición propuesta por Lahr et al. (1994) y por Chouet y Matoza (2013), quienes manifiestan que los eventos híbridos pueden ser el resultado del fracturamiento frágil que se da en zonas de debilidad que interceptan grietas llenas de fluidos. Por lo que se considera que un híbrido no es más que un evento LP para el cual el mecanismo de disparo es una falla de cizalla (Chouet y Matoza, 2013). Es así que la coexistencia de la sismicidad HB y LP, podría estar asociada a la evolución de cada una de las fuentes sísmicas, conclusión que se deduce de los resultados obtenidos a través del programa de clasificación automática para la sismicidad registrada en el mes de noviembre. Pues en la figura 48 se aprecia como los eventos HB se hacen presentes hasta el momento en que la sismicidad relacionada con cada una de las fuentes, alcanza su máxima amplitud (Figura 48b), a la vez que cada familia adquiere comportamientos estables (Figura 48a).

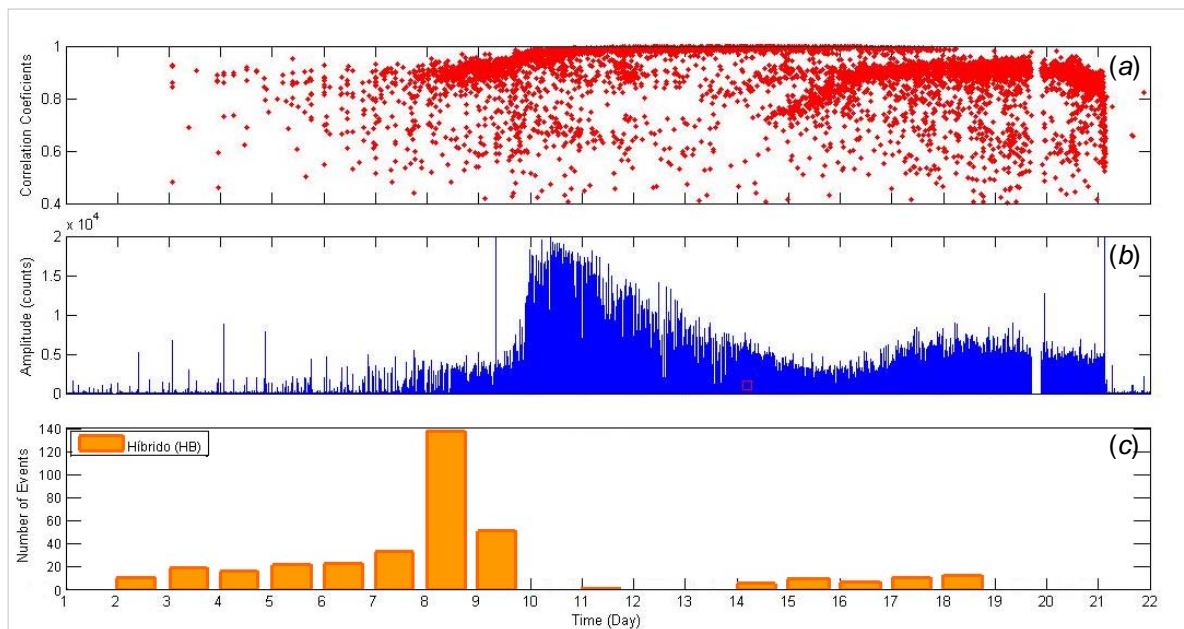


Figura 48. Grafica que relaciona los resultados obtenidos en la correlación cruzada que se hizo a la segunda familia, las amplitudes relativas de todos los eventos registrados entre el 1 y el 22 de noviembre y el número de eventos que se obtuvo a través del programa de clasificación automática, ejecutado para el mismo periodo de tiempo.

CONCLUSIONES

Los programas de clasificación automática basados en los Modelos Ocultos de Markov, para señales sísmicas de origen volcánico, se convierten en una importante herramienta en las labores de monitoreo y vigilancia de volcanes activos, debido a la versatilidad que tienen para realizar en periodos cortos de tiempo, el reconocimiento de las diferentes señales contenidas en los registros continuos de datos.

A través del método de clasificación automática, se pueden unificar criterios de clasificación entorno a los diferentes tipos de eventos sísmicos que comúnmente se registran en los volcanes activos. Dado que en numerosas oportunidades existen diferencias al identificar las señales sísmicas.

Este programa es una herramienta potencial en el estudio de familias sísmicas con características propias bien definidas. Pues basta con entrenarlo con el tipo de sismicidad que se quiere analizar, y los resultados obtenidos en la clasificación permitirán evaluar la evolución temporal de ese tipo de sismicidad.

En la sismicidad HB, LP y *drumbets*, registrada entre el 1 y el 21 de noviembre, se identificaron tres familias de eventos sísmicos. Las dos primeras corresponden a los eventos HB y LP que se registraron más exactamente entre el 4 y el 21 de noviembre. Y la tercera familia que estaría relacionada con la sismicidad tipo *drumbeat* ocurrida entre el 20 y el 21 de noviembre de 2008.

Las familias sísmicas relacionadas con los eventos HB y LP, pudieron estar asociadas a dos fuentes sísmicas principales, en las que se produjeron de manera simultánea, dos mecanismos de origen diferentes, esto es, fracturamiento frágil que pudo ocurrir en una zona de debilidad que interceptó una grieta llena de fluidos, donde se produjo la resonancia acústica característica de los mecanismos de origen de los eventos LP. Este fenómeno explicaría la coexistencia de eventos HB y LP, en las fuentes sísmicas que dieron origen a las familias de eventos observadas entre el 4 y 18 de noviembre y entre el 14 y el 21 de noviembre.

Los eventos HB, ocurrieron al inicio de una cada de las familias sísmicas, y se registraron hasta el momento en el que cada una de ellas adoptó un comportamiento relativamente estable, esto sucedió cuando los eventos de una cada de las familias alcanzaron su mayor amplitud. Este hecho sugiere la idea de que la sismicidad HB, pudo estar relacionada con la etapa de formación de cada una de las dos fuentes sísmicas principales.

La sismicidad tipo *drumbeat*, se caracterizó por presentar características exclusivas de eventos LP, por lo que se presumen que su mecanismo de origen estuvo asociado únicamente al fenómeno de resonancia acústica.

De la misma forma como la sismicidad HB y *drumbeat*, fue precursora del emplazamiento de domos en volcanes como el Soufrière Hills (Neuberg et al., 2006) y Mount Saint Helens (Iverson et al., 2006; Matoza y Chouet, 2010), la sismicidad HB, LP y *drumbeat* registrada en el Volcán Nevado del Huila, fue también precursora del emplazamiento de un domo de lava, en la parte del edificio volcánico.

BIBLIOGRAFIA

- 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).
- ARÁMBULA, R. 2011. Clasificación automática de eventos sísmicos volcánicos y análisis de la actividad sísmica reciente en el Volcán de Colima. Tesis, Doctor en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM. Instituto de Geofísica. 176 p.
- 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). Reporte Interno. Volcanoes: Understanding subsurface mass movement (VOLUME).
- BARBERI, F., BERTAGNINI, A., LANDI, P., PRINCIPE, C. 1992. A review on phreatic eruptions and their precursors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 52(4), 231-246.
- BATTAGLIA J., AKI K. 2003. Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes. *Journal of Geophysical Research*. 108(B8).
- 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.
- 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.
- CARDONA, C. E., SANTACOLOMA, C., WHITE, R., McCAUSLAND, WENDY., TRUJILLO, N., NARVAEZ, 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 XII Congreso Colombiano de Geología*, 7-11 de Septiembre de 2009, Paipa.
- CORREA, A. M., CEPEDA, H., PULGARIN, B., ANCOCHEA E. 2000. El Volcán Nevado del Huila (Colombia): rasgos generales y caracterización composicional. *Revista Geogaceta*, Universidad Complutense de Madrid. 27, 5-54.

- CHOUET, B. 1979. Sources of seismic events in the cooling lava lake of Kilauea Iki, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*. 84(B5), 2315-2330.
- CHOUET, B. 1988. Resonance of a fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal of Geophysical Research*. 93(B5), 4375-4400.
- CHOUET B. A. 1996. *Nature*. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. 380, 309-316.
- CHOUET B. 2003. *Volcano Seismology*. *Pure and Applied Geophysics*. 160(3-4), 738-788.
- CHOUET, B. A., MATOZA, R. S. 2012. A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 252, 108-175.
- 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.
- 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.
- 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(3), 764-774.
- GLOBAL CENTROID MOMENT TENSOR, GCMT. Disponible en: <http://www.globalcmt.org/cgi-bin/globalcmt-cgi-bin/CMT4/form?itype=ynd&yr=1994&mo=6&day=6&oyr=1994&omo=6&oday=7&jyr=1976&jday=1&ojyr=1976&ojday=1&otype=nd&nday=1&lmw=6&umw=10&lms=0&ums=10&lmb=0&umb=10&llat=-90&ulat=90&llon=-180&ulon=180&lhd=0&uhd=1000<s=-9999&uts=9999&lpe1=0&upe1=90&lpe2=0&upe2=90&list=0>
- 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(1-2), 51-63.
- 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.

HARRINGTON, R. M., BRODSKY E. E. 2007. Volcanic hybrid earthquakes that are brittle-failure events. *Geophysical Research Letters*. 64, 5 p.

HILL, D. P., PREJEAN, S. 2005. Magmatic unrest beneath Mammoth Mountain, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 146(4), 257-283.

HOGG, R. V., CRAIG, A. T. 1978. *Introduction to Mathematical Statistics*. 4 ed. United States of America. Macmillan Publishing Co. 437 pp. ISBN 0-02-355710-9.

IBÁÑEZ, 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.

INGLE, V. K., PROAKIS, J. G. 2012. *Digital Signal Processing using MATLAB*. 3 ed. Cengage Learning. 200 First Stamford Place, USA. 652 pp. ISBN: 13: 978-1-111-42737-5.

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.

JAUPART, C., VERGNIOLLE, S. 1998. Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature*. 331, 58-60.

JULIAN, B. R. 1994. Volcanic tremor: Nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research*. 99(B6), 859-877.

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.

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.

- 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.
- LIENERT, B. R., BERG, E., FRAZER, L. N. 1986. HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 76(3), 771-783.
- 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.
- MATOZA, R. S., CHOUET B. A. 2010. Subevents of long-period seismicity: Implications for hydrothermal dynamics during the 2004–2008 eruption of Mount St. Helens. *Journal of Geophysical Research*. 115(B12).
- McNUTT, S. R. 1992. Volcanic Tremor. *Encyclopedia of earth system science*. 417-425.
- McNUTT, S. R. 2005. Volcanic Seismology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 32, 461-491.
- 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(18), 3401-3404.
- 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.
- MORRISSEY, M., ZIMANOWSKI, B., WOHLTZ. K., BUETTNER, R. 2000. Phreatomagmatic Fragmentation. En: Sigurdsson, H., Houghton, B. F. 2000. *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press. 421-430.
- MORRISSEY, M., MASTIN, L. G. 2000. Vulcanian Eruptions. 2000. En: Sigurdsson, H., Houghton, B. F. 2000. *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press. 463-475.
- NEUBERG, J., BAPTIE, B., LUCKETT, R., STEWART, R. 1998. Results from the broadband seismic network on Montserrat. *Geophysical Research Letters*. 25(19), 3661-3664.

- POZGAY, S. H., WHITE, R. A., WIENS, D. A., SHORE, P. J., SAUTER, A. W., KAIPAT, J. L. 2005. Seismicity and tilt associated with the 2003 Anatahan eruption sequence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 146, 60-76.
- PULGARÍN, B. 2000. Depósitos masivos del pleistoceno tardío asociados al colapso del flanco sur del Volcán Nevado del Huila (Colombia). Tesis, Maestro en Ciencias, Vulcanología y Sismología. Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM. Instituto de Geofísica. 135 p.
- 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, R., 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, 69-80.
- RABINER, L. R. 1989. A tutorial on Hidden Markov Models and selected applications in speech recognition. *Proceedings of the IEEE*. 77(2), 257-286.
- RABINER, L. R., JUANG, B. H. 1986. An introduction to Hidden Markov Models. *IEEE ASSP Magazine*. 3(1), 4-16.
- RAIGOSA, J., CARDONA, C. E. 2000. Un modelo de velocidades de ondas P para el Volcán Nevado del Huila. *INGEOMINAS. Informe Interno*.
- RED SISMOLÓGICA NACIONAL DE COLOMBIA (RSNC). 1994. Boletín de Sismos: Localización Preliminar de Sismos ubicados en el Territorio Colombiano. 2(6), 13-26.
- SANTACOLOMA, C., CARDONA, C.E., WHITE, R., McCAUSLAND, W., TRUJILLO, N., BOLAÑOS, R., MANZO, O., NARVÁEZ, A. 2009. Aspectos Sísmicos de las Erupciones Freáticas y Freatomagmática del Volcán Nevado del Huila (Colombia). *Memorias XII Congreso Colombiano de Geología, 7-11 de Septiembre de 2009, Paipa*.
- 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(1), 185-196.
- SCHICK, R. 1988. Volcanic tremor-source mechanisms and correlation with eruptive activity. *Natural Hazard*. 1, 125-144.

- STEPHENS, C. D. CHOUET, B. A. 2001. Evolution of the December 14, 1989 precursory long-period event swarm at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 109(1-3), 133-148.
- SINCHE, J. U., AGILA, M. A. 2008. Aplicaciones de los Modelos de Markov. Advanced Tech Computing Group UTPL. (Disponible en: <http://advancedtech.wordpress.com/2008/05/19/aplicaciones-de-los-modelos-de-markov/>).
- USGS. Earthquake. Search Earthquake Archives. (Disponible en: <http://comcat.cr.usgs.gov/earthquakes/eventpage/centennial19940606204741#summary>. Consultado el 13 de noviembre de 2013).
- VARLEY, N., ARÁMBULA-MENDOZA, R., REYES-DÁVILA, G., SANDERSON, R., STEVENSON, J., 2010. Generation of vulcanian activity and long-period seismicity at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 198, 45-56.
- SAEED V. VASEGHI. 2008. *Advanced Digital Signal Processing and Noise Reduction*. 4 ed. London, WILEY. 514 pp. ISBN: 978-0-470-75406-1.
- WASSERMANN, J. 2002. *Volcano seismology*. IASPEI New manual of seismological observatory practice. Potsdam. P., Bormann. Vol 1, Chapter 13.
- WILCHES-CHAUZ, G. 1995. Particularidades de un desastre. *Desastres y Sociedad*. 4, 60- 81.
- WILSON, L. 1976. Explosive volcanic eruption - III. Plinian eruption columns. *Geophysical Journal International - Journals of the Royal Astronomical Society*. 45, 543-556.
- 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*. Cambridge University Engineering Department. HTK Version 3.4.