



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
TESIS DE MAESTRÍA

---

# Caracterización sísmica de lahares en la barranca Montegrande, Volcán de Colima

---

*Tesis que para optar  
por el grado de Maestra en Ciencias  
de la Tierra*

Geofísica de la Tierra Sólida  
Centro de Geociencias

*Presenta:*

Judith Ivonne Martínez Valdés

*Tutor:*

Dr. Víctor Hugo Márquez Ramírez Facultad de Ciencias

*Juriquilla, Querétaro  
2021*

Diciembre



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.



## Declaración de autoría

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias, a las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Firma:

A handwritten signature in black ink, consisting of stylized, cursive letters, positioned above a horizontal line.

---



*Al origen de la vida y la sabiduría, mis abuelas*  
*Ana Uribe Arias y*  
*Juana Abrego Cruz*



## Resumen

El Volcán de Colima es el volcán más activo de México, representa una amenaza para más de 300,000 personas que habitan en un radio de 30 km. Actualmente se encuentra en una etapa de desgasificación pasiva, sin embargo, la generación anual de lahares es persistente. Los lahares representan la mayor amenaza en los períodos de quietud. Además, la generación de lahares se intensifica después de periodos de actividad eruptiva ya que se provee de material suelto a las laderas volcánicas. La última crisis volcánica ocurrió en julio del 2015 con el colapso parcial del domo somital del volcán. Los productos de esta erupción fueron depositados a lo largo de la barranca Montegrande (al sur del volcán) y la parte alta de la barranca San Antonio (al suroeste del volcán). Estos productos modificaron considerablemente la barranca Montegrande, cambiando la morfología y suministrando grandes cantidades de material suelto.

En el año 2018 durante la temporada de lluvias (Mayo-Octubre) 17 lahares fueron registrados por tres estaciones, en la barranca Montegrande. Siete de los diecisiete eventos cuentan con la mayor cantidad de datos sísmicos, acústicos, de lluvia e imágenes, lo que permitió realizar una descripción a detalle. A cada evento se aplicaron análisis tiempo-frecuencia, criterios de duración y rangos de frecuencias de las señales sísmicas y acústicas, revisión de umbrales de lluvia y revisión de imágenes disponibles. Con base en las descripciones de los siete eventos mencionados, se identificaron tres tipos de lahares: tipo 1: frente seco, tipo 2: diluido y tipo 3: complejo. A partir de la identificación de estos tipos de eventos se establecieron criterios de clasificación para los flujos. Los diez eventos restantes fueron clasificados según los criterios establecidos. Para validar dicha clasificación, se emplearon análisis estadísticos multivariados: PCA (Principal Component Analysis) y LDA (Linear Discriminant Analysis). Finalmente, para aquellos eventos que fueron registrados por más de una estación, se aplicó análisis de correlaciones cruzadas para calcular velocidades promedio de desplazamiento/transporte de los flujos y respectivos frentes asociados.

Los resultados muestran claras diferencias entre los tipos de flujos a partir de las descripciones de las señales sísmicas en tiempo así como en las imágenes disponibles. La gran mayoría de los eventos muestra evoluciones interesantes en la forma de onda que pueden traducirse en comportamiento de los flujos. La discriminación de cada evento con base en el análisis de frecuencias sísmicas resulta más complejo. Sin embargo, los espectros de frecuencia acústica revelan características de gran interés para la diferenciación entre tipos de flujos. El mejor modelo de validación de la clasificación previamente establecida fue obtenido con el LDA utilizando datos sísmicos de una sola estación y cantidades de lluvia. A pesar de que el resultado del LDA presenta un buen ajuste, se debe tomar en cuenta que el tamaño de la muestra es limitado, por lo que el modelo predictivo no es prometedor. En el presente trabajo se aprecia la utilidad de los datos sísmicos para la caracterización de procesos superficiales y su evolución espacio-temporal. Además, se demuestra cómo el análisis en conjunto de diferentes tipos de datos provee una visión integral del proceso estudiado. Finalmente se propone utilizar la metodología desarrollada en el presente trabajo a una base de datos mayor.

## Abstract

Volcán de Colima is the most active volcano in México, and it represents a natural hazard for 300,000 inhabitants living within a 30 km radius from the summit. The volcano is currently in a passive degasification state; however, the annual lahar formation persists. Lahars represent the main hazard during a quiet state of volcanic activity. Further, lahar generation intensifies just after eruptive activity because of the amount of loose sediment that eruption provides into the basins. The last volcanic crisis occurred in July 2015 with the partial collapse of the summit dome in the volcano. The products of this eruption were deposited along Montegrande ravine (southern part of the volcano) and the upper part of San Antonio ravine (the southwest of the volcano). These deposits significantly modified the Montegrande ravine changing the morphology and providing significant amounts of loose material.

In 2018 during the rain station (Mayo to October), 17 lahars were recorded by three stations along the Montegrande ravine. Seven of those events were recorded by seismic, infrasonic, meteorologic, and visual sensors, which allowed a detailed description of each one. Time-frequency analysis, duration, and frequency range criteria for seismic and acoustic signals, review of rain, and visual data (for the available events) were performed for each event. Based on the description of the seven main events mentioned, three types of lahars were identified: type 1: dry front, type 2: diluted, and type 3: complex. Based on the identification of lahar types, classification criteria were established for the flows. The ten remaining events were classified based on the criteria established. Multivariate statistical analysis: PCA (Principal Component Analysis) and LDA (Linear Discriminant Analysis) were performed to validate the proposed classification. Finally, for those events recorded by more than one seismic sensor, cross-correlated analysis was applied to estimate mean velocity values of displacement/transport of the flows and their related fronts.

Results show differences between the types of flows as much as the descriptions of the seismic waveform and the available images. Most of the events show interesting waveform evolution related to the flow's behavior. The discrimination of each event based on the analysis of seismic frequency becomes more difficult. Nevertheless, acoustic frequency spectra expose features of considerable interest to differentiate between types of flows. The best model to validate the previous classification was obtained with the LDA using seismic data from one station and amounts of rain. Despite the fact that the LDA result presents a good fit, it must be considered that the sample size is limited, so the predictive model is not promising. This work shows how seismic techniques represent a valuable tool to describe the remarkable spatio-temporal variability of flow dynamics along the travel path. Also, it shows how the join-analysis of different types of data provides a comprehensive vision of the studying process. Finally, we suggest to apply the methodology presented here for a more extensive database.

## *Agradecimientos*

A la Universidad Nacional Autónoma de México que ha sido mi hogar desde el bachillerato. Al Centro de Geociencias, a toda(o)s la(o)s profesora(o)s e investigadora(e)s que siempre me han bien recibido. A la Universidad de Colima y a la RESCO. Al CONACyT por otorgarme una beca para realizar estudios de posgrado. Al proyecto CONACyT *Problemas Nacionales PDCPN 2015-360* que apoyó mi participación en salidas de campo y congresos.

Al Dr. Víctor Márquez que me ha acompañado desde antes de iniciar el posgrado, por ser mi asesor y gran amigo. Por la infinita paciencia y confianza, el tiempo que me has dedicado y todo lo que he aprendido de ti. A la Dra. Lucia Capra por todo su apoyo y confianza, por el tiempo, oportunidades y enseñanzas. Al Dr. Velio Coviello por el tiempo dedicado, las aportaciones y acompañamiento. Agradezco sinceramente haber pertenecido a este equipo de trabajo.

A los miembros del comité revisor de este trabajo: Dra. Rosario Vázquez, Dr. Raúl Arámbula, por su tiempo, valiosos comentarios y observaciones.

A la Dra. Azalea Ortiz que desde el primer momento que nos conocimos me ha apoyado, inspirado y compartido sobre ciencia y sobre la vida. Agradezco profundamente haber coincidido contigo.

Al Comité Organizador del X CNECT: Alexis, Carlitos, Oscar y Francisco, por esta gran experiencia, el apoyo y su amistad.

A Ivonne Valdés, mi madre, que es incansable inspiración y soporte, eternas gracias por estar en mi vida. A JAMS, mi padre, por ser siempre un ejemplo inmutable y apoyar mis aventuras.

A mis cinco hermanos: Moisés, Ana, Daniel, José y Rodrigo, por acompañarme en este camino. A mi sobrino Ricardo por el ser maravilloso que es.

A mi maravillosa abuela, Anita, por ser una gran luz en mi vida, por dejarnos conocer al amor hecho persona. A Juana Abrego por siempre acompañarme. A Magdalena Meléndez por el fiel cariño y apoyo a mi familia.

A las maravillosas mujeres en mi vida que inspiran y apoyan: Aimée Meza, Carolina Ortega, Miriam Vega, Ivonne Pinto, Zoé Belío, Netzi Rojo, Cinthya King, Lulú Rodríguez, Paola Del Río, Lucia Buenrostro.

A mi indudable alma gemela Diego Cabrera, por nunca soltarme, darme fuerza y mucha paciencia.

A las y los caminantes del cielo, por enseñarme a ver el mundo con otros ojos y descubrir nuevas pasiones, ¡Qué viva la slacklife!

A la vida, que siempre me rodea de gente maravillosa, gracias.



# Índice general

<b>Declaración de autoría</b>	<b>III</b>
<b>Resumen</b>	<b>VII</b>
<b>Agradecimientos</b>	<b>IX</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
<b>Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Justificación . . . . .	3
1.2. Objetivos . . . . .	3
<b>2. Marco teórico</b>	<b>5</b>
2.1. Lahares . . . . .	5
2.2. Lahares en el Volcán de Colima . . . . .	8
2.3. Barranca Montegrande . . . . .	10
2.4. Sismología ambiental y monitoreo de lahares . . . . .	13
<b>3. Datos y metodología</b>	<b>19</b>
3.1. Datos . . . . .	19
3.2. Metodología . . . . .	19
3.2.1. Catálogo sísmico: identificación de eventos y recopilación de datos . . . . .	19
3.2.2. Análisis en tiempo . . . . .	20
3.2.3. Análisis en frecuencia . . . . .	21
3.2.4. Lluvia e imágenes . . . . .	22
3.2.5. Cálculo de velocidades . . . . .	22
3.2.6. Características especiales de las señales acústicas y el geófono de CGEO . . . . .	23
<b>4. Resultados</b>	<b>25</b>
4.1. Análisis en tiempo . . . . .	25
4.2. Análisis en frecuencia . . . . .	28
4.3. Lluvia e imágenes . . . . .	29
4.4. Catálogo obtenido . . . . .	31
4.5. Descripción de imágenes: clasificación de flujos . . . . .	32
4.6. Ejemplos . . . . .	33
4.6.1. Ejemplo Tipo 1: Lahar 2 (15/07/18) . . . . .	33
4.6.2. Ejemplo Tipo 2: Lahar 14 (06/10/18) . . . . .	35
4.6.3. Ejemplo Tipo 3: Lahar 15 (12/10/18) . . . . .	37

4.7. Validación de la clasificación propuesta . . . . .	39
4.7.1. Análisis de Componentes Principales . . . . .	39
4.7.2. Análisis Discriminante Lineal . . . . .	40
4.8. Velocidades . . . . .	43
4.9. Características especiales de las señales acústicas y el geófono de CGEO . . . . .	45
<b>5. Discusiones</b>	<b>49</b>
5.1. Análisis en tiempo . . . . .	49
5.2. Análisis en frecuencia . . . . .	50
5.3. Lluvia . . . . .	51
5.4. Infrasonido . . . . .	51
5.5. Clasificación . . . . .	52
5.6. Velocidades . . . . .	52
<b>6. Conclusiones</b>	<b>53</b>
<b>A. Descripción de los 7 eventos con imágenes disponibles</b>	<b>55</b>
A.1. Evento 1: 09/07/18 . . . . .	55
A.2. Evento 2: 15/07/18 . . . . .	56
A.3. Evento 9: 10/09/18 . . . . .	59
A.4. Evento 12: 03/10/18 . . . . .	61
A.5. Evento 13: 06/10/18 . . . . .	64
A.6. Evento 14: 06/10/18 . . . . .	65
A.7. Evento 15: 12/10/18 . . . . .	67
<b>B. Códigos de análisis</b>	<b>71</b>
B.1. Análisis sismo-acústico: Python . . . . .	71
B.2. Análisis estadístico: R . . . . .	85
<b>Bibliografía</b>	<b>87</b>

# Índice de figuras

2.1. Morfología y composición de un flujo de escombros . . . . .	6
2.2. Localización del Volcán de Colima y estaciones de monitoreo. . . . .	9
2.3. Morfologías de la BM . . . . .	11
2.4. Acercamiento a la morfología en planta de la BM, perfil de elevaciones del transecto entre estaciones de monitoreo, e imágenes de las estaciones de monitoreo. . . . .	12
2.5. Ejemplo previo: lahar en la BM . . . . .	14
3.1. Helicorder del 16/08/18 . . . . .	20
4.1. Temporada de lahares 2018, estación RESCO . . . . .	25
4.2. Análisis de envolventes: evento 15/07/18 . . . . .	26
4.3. Prueba STA/LTA para el evento 15/07/18 . . . . .	27
4.4. Prueba STA/LTA 2 para el evento 15/07/18 . . . . .	27
4.5. Análisis tiempo-frecuencia del evento 2 (15/07/18) . . . . .	28
4.6. Lahar 2 15/07/18: análisis tiempo-frecuencia . . . . .	33
4.7. Lahar 2: imágenes del evento . . . . .	34
4.8. Lahar 14 06/10/18: análisis tiempo-frecuencia . . . . .	35
4.9. Lahar 14: imágenes del evento . . . . .	36
4.10. Lahar 15 12/10/18: análisis tiempo-frecuencia . . . . .	37
4.11. Lahar 15: imágenes del evento . . . . .	38
4.12. Resultados PCA . . . . .	40
4.13. Resultados LDA . . . . .	42
4.14. Ejercicio de correlación cruzada para el evento número 2 (15/07/18) de tipo 1. a) Correlación cruzada de la señal de todo el evento, entre las estaciones RESCO y CGEO lagtime = 534 s . b) a) Correlación cruzada de la señal de todo el evento, entre las estaciones CGEO y CUBE, lagtime = 634 s. c) a) Correlación cruzada de la señal de todo el evento, entre las estaciones RESCO y CUBE, lagtime = 1203 s. d) Correlación cruzada para la señal producto del primer frente del flujo entre RESCO y CGEO, lagtime = 568 s. e) Correlación cruzada para la señal producto del primer frente del flujo entre CGEO y CUBE, lagtime = 626 s. f) Correlación cruzada para la señal producto del primer frente del flujo entre RESCO y CUBE, lagtime = 1211 s. . . . .	44
4.15. Características especiales evento 2 (15/07/18) . . . . .	45
4.16. Señal en tiempo y espectrograma del evento 2 en la estación CGEO. . . . .	46
4.17. Espectro de la señal acústica del evento 2 (15/07/18) . . . . .	46
4.18. Análisis de la fuente acústica evento 2 (15/07/18) . . . . .	47
4.19. Análisis de la fuente acústica evento 13 (06/10/18) . . . . .	48

A.1. Lahar 1 09/07/18: análisis tiempo-frecuencia . . . . .	56
A.2. Lahar 1: imágenes del evento . . . . .	57
A.3. Lahar 2 15/07/18: análisis tiempo-frecuencia . . . . .	58
A.4. Lahar 2: imágenes del evento . . . . .	59
A.5. Lahar 9 10/09/18: análisis tiempo-frecuencia . . . . .	60
A.6. Lahar 9: imágenes del evento . . . . .	61
A.7. Lahar 12 03/10/18: análisis tiempo-frecuencia . . . . .	62
A.8. Lahar 12: imágenes del evento . . . . .	63
A.9. Lahar 13 06/10/18: análisis tiempo-frecuencia . . . . .	64
A.10.Lahar 13: imágenes del evento 13 . . . . .	65
A.11.Lahar 14 06/10/18: análisis tiempo-frecuencia . . . . .	66
A.12.Lahar 14: imágenes del evento . . . . .	67
A.13.Lahar 15 12/10/18: análisis tiempo-frecuencia . . . . .	68
A.14.Lahar 15: imágenes del evento . . . . .	69

# Índice de tablas

3.1. Descripción de la instrumentación en las estaciones de monitoreo. . . . .	19
3.2. Ventanas de STA-LTA y características de las señales procesadas . . . . .	21
4.1. Datos de lluvia . . . . .	30
4.2. Resultados: catálogo . . . . .	31
4.3. Resultados: velocidades . . . . .	43



*"Unlike floods that come and go, lahars come... and stay"*  
*Newhall y Solidum, 2015*



## Capítulo 1

# Introducción

Los lahares han causado grandes pérdidas en todo el mundo (e.g. Nevado del Ruiz, 1985) y probablemente hayan provocado mayor número de muertes que cualquier otro proceso volcánico (Lockwood y Hazlett, 2010). Los lahares son flujos gravitacionales constituidos por una mezcla de agua y sedimento que desciende por las laderas volcánicas (Smith y Fritz, 1989). La génesis de un lahar requiere de cuatro factores formadores: fuente de agua, fuente de sedimento, pendientes altas y un mecanismo de disparo (Vallance, 2005).

Es importante señalar que la formación de lahares no está necesariamente relacionada con la actividad volcánica. Por lo tanto, los volcanes en estado de quietud o extintos, pueden promover la formación de estos eventos y representar una amenaza (e.g. volcán Casita, Nicaragua, 1998). Los lahares son particularmente comunes en volcanes tropicales (e.g. Fuego en Guatemala, Merapi en Indonesia, Volcán de Colima en México, etc.) debido a que se encuentran anualmente expuestos a lluvias estacionales y otros eventos meteorológicos. En cambio, en los volcanes alejados de los trópicos se pueden generar lahares con fuentes de agua distintas como lagos cráter, erosión glaciaria (e.g. Nevado del Ruiz, Colombia, 1985) y cuerpos de agua aledaños.

El Volcán de Colima ubicado al sureste de México, anualmente es afectado por lluvias tropicales relacionadas a huracanes que se forman en el océano Pacífico (Capra y col., 2018). Durante cada temporada de lluvias decenas de lahares se forman en las barrancas que drenan el volcán. Estos eventos pueden afectar infraestructura (puentes, torres eléctricas) y carreteras en un radio de 15 km desde la cima del volcán (Capra y col., 2018). En el año 2000 un lahar sepultó una casa en el pueblo de La Becerrera y casi provoca la muerte de dos personas (Gavilanes-Ruiz y col., 2009). Por otra parte, en 1955 un lahar originado en el flanco oriental del volcán Nevado de Colima provocó la muerte de 23 personas y daños severos a la infraestructura del pueblo de Atenquique, Jalisco (Gavilanes-Ruiz y col., 2009).

El lahar más grande formado en los últimos veinte años, tuvo lugar en la barranca La Lumbre, al oeste del Volcán de Colima. El evento ocurrió el 23 de octubre del 2015 durante el paso del huracán Patricia. Se registraron casi 500 mm de lluvia acumulada con intensidades de hasta 31 mm/h durante la formación de este flujo. El paso de este lahar causó daños a la carretera estatal que conecta los estados de Colima y Jalisco, cuya comunicación quedó inhabilitada por varios días.

El monitoreo instrumental de lahares en el Volcán de Colima se ha llevado a cabo desde el año 2007 (Davila y col., 2007; Zobin y col., 2009; Capra y col., 2010). Actualmente las barrancas principales cuentan con al menos monitoreo sísmico que forma parte de la red del volcán y algunas estaciones independientes. En las barrancas más activas del volcán (La Lumbre y Montegrande) y El Zarco, las estaciones cuentan además con cámaras de video. El estudio de lahares en la barranca Montegrande resulta de especial interés, en esta se emplazaron los depósitos de

la actividad explosiva de junio de 2015, y se reconoce que la formación de flujos es más frecuente justo después de episodios eruptivos (e.g. Davila y col., 2007, Vázquez y col., 2016, Capra y col., 2018).

Si bien, de los eventos acontecidos en las últimas décadas solo algunos han resultado en daños considerables (e.g. La Lumbre en junio del 2000 y 23 octubre 2015), es importante monitorear y estudiar eventos más pequeños por dos razones: 1) los eventos pequeños aún pueden resultar peligrosos localmente y 2) estos eventos pequeños son más frecuentes por lo que proveen de datos para estudiar estos procesos y entender los tipos de señales a esperar de eventos más grandes (Allstadt y col., 2018). Así, las barrancas del Volcán de Colima se convierten en laboratorios naturales para el estudio de la formación, dinámica y emplazamiento de estos flujos, encaminado al desarrollo y mejora de sistemas de alerta temprana.

A través del análisis en conjunto de datos sísmicos, visuales y meteorológicos, se pueden obtener características esenciales de los flujos que permiten su identificación, descripción de sus características físicas (número de frentes, cantidades relativas de agua/sedimento) y tamaño del evento. De esta forma, se pueden establecer rangos y criterios de clasificación que definan si un flujo es potencialmente peligroso para las comunidades aledañas. El establecimiento de dichos rangos y criterios de clasificación puede incorporarse a sistemas de alerta temprana y planes de mitigación para futuros eventos.

## 1.1. Justificación

La característica que permite frecuentemente que los flujos de escombros tengan un efecto tan negativo en la vida humana, y resulte tan difícil de comprender y apreciar para las autoridades, es su origen inesperado y su gran movilidad (Scott y col., 2005). En el contexto del Volcán de Colima, históricamente se han identificado afectaciones a puentes y torres eléctricas en un radio de 15 km desde el volcán (Capra y col., 2010; Capra y col., 2018).

Dada la elevada ocurrencia de estos eventos y el peligro potencial que representa para la región, es necesario comprender a fondo este fenómeno. Para lograr lo anterior, se hace uso de sistemas de monitoreo para la recopilación de datos sísmicos, acústicos, visuales y meteorológicos. De estos, la sismología se ha convertido en una herramienta prometedora para obtener información cuantitativa sobre los flujos de escombros (Farin y col., 2019), la obtención de datos sísmicos es crucial para la descripción y caracterización de los eventos. Sin embargo, para un mejor entendimiento del fenómeno, se realiza un análisis en conjunto con datos meteorológicos y visuales.

El presente trabajo comprende un análisis integral de datos sísmicos, acústicos, meteorológicos y visuales encaminado al mejor entendimiento de la formación, dinámica y evolución de los lahares en la zona del Volcán de Colima. Además, esta investigación aporta información valiosa para el desarrollo y mejora de sistemas de alerta temprana para lahares actualmente en desarrollo.

## 1.2. Objetivos

### Objetivo general

- Describir detalladamente la temporada 2018 de lahares en la barranca Montegrando (Volcán de Colima) y generar un catálogo con las características tiempo-frecuencia de cada evento con base en el análisis de datos sísmicos, acústicos, visuales y de precipitación, para comprender los escenarios de dinámica y evolución de los lahares.

### Objetivos particulares

- Establecer criterios de clasificación de lahares con base en las descripciones de su registro instrumental.
- Calcular la velocidad de frentes principales con base en los datos sísmicos para el trayecto que cubren las tres estaciones de monitoreo.



## Capítulo 2

# Marco teórico

### 2.1. Lahares

El término lahar es de origen indonesio, describe corrientes constituidas por una mezcla de agua y sedimento que bajan por los flancos de un volcán (Smith y Fritz, 1989; Vallance, 2005). Se trata de fluidos continuos de dos fases (líquida y sólida) que se desplazan bajo la fuerza de gravedad (Takahashi, 2014). Estos flujos se distinguen en dos categorías principales según su proporción agua/sedimento: flujos hiperconcentrados (20 – 60 % volumen de sedimento) y flujos de escombros (60 – 80 % volumen de sedimento) (Iverson, 1997). Para concentraciones de volumen de sedimento menores a 20 %, se habla de flujos de corriente. Durante la formación y emplazamiento de un lahar puede haber transiciones continuas entre flujos de escombros e hiperconcentrados. Cabe señalar, que el término lahar se refiere al evento y no a los depósitos que este deja, la aplicación correcta de la palabra lahar debe usarse únicamente para describir el proceso o evento, más no el depósito (Smith y Fritz, 1989). Existen dos tipos de lahares según su ambiente de formación: lahares primarios o sin-eruptivos (formado durante un episodio eruptivo) y secundarios o post-eruptivos (formado después del episodio eruptivo) (Manville, Németh y Kano, 2009).

Un lahar se caracteriza por presentar tres partes composicional y morfológicamente distinguibles: 1) un frente caracterizado por tener la mayor concentración de bloques y dinámica erosiva, en la que los bloques se transportan por saltación y arrastre principalmente, 2) un cuerpo conformado por una mezcla uniforme de la fase fluida y fragmentos sólidos, caracterizada por transporte de grandes bloques por arrastre y la fracción fina se transporta en suspensión y 3) una cola que representa la parte más diluida del flujo, con menor contenido de fracción sólida y la fracción fina que se transporta en suspensión (Figura 2.1). La formación de lahares requiere de cuatro parámetros (Vallance, 2005) de igual importancia: 1) una fuente de agua abundante y continua, 2) una fuente de sedimentos no consolidados, 3) pendientes pronunciadas en la zona fuente ( $> 25^\circ$ ) y 4) un mecanismo de disparo.

Los lahares son el principal peligro volcánico debido a su gran movilidad (Iverson, 1997) que permite alcanzar poblaciones lejanas a los volcanes (incluso de varias decenas de kilómetros) con escasas o nulas alertas (Allstadt y col., 2018).

Las características y potencial destructivo de un lahar dependen del proceso de iniciación (Fairchild, 1987), en los volcanes con casquete glaciar los lahares primarios se originan durante una fase eruptiva debido a que los flujos piroclásticos erosionan el hielo que rápidamente se derrite y aporta agua que al mezclarse con el material piroclástico promueve la formación de un lahar (Vallance e Iverson, 2015) (e.g. Noviembre de 1985, volcán Nevado del Ruiz, Colombia).

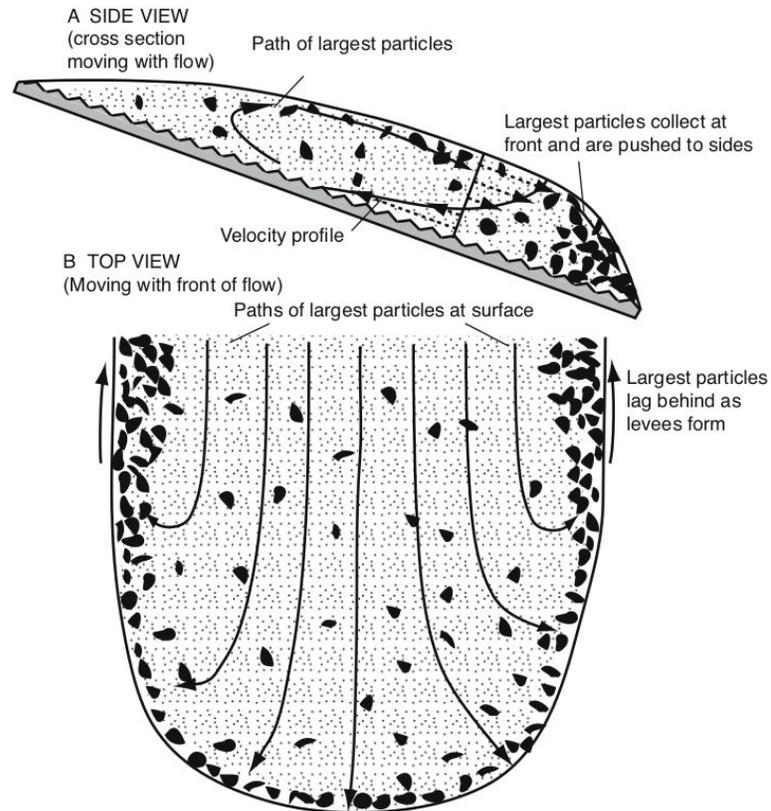


FIGURA 2.1: Morfología y composición de un flujo de escombros A) Perfil transversal de las partes de un lahar: la zona frontal (frente) está compuesta por una concentración de grandes bloques que se transportan por arrastre y saltación, la fase fluida es mínima, detrás del frente viene el cuerpo del flujo donde la proporción agua/sedimento es mayor, aquí los bloques de menor tamaño son transportados y reciclados, el sedimento fino viaja en suspensión, se observa el perfil de velocidades. La porción final del flujo (cola) es más diluida y transporta sedimentos finos que viajan en suspensión. B) Vista en planta del frente del flujo, se observa el patrón de movimiento de grandes bloques y perfil de velocidades. Imagen tomada de: Vallance, 2005.

Los sismos tectónicos también pueden inducir la formación de lahares al ocasionar deslizamientos superficiales que pueden convertirse en lahares si el material removilizado estaba parcialmente saturado en agua (Lockwood y Hazlett, 2010) o interactúa con cuerpos de agua aledaños. Sin embargo, la acumulación de agua por lluvias torrenciales representa el factor principal que promueve la formación de lahares, especialmente en volcanes tropicales durante eventos de lluvias estacionales (Lockwood y Hazlett, 2010) (e.g. Volcán de Colima, México; Volcán de Fuego, Guatemala; Merapi, Indonesia, etc.).

Los lahares que resultan de intensas lluvias a menudo ocurren después de erupciones que dejaron abundantes depósitos de material suelto, producto de flujos piroclásticos o depósitos de caída. Los eventos de este tipo son comúnmente pequeños pero frecuentes. El tamaño y frecuencia de estos lahares puede incrementar en los meses o años siguientes a la erupción, para después decrecer exponencialmente en función del restablecimiento del drenaje y de la vegetación (Vallance e Iverson, 2015).

Los lahares tienen un gran efecto negativo en la vida humana y resulta difícil de comprender y apreciar para las autoridades debido a su origen inesperado y gran movilidad (Scott y col., 2005). La movilidad de un lahar persiste, por ejemplo, siempre que la mezcla de agua y partículas suspendidas (limo y arcilla) reduce la disipación de energía por fricción al ejercer fuerzas de lubricación locales (Vallance e Iverson, 2015). El alcance y área inundada de un lahar depende de su magnitud y carga de sedimento (Charbonnier y col., 2018). La magnitud de un lahar muchas veces es estimada a partir del volumen de sus depósitos. Los lahares relativamente pequeños ocurren con más frecuencia, con volúmenes de entre  $10^3 m^3$  y  $10^5 m^3$ , mientras que los más grandes, con volúmenes mayores a  $10^6 m^3$  son menos frecuentes (Iverson et al., 1998; Charbonnier y col., 2018). Actualmente, el cálculo puntual de la descarga es posible gracias a las estaciones de monitoreo que cuentan con instrumentación afín (e.g. sensores sísmicos, de ultrasonido, cámaras de video) para poder estimar este valor.

Las características físicas y dinámicas de los lahares son complejas y fluctuantes. Por ejemplo, la velocidad que no es uniforme, se refleja en las partes del flujo, e. g. el frente viaja a menor velocidad que el cuerpo (Pierson y Costa, 1987). La velocidad máxima en planta se concentra en la parte media-frontal del flujo y la mínima hacia el contacto con las paredes del canal mientras que la velocidad en sección transversal es máxima en la superficie y decrece rápidamente hacia la base del canal (Figura 2.1).

Los factores que controlan la velocidad son: el momento impartido por la masa de sedimentos, la profundidad del flujo, el valor de la pendiente y la concentración del material sólido (Caballero y Capra, 2018). Estas características también gobiernan la dinámica del flujo relacionada con su composición, los lahares incorporan sedimento tanto del área origen como a medida que fluyen hacia abajo sobre las pendientes volcánicas (Scott, 1985; Charbonnier y col., 2018). El proceso de incremento de volumen de sedimento en el flujo por incorporación y erosión de material secundario es denominado *bulking* mientras que el proceso contrario *debulking* describe la pérdida de volumen de sedimento por deposición selectiva de material (Vallance e Iverson, 2015).

Los sedimentos pueden ser incorporados por el frente y la base del flujo, principalmente por las fuerzas de arrastre y presión inducida. Por otro lado, la erosión progresiva del pie de las terrazas laterales promueve la incorporación de material debido al colapso de varias partes del canal. En general, las porciones del flujo con mayor masa (i.e. mayor profundidad, concentración de sedimentos) y velocidad tenderán a ser erosivas. Por otra parte, la sedimentación

de los componentes sólidos en el flujo está controlada por la viscosidad y densidad del fluido, la densidad de la partícula, su forma y rugosidad superficial así como por los mecanismos de transporte y dinámica interna que permitan o impidan su sedimentación (Caballero y Capra, 2018). La eficiencia de estos procesos está también relacionada con las características del lecho del canal, la erodibilidad de los bancos, el esfuerzo de cizalla aplicado por el flujo al canal y el volumen de sedimentos disponible (Pierson y Scott, 1985).

Las variaciones físicas y dinámicas dan como resultado flujos con características que se pueden diferenciar. Con base en análisis de señales sísmicas e imágenes, Vázquez, Capra y Coviello, 2016 han identificado porciones del flujo con las siguientes características: FEB (Front Enriched in Blocks, frentes enriquecidos en bloques) y Ds (Diluted surges, oleadas diluidas). También, Vázquez, Capra y Coviello, 2016 clasifican a los flujos en dos tipos: unipulso y multipulso. Los flujos unipulso describen eventos de corta duración (60 min) con velocidad promedio de  $2\text{m/s}$ . Los flujos multipulso tienen duraciones de más de 3 h y alcanzan velocidades promedio de  $4.5\text{m/s}$ , con mayores descargas que los unipulso.

## 2.2. Lahares en el Volcán de Colima

El Volcán de Colima (VdC) o Volcán de Fuego de Colima, es un estratovolcán andesítico que se ubica en el extremo suroccidental de la Faja Volcánica Transmexicana (Figura 2.2) (Macías, 2005), entre los estados de Colima y Jalisco. El VdC es el edificio más joven que compone el Complejo Volcánico de Colima (CVC). Hacia el norte del VdC, el CVC está conformado por los volcanes: Nevado de Colima y Cántaro. El vulcanismo del CVC está asociado al complejo sistema de subducción de las placas Rivera y Cocos debajo de la placa Norteamericana (Nixon, 1982; Ferrari et al., 1994; Bandy y col., 2005), el cual está estructural y topográficamente controlado por la porción sur del rift de Colima (Luhr y Carmichael, 1990).

El CVC yace sobre un basamento caracterizado por depósitos volcanoclásticos del Cretácico inferior al Terciario temprano y rocas sedimentarias marinas del Cretácico medio. Las secuencias que componen al CVC son principalmente intercalaciones de derrames de lavas, depósitos de avalancha de escombros, depósitos piroclásticos, de caída y depósitos de lahares (Cortés y col., 2005). El edificio del VdC consiste en un edificio antiguo denominado Paleofuego cuyos restos definen un escarpe asociado a diferentes eventos de colapso gravitacional, en el interior de esta estructura se encuentra el cono volcánico (Volcán de Fuego) donde se concentra la actividad actual (Robin et al., 1987; Vargas, 2010).

Históricamente la actividad del VdC ha consistido en: crecimiento y colapso de domos somitales, emplazamiento de flujos de lava y periodos de actividad explosiva, principalmente de tipo Vulcaniana pero ocasionalmente Pliniana (Saucedo y col., 2005; Gavilanes-Ruiz y col., 2009). Con base en los registros de las erupciones Plinianas en los años 1576, 1606, 1690, 1818 y 1913, algunos autores (e.g. De la Cruz-Reyna, 1993, Luhr, 2002) sugieren un tiempo de recurrencia de 100 años para este tipo de actividad. Durante los últimos 400 años el VdC ha presentado alrededor de 43 erupciones que lo han colocado como el volcán más activo de Norte América (Saucedo y col., 2005).

La actividad más reciente corresponde a la erupción del 10-11 de julio del 2015, debida al colapso y destrucción del domo somital y representa la actividad de mayor magnitud ocurrida

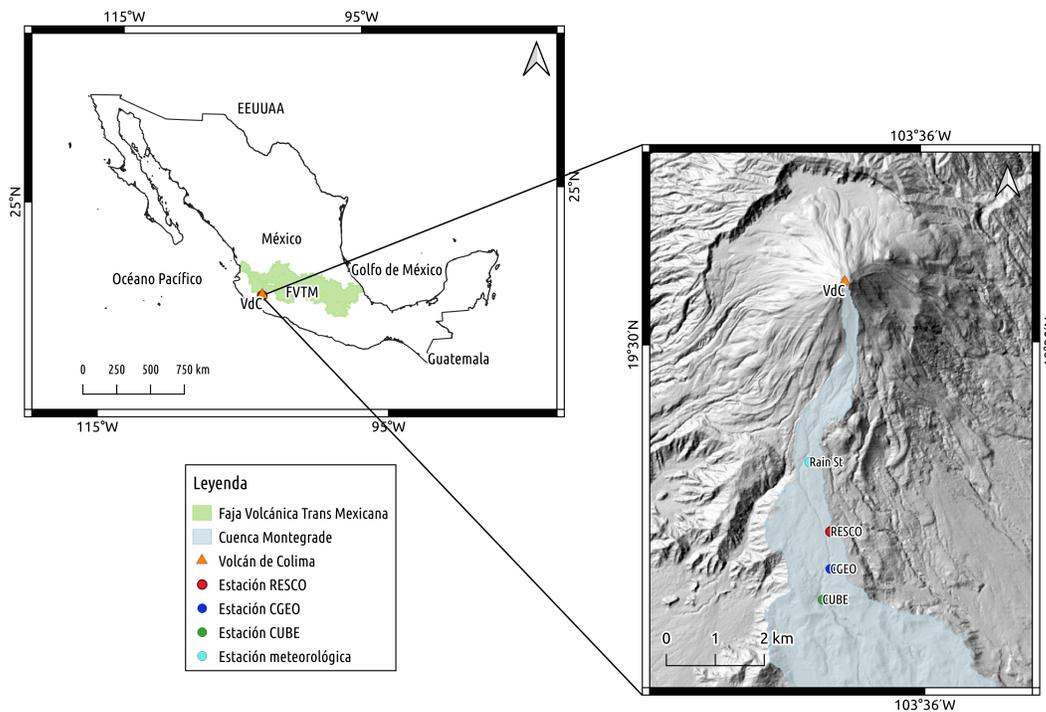


FIGURA 2.2: Localización del Volcán de Colima y estaciones de monitoreo.

desde 1913 (Reyes-Dávila y col., 2016). Para el año 2017 se registraron las últimas explosiones hasta el momento. Actualmente del VdC se encuentra en una etapa de desgasificación pasiva. Como consecuencia de su constante actividad, el VdC cuenta con el registro histórico más completo de los volcanes mexicanos (Macías, 2005). Este registro está compuesto desde relatos y anotaciones hechas desde la época prehispánica y colonial (González, Ramírez y Navarro, 2002) hasta boletines y registros más completos en la actualidad (e.g RESCO, Protección Civil Colima y Jalisco).

Además de la intensa actividad eruptiva, el VdC se encuentra periódicamente expuesto a intensas lluvias de temporada que son responsables de la ocurrencia de lahares desde junio hasta finales de octubre (Davila y col., 2007; Capra y col., 2010; Vázquez, Capra y Coviello, 2016; Capra y col., 2018). La ocurrencia de estos eventos en el VdC depende de la cantidad de material suelto disponible en las barrancas y de las características de las lluvias estacionales.

Las lluvias estacionales fungen como factor formador y disparador de lahares en el VdC con características que cambian con el tiempo. Es decir, al inicio de la temporada de lluvias los lahares son más frecuentes debido a un comportamiento hidrofóbico de los suelos en los que lluvias de corta duración, pero de gran intensidad que desencadenan la formación de flujos (Capra y col., 2010). Por otro lado, hacia el final de la temporada de lluvias, los lahares son menos frecuentes pero de mayores magnitudes (Capra y col., 2010). Con el incremento de humedad, el suelo pierde la característica hidrofóbica, lo que favorece la infiltración. Durante eventos prolongados de lluvia (e.g. lluvias tropicales), al saturarse los suelos se inicia un proceso de escurrimiento de agua prolongado con erosión progresiva de grandes volúmenes de sedimento.

Por lo tanto, se desencadena la formación de lahares que pueden durar horas. Cabe recalcar que los lahares son más frecuentes justo después de episodios eruptivos (Davila y col., 2007; Vázquez y col., 2016; Capra y col., 2018) por el aporte de una gran cantidad de material que, durante las lluvias estacionales, puede ser arrastrado.

Los lahares del VdC usualmente afectan distancias de hasta 15 km desde el cráter, resultando en daños a puentes y torres eléctricas (Capra y col., 2018). Históricamente, los daños que han producido los lahares se reportan en la infraestructura, ejemplo de esto son los eventos de los años 90's que dañaron cercas, casas e inundaron parcialmente zonas habitacionales aledañas a las barrancas. En julio del año 2000 un lahar sepultó una casa en la comunidad de La Becerrera y tuvo una gran extensión alcanzando la desembocadura del río Armería (Gavilanes Ruiz, 2004). El lahar de mayor magnitud registrado en los últimos 20 años tuvo lugar el 23 de Octubre del 2015 en la barranca La Lumbre, que fue desencadenado por el paso del huracán Patricia (Capra y col., 2018, Martínez, 2019), este lahar causó daños a la infraestructura de puentes y torres eléctricas (Capra y col., 2018). Actualmente, la Universidad de Colima, la Red Sísmica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO), Protección Civil de Jalisco y el Centro de Geociencias (UNAM), realizan monitoreo de la actividad eruptiva del volcán, así como de los eventos de lahar a partir de diversas estaciones sísmicas, visuales y meteorológicas.

### 2.3. Barranca Montegrande

La barranca Montegrande (BM) se localiza en el flanco sur del VdC, originada en la intersección de dos drenajes principales con pendientes entre 45-15 grados (Macorps y col., 2018; Pensa y col., 2018). Previamente a la erupción de julio del 2015, la BM tenía una morfología sinuosa con curvas pronunciadas alternadas con áreas rectas (Vázquez y col., 2016, Pensa y col., 2018). El inicio de la actividad explosiva el 10 de julio de 2015 modificó las características de la barranca, ya que sus depósitos alcanzaron distancias de hasta 9 km desde el cráter, sin alcanzar el abanico distal que marca el fin de la BM (Capra y col., 2016; Reyes-Dávila y col., 2016). Pero la actividad continuó el 11 de julio con el emplazamiento de corrientes piroclásticas de densidad en el flanco S del volcán, que alcanzaron una extensión máxima de 10.5 km y sus depósitos de caída hasta 12 km desde el cráter (Capra y col., 2016; Capra y col., 2018).

Estos depósitos modificaron considerablemente la morfología de la BM. Sin embargo, debido a la ocurrencia de numerosos lahares en cada temporada de lluvias la morfología de la barranca ha ido evolucionando y desarrollando canales profundos. Previamente a la erupción del año 2015, la estratigrafía de las paredes de la barranca comprendía principalmente depósitos de avalanchas de escombros del Pleistoceno tardío y flujos piroclásticos de las erupciones Plinianas de 1818 y 1913 (Capra y col., 2016).

Por otro lado, el canal principal estaba compuesto de numerosas terrazas de varios metros de espesor, las cuales estaban conformadas por depósitos de lahares subsecuentes (Pensa y col., 2018). Actualmente el sustrato de la barranca está compuesto por los depósitos piroclásticos de la erupción del 2015 y los diversos lahares que han ocurrido a partir de esa fecha. En algunas zonas de la BM, gracias a la erosión causada por lahares, se han expuesto secciones de los depósitos piroclásticos que alcanzan más de 5 m de espesor (Capra y col., 2018).

Bravo Carvajal, 2019 documenta los cambios morfológicos de la BM entre los años 2015-2017 con base en análisis de imágenes SPOT y fotografías de VANT DJI Phantom 4 Pro. Bravo Carvajal, 2019 observa que la superficie del canal (en la cuenca alta) después de la actividad explosiva del 2015 quedó con una superficie homogénea sin un canal preferencial. Para 2015 y principios del 2016, las escorrentías resultaron numerosas pero de bajas magnitudes, estas se caracterizaron por ser erosivas y comenzaron a trazar el canal principal. A finales de 2016 se comenzaron a formar canales mejor definidos, lo que ocasionó que en el año 2017 los flujos viajaran por un canal más evolucionado y se permitiera la formación de flujos de mayor magnitud y poder erosivo.

Es importante tomar en cuenta que el nivel de actividad en una cuenca puede ser muy complejo y puede desarrollar patrones que preserven un tipo de “memoria” de condiciones pasadas, que pueden afectar su comportamiento activo (Lewin y Brewer, 2005). Es decir, la morfología de la red fluvial tiende a seguir ciertos patrones por lo que el curso del canal podría estar siguiendo el drenaje previo a la erupción. Para finales del año 2017 e inicios del 2018 la morfología de la barranca presentaba un canal más evolucionado con paredes de 1 a 4-5 m de espesor, y con desarrollo de diversas terrazas de inundación producto de los lahares de cada temporada de lluvias y de diversos derrumbes locales (Figura 2.3).



a. Vista desde la estación de monitoreo CGEO hacia el flanco sur del edificio del Volcán de Colima, Marzo 2018.



b. Canal en la parte alta de la cuenca Montegrande, se observan paredes de ~3m de altura y bloques del depósito de PDC. Fotografía: Velio Coviello.



c. Paredes de depósito de la erupción de julio de 2015. Se observan árboles en medio de dos unidades y hacia el frente el drenaje fluvial.



d. Terrazas de inundación por lahares en el canal principal de la BM, Noviembre 2017.



e. Canal principal en la zona alta de la BM, se observan pequeños derrumbes, Noviembre 2017. Fotografía: Velio Coviello.

FIGURA 2.3: Morfologías de la Barranca Montegrande previas a la temporada de lluvias 2018

En la imagen 2.4 se observa a grandes rasgos que el canal tiende a ser recto en la parte alta de la cuenca (entre las estaciones RESCO y CGEO) mientras que la parte media tiende a ser más sinuosa y con mayor número de desniveles topográficos. Adicionalmente, en esta imagen se observa la localización de las tres estaciones que tomaron registro de la actividad de la BM en el año 2018. La estación RESCO, localizada en la parte alta de la cuenca, se encuentra a aproximadamente 130 m en línea recta del canal. A 767 m aguas abajo, se encuentra la estación CGEO, esta es la estación más cercana al canal localizada a 42 m de él. Por último, 653 m aguas abajo de CGEO, estaba establecida la estación CUBE, separada 100 m del canal.

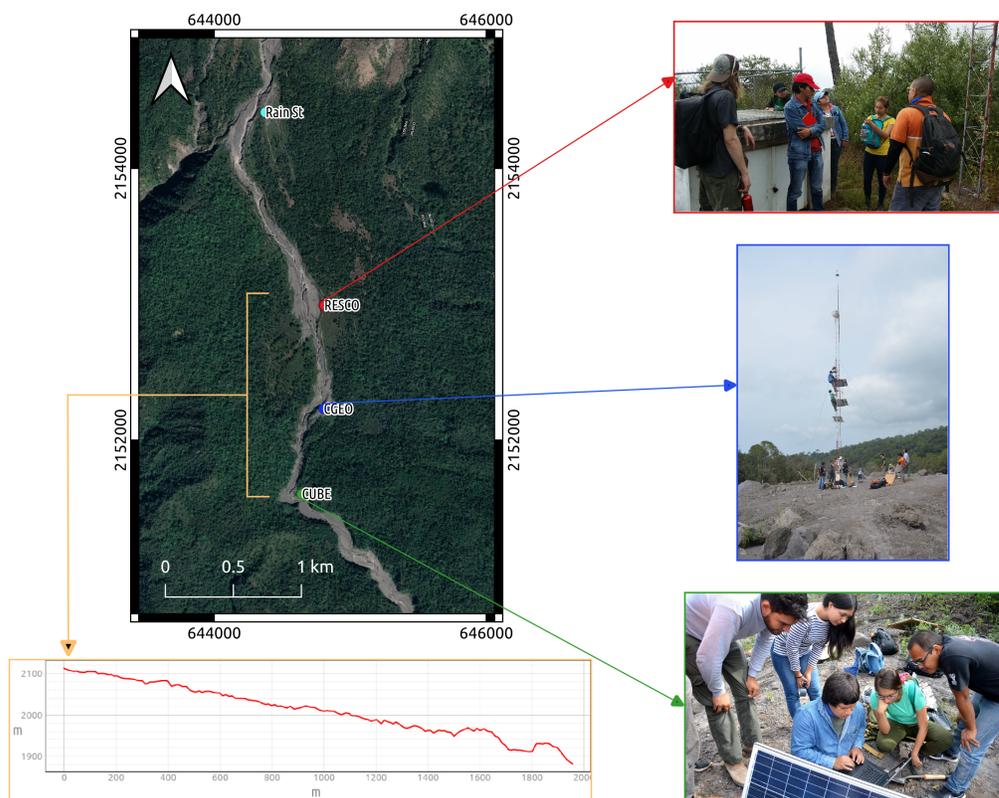


FIGURA 2.4: Acercamiento a la morfología en planta de la BM, perfil de elevaciones del transecto entre estaciones de monitoreo, e imágenes de las estaciones de monitoreo.

## 2.4. Sismología ambiental y monitoreo de lahares

La sismología se define como el estudio de la generación, propagación y registro de ondas elásticas en la Tierra, y de las fuentes que las producen (Lay y Wallace, 1995). Históricamente la sismología ha sido enfocada en el estudio de los sismos tectónicos, a pesar de que la señal producto de estos eventos representa menos del 1 % del registro continuo (Burtin, Hovius y Turowski, 2016). El resto de los datos registrados han sido considerados “ruido sísmico” y por mucho tiempo, ignorados (Burtin, Hovius y Turowski, 2016). Estos registros además, no se tomaban en cuenta debido a las limitaciones tecnológicas; sin embargo, con el avance de la instrumentación y poder computacional, se han desarrollado sensores y metodologías que permiten visualizar y analizar el registro continuo de datos, de esta forma se ha abierto paso a un nuevo campo en la sismología: la sismología ambiental (Larose y col., 2015).

La sismología ambiental consiste en el estudio de vibraciones sísmicas naturales que son generadas por procesos que ocurren fuera de la tierra sólida (criosfera, hidrósfera, atmósfera, etc.) aquellos cuya propagación en la tierra sólida se ve afectada por la modificación de parámetros ambientales externos (temperatura, hidrología, tc.) o bien, actividad humana (Larose y col., 2015). El principal objetivo de la sismología ambiental es discriminar fuentes de origen con base en las características de la señal (i.e. forma de onda, amplitud, duración, contenido de frecuencias, etc.). Debido a que la cantidad de fuentes sísmicas es muy amplia, resulta un reto establecer diferencias entre señales, es por eso que también se emplean análisis en conjunto con varios tipos de datos (e.g. meteorológicos, imágenes, etc.). Asociado a este reto, el tipo, técnica o método de procesamiento de las señales debe considerar las características por naturaleza del evento (Tary y col., 2014).

Las técnicas de monitoreo sísmico son prometedoras en cuanto a técnicas observacionales efectivas. Es decir, son el único método disponible actualmente para monitorear un ambiente a alta resolución temporal, sin necesidad de enfocarse en un solo proceso o sitio (Burtin et al., 2013; Burtin, Hovius y Turowski, 2016). En el caso del monitoreo volcánico, debido a los diferentes fenómenos que se presentan, el monitoreo de lahares puede lograrse adaptando una red sismo-volcánica existente añadiendo estaciones cercanas al canal en varios puntos (thomp2015). De este modo, otro tipo de fenómenos (e.g actividad explosiva, deslizamientos, derrumbes, etc.) pueden seguir siendo registrados por los sensores previamente instalados.

Hasta hace algunos años, los estudios sobre flujos de escombros se llevaban a cabo después de que habían ocurrido, gran parte de nuestro conocimiento actual sobre el comportamiento de los lahares es deducido del estudio de depósitos de estos eventos, debido a que usualmente son impredecibles (Vallance e Iverson, 2015). Además son muy destructivos y por lo tanto las estaciones de monitoreo suelen ser dañadas. Bajo estas condiciones, el monitoreo en tiempo real y la identificación rápida de un flujo potencial es esencial para aplicar protocolos de alerta temprana y permitir acciones efectivas (Huang y col., 2020).

Históricamente los registros sísmicos se han usado para monitorear la descarga de ríos (Burtin et al., 2008), práctica que se emplea actualmente para el monitoreo de barrancas con actividad estacional. Existen estudios donde se demuestra que los registros sísmicos de sensores de banda ancha son una buena herramienta para la extracción de parámetros clave de los flujos de escombros (e.g. Arattano, 1999, Burtin et al., 2009, Huang y col., 2020), como velocidad y descarga. Sin embargo, el uso de otro tipo de sensores de bajo costo ha demostrado ser suficiente para la detección y estudio de los flujos de escombros en ambientes alpinos (e.g. Coviello, Arattano y Turconi, 2015). En términos generales, está establecido que los flujos de escombros

se registran a altas frecuencias  $> 1$  Hz (e.g. Thompson, 2015, Allstadt y col., 2018) por lo que no es necesaria la adquisición de instrumentación de banda ancha.

Los lahares provocan señales sísmicas de larga duración que se asemejan a los tremores volcánicos, con la excepción de que la señal es más fuerte cerca del canal de drenaje, a diferencia de los tremores (McNutt, 2002; McNutt y Thompson, 2015). Las señales parecidas a tremores pueden diferenciarse de señales producto de flujos piroclásticos por su duración (decenas de minutos a horas), contenido de frecuencias más altas (6-10 Hz, hasta 100 Hz en algunos casos) y menores velocidades (Thompson, 2015). En particular, las señales sísmicas causadas por flujos de escombros se caracterizan por tener transiciones abruptas, discontinuidades de salto y rasgos no estacionarios (Huang y col., 2007).

Las características tiempo-frecuencia de las señales producidas por lahares tienen una gran variedad y difícilmente se establecen rangos estrictos. Sin embargo, la forma de onda se describe como una secuencia de “impulsos”, comúnmente en forma de “tornillo”, de larga duración que crece gradualmente con el tiempo, alcanzando el máximo en amplitud que después decrece lentamente (Zobin y col., 2009) (Figura 2.5). Estos “impulsos” son paquetes de ondas que corresponden a diferentes etapas de un flujo, los valores de amplitud máxima de cada paquete se reconocen como frentes (e.g. Vázquez y col., 2014, Vázquez, Capra y Coviello, 2016, Coviello y col., 2018, Coviello y col., 2019).

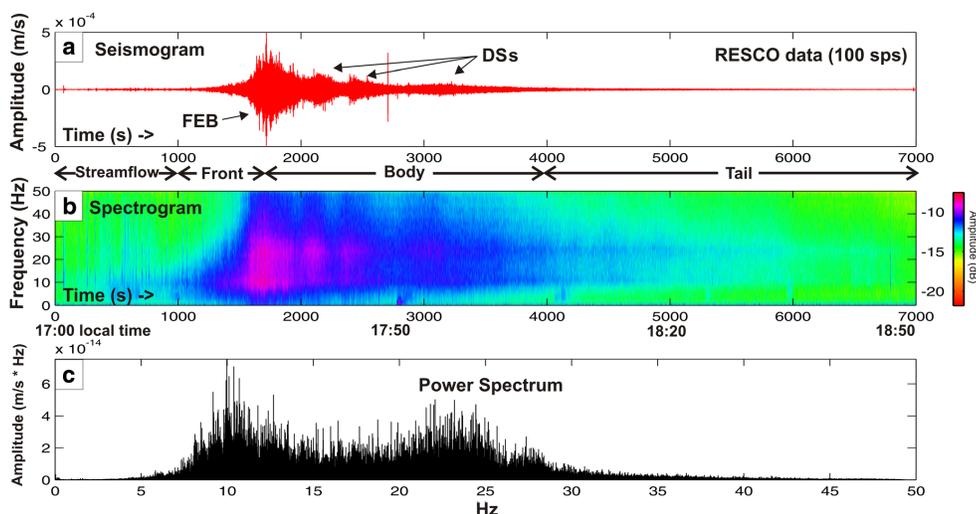


FIGURA 2.5: Ejemplo de lahar unipulso ocurrido el 24 de julio del 2013 en la BM: A) registro sísmico de la componente vertical, se identifican partes del flujo como FEB (Frente Enriquecido en Bloques) y DS (Oleadas diluidas). Se observa la forma de onda típica de lahar. B) Espectrograma de la señal, C) espectro de potencias. Imagen de: Vázquez, Capra y Coviello, 2016.

Durante el paso de un lahar la amplitud sísmica aumenta de manera aproximadamente exponencial con el tiempo, esto se debe al aumento de masa y a la aproximación del flujo a la estación. El aumento de masa por procesos de bulking juega un papel importante en el aumento de la amplitud sísmica ya que la amplitud aumentaría a menor tasa si fuera solo porque el flujo se aproxima al sensor (Huang y col., 2020). Debido a lo anterior, generalmente los picos máximos de la señal corresponden a las descargas máximas del flujo (e.g. Huang et al., 2008, Coviello y col., 2019) y aquellos picos secundarios se han interpretado como fluctuaciones en la descarga (Vázquez, Capra y Coviello, 2016). Adicionalmente, se ha demostrado que la amplitud

de la señal está relacionada con la energía cinética del flujo, es decir, con la masa y velocidad de los pulsos del evento (Coviello y col., 2019). Los valores de amplitud sísmica para varios eventos en la zona del VdC se han reportado alrededor de  $10^{-6} - 10^{-7} m/s$  (e.g. Zobin y col., 2009, Zobin, 2012, Vázquez y col., 2014, Vázquez, Capra y Coviello, 2016, Coviello y col., 2018).

Diversos autores describen rangos de frecuencias característicos de eventos en la zona del VdC: analizando lahares ocurridos en la barranca La Lumbre y la BM, (Vázquez y col., 2014) y (Vázquez, Capra y Coviello, 2016) reportan registros en el rango  $5 - 40 Hz$  con picos máximos alrededor de  $10 - 12 Hz$ . Dentro de este rango de frecuencias se diferencian dos bandas que corresponden a  $10 - 30 Hz$  para el frente y cuerpo del flujo, y  $30-50 Hz$  para oleadas diluidas. Por otra parte, (Coviello y col., 2018) mediante análisis de flujos hiperconcentrados en la barranca La Lumbre, reportan una banda de frecuencias de  $10 - 110 Hz$  con picos máximos en  $30, 40$  y  $70 Hz$ . Los picos de  $30$  y  $40 Hz$  corresponden a características de turbulencia y el pico a  $70 Hz$  corresponde a la interacción entre partículas.

Bravo Carvajal, 2019 reporta contenido de frecuencias en la banda de  $5 - 50 Hz$  para lahares ocurridos entre los años 2015-2017 en la BM, en los cuales la banda de  $5 - 30 Hz$  corresponde a los frentes y  $10-50 Hz$  al cuerpo y cola de los flujos. Si bien se hace una diferenciación de las frecuencias dominantes en cada parte del flujo, en la mayoría de los eventos se observa que el incremento en el ancho de banda de frecuencias ocurre cuando la fuente se acerca a la estación (Huang y col., 2020).

Cabe señalar que las descripciones anteriores pertenecen a un análisis de datos obtenidos por estaciones localizadas en el campo cercano (i.e. instrumentos localizados a menos de  $1 km$  de distancia del canal). En cambio, otras observaciones realizadas con datos obtenidos de campo lejano (e.g. Zobin y col., 2009) arrojan bandas de frecuencias características de  $6-8 Hz$  con picos principales en  $6.3$  y  $7.6 Hz$ , que difieren significativamente de aquellas del campo cercano. En el campo cercano, al paso de flujos con mayor concentración de bloques, se ha observado que generan mayor cantidad de frecuencias bajas ( $< 50 Hz$ ) que los flujos hiperconcentrados ( $> 50 Hz$ ) (Doyle, Cronin y Thouret, 2011, Coviello y col., 2018, Allstadt y col., 2018). La señal recibida en el campo cercano es principalmente energía del flujo que pasa justo frente a la estación, mientras que el registro de campo lejano comprende energía de varias partes del flujo simultáneamente (Allstadt y col., 2018). Por lo tanto, es importante indicar a qué campo de registro pertenecen las descripciones.

Las características de las señales sísmicas generadas por flujos de escombros también han sido estudiadas en detalle a través de experimentos (e.g. Huang, Shieh y Yin, 2004). Se ha demostrado que gran parte de la energía es producto de la fricción del material que interactúa\* con las paredes y lecho del canal y la colisión de fragmentos en su interior (Huang, Shieh y Yin, 2004; Huang y col., 2007; Huang y col., 2020). Huang y col., 2007 reportan frecuencias menores de  $50 Hz$  para los frentes y mayores de  $50$  y hasta  $100 Hz$  para el resto de las partes del flujo. De esta forma, se generaliza que los componentes del espectro pueden dividirse en altas y bajas frecuencias (Huang y col., 2020).

Las altas frecuencias se relacionan con la fricción basal del flujo con el canal y a las colisiones dentro de él, mientras que las bajas frecuencias se asocian a procesos de bulking y debulking causados por los cambios en aceleración de la masa en movimiento. También se ha señalado que debido a que el contenido de frecuencias predominantes es alta, se promueve una rápida atenuación (Huang et al., 2008), esto debe considerarse ya que un sistema de alerta temprana requiere características de las señales registradas en el campo cercano (Huang y col., 2020).

Las bases de datos obtenidas por la elevada ocurrencia de lahares permiten mejorar y calibrar sistemas de monitoreo, estableciendo límites para las alertas según lo observado. Es importante recalcar que las calibraciones son usualmente empíricas y válidas solamente para el área de estudio en cuestión (Allstadt y col., 2018), por lo tanto, no se pueden generalizar. Aquellos sitios con alta ocurrencia de lahares funcionan como laboratorios naturales para el estudio integral de los mismos, encaminado a la anticipación de eventos más grandes. Los límites de detección se calibran generalmente con datos sísmicos. Sin embargo, a pesar de que la sismología es una herramienta poderosa en términos de monitoreo, sola no es tan poderosa como cuando se combina con otras técnicas. En particular, el estudio de infrasonido es un complemento importante en cuanto a su alta capacidad de detección y caracterización de procesos superficiales (McNutt y Thompson, 2015).

Es bien sabido que las vibraciones producidas por flujos de escombros también comprenden ondas sonoras que abarcan el rango audible y no audible ( $< 20 - 20,000\text{Hz}$ ) (Zhang, Hong y Yu, 2004; Hübl, Zhang y Kogelnig, 2008). Las ondas infrasónicas son ondas sonoras de frecuencias menores al límite de detección humana ( $< 20\text{Hz}$ ) (Le Pichon, Blanc y Hauchecorne, 2018). Diversos estudios han demostrado que el análisis de señales infrasónicas es útil y suficiente para la detección de flujos de escombros (e.g. Schimmel y col., 2018, Marchetti y col., 2019). Sin embargo, es importante mencionar que en el registro de flujos de escombros hay presencia de frecuencias del espectro audible (Hübl, Zhang y Kogelnig, 2008, Schimmel y col., 2018).

Para flujos de escombros se espera que el infrasonido sea generado por el violento paso del frente del flujo y la colisión (o abrasión) entre el flujo y el canal (Chou, Cheung y Zhang, 2007; Hübl, Zhang y Kogelnig, 2008). Al respecto, registro infrasónico de lahares es similar a las señales sísmicas en cuanto a larga duración y amplio contenido de frecuencias (Allstadt y col., 2018). No obstante, cabe mencionar que varios eventos registrados a bajas frecuencias ( $< 2\text{Hz}$ ) como lluvia, vientos y tormentas, pueden contaminar la señal (Schimmel y col., 2018), particularmente en lahares inducidos por lluvias.

Las señales infrasónicas producto de flujos de escombros están relacionadas con la magnitud y composición de ellos, además, el contenido frecuencial está influenciado por las propiedades del suelo (i.e. densidad, porosidad, humedad, etc.) (Chou, Chang y Zhang, 2013). Al igual que con las señales sísmicas se reporta que los valores de descarga máxima del flujo se relacionan con los picos máximos de amplitud de la señal (e.g. Hübl et al., 2008, Schimmel et al., 2018, Marchetti et al., 2019). Las amplitudes características se reportan en valores mayores a  $0.5\text{ Pa}$  (e.g. Chou, Chang y Zhang, 2013, Schimmel y col., 2018, Marchetti y col., 2019).

A diferencia del registro sísmico, la atenuación de ondas infrasónicas es baja por lo que pueden ser detectadas a largas distancias (Schimmel y col., 2018). Los efectos de atenuación locales están relacionados con cambios de temperatura e interacción con la topografía (Allstadt y col., 2018), que en el campo cercano se asume no tienen efectos significativos para las altas frecuencias. Hübl, Zhang y Kogelnig, 2008 reportan un pico dominante de frecuencia alrededor de  $10\text{ Hz}$  con una banda de  $5-15\text{ Hz}$  que domina durante el paso del frente del flujo, conforme este se aleja, las frecuencias se concentran de nuevo alrededor de  $10\text{ Hz}$  ( $8 - 12\text{ Hz}$ ). Por otro lado, Schimmel y Hübl, 2016, Schimmel y col., 2018 observaron que las bandas de frecuencia dominantes son:  $3 - 15\text{ Hz}$  para flujos de escombros y  $15 - 45\text{ Hz}$  para inundaciones.

Marchetti y col., 2019 observan que las frecuencias dominantes de los flujos se encuentran en la banda de  $3 - 5\text{ Hz}$ . Aunque generalmente se aplica el estudio de infrasonido para detección

y discriminación de señales, también ha llevado a conocer detalles sobre la dinámica interna de los flujos. Por ejemplo, Chou, Cheung y Zhang, 2007 observaron que los flujos que contienen grandes bloques generan frecuencias infrasónicas más altas que los flujos diluidos. Schimmel y col., 2018 reconocen diferencias en la viscosidad de los flujos basado en las diferentes amplitudes observadas.

El peligro por lahares ha encaminado el desarrollo de sistemas de alerta temprana en diversos volcanes, los cuales usan señales sísmicas y acústicas para alertar a tiempo a las poblaciones aledañas para una posible evacuación (Allstadt y col., 2018). A través del monitoreo, el pronosticar distancias y velocidades del flujo puede reducir el daño al proporcionar medidas para delimitar áreas de peligro (Cesca y D'Agostino, 2008). Además de utilizarse para la detección y desarrollo de programas de acción, los sistemas de instrumentación también se aplican para estudios de mecánica y comportamiento de los flujos de escombros (LaHusen, 2005). El análisis de la señal en tiempo permite el cálculo de numerosos parámetros importantes (e.g. descarga, velocidad) para el desarrollo de alertas. Por otra parte, el análisis del dominio de las frecuencias puede revelar características sobre la dinámica y transporte de los flujos, lo que permite determinar la magnitud del impacto y/o daños que pudieran causar a la infraestructura civil.



## Capítulo 3

# Datos y metodología

### 3.1. Datos

En el presente trabajo se utilizaron datos hidrometeorológicos, datos sísmicos de tres instrumentos distintos, localizados en tres estaciones distintas (RESCO, CGEO y CUBE), ubicados a lo largo de la BM (ver figuras 2.2, 2.4), datos de infrasonido e imágenes (Ver Tabla 3.1). Todos estos datos corresponden a los registros del año 2018, revisados durante la temporada de lluvias (Mayo – Octubre). Los datos de la estación RESCO fueron proporcionados por la Universidad de Colima. Las estaciones Rain St, CGEO y CUBE pertenecen al grupo de sismología ambiental del Centro de Geociencias, por lo que estos datos fueron obtenidos directamente.

Estación	Instrumento	Características
Rain St, Meteorológica	Sensor HOBO RG3	Registro por cuentas: 1 cuenta = 0.2 mm de lluvia
RESCO Red Sismológica de Colima	Sismómetro Trillium compact 120 Sensor de infrasonido Chaparral modelo 60	Respuesta de 120 s -100 Hz, configurado a 100 mps (muestras por segundo) Respuesta de 0.03-240 Hz, registrando 100 mps
CGEO Centro de Geociencias	Raspberry Shake 4D equipado con un acelerómetro y geófono Geófono Sercel Video-cámara	Geófono de 1 Hz, registrando 100 mps 4.5 Hz, registrando a 100 mps Resolución de 704 x 480 pixeles, toma imágenes cada 2-4 segundos
CUBE	Sismómetro Lenarz MK3	1 Hz, registrando 100 mps

TABLA 3.1: Descripción de la instrumentación en las estaciones de monitoreo.

### 3.2. Metodología

#### 3.2.1. Catálogo sísmico: identificación de eventos y recopilación de datos

Para la elaboración del catálogo sísmico se realizó una revisión visual de helicorders diarios obtenidos de la estación RESCO para todo el año 2018. Estos helicorders son generados con la componente vertical del sismómetro. Se seleccionaron los eventos que cumplen con las siguientes características: la forma de onda destaca del ruido de fondo con duración mínima de 30 minutos, este registro es continuo durante esos 30 o más minutos sin cortes en la señal (Figura 3.1). Una vez identificadas fechas y horas de los eventos se extrajeron las formas de onda de las tres estaciones, imágenes y datos de lluvia. Todos los eventos se encuentran referenciados en hora GMT (Greenwich Mean Time).

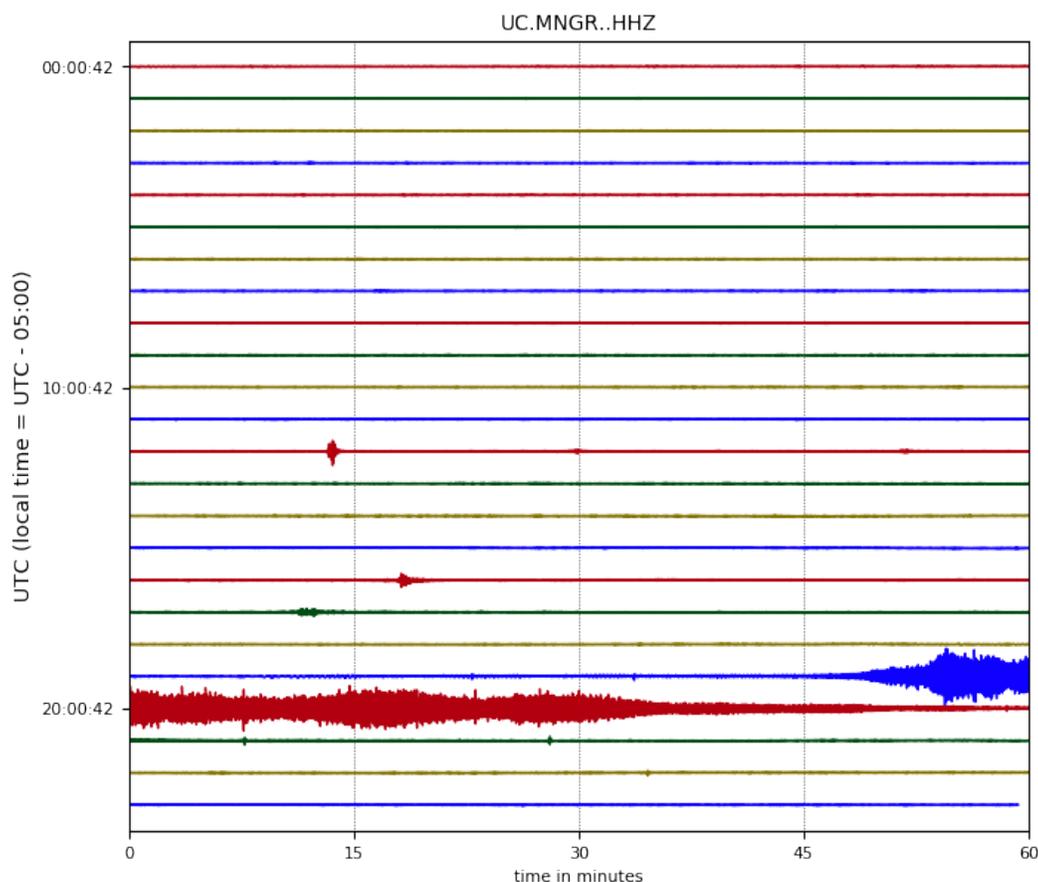


FIGURA 3.1: Helicorder del 16/08/18, componente vertical de la señal sísmica de la estación RESCO. Se observa un ejemplo de una señal característica de lahar con inicio a las 19:45 h aproximadamente hasta las 21:00 h.

### 3.2.2. Análisis en tiempo

Una vez identificados los eventos y obtenidas las formas de onda de todas las estaciones, se realizó un análisis tiempo-frecuencia de las tres componentes para los registros de RESCO y CUBE, y de la componente vertical en la estación CGEO. Este análisis se llevó a cabo en lenguaje Python en una libreta de jupyter utilizando las librerías Obspy, Numpy, Scipy y Matplotlib (código en Anexo B). El análisis comenzó con la corrección por sensibilidad de cada sensor. Posteriormente se eliminaron promedio y tendencia. Todas las señales fueron filtradas con un filtro Butterworth pasa altas de cuarto orden a  $> 1$  Hz. Se identificaron valores máximos absolutos de amplitud sísmica y acústica.

Posteriormente, para definir una duración preliminar, se estableció que el inicio del evento ocurre cuando se percibe que el ruido base es superado por la señal con amplitudes mayores a  $0.0001$  mm/s, que muestran un aumento continuo por más de 10 minutos. Así mismo, el evento termina cuando las amplitudes de la forma de onda vuelven a los valores registrados de forma previa al evento (i.e.  $0.0001$  mm/s).

Después, se aplicó una segunda metodología para evaluar la duración de los eventos, con base en el criterio de amplitud sísmica, utilizando envolventes suavizadas junto con la curva

acumulada correspondiente para identificar los cambios significativos de cada señal. Las envolventes se obtuvieron como la raíz cuadrada de la suma del cuadrado de las amplitudes y su transformada de Hilbert. Posteriormente estas envolventes se suavizaron con una ventana móvil de 1 segundo.

La siguiente prueba consistió en la aplicación del análisis STA/LTA. La técnica STA/LTA (Short-Time-Average/Long-Time-Average) es una de las más populares en sismología para la detección automática de eventos sísmicos (Joswig, 1990; Lomax et al., 2012; Trnkoczy, 2012; Coviello y col., 2019). La razón STA/LTA compara la amplitud promedio de una ventana de tiempo de corta duración (STA, Short Time Average) con la amplitud promedio de una ventana de mayor duración (LTA, Long Time Average), que se considera el nivel de ruido de fondo. Los valores de la razón STA/LTA son adimensionales, sin embargo la aplicación de límites de detección y tamaño de ventanas depende del evento a estudiar. La detección automática ocurre cuando los valores de la STA se disparan debido al arribo de la señal del evento en cuestión. Estudios recientes han utilizado esta técnica para la detección de flujos de escombros (e.g. Coviello y col., 2019). El análisis STA/LTA se llevó a cabo con las componentes verticales de todos los registros. No obstante, debido a las características de los registros en CGEO (i.e. picos individuales que destacan de la forma de onda), se aplicó un filtro de mediana a las señales con el objetivo de mejorar los resultados. El filtro de mediana es comúnmente utilizado en caso de que la señal presente impulsos superpuestos con la señal de interés (Micek, 2003). Es por ello que se utilizaron en total cinco ventanas distintas en dos formas distintas de la señal (Tabla 3.2).

Señal	Ventanas STA-LTA
Señal completa, sin filtros	1-10
	10-30
	10-50
	10-100
	10-180
Envolvente de la señal, sin filtros	1-10
	10-30
	10-50
	10-100
	10-180

TABLA 3.2: Ventanas de STA-LTA y características de las señales procesadas

### 3.2.3. Análisis en frecuencia

Se obtuvieron los espectros de frecuencias a través del método de Welch (1967) utilizando la frecuencia de muestreo original (100 mps), con una ventana de 1 minuto y traslape del 50 %. En esta etapa se identificaron picos máximos del espectro de frecuencias. Posteriormente, se aplicó un criterio de acumulación de energía para la obtención de rangos de frecuencias cuantitativos, propuesto en el presente estudio. Este criterio consiste en obtener la curva acumulada del espectro de frecuencias (previamente obtenido con el método de Welch) y observar la energía acumulada entre el 10 % y 90 % de dicha curva. Aquellas frecuencias que caen dentro de este rango se tomaron en cuenta para describir los eventos. Todas estas características están reportadas para todas las componentes de cada instrumento en la tabla 4.2.

### 3.2.4. Lluvia e imágenes

El análisis de datos de lluvia consistió en obtener las cantidades de lluvia acumulada durante los tres días previos a la ocurrencia del lahar y la lluvia acumulada justo antes de la formación del flujo, a fin de comparar los umbrales reportados en estudios previos por Capra y col., 2010. También se compararon los tiempos de inicio de las lluvias con los tiempos de inicio de los lahares (la referencia de inicio del evento se identificó con base en el registro del sismómetro de RESCO).

La revisión de imágenes disponibles permitió corroborar la presencia de los eventos y su duración. Para cada evento se identificaron las siguientes características: 1) presencia de lluvia o escurrimientos previos al evento, 2) presencia y número de frentes, 3) características composicionales del flujo, tales como: mayor/menor concentración de bloques, dinámica, duración, tipo de flujo (con base en la clasificación propuesta por Vázquez, Capra y Coviello, 2016 en Cap. 2) y características de depositación/erosión en la zona de paso. Posteriormente estas características se relacionaron con las señales sísmicas, principalmente con aquellos eventos que cuentan con registro sísmico y visual de la estación CGEO.

### 3.2.5. Cálculo de velocidades

Con el propósito de estimar la velocidad promedio de los flujos y frentes representativos, se aplicó el método de correlación cruzada. Estudios previos (e.g. Arattano y Marchi, 2005, Arattano, Marchi y Cavalli, 2012, Vázquez, Capra y Coviello, 2016, Coviello y col., 2019, Schimmel, Coviello y Comiti, 2021) han aplicado y demostrado la utilidad de este método utilizando datos sísmicos. La correlación cruzada es la cuantificación del grado de interdependencia entre dos procesos o bien, la similitud entre dos señales. La función de correlación cruzada se define como:

$$\phi_{yx}(\tau) = \sum_{t=0}^{n-1} x(t) * y(t + \tau) \quad (3.1)$$

donde  $x(t)$  y  $y(t)$  son series de tiempo de longitud  $n$ ;  $x(t)$  es la función que expresa la señal registrada en la primera estación en un tiempo  $t$ , y  $y(t + \tau)$  es la función que representa la señal registrada en la segunda estación río abajo en un tiempo  $t + \tau$ , donde  $\tau$  es el tiempo de desfase entre el arribo de una señal y la otra (Arattano y Marchi, 2005). Conociendo la distancia que separa las estaciones ( $d$ ) y obteniendo  $\tau$  de la correlación cruzada (valor máximo del lag obtenido), calculamos la velocidad como:

$$V = \frac{d}{t} \quad (3.2)$$

En este punto, cabe resaltar que el análisis de envolventes de la primera etapa también fue utilizado para evaluar señales candidatas para aplicación del método de correlación cruzada. La elección de estos eventos se realizó tomando en cuenta la presencia de datos en más de una estación y un desfase evidente en los registros. Por lo tanto, se calcularon velocidades entre estaciones: RESCO-CGEO, CGEO-CUBE y RESCO-CUBE. Para este análisis se utilizaron dos formas de las señales: señal completa filtrada  $> 1Hz$  y envolvente filtrada  $> 1Hz$ , de cada evento seleccionado.

### 3.2.6. Características especiales de las señales acústicas y el geófono de CGEO

Además de los análisis anteriormente descritos, se realizaron también una serie de análisis adicionales de ciertos eventos se realizaron con el fin mejorar la identificación de la fuente sísmica y acústica de los mismos. Estos análisis consistieron en la visualización de espectros y espectrogramas de los eventos o partes de ellos y la comparación de las frecuencias observadas con valores reportados en la literatura. Los espectrogramas fueron obtenidos a partir de la aplicación de la transformada corta de fourier (STFT, *Short-Time Fourier Transform*).



## Capítulo 4

# Resultados

En la figura 4.1 se muestra el registro sísmico de la componente vertical en la estación RESCO de los 17 lahares ocurridos en la BM durante Junio-Octubre de 2018.

Los eventos resaltados en amarillo, son aquellos que además cuentan con registro visual y se utilizaron para las descripciones detalladas de cada evento y para establecer los criterios de clasificación.

### 4.1. Análisis en tiempo

Los resultados del análisis tiempo-frecuencia muestran valores de picos máximos de amplitud sísmica en el rango de  $0.03 - 0.55 \text{ mm/s}$  para la componente Z en RESCO,  $0.02 - 0.52 \text{ mm/s}$  para la componente E y  $0.05 - 0.67 \text{ mm/s}$  para la componente N. Los registros de la estación CGEO presentan amplitudes mucho mayores con un rango de  $0.23 - 2.6 \text{ mm/s}$ . En los registros de CUBE se muestran rangos de  $3.6 \times 10^{-7} - 0.25 \text{ mm/s}$  para la componente vertical,  $4.7 \times 10^{-7} - 0.26 \text{ mm/s}$  para la componente E y  $5.1 \times 10^{-7} - 0.27 \text{ mm/s}$  para la componente N.

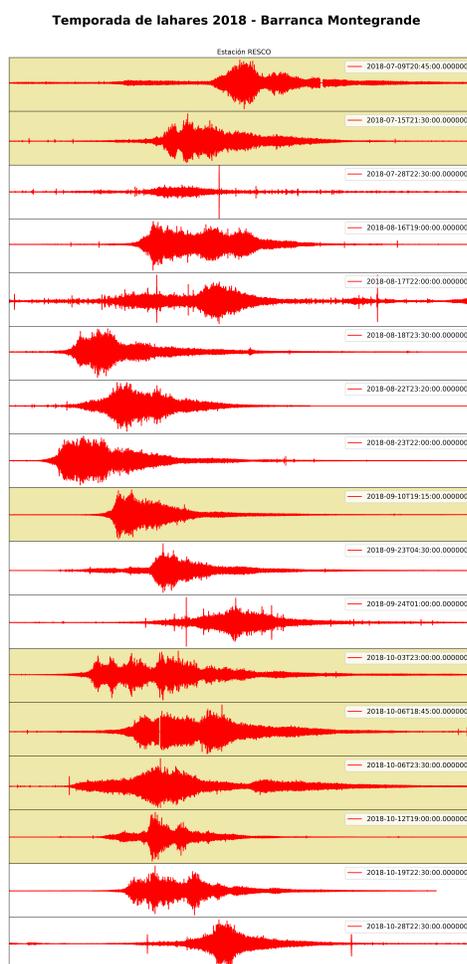


FIGURA 4.1: Lahares registrados en el periodo Junio-Octubre 2018 por la estación RESCO. Los eventos con fondo amarillo cuentan con la mayor cantidad de datos disponibles y se tomaron en cuenta para las descripciones a detalle.

Los siguientes análisis y descripciones están dados con base en los registros de las componentes verticales; sin embargo, cabe mencionar que la componente N muestra los mayores valores de amplitud sísmica de las tres componentes analizadas. Los registros en tiempo del sensor de infrasonido muestran valores máximos en el rango de 2.91 a 38.11 Pa.

La duración de los eventos fue definida de forma visual, apoyada con el análisis de señales completas y las envolventes de la señal sísmica (componente Z) de RESCO, además de la revisión de imágenes disponibles. De acuerdo con los criterios mencionados en el Capítulo 3, se tomó en cuenta el inicio de los eventos cuando se supera el nivel de ruido de fondo 0.001 mm/s en la señal filtrada > 1Hz y 0.05 unidades para el análisis de envolventes donde se presenta amplitud normalizada (Figura 4.2). En otros términos, cuando la pendiente de la curva acumulada muestra un aumento drástico, se marca el inicio del evento. Por otra parte, cuando la pendiente de la curva acumulada tiende a cero, se señala el final de este.

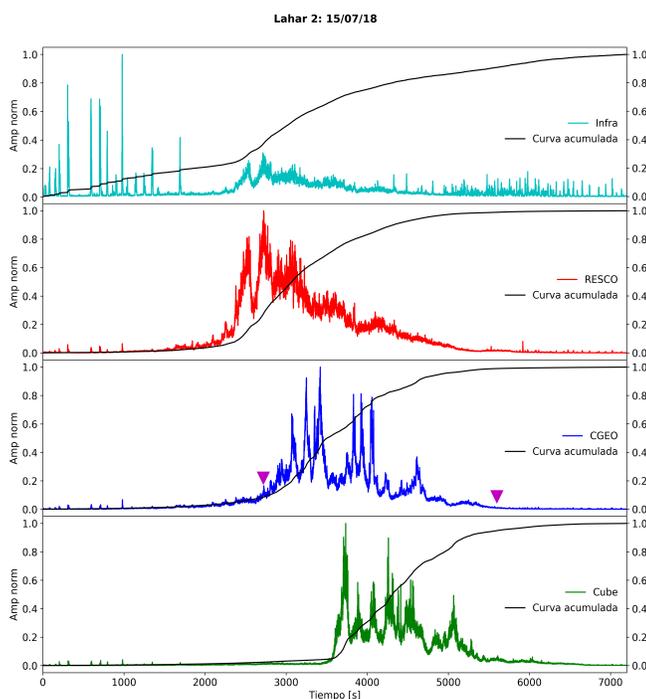


FIGURA 4.2: Ejemplo de análisis de envolventes y curvas acumuladas para el evento 2 (15/07/18). Según el criterio establecido para la curva acumulada, el inicio del evento en RESCO se marca a los 2400s (cuando la pendiente de la curva aumenta considerablemente) con final a los 5000s (cuando la pendiente de la curva se estaciona de forma casi-horizontal). El inicio y final del evento en CGEO está señalado con triángulos morados, según el análisis de imágenes.

Los resultados de las pruebas STA/LTA muestran en la mayoría de los eventos muchos disparos falsos-positivos (ejemplo: Figura 4.3). Lo anterior se observó que ocurre cuando numerosos picos individuales son registrados. Para mitigar este efecto, se aplicaron filtros de mediana a las señales.

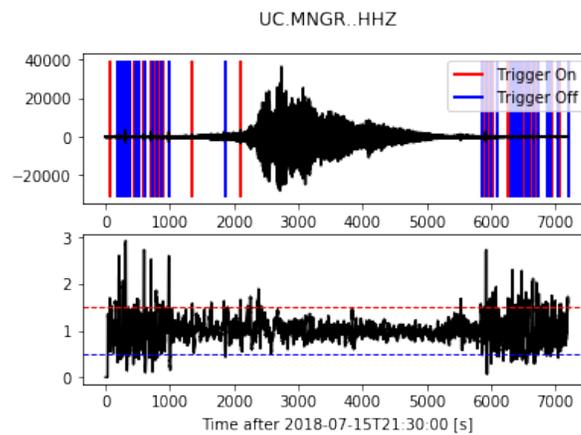


FIGURA 4.3: Ejemplo de análisis STA/LTA usando una ventana 10-30s con la señal completa, sin filtros. Se observan varios disparos falsos-positivos de identificación antes y después del evento. El disparo de los 2100 s a 5900 s identifica el evento

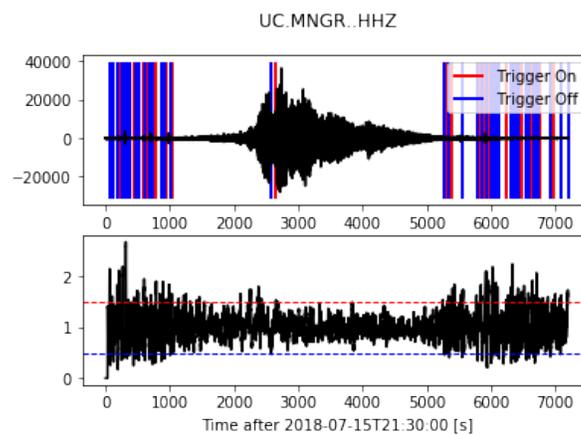


FIGURA 4.4: Análisis STA/LTA de la señal con un filtro de mediana, utilizando la ventana 10-30s. Aquí se identifica al evento mucho antes que el análisis anterior, hay un disparo a la mitad del registro que dura un par de minutos. El fin del evento de identifica a los 5200 s.

La mayoría de las señales muestran un mejor resultado (ejemplo: Figura 4.4), sin embargo, la definición del evento aún es confusa utilizando este método. Por lo tanto, no se tomaron en cuenta para definir la duración de los eventos. Cabe señalar que 11 eventos fueron bien identificados utilizando las ventanas 10-30s y 10-50s con la señal completa, filtrada  $> 1$  Hz. Sin embargo, en algunos casos se sobreestima la duración de los eventos.

Por otra parte, las pruebas con envolventes muestran resultados similares (buena identificación) para los eventos que fueron bien identificados. No obstante, se observa que utilizando valores de las envolventes se subestima la duración de los eventos. Finalmente, cabe señalar que con las ventanas 1-10s, 10-180s no se obtuvieron resultados positivos. La ventana 10-100s resulta favorable para un par de eventos (lahar 4, 7 y 14). Finalmente, con el análisis de envolventes también se evaluaron los eventos candidatos a análisis de correlación cruzada siguiendo los criterios establecidos en el Capítulo (4) anterior. Para tal efecto, se seleccionaron ocho eventos: 2,4,6,8,9,12,13 y 16 (ver tabla 4.2).

## 4.2. Análisis en frecuencia

Para la obtención de rangos de frecuencia acústica se aplicó el mismo criterio (i.e. energía contenida entre el 10 y 90% de la curva acumulada: Cap. 3) que para las señales sísmicas. Sin embargo, los espectros muestran comportamientos totalmente distintos. En la figura 4.5 se observa el espectro de frecuencias del evento 2 (15/07/18), del cual es evidente que podrían señalarse al menos dos rangos de frecuencias principales pero con el criterio establecido solo se obtiene uno. Al respecto, es importante mencionar que todos los eventos muestran este comportamiento. A pesar de lo anterior, el pico principal del evento siempre está contenido dentro del rango obtenido. En la sección 4.5 se discuten con mayor detalle las características de estos espectros. Sin embargo, de manera general, las frecuencias máximas observadas se encuentran entre 1.13 y 27.58 Hz. Cabe señalar que el valor de 27.58 Hz solo se observa en un evento, el resto muestra frecuencias máximas alrededor de 13 Hz.

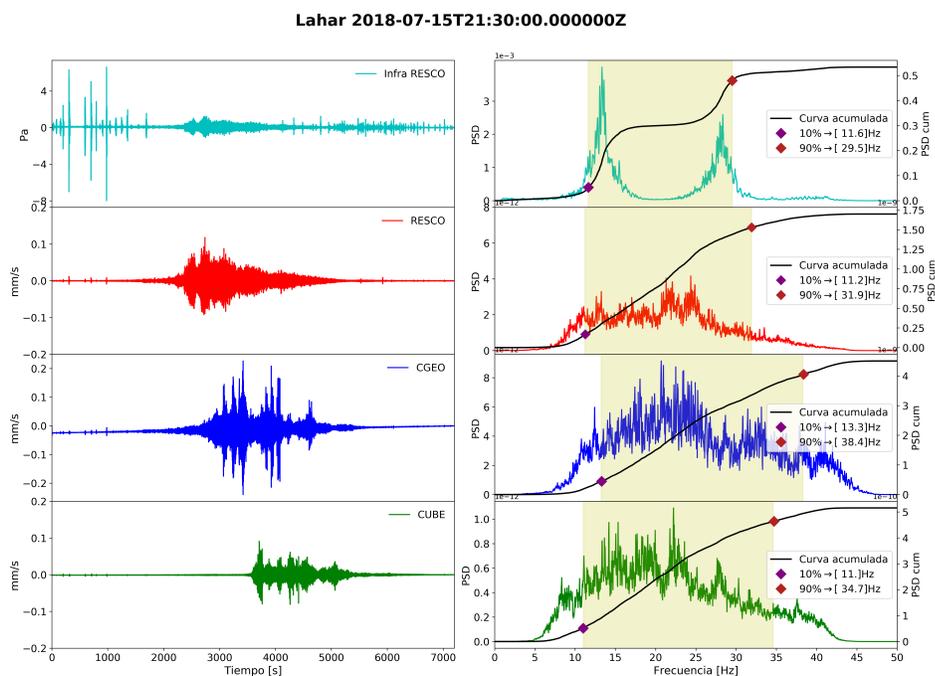


FIGURA 4.5: Gráficas resultado del análisis tiempo-frecuencia del evento número 2 ocurrido el 15/07/18. Derecha: se observan las señales en tiempo del infrasonido, banda ancha (RESCO), Raspberry Shake (CGEO) y Lenarz (CUBE). A la izquierda de cada forma de onda están graficados: espectro de frecuencias y su curva acumulada donde se relata el rango característico obtenido. Detalles en el Apéndice A.

Las frecuencias sísmicas muestran valores de picos característicos (frecuencia máxima) para RESCO en los rangos: 10.41-24.36 Hz componente Z, 5.94-18.08 Hz E y 6.69-19.22 Hz N. En la estación CGEO el rango de picos característicos se encuentra entre 11.61 y 34.3 Hz. Para los registros de CUBE, se observan los rangos: 13.16-37.22 Hz Z, 9.16-34.55 Hz E y 8.88-29.44 Hz N.

A diferencia del registro acústico, los picos característicos de frecuencia sísmica son muy variables dentro de los rangos mencionados. Además, la mayoría de los eventos muestra respuestas cuasi-planas en el rango de frecuencias obtenido. De hecho, pocos eventos muestran rangos pequeños en los que destacan picos principales alrededor de 10 Hz. Lo anterior resulta más evidente en los espectros de las componentes Z y E. Se observó que en los eventos que tienen un pico de frecuencia característico destacable (eventos 6,8,10,11,12,15,16), los registros de las otras estaciones muestran un espectro muy similar; a diferencia de los espectros que presentan respuestas casi planas. En general, la energía de todos los eventos se concentra en la banda de 10-30 Hz.

### 4.3. Lluvia e imágenes

A partir de la revisión de imágenes se pudo realizar la verificación de la duración de los siete eventos que cuentan con estos datos (eventos 1,2,9,12,13,14, y 15). Una vez que se corroboró este parámetro, se procedió a describir con detalle los eventos y su relación con el registro sísmico. Se identificó y contabilizó la presencia de frentes enriquecidos en bloques o pulsos energéticos (i.e. flujos con mayor altura y velocidad). La observación más importante, que da pie a la diferenciación entre flujos, es el proceso de inicio. Se identificaron tres procesos iniciales distintos de los flujos que van acompañados de características dinámicas particulares. Estas características se observan de forma constante conforme al tipo de inicio del flujo (más adelante en Sec. 4.5). Por otra parte, el análisis de datos de lluvia permitió la obtención de: cantidad de lluvia acumulada en los tres días anteriores al evento y cantidad de lluvia justo antes del evento (horas antes). Estos umbrales han sido utilizados y descritos con anterioridad para describir el comportamiento de los flujos en la zona del Volcán de Colima (i.e. (Capra y col., 2010), Capra y col., 2018). Para los análisis de discriminación se utilizaron solamente las cantidades de lluvia acumulada en tres días previos al evento (tablas 4.1,4.2).

Datos de lluvia

Evento	Fecha	$H_{iL}$	$H_{i-ll}$	mm $ac_b$	mm $ac_{3d}$
1	09/07	20:30	20:00	4.6	26.4
2	15/07	21:30	21:31	-	7.2
3	28/07	22:30	22:40	-	14.4
4	16/08	19:00	19:18	-	14.6
5	17/08	22:00	21:37	8.2	9.2
6	18/08	23:30	23:19	1.2	20.4
7	22/08	23:20	23:24	-	4.2
8	23/08	22:00	18:12	27.2	31.8
9	10/09	19:30	18:48	7.8	32.2
10	23/09	04:30	01:01	9	-
11	24/09	01:00	23:29	1	9.8
12	03/10	23:15	-	-	-
13	06/10	19:00	-	-	18.2
14	06/10	23:30	23:47	-	18.2
15	12/10	18:45	18:46	-	-
16	19/10	23:30	22:26	13.2	12.2
17	28/10	22:30	22:48	-	-

TABLA 4.1: Abreviaturas:  $H_{iL}$  hora de inicio del lahar,  $H_{i-ll}$  hora de inicio de la lluvia, mm  $ac_b$  milímetros acumulados justo antes del evento, mm  $ac_{3d}$  milímetros acumulados en los tres días anteriores al evento.

## 4.4. Catálogo obtenido

Con los anteriores análisis y descripciones se obtuvo un catálogo de los eventos de lahar estudiados, que incluye: número de eventos, fecha y hora (en formato GMT), valores máximos absolutos de amplitud sísmica y acústica, duración del evento, frecuencia máxima sísmica y acústica, rango de frecuencias sísmico y acústico y cantidad de lluvia acumulada en los tres días previos a la formación del lahar. Para las estaciones RESCO y CUBE, se obtuvieron los valores mencionados para todas las componentes. Estos datos se muestran en la tabla 4.2.

Evento	Fecha	Hora	Dur	H-Ll	Llu-3d	Llu-1d	Llu-G	Foto	Estación	Instr	I-ma	I-mf	I-rf	R-Zma	R-Ema	R-Nma	R-Zmf	R-Emf	R-Nmf	R-Zrf	R-Erf	R-Nrf	G-Zma	G-Zmf	G-Zrf	C-Zma	C-Ema	C-Nma	C-Zmf	C-Emf	C-Nmf	C-Zrf	C-Erf	C-Nrf		
1	09/07	20:45-22:30	105	20:00	26.4	4.6	✓	✓	R	BB	19.03	1.19	1.1-26.8	0.46	0.57	0.47	10.83	12.94	10.11	9.27-25.25	10.47-30.13	7.72-24.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	15/07	21:30-23:30	120	21:31	7.2	-	✗	✓	R G C	BB-RB-SP	8.07	13.33	11.6-29.5	0.11	0.102	0.1	24.36	17.86	17.41	11.25-31.91	9.72-29.11	10.13-32.13	0.23	20.69	13.2-38.36	0.09	0.09	0.09	22.22	20.13	23.19	11.346	9.36-33.5	10.61-34.66		
3	28/07	22:30-00:00	90	22:40	14.4	-	✗	✗	R G C	BB-RB-SP	38.11	13.27	10.4-28.7	0.53	0.17	0.29	11.25	5.94	11.66	9.1-30.8	5.97-28.16	6.33-30.61	0.25	22.27	13.02-38	0.19	0.2	0.19	25.19	15.83	22.16	14.02-35.52	11.22-36.25	11.25-36.41		
4	16/08	19:00-22:00	180	19:18	14.6	-	✗	✗	R G C	BB-RB-SP	5.78	12.88	11.41-29.25	0.07	0.07	0.07	22.72	15.19	18.55	11.41-31.86	10.16-29.33	10.55-32.77	0.18	34.3	11.86-39.16	0.04	0.04	0.05	37.22	34.55	25.77	18.11-39.05	14.38-39.27	15.02-39.25		
5	17/08	22:00-00:00	120	21:37	9.2	8.2	✗	✗	R G C	BB-RB-SP	15.23	13.36	10.08-29.80	0.03	0.05	0.02	15.22	17.77	12.8	10.69-30.52	8.80-28.69	9.47-31.44	0.32	21.63	13.08-39.16	3.66E-07	5.15E-07	4.73E-07	25.55	16.05	29.44	14.44-36.72	13.38-36.66	13.41-37.52		
6	18/08	23:30-01:30	120	23:19	20.4	1.2	✗	✗	R G C	BB-RB-SP	9.4	13.38	10.69-28.63	0.32	0.42	0.34	12.69	12.66	10.27	9.63-25.11	8.02-21.80	8-23.08	1.78	12.13	11.16-31.94	0.2	0.22	0.22	13.77	15.94	12.91	12.30-31.63	9.91-31.5	10.22-33.02		
7	22/08	23:20-01:00	100	23:24	4.2	-	✗	✗	R G C	BB-RB-SP	8.56	12.8	10.19-28.36	0.18	0.19	0.2	11.61	16.33	9.27	9.91-27.63	7.44-24.88	8.05-27.08	2.04	12.8	11.30-34.05	0.24	0.26	0.26	13.66	15.72	9.61	12.41-33.05	9.61-33.13	9.66-33.27		
8	23/08	22:00-00:00	120	18:12	31.8	27.2	✗	✗	R G C	BB-RB-SP	21.99	13.22	11.13-27.36	0.39	0.48	0.48	10.41	11.91	10.19	8.52-22.97	6.5-20.36	6.69-21.16	2.6	11.61	10.16-28.88	0.21	0.27	0.25	13.16	9.69	9.72	10.86-31.41	8.25-28.44	8.63-29.52		
9	10/09	19:30-21:00	90	18:48	32.2	7.8	✓	✓	R C	BB-SP	5.94	13.44	12.30-29.13	0.14	0.16	0.16	23.41	14.83	19.22	10.86-28.94	8.75-26.58	9.41-29.83	-	-	-	0.15	0.2	0.19	16.05	13.44	23.55	14.52-36.47	11.33-35.80	11.61-36.36		
10	23/09	04:30-06:30	120	01:01	-	9	✗	✗	R C	BB-SP	20.59	13.25	9.22-28.77	0.41	0.41	0.4	10.88	12.77	11.27	9.58-25.36	7.52-23.19	7.75-24.63	-	-	-	0.21	0.23	0.23	13.36	13.25	12.61	12.61-32.88	10-31.77	10.05-33.33		
11	24/09	01:00-02:15	75	23:29	9.8	1	✗	✗	R C	BB-SP	2.91	13.19	9.63-27.69	0.07	0.08	0.07	10.77	8.33	6.69	8.08-25.61	5.47-22.77	5.61-24.25	-	-	-	0.25	0.27	0.26	15.3	13.19	8.94	12.47-33.55	9.47-33.80	9.47-33.5		
12	03/10	23:00-01:30	150	-	-	-	✓	✓	R C	BB-SP	15.77	13.13	11.30-28.22	0.43	0.42	0.5	11.25	11.86	7.36	8.86-24.75	6.58-22.02	6.66-22.86	-	-	-	0.23	0.23	0.22	13.44	15.05	9.83	12.22-32.52	9.16-30.11	9.05-31.5		
13	06/10	19:00-21:00	120	-	18.2	-	✓	✓	R C	BB-SP	2.35	27.58	11-28.44	0.05	0.05	0.05	21.8	18.08	19.61	11-28.44	10.91-28.08	10.52-31.44	-	-	-	0.024	0.019	0.025	32.94	24.44	27.33	17.69-39	15.05-38.41	16.52-38.5		
14	06/10	23:30-01:30	120	23:47	18.2	-	✓	✓	R G C	BB-RB-SP	10.1	13.38	10.22-28.41	0.1	0.09	0.07	10.97	12.8	11.19	10.13-26.94	8.3-24.63	8.94-27.52	0.62	16.77	12.36-02	0.19	0.21	0.21	13.47	15.8	20.08	12.86-33.94	10.52-33.61	10.47-34.61		
15	12/10	18:45-20:45	120	18:46	-	-	✓	✓	R G C	BB-RB	19.03	13.19	12.05-28.08	0.55	0.67	0.52	10.83	11.91	9.05	9.11-24.77	7.22-22.52	7.27-23.47	2.16	11.61	10.62-29.80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
16	19/10	22:30-01:00	90	22:26	12.2	13.2	✗	✗	R G C	BB-GI-SP	6.89	13.22	11.47-28.13	0.44	0.46	0.4	10.47	12.16	10.16	9.02-24.94	6.91-22.47	7.02-23.58	1.39	18.22	10.69-34.02	0.22	0.21	0.23	13.75	9.16	11.69	12.75-36.61	9.27-32.33	9.80-31.58		
17	28/10	22:30-23:30	60	22:48	-	-	✗	✗	R G C	BB-GI-SP	7.97	1.13	1-27.55	0.13	0.15	0.16	11.05	8.22	10.19	9.44-26.69	6.75-24	7.30-27.16	1.48	15.77	12.02-38.27	0.22	0.24	0.26	14.91	15.44	8.88	12.58-33.55	9.02-32.97	9.33-33		

TABLA 4.2: Lahares ocurridos en la barranca Montegrando en 2018. Fecha y hora en GMT. Dur: Duración en minutos. Valores de amplitud sísmica en mm/s, Valores de amplitud acústica/infrasónica en Pa, Valores de frecuencias y rangos de frecuencias en Hz. Abreviaturas: H-Ll: Hora inicio de la lluvia antes del lahar, Llu-3d: lluvia acumulada en los tres días anteriores al lahar [mm], Llu-1d: lluvia acumulada el mismo día antes de la ocurrencia del lahar [mm], Llu-G: presencia de lluvia en la estación CGEO. Estación: R (RESCO), G (CGEO) y C (CUBE). Instr (Instrumento): BB (Sismómetro de banda ancha), RB (RaspberryShake, geófono) y SP (sismómetro de periodo corto). Ima: Infra amplitud máxima y Irf: Infra rango de frecuencias. R-Z/E/N ma: Amplitud máxima del sismómetro de banda ancha de la estación RESCO, de la componente Z/E/N. R-Z/E/N mf: Frecuencia máxima del sismómetro de banda ancha de la estación RESCO, de la componente Z/E/N. R-Z/E/N rf: Rango de frecuencias del sismómetro de banda ancha de la estación RESCO, de la componente Z/E/N. G-Zma: amplitud máxima del geófono de la estación CGEO. G-Zmf: frecuencia máxima del geófono de la estación CGEO. G-Zrf: rango de frecuencias del geófono de la estación CGEO. C-Z/E/N-ma: amplitud máxima del sismómetro de periodo corto de la estación CUBE, de la componente Z/E/N. C-Z/E/N-mf: frecuencia máxima del sismómetro de periodo corto de la estación CUBE, de la componente Z/E/N. C-Z/E/N-rf: rango de frecuencias del sismómetro de periodo corto de la estación CUBE, de la componente Z/E/N.

## 4.5. Descripción de imágenes: clasificación de flujos

De los 17 eventos ocurridos, 7 cuentan con registro visual. Estos siete eventos fueron analizados a detalle describiendo el comportamiento del flujo a través de las imágenes y relacionándolo con el comportamiento de la señal sísmica. Durante este análisis se observó que existen tres tipos de flujos distintos. Dicha distinción está dada con base en el proceso de formación y dinámica, y la composición de los flujos (i.e. mayor/menor proporción agua/sedimento, formación de frentes, etc.). Los tipos de flujos identificados se describen como:

- Tipo 1 “Frente seco”: formación del flujo como el modelo típico (Capítulo 2, figura 2.1). La barranca se encuentra seca e inicia el paso de un frente enriquecido en bloques seguido del cuerpo y cola. Generalmente el paso de ese primer frente implica la mayor descarga del evento, relacionado con la máxima amplitud sísmica que en algunos casos decrece progresivamente (como los eventos unipulso de Vázquez, Capra y Coviello, 2016). La composición de los flujos varía generalmente de mayor a menor concentración de sedimentos, comenzando con el paso del frente como un flujo de escombros que se va diluyendo hasta convertirse en flujo hiperconcentrado con el paso del cuerpo y cola. Puede haber desarrollo de otros frentes ricos en bloques que se expresan como paquetes de onda separados en el registro sísmico (eventos multipulso). El arribo de las ondas sísmicas es generalmente abrupto y fácilmente distinguible, gracias a esto ha sido posible estimar velocidades promedio.
- Tipo 2 “Diluido”: el evento inicia con escurrimiento de flujos muy diluidos que se van desarrollando progresivamente en el rango de flujos hiperconcentrados (20-60 % de volumen de sedimentos). Se desarrollan pocas oleadas que representan las mayores descargas y amplitudes sísmicas. Cabe resaltar que dichas oleadas se identifican con turbulencia y aumento de la velocidad del flujo, generalmente no se observa la presencia de bloques. Por lo tanto, los flujos observados se restringen a flujos hiperconcentrados y de corriente (en el inicio y final del evento). No hay arribos abruptos de la señal a las estaciones, el aumento en amplitud es progresivo conforme el canal se inunda con mayor profundidad. La forma de onda de estos flujos tiene múltiples picos máximos que cambian a lo largo de su evolución. Son generalmente multipulso.
- Tipo 3 “Complejo”: el evento comienza con la formación de flujos diluidos (flujos de corriente con menos del 20 % de concentración de sedimentos a flujos hiperconcentrados poco evolucionados con más de 20 % de concentración de sedimentos), previos a la formación de un frente enriquecido en bloques (reconocido en el rango de flujos de escombros con más de 60 % de concentración de sedimentos). Se presentan diversas fluctuaciones en la descarga, uno de los frentes identificables es el de mayor descarga, generalmente se forma más de uno. Su forma de onda es una combinación entre las características de los tipo 1 y 2. El inicio del registro es de incremento lento en la amplitud sísmica (paso de flujos poco evolucionados) hasta un aumento abrupto que refleja la llegada de un frente rico en bloques. Posteriormente la amplitud sísmica disminuye hasta la llegada de otro frente. Generalmente el último frente es el de mayor magnitud. A pesar de que en las fotografías este evento se cataloga como multipulso, en la señal no siempre es fácil definirlo. A diferencia de los dos tipos anteriores, la concentración de sedimentos de estos eventos evoluciona amplia y repetidamente desde flujos de corriente hasta flujos de escombros.

Una vez identificados los tipos de flujos y clasificados los siete eventos mencionados, con base en las descripciones anteriores, se clasificaron los diez eventos restantes. Adicionalmente, se utilizó la clasificación propuesta por Vázquez, Capra y Coviello, 2016 para describir a los eventos de este estudio.

## 4.6. Ejemplos

A continuación se describen con detalle ejemplos de cada tipo de flujo anteriormente descritos, estos ejemplos son de aquellos registros que cuentan con la mayor cantidad de datos. El resto de las descripciones detalladas se encuentran en el Apéndice A.

### 4.6.1. Ejemplo Tipo 1: Lahar 2 (15/07/18)

Durante este evento el inicio de registro de lluvia se da a las 21 : 31h, 7.2 mm de lluvia fueron acumulados durante los tres días previo. En las imágenes de CGEO no se observa lluvia en la zona. La forma de onda de los registros de RESCO es muy similar, sin embargo, los registros de las demás estaciones muestran formas de onda distintas. No obstante todas pueden ser descritas como multipulso. Se observa un claro desfase en el arribo del paso del lahar por cada estación.

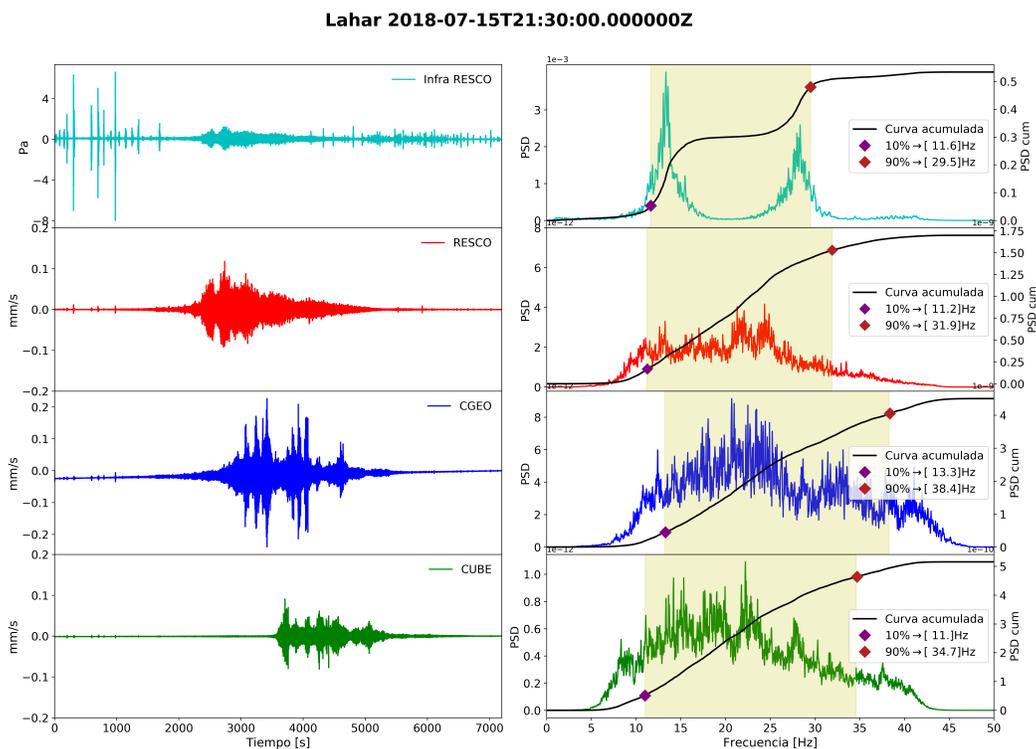


FIGURA 4.6: Análisis tiempo-frecuencia de los registros infrasónico (registro superior) y sísmicos del evento número 2 ocurrido el 15/07/18.

En el registro sísmico de RESCO (Figura 4.6) se observa un aumento progresivo de amplitud que destaca del ruido de fondo hasta la llegada de un primer paquete de ondas con aumento acelerado de la amplitud durante unos minutos. Después se observa una disminución abrupta de un par de minutos para dar paso a un segundo paquete de ondas que contiene el pico máximo de amplitud, se pueden observar tres fluctuaciones con incrementos y decrementos de amplitud limitados que decaen progresivamente hasta alcanzar nuevamente el ruido de fondo.

Por su parte, en la señal registrada en CGEO es notablemente distinta, particularmente por contener una serie de picos máximos que destacan de la forma de onda. También se observa que previo al paso del primer frente en la zona de la estación hay un incremento progresivo de la amplitud sísmica hasta que durante el paso del flujo, la amplitud aumenta rápidamente. Esta forma de onda también se divide en varios pulsos. Para el registro de CUBE, la forma de onda no muestra un incremento progresivo de la amplitud sísmica; en cambio, el inicio del paso del flujo se registra con un aumento de amplitud abrupto. Esta forma de onda se divide en numerosos paquetes con picos máximos, siendo el último paquete de ondas es muy similar al registrado en CGEO, con un ligero aumento en amplitud sísmica hasta un máximo, seguido de una disminución progresiva hasta alcanzar el nivel base. Las amplitudes máximas de la componente vertical son: RESCO  $0.11\text{mm/s}$ , CGEO  $0.22\text{mm/s}$  y CUBE  $0.09\text{mm/s}$ .



FIGURA 4.7: Imágenes del evento 2 (15/07/18). a) Vista hacia la barranca previa al paso del flujo. No se observa lluvia en la zona. b) Inicio del paso del flujo a las 22:20 h con un frente seco de gran tamaño, permanece confinado en el canal. c) Imagen a las 23:00 h con el paso de flujos hiperconcentrados como parte diluida de todo el evento. Se observa erosión al centro del canal.

Los rangos de frecuencias (esquemas mostrados en la columna derecha de la Figura 4.6) tienden a ser amplios desde  $10\text{Hz}$  hasta  $35\text{Hz}$  con picos máximos que no destacan del espectro. El pico máximo de amplitud del registro de infrasonido es  $6.6\text{Pa}$ , aunque este pico no corresponde propiamente a la forma de onda del lahar, el máximo dentro de la forma de onda se

encuentra alrededor de  $1.5Pa$ . La frecuencia máxima de infrasonido es de  $13.5Hz$ . Las frecuencias máximas de los registros sísmicos: RESCO  $26Hz$ , CGEO  $22Hz$  y CUBE  $45Hz$ .

En las imágenes de la figura 4.7, se puede observar que el canal se encuentra seco hasta el paso de un primer y único frente a las 22:20 h, posteriormente desarrolla numerosas oleadas ricas en bloques con fluctuaciones en descarga. En este caso, con base en las imágenes el evento, éste catalogado como un lahar unipulso en la estación CGEO, a diferencia de lo observado solamente con la señal sísmica. Es importante mencionar que el pico máximo registrado en la estación CGEO, no corresponde temporalmente con el paso del frente mencionado (22:20 h). Con base en lo anterior, este evento se clasifica como tipo 1 “frente seco”.

#### 4.6.2. Ejemplo Tipo 2: Lahar 14 (06/10/18)

Todas las estaciones cubrieron el registro de este evento. Tuvo una duración de 120 min, sin lluvia justo antes del evento (Figura 4.9 a),  $18.2mm$  de lluvia acumulada en las 72 horas anteriores. En particular de este evento, las formas de onda sísmicas en las tres estaciones son muy similares y muestran rasgos de evolución interesantes (Figura 4.8).

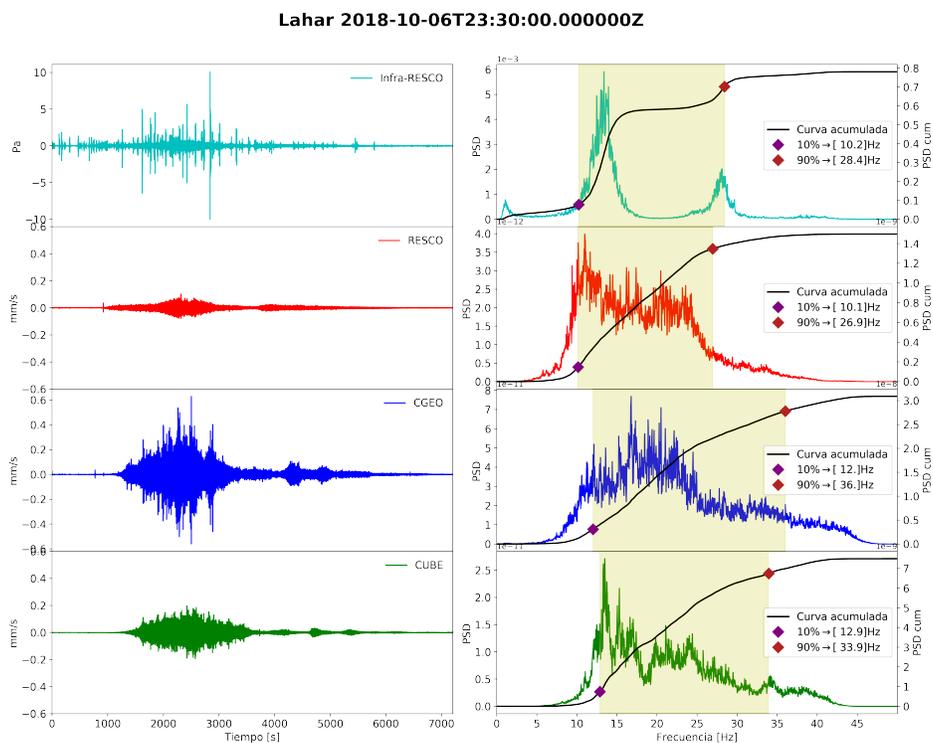


FIGURA 4.8: Análisis tiempo frecuencia del evento número 14 ocurrido el 06/10/18.

Por otra parte, la forma de onda acústica se ve enmascarada por numerosos picos individuales que destacan de la señal proveniente del lahar. El valor máximo de amplitud infrasónica se

encuentra en 10.1 Pa, sin embargo, la amplitud referente al evento muestra picos máximos alrededor de  $2Pa$ . Se observan nuevamente tres rangos de frecuencia característicos del infrasonido con valor máximo en 13.28Hz.

El registro de RESCO inicia con aumento lento y progresivo de amplitud sísmica que llega a un máximo global de  $0.1mm/s$ . Posteriormente la señal comienza a decrecer hasta casi llegar al nivel de ruido base. Aquí ocurre un aumento pequeño de amplitud, se observa un paquete de ondas ligeramente energético que llega a un máximo de amplitud local y luego disminuye hasta el nivel de ruido base. El pico máximo de frecuencia se encuentra en 10.97Hz dentro del rango 11.25 – 32.38Hz. La señal en CGEO muestra también un aumento progresivo en amplitud aunque más acelerado. A pesar de que se observan picos individuales que destacan de la señal, se reconoce la similitud de la forma de onda con la registrada en RESCO. Al final del primer paquete de ondas se observa la llegada de un segundo (como en RESCO), este parece dividirse en dos partes que contienen máximos locales de amplitud que van decreciendo hasta llegar al nivel de ruido base. El pico máximo de frecuencias es 16.5Hz dentro de rango 12 – 36Hz. Este espectro muestra aportaciones significativas en toda la banda de frecuencias señalada.

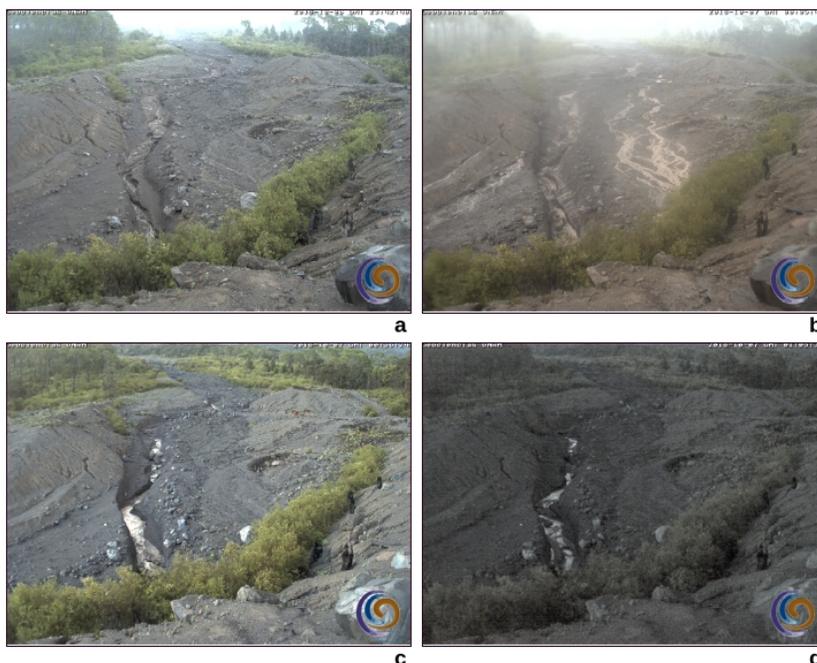


FIGURA 4.9: Imágenes del evento 14. a) Inicio del evento a las 23:42 h, se observa lluvia en la zona, el evento comienza con escurrimientos menores en el canal principal, b) 00:05 h del 07/10/18: se intensifica la lluvia en el área, hay mayor descarga de flujo al centro del canal y en las terrazas de inundación a ambos lados del canal. c) A las 00:36 h cesa la lluvia en la zona, el flujo queda confinado en el canal, no hay cambios importantes de altura, no se observan bloques. d) Últimas imágenes claras del evento a las 01:05, aún se observa flujo en el canal.

Finalmente, el registro en CUBE muestra una forma de onda muy similar a las anteriormente descritas. La amplitud de la señal aumenta lentamente y se mantiene en un rango acotado hasta llegar a un máximo global de  $0.23mm/s$  donde la señal comienza a decrecer en amplitud lentamente. Al final del primer paquete de ondas se observa la “separación” de una parte de la señal y después los dos paquetes antes vistos en CGEO con mayor separación temporal y

mejores valores de amplitud. El pico de frecuencia característico se encuentra en 13.5 Hz dentro de una banda de 12.8 – 33.9 Hz. En este caso, el pico característico se diferencia claramente del resto del espectro, sin embargo, hay aportaciones importantes en todo el rango obtenido.

#### 4.6.3. Ejemplo Tipo 3: Lahar 15 (12/10/18)

Este evento cuenta con registro de las estaciones RESCO y CGEO. Tuvo una duración de 2 h 30 min y 0 mm de lluvia acumulada en los tres días previos al paso del flujo. Las formas de onda infrasónica y sísmica registradas en RESCO muestran similitudes 4.10. Nuevamente en el registro infrasónico se observan picos singulares que sobresalen de los rangos de amplitud referentes al registro del evento ( 5 Pa) con valores de hasta 15 Pa. En el espectro de frecuencias el rango infrasónico de 10 – 15 Hz domina en este evento, con aportaciones importantes en el rango audible 25 – 30 Hz.

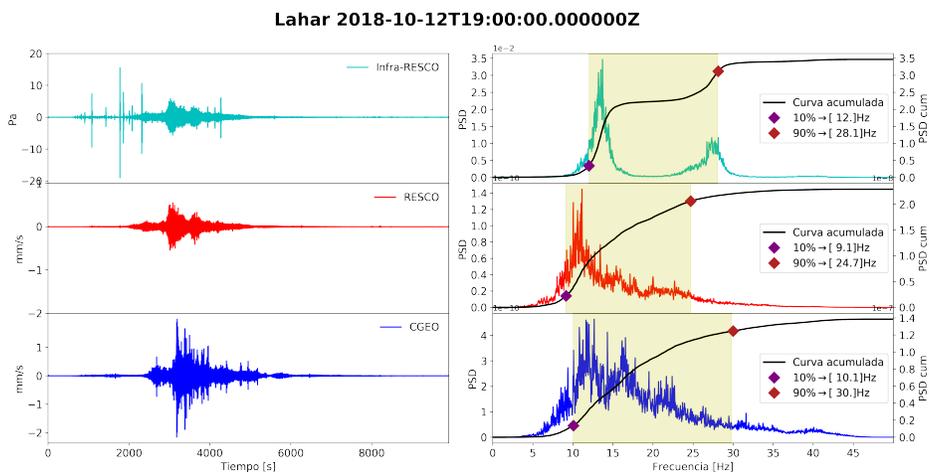


FIGURA 4.10: Análisis tiempo-frecuencia de las señales registradas para el evento 15 ocurrido el 12/10/18.

La señal sísmica de RESCO muestra tres paquetes de ondas principales con fluctuaciones internas. Al inicio del registro hay un lento aumento en la amplitud sísmica que se mantiene durante 17 minutos aproximadamente. Después la tasa de aumento se dispara y la amplitud sísmica alcanza un máximo global del registro en 0.55 mm/s que se mantiene en el rango durante un par de minutos y comienza a decrecer. Este comportamiento dura aproximadamente 10 minutos y ocurre otro aumento, en menor medida, de amplitud que alcanza un máximo local y vuelve a disminuir progresivamente con menores fluctuaciones hasta alcanzar el nivel de ruido base 40 minutos después. El rango de frecuencias característico se encuentra entre 9.11 y 24 Hz con un pico máximo fácilmente distinguible en 10.83 Hz.

Aguas abajo, el registro en CGEO muestra una forma de onda muy similar a la anteriormente registrada. Se observa el mismo comportamiento de la señal al inicio del paso del evento con aumento gradual de la amplitud en un primer paquete de ondas y el arribo de otro mayormente energético en el que se alcanza un pico máximo de  $2.16\text{mm/s}$ . A partir de este pico máximo global se observa una tendencia general de disminución de la amplitud sísmica. Sin embargo, también se observan numerosos picos individuales que resaltan de la forma de onda. El espectro de frecuencias muestra un pico máximo en  $11.61\text{Hz}$  dentro del rango característico de  $10 - 29.8\text{Hz}$ . El pico máximo es fácilmente distinguible pero también se observan aportaciones importantes en  $17\text{Hz}$ .

El análisis de las imágenes (Figura 4.11) muestra que previo al paso del evento por la estación CGEO había lluvia en la zona. El evento inicia con el paso de flujos de muy poca altura y poca evolución, es decir, flujos de corriente a hiperconcentrados por al rededor de 30 minutos. Estos flujos de inicio también se presentan en las terrazas de inundación. A las 19:41 h se registra el paso del primer frente rico en bloques de altura mayor a los flujos previos, el paso de este frente dura un par de minutos y lo sigue un cuerpo y cola hasta las 19:52 h que ocurre el paso de un segundo frente rico en bloques. Este segundo frente mucho más energético desborda hacia un lado del canal. El paso del cuerpo dura más de 10 minutos con diversas oleadas ricas en bloques, seguidas de una cola más diluida. La descarga del flujo disminuye de manera progresiva, la última hora ocurre el paso de flujos hiperconcentrados de poca altura. Con base en las descripciones sísmicas, este flujo se clasifica como multipulso. El análisis en conjunto de todos los datos clasifica a este evento como tipo 3.

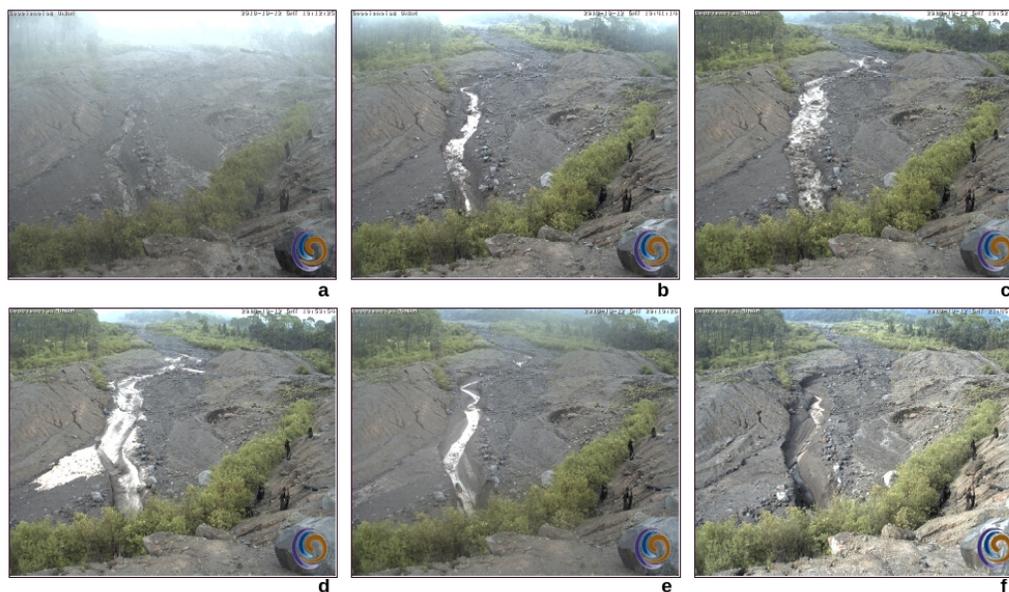


FIGURA 4.11: Imágenes del evento 15. a) Inicio del evento con el paso de escurrimientos, se observa lluvia en la zona. b) Paso de una oleada rica en bloques a las 19:41 h, de mayor altura que los flujos previos. c) 19:52 h paso de un frente rico en bloques de gran tamaño, apenas confinado en el canal. d) 19:53 h desborde de la parte diluida del frente hacia un lado del canal. e) 20:19 h continua ocurrencia de pequeñas oleadas ricas en bloques, aún se observa lluvia en el área de la estación. f) Vista a la barranca al final del evento a las 21:45 h, aún se observan escurrimientos remanentes. En las porciones laterales del canal se observan pequeños depósitos.

## 4.7. Validación de la clasificación propuesta

Debido a que diez de los diecisiete eventos fueron clasificados indirectamente, es decir, con base en los criterios establecidos por los siete eventos con la mayor cantidad de datos (Tabla 4.2, Apéndice A); se buscó una metodología que permitiera validar la clasificación propuesta. Para este fin, dos métodos de la estadística multivariada (*PCA* y *LDA*) fueron seleccionados debido a la naturaleza de los datos (i.e. un elemento está descrito por más de una variable). En este caso, los objetos son los lahares y se encuentran descritos por: duración, amplitud sísmica, cantidad de lluvia etc. que fungen como variables. Cabe mencionar que los análisis que a continuación se describen, se realizaron en lenguaje R (código en Apéndice B).

### 4.7.1. Análisis de Componentes Principales

El PCA (Principal Component Analysis) es uno de los métodos de la estadística multivariada que permite simplificar la complejidad de espacios muestrales con muchas dimensiones sin perder información (Crawley, 2010). Se aplica a bases de datos con descriptores cuantitativos (Legendre y Legendre, 2000). El objetivo principal del PCA es la reducción de dimensiones (Riemann y col., 2008). Este método es comúnmente utilizado como primer paso antes de aplicar otros análisis multivariados como clúster, regresiones múltiples o análisis discriminante, ya que permite identificar relaciones internas sutiles entre los componentes de la base de datos (Riemann y col., 2008).

Uno de los principales requisitos para obtener resultados estables de un modelo PCA es la existencia de un número considerable de muestras para el número de variables que las describen (Riemann y col., 2008). Le Maitre (1982), sugiere que el número de muestras ( $n$ ) debe ser  $n > p^2 + 3p + 1$  con  $p$  = número de variables. Algunas reglas menos estrictas indican:  $n > p^2$ ,  $n > 9p$  etc. (Riemann y col., 2008). En el caso de que todas las variables estén fuertemente correlacionadas es posible aplicar PCA aún si el número de muestras es menor que el número de variables (Riemann y col., 2008). Además, se asume que al aplicar el PCA los datos representan muestras aleatorias e independientes de una distribución multivariada. Otro supuesto no estricto es la normalidad de los datos. Sin embargo, debido a que el PCA se basa en una matriz de correlación o covarianza, se ve fuertemente afectado por distribuciones no-normales y presencia de valores atípicos (Riemann y col., 2008). Cabe resaltar que la estandarización de los datos está ampliamente sugerida para aquellas bases de datos con descriptores muy distintos (e.g. análisis geoquímico, (Riemann y col., 2008).

Teniendo una serie de datos de  $n$  objetos explicados por  $p$  variables, el análisis de componentes principales funciona rotando la nube de puntos en el espacio  $p$ -dimensional para encontrar un número menor de combinaciones lineales de las variables capturando la mayor cantidad de varianza (Crawley, 2010). Las distancias entre objetos (en el espacio multidimensional y el reducido) son calculadas utilizando distancias Euclidianas (Legendre y Legendre, 2000). Posteriormente, los elementos son proyectados en un plano de tal manera que se preserve, tanto sea posible, las distancias Euclidianas que tienen originalmente en el espacio multidimensional (Legendre y Legendre, 2000). Así, se obtienen dos ejes “nuevos” llamados “componentes principales”. El componente principal 1 (*PC1*) es el que explica la mayor cantidad de varianza de la nube de puntos, el segundo componente (*PC2*) es ortogonal al *PC1* y contiene la máxima

cantidad de varianza restante (Riemann y col., 2008). De esta forma, los componentes principales dan las posiciones de los objetos con respecto al nuevo sistema de ejes, con base en una combinación lineal (Legendre y Legendre, 2000).

El PCA provee información necesaria para entender el papel de los descriptores originales en la formación de los componentes principales. Puede usarse también para mostrar relaciones entre las variables descriptoras en el espacio reducido (Legendre y Legendre, 2000). Lo anterior resulta muy útil para ponderar la importancia de descriptores en el presente trabajo. Finalmente, la forma más común de representación de los resultados del PCA es la gráfica biplot (Figura 4.12).

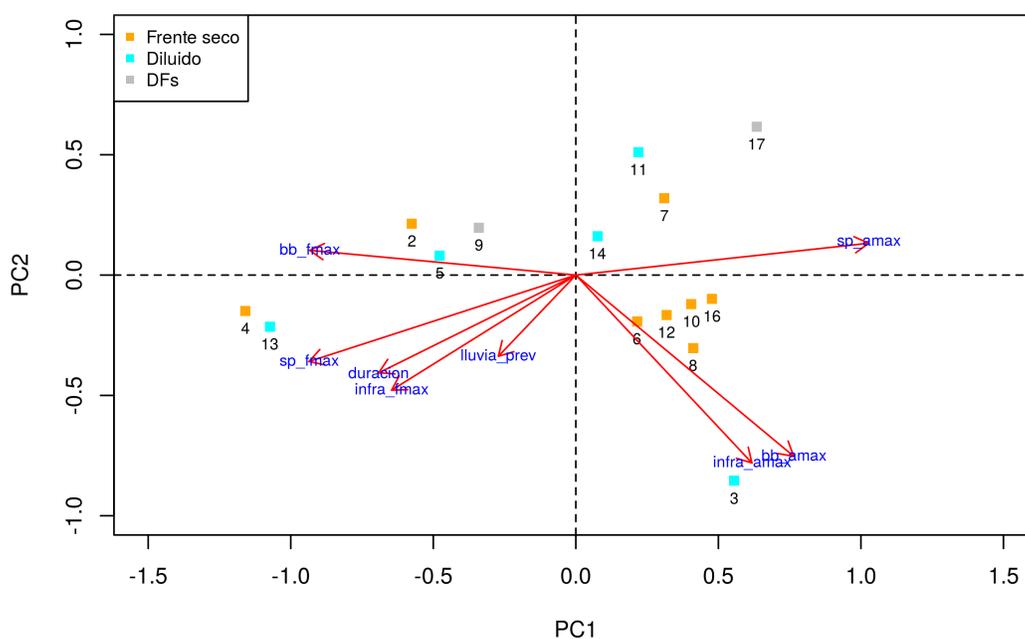


FIGURA 4.12: Gráfica biplot: resultados del análisis de componentes principales

En la gráfica biplot se representan los ejes  $PC1$  y  $PC2$  con la proyección de los elementos en el plano y los vectores de cada descriptor (Riemann y col., 2008). De esta forma, se pueden visualizar las relaciones entre variables (descriptores) y objetos. La longitud de los vectores en la gráfica es directamente proporcional a la variabilidad incluida en los componentes principales. Y el ángulo entre vectores representa la medida de correlación entre variables (i.e. ángulos cercanos a  $0^\circ$  representan correlación positiva, cercanos a  $90^\circ$  sin correlación, cercanos a  $180^\circ$  correlación negativa).

#### 4.7.2. Análisis Discriminante Lineal

Con base en los criterios anteriores (Cap. 4, Sec. 4.5), basados en la descripción de 7 eventos que cuentan con los datos más completos, se clasificaron todos los eventos. Para validar

esta clasificación se llevó a cabo un análisis discriminante lineal. El análisis discriminante lineal (LDA) es uno de los métodos de la estadística multivariada que permite la separación o discriminación de grupos y la asignación de un objeto en un grupo, perteneciente a un conjunto de grupos previamente definidos, con base en los valores de las variables que lo identifican (Díaz Monroy, 2007). En el LDA se obtiene una función que separa entre varios grupos definidos a priori, esta función es una combinación lineal de las variables de identificación (Díaz Monroy, 2007). Con este método se busca saber cómo las variables explicativas contribuyen a la correcta clasificación de los elementos (Crawley, 2010).

El método descubre relaciones entre las matrices de covarianza de los grupos para discriminar entre ellos, así con  $k$  grupos se necesitarán  $k - 1$  discriminantes. Cabe resaltar que el problema es identificar la clase a la que se debe asignar un individuo, de quien se sabe que pertenece a una de las clases definidas de antemano, y para el cual sólo se conocen los valores de las variables explicativas (Díaz Monroy, 2007). El LDA estima probabilidades con base en el teorema de Bayes en el que la probabilidad de que un elemento pertenezca a una clase  $k$ , dado el valor  $x$  de una de las variables que lo describen es:

$$P(Y = k|X = x) = \frac{\pi_k P(X = x|Y = k)}{\sum \pi_j P(X = x|Y = j)} \quad (4.1)$$

Así, el LDA no realiza la asignación de grupos o clases, el LDA calcula la probabilidad de que uno de los elementos pertenezca a la clase  $k$  dado un valor  $x$  de la variable que lo describe. Este método es útil para aquellos datos que no están notoriamente separados y generalmente no pueden resolverse por análisis de redundancia. Finalmente, se asume que los valores de las variables independientes se distribuyen normalmente.

Las variables que se tomaron en cuenta para el LDA fueron: duración, lluvia previa (acumulada en los tres días anteriores al evento), máxima amplitud infrasónica, máximas amplitudes sísmicas y picos máximos de frecuencias.

Se realizó un modelo tomando en cuenta todas las variables, sin embargo, utilizando la información obtenida por el PCA, se realizaron pruebas eliminando una de dos variables asociadas (e.g. Amplitud sísmica máxima y amplitud infrasónica máxima en el cuadrante 4, y frecuencia infrasónica máxima y duración en el cuadrante 3, ver figura 4.12). Lo anterior con el objetivo de visualizar si las variables fuertemente correlacionadas pueden sustituirse entre ellas y aún así obtener resultados favorables. Finalmente, debido a que el tamaño de la muestra es pequeño, para validar los modelos se realizaron iteraciones del mismo, que eliminan una observación (evento) a la vez y recalculan la distribución de los datos.

La figura 4.12 muestra el mejor resultado del PCA, en el que se observa una pequeña agrupación de eventos de tipo 1 en el cuadrante 4. Sin embargo, los eventos clasificados como diluidos (tipo 2) y complejos (tipo 3) se encuentran muy dispersos y otros eventos frente seco (tipo 1) también se dispersan en el resto de los cuadrantes. Por lo tanto, el ejercicio de clasificación no muestra buenos resultados. Sin embargo, el PCA también es empleado normalmente como análisis exploratorio tanto de distribución de objetos como de variables. Cabe resaltar, que se sí observa una fuerte asociación entre dos grupos de variables: una en el cuadrante 3 (frecuencia máxima del infrasonido, duración y cantidad de lluvia previa) y otra en el cuadrante 4 (amplitud máxima del infrasonido y del sensor de banda ancha).

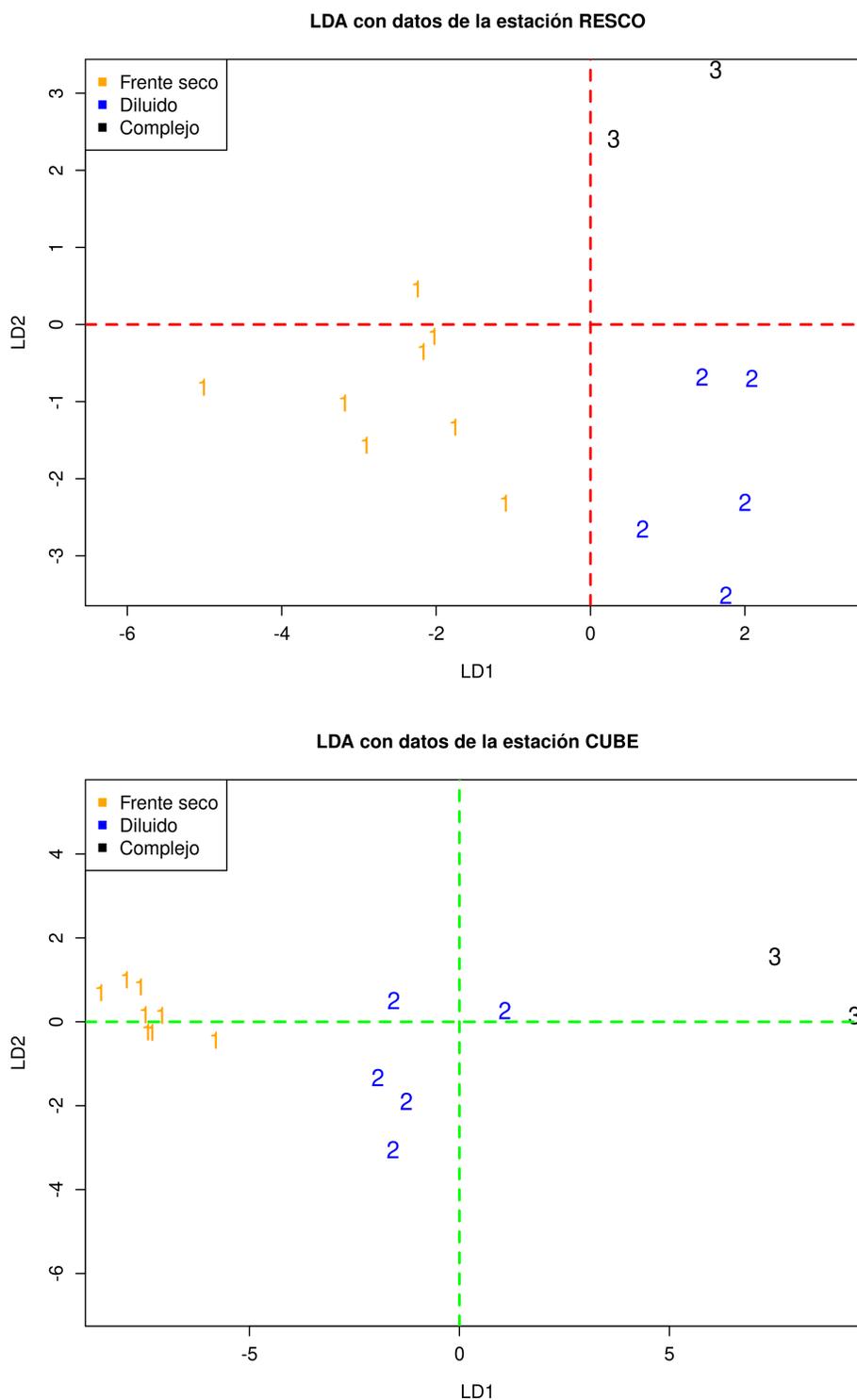


FIGURA 4.13: Modelos resultado del análisis discriminante lineal: arriba se muestra la distribución resultante con datos de la estación RESCO. Abajo se muestra el modelo resultante utilizando datos de la estación CUBE.

Por otra parte, el LDA muestra resultados mucho más favorables. Recordando que se trata de otro tipo de análisis que utiliza probabilidad bayesiana en vez de matrices de correlación (PCA). La figura 4.13 muestra los resultados de la distribución en los ejes discriminantes para cada modelo. A primera vista se observa que la distribución de los objetos es favorable en comparación con los resultados obtenidos con el PCA. No obstante, a pesar de que ambos modelos son buenos, cabe destacar que el análisis realizado con los datos de CUBE muestra una separación más clara de los eventos.

## 4.8. Velocidades

Los resultados presentados en la tabla 4.3 corresponden a las velocidades calculadas utilizando el método de correlación cruzada para cada evento seleccionado, con las envolventes sencillas (Transformada de Hilbert) de las señales. Sin embargo, también se realizaron pruebas utilizando la señal sin transformación.

Lahar	Tipo	Velocidad promedio [m/s]			Velocidad del 1er frente [m/s]		
		RESCO-CGEO	CGEO-CUBE	RESCO-CUBE	RESCO-CGEO	CGEO-CUBE	RECO-CUBE
2	1	1.44	1.03	1.25	1.35	1.04	1.56
4	1	1.61	1.56	0.69	2.57	0.38	1.84
6	1	5.12	2.33	2.24	2.95	1.30	3.71
8	1	3.55	3.40	3.44	9.91	2.79	11.12
9	3	-	-	2.53	-	-	3.27
12	1	-	-	2.20	-	-	7.36
13	2	-	-	1.99	-	-	1.59
16	1	2.14	2.51	2.18	2.26	1.68	3.18

TABLA 4.3: · Velocidades calculadas con correlación cruzada de las envolventes de la señal filtrada (> 1Hz).

La figura 4.14 muestra un ejemplo de correlación cruzada de las señales del evento número 2 (15/07/18), utilizando la envolvente de la señal filtrada arriba de 1 Hz (Figura 4.14 a,b,c) y la señal que corresponde al primer frente (Figura 4.14 d,e,f), también utilizando la envolvente filtrada arriba de 1 Hz. Cabe mencionar que de los eventos seleccionados para este análisis, la mayoría se clasificaron como frentes secos.

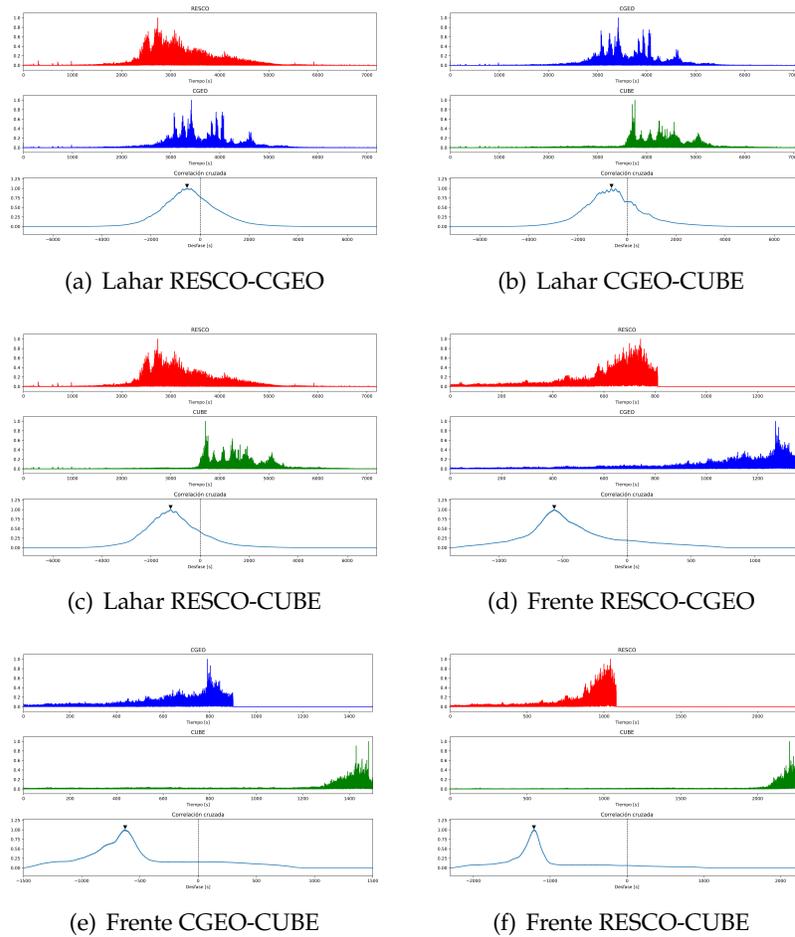


FIGURA 4.14: Ejercicio de correlación cruzada para el evento número 2 (15/07/18) de tipo 1. a) Correlación cruzada de la señal de todo el evento, entre las estaciones RESCO y CGEO lagtime = 534 s . b) Correlación cruzada de la señal de todo el evento, entre las estaciones CGEO y CUBE, lagtime = 634 s. c) Correlación cruzada de la señal de todo el evento, entre las estaciones RESCO y CUBE, lagtime = 1203 s. d) Correlación cruzada para la señal producto del primer frente del flujo entre RESCO y CGEO, lagtime = 568 s. e) Correlación cruzada para la señal producto del primer frente del flujo entre CGEO y CUBE, lagtime = 626 s. f) Correlación cruzada para la señal producto del primer frente del flujo entre RESCO y CUBE, lagtime = 1211 s.

## 4.9. Características especiales de las señales acústicas y el geófono de CGEO

Como se mencionó anteriormente, la señal en tiempo de CGEO muestra características particulares que no se ven en los registros de las demás estaciones. Destacando que los valores máximos de amplitud sísmica registrados en esta estación muchas veces son el doble de los valores observados en RESCO y CUBE. Dichas características son principalmente el registro de numerosos picos individuales de amplitudes que destacan de la forma de onda de los eventos (Figura 4.15). Para analizar la fuente sísmica de estos registros, primero se verificó la presencia de los picos en las demás estaciones.

La Figura 4.15 muestra el registro del evento número 2 (15/07/18) en las tres estaciones. Se observa que de 0 – 1000s (sombreado en amarillo) numerosos picos son registrados en las tres estaciones por lo que esas características no representan una particularidad en el registro de una estación. Sin embargo, en la señal de la estación CGEO se observan picos que destacan de la forma de onda (3000 – 4000s) que en este caso no son registrados en las otras dos estaciones (sombreado amarillo claro).

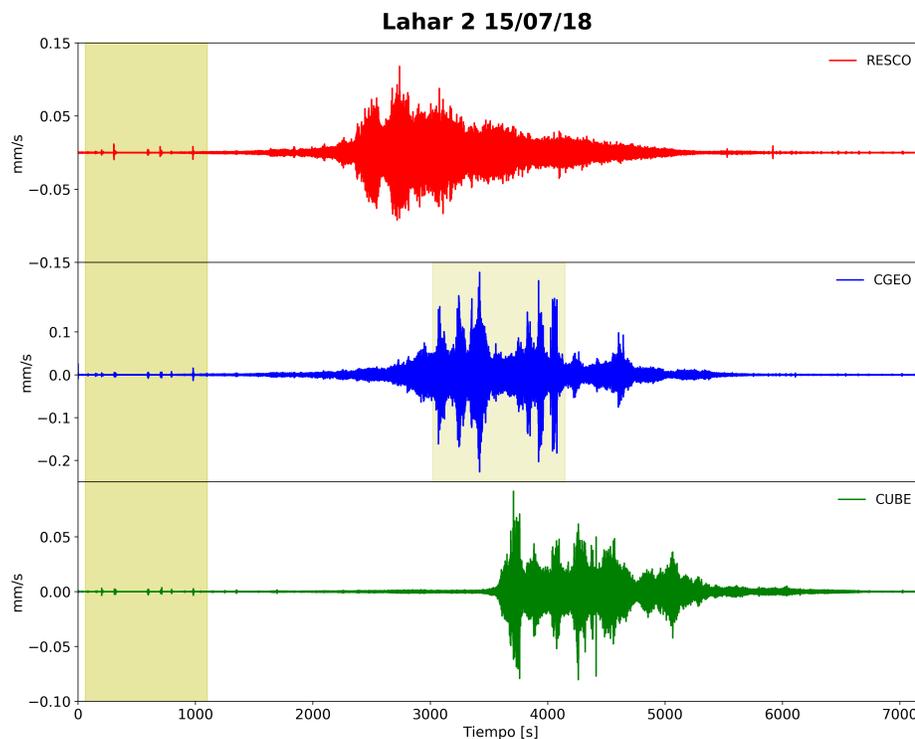


FIGURA 4.15: Señales sísmicas del evento 2. Se observa al inicio del registro picos contemporáneos en todas las estaciones (sombreado amarillo oscuro). El sombreado amarillo claro en la señal de CGEO muestra otro picos individuales mezclados con la señal del lahar que no se registran en las estaciones RESCO y CUBE.

En la figura 4.16 se muestra el espectrograma de la señal del evento 2 en la estación CGEO. Los picos registrados al inicio (0-1000s) comúnmente se asocian con tormentas eléctricas (i.e. rayos) ya que se observan contemporáneamente en las otras estaciones. Entonces, los picos señalados dentro del registro del evento (2800-4100s) que contienen mucha más energía y se registran en una banda de frecuencias más amplia provienen del flujo propiamente y su interacción con la porción del canal al rededor de la estación.

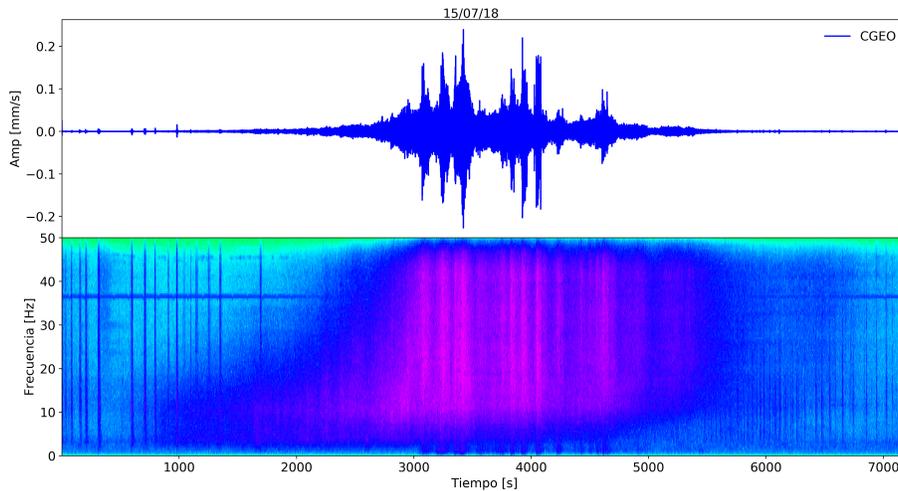


FIGURA 4.16: Señal en tiempo y espectrograma del evento 2 en la estación CGEO.

Por otra parte, para analizar el comportamiento de los espectros de frecuencias acústicas, se realizaron análisis de ciertas partes de la señal. Se observó que el espectro resultante de toda la señal (ejemplo: Figura 4.17) de cada evento, muestra un comportamiento bimodal. En el caso del evento 2 (Figura 4.17) se observan dos picos máximos alrededor de 13 y 29 Hz, respectivamente.

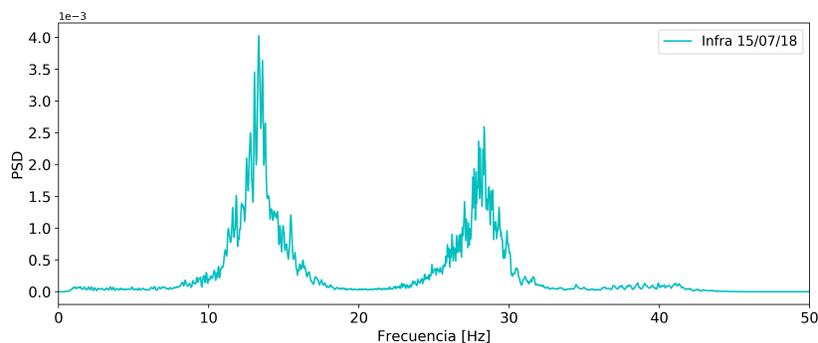


FIGURA 4.17: Análisis de la fuente acústica. Se muestra el espectro de frecuencias de todo el evento ocurrido el 15/07/18. Se observa un comportamiento 'bimodal' en el que dos picos de frecuencias características destacan cerca de 13 y 29 Hz, en el campo infrasónico y audible.

El análisis posterior consistió en separar dos partes de la señal: el inicio, previo al paso del flujo y durante el paso del cuerpo del flujo. Como se vio anteriormente (Figura 4.15), al inicio de la señal, picos individuales son registrados en todas las estaciones (Figuras 4.18, 4.19). Estos picos resultan ser muy energéticos en el registro acústico, muchas veces están mezclados con la señal del evento y dificultan su reconocimiento. Tratándose del registro acústico, la primer hipótesis que surge es que la fuente de estos registros son fenómenos meteorológicos.

La segunda parte separada corresponde a la señal en la que se reconoce el evento tomando en consideración una forma de onda muy similar al registro sísmico. De esta manera se asume que esa parte de la señal contiene bajos niveles de ruido y la mayor parte del registro proviene de la energía del flujo. Finalmente se calcularon espectros de frecuencias para ambos tramos de señal (Figura 4.18).

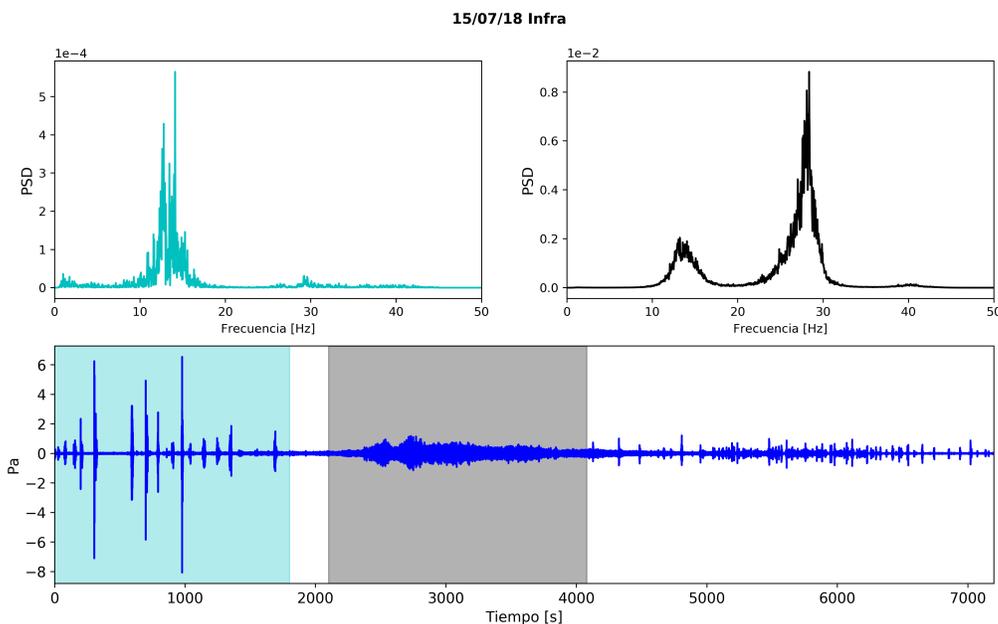


FIGURA 4.18: Análisis de la fuente acústica. Se muestra la señal en tiempo (azul oscuro) del registro acústico del evento 2 (15/07/18). Dos periodos de tiempo fueron extraídos de la señal para calcular su espectro de frecuencias: azul claro 0 - 1800 s y negro 2100-4100s. Arriba de la gráfica se muestran los espectros resultantes para cada segmento.

Al separar estos dos segmentos del registro es claro que en cada uno domina un rango de frecuencias. Para el pico individual al inicio del registro, la frecuencia infrasónica contiene la mayor parte de la energía. Por otra parte, el segmento correspondiente al registro del evento muestra que el rango audible comprende la mayor parte de la energía. Sin embargo, en ambos casos se sigue apreciando que hay al menos dos rangos de frecuencias que aportan energía.

El mismo análisis se aplicó al evento 13 (06/10/18). El resultado se muestra en la figura 4.19. Se observa el mismo comportamiento que con el evento 2. En este caso, sólo una parte

del registro referente al lahar fue seleccionado ya que el resto está enmascarado por ruido. Este ejemplo muestra de forma más clara la existencia de una fuente de energía ajena al lahar que predomina en el registro. A pesar de que se reconoce el evento, no se distingue en su totalidad tomando como referencia el tiempo y forma de onda del registro sísmico (Figura 4.19).

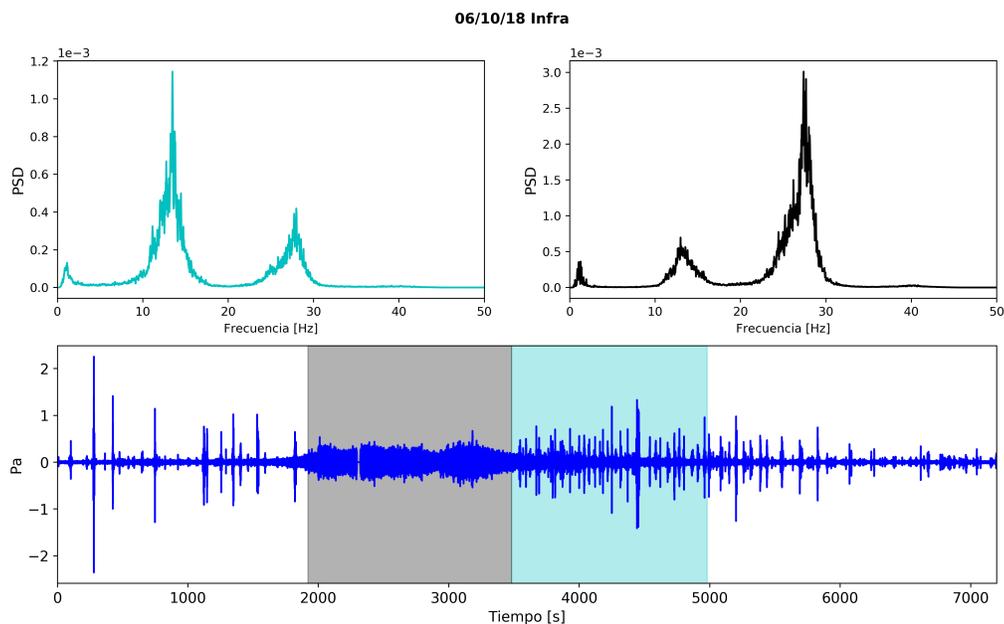


FIGURA 4.19: Análisis de la fuente acústica del evento 13 (06/10/18). El primer segmento seleccionado (sombreado negro de 1900-3500 s) corresponde a un registro claro del evento, el segundo segmento (sombreado azul 3500- 5000 s) corresponda a una porción del registro con alta contaminación de la señal. Nuevamente, como en el ejemplo anterior, se observa que en el espectro resultante del registro claro del evento las frecuencias arriba de 20 Hz dominan. Por otra parte, para el registro con altos niveles de ruido, las frecuencias abajo de 20 Hz predominan.

## Capítulo 5

# Discusiones

### 5.1. Análisis en tiempo

A partir del análisis sísmico en tiempo se pueden describir las características principales de cada evento: amplitud máxima y duración. Se observó que las amplitudes de los eventos se encuentran en el orden de  $10^1, 10^2$  de  $mm/s$  con un caso especial registrado en la estación CUBE de  $10^{-7} mm/s$ . El análisis en detalle de la forma de onda de las señales permitió identificar la presencia y número de frentes de cada evento. Además, la definición de duración de los eventos se realizó tomando en cuenta las gráficas de la señal completa, las envolventes, su curva acumulada y las imágenes disponibles. Para aquellos eventos que cuentan con imágenes se pudo observar que utilizando el método de envolventes y curva acumulada muchas veces se subestima la duración del evento, ya que la envolvente suaviza mucho el inicio y/o final del registro.

Por otro lado, la aplicación del método STA/LTA para definir duración, además de arrojar muchos disparos falsos-positivos, en la mayoría de los casos sobreestima o subestima la duración del evento. Gran parte de los disparos falsos-positivos ocurre con el registro de picos individuales (característicos de las señales en CGEO) por lo que se aplicaron filtros de mediana para mitigar el efecto. A pesar de que se mejoró el resultado con la aplicación del filtro, los análisis STA/LTA no se tomaron en cuenta para definir la duración. En general, los valores más altos tanto de duración como amplitud sísmica se asocian a los eventos de mayor magnitud y viceversa, también observado por otros autores (Coviello y col., 2018, Coviello y col., 2019, Vázquez, Capra y Coviello, 2016). Se observó que los eventos tipo 2 tienen las menores amplitudes sísmicas, sin embargo, también se trata de los eventos de menor magnitud.

De la clasificación propuesta, se observó que los lahares identificados como tipo 2, están caracterizados por amplitudes sísmicas pequeñas ( $< 0.1 mm/s$ ), probablemente debido a que se trata de eventos de menor magnitud, en comparación con eventos de tipo 1 y 3, que corresponden con lahares de mayor volumen, caracterizados por grandes frentes enriquecidos en bloques, que incluso llegan a desbordarse del canal principal. Estos últimos suelen desarrollar amplitudes sísmicas mayores, en el rango de  $0.2 - 0.5 mm/s$ . No obstante, aunque estos valores están referidos de forma particular a los lahares desarrollados en la BM durante la temporada 2018, se observan similitudes con los valores de amplitudes sísmicas reportados por Vázquez y col., 2016, Capra y col., 2016 y Martínez, 2019 durante los eventos desarrollados entre 2011 y 2015. A su vez, se ha descrito que la amplitud sísmica no sólo depende de la altura del flujo, sino también de la velocidad que desarrollan y de la carga de sedimentos (Coviello y col., 2019).

## 5.2. Análisis en frecuencia

A través del análisis en el dominio de la frecuencia los eventos se describen por el valor del pico máximo y rango característico. La mayoría de los flujos muestran un pico máximo dentro del rango 10 - 30 Hz relacionado al mecanismo de transporte dominante. Recordando que el rango de frecuencias característico fue obtenido como las frecuencias contenidas entre el 10 y 90 % de la energía acumulada (metodología propuesta en el presente trabajo), los rangos se encuentran entre 8-40 Hz. Sin embargo, el comportamiento de la mayoría de los espectros muestra tendencia a respuestas planas. Los rangos característicos obtenidos concuerdan con diversos autores (e.g. Vázquez y col., 2014, Vázquez, Capra y Coviello, 2016, Coviello y col., 2018, Bravo Carvajal, 2019) para lahares en la zona del VdC. Esto tomando en cuenta que la frecuencia de muestreo es 100 mps. Sin embargo, para el evento número 2 (15/07/18), que cuenta con registro de la estación CUBE a 200 mps, su espectro muestra aportes importantes de energía más allá de los 50 Hz hasta 80 Hz, manteniendo el pico característico alrededor de 45 Hz, anteriormente observado por Huang, Shieh y Yin, 2004 y Huang y col., 2007, y Coviello y col., 2018 en flujos de escombros. Cabe mencionar que los eventos 1,8,12,15 y 16 muestran un comportamiento distinto del espectro en el que se observa un rango dominante estrecho con pico característico destacable al rededor de 10 Hz. La forma de los espectros, en esos casos, es muy similar entre estaciones, a diferencia de aquellos eventos en los que el espectro muestra una respuesta casi plana.

Anteriormente diversos autores (Huang, Shieh y Yin, 2004, Huang y col., 2007, Vázquez y col., 2014, Vázquez y col., 2016, Coviello y col., 2018, Allstadt y col., 2018, Farin y col., 2019, Huang y col., 2020, entre otros) han observado que en las diferentes partes del flujo (frente, cuerpo y cola) hay rangos de frecuencias dominantes relacionados con el mecanismo de transporte igualmente dominante y la concentración y tamaño de los sedimentos. Por lo que, para entender la tendencia a respuestas planas observada en los espectros de los flujos del presente trabajo se debe tomar en consideración que corresponden a las frecuencias de la señal de todo el evento. Es decir, cada parte del flujo aporta su rango dominante y en el espectro del evento se visualiza el contenido energético de todas sus partes, simultáneamente (Allstadt y col., 2018). Aunado a lo anterior, cabe mencionar que esto es también debido a que los registros pertenecen al campo cercano. Se han visualizado diferentes comportamientos de los espectros de frecuencias en registros del campo lejano (e.g. Zobin, 2012, Lai y col., 2018) donde la distancia y el cambio de sustrato permite la atenuación y separación de la energía.

En cuanto a las características particulares de los registros en CGEO se reconoce que los picos individuales registrados provienen de una fuente muy local debido a la amplitud y amplia banda de frecuencias registrada. Estas fuentes pueden ser caídas de roca, derrumbes locales, o bien, colisiones de grandes bloques con las paredes del canal y ellos mismos, también observado por (Huang y col., 2020). Es importante recalcar dos puntos: 1) esta estación es la más cercana al canal (42 m aprox) y 2) la morfología del canal en el área comprende dos curvas pronunciadas en las que se modifica el transporte del flujo y se promueven las colisiones. A diferencia de las estaciones RESCO y CUBE que se encuentran a más de 100 m del punto más cercano al canal. Adicionalmente, la morfología del canal en el área de RESCO y CUBE tiende a ser recta.

### 5.3. Lluvia

Dos cantidades de lluvia fueron obtenidas y reportadas en las tablas 4.2 y 4.1. Estas cantidades corresponden a: milímetros acumulados justo antes de la formación del lahar (eventos de lluvia generalmente de minutos) y milímetros acumulados en los tres días previos a la formación del evento. De lo observado, se destaca que para la mayoría de los eventos la cantidad de lluvia acumulada justo antes de la formación es cero. Por lo tanto, resulta interesante explorar los motivos por los que no se cuente con este registro, ya que Capra y col., 2010 reportó que para eventos en la zona del VdC al menos 10 mm de lluvia se acumulan previamente a la formación de un lahar. Teniendo esto en cuenta, es posible que las precipitaciones que generaron estos flujos provengan de partes más altas de la cuenca. Y relacionado a esto, que las lluvias locales son muy cambiantes en tiempo y espacio. Lo cual abre varias interrogantes interesantes para explicar 1) ¿Porqué en algunos registros la señal sísmica registrada en CGEO o CUBE se observa antes que en RESCO? Y 2) ¿Por qué en las imágenes de CGEO se aprecia lluvia pero la estación meteorológica aguas arriba no se está registrando?.

Recordamos que el sitio de formación de los flujos debe ser en aquellos lugares donde los cuatro factores formadores (i.e. fuente de agua, fuente de sedimento, pendientes altas, mecanismo disparador) se conjuntan. La primer interrogante podría responderse asumiendo que el flujo está formándose en el tramo del canal entre RESCO y CGEO o bien, entre CGEO y CUBE. Para ambas interrogantes podría asumirse gran variabilidad del comportamiento de la precipitación, previamente observado por Capra et al 2018. Finalmente, cabe mencionar que debido a lo anterior, solo los umbrales de lluvia acumulada en los tres días previos fueron empleados para los análisis estadísticos.

### 5.4. Infrasonido

A diferencia de diversos autores (e.g. Schimmel y Hübl, 2016, Marchetti y col., 2019) en el presente trabajo se han considerado no sólo frecuencias infrasónicas (1-20 Hz) sino también una parte del espectro audible (20-50 Hz). Debido a que lo primero que llama la atención al ver los espectros de cada evento analizado, es la clara separación de tres rangos de frecuencias: 2-3 Hz, 10-15 Hz y 25-30 Hz. Dichos rangos se encuentran presentes en todos los eventos, con mayores/menores aportaciones. Un análisis posterior de las señales acústicas permitió observar que generalmente cuanto más parecida es la forma de onda acústica con la sísmica, el rango dominante es el de 25-30 Hz. Por el contrario, cuando menos se parecen las formas de onda, el rango dominante es el de 10-15 Hz. Y a diferencia de estos, aquellos eventos en los que destaca el rango de baja frecuencia 2-3 Hz son en los que la forma de onda es ligeramente parecida a la sísmica, con registro de muchos picos individuales. Se ha podido observar que dichos picos corresponden a eventos meteorológicos (tormentas, rayos) que tienen mayor aporte infrasónico (Schimmel y col., 2018). La señal producto de los flujos ha mostrado tener mayor aporte en el espectro audible. Cabe señalar que los eventos tipo 2 y 3 son los que muestran mayor aporte de energía infrasónica que en algunos casos también destaca el rango de 2-3 Hz. Chou, Chang y Zhang, 2013, Schimmel y col., 2018 y Marchetti y col., 2019 reconocen que los picos máximos del registro de infrasonido se relacionan con descargas máximas y paso de frentes de los flujos. Sin embargo, en las señales del presente estudio, los picos máximos no se reconocen como registro del flujo, sino como una fuente externa (e.g. rayos). Probablemente debido a que el

evento meteorológico se encuentra muy cercano a la estación y contamina el registro, también observado por Schimmel y col., 2018.

## 5.5. Clasificación

Varios autores (e.g. Allstadt y col., 2018, Lai y col., 2018, Huang y col., 2020) reconocen que establecer umbrales de detección/caracterización de los lahares y flujos de escombros, dependen esencialmente de la zona de estudio, y hacerlo de forma cuantitativa se dificulta ya que cada evento es distinto a los demás (e.g. magnitud, duración, composición). No obstante, en el presente trabajo la característica más importante establecida para diferenciar entre tipos de flujos es el comportamiento en tiempo de la forma de onda sísmica. Sin embargo, la aplicación de métodos de estadística multivariada permitió validar de forma cuantitativa una clasificación previa. El análisis de componentes principales fungió como análisis exploratorio de las variables que describen cada flujo. Por otra parte, el análisis discriminante lineal permitió la validación de la clasificación establecida en la que se observaron resultados favorables para la base de datos analizada. Particularmente, dos escenarios fueron propuestos para modelos LDA: 1) utilizar datos solo de la estación RESCO y 2) utilizando datos de la estación CUBE. El modelo obtenido con los datos de la estación CUBE resultó en una mejor discriminación. Cabe resaltar que estos tipos de análisis estadísticos generalmente son utilizados para resolver problemas de clasificación en el área de las ciencias biológicas y sociales (e.g. Legendre y Legendre, 2000) o en geoquímica y ciencias ambientales (Riemann y col., 2008).

## 5.6. Velocidades

De los eventos seleccionados a partir del análisis de envolventes, cabe mencionar que seis fueron clasificados como frente seco, uno como diluido y otro complejo. El rango de velocidades promedio obtenido para los flujos resultó en  $0.69 - 5.12\text{m/s}$  y para frentes principales  $0.38 - 11.12\text{m/s}$ . Dichos rangos se encuentran dentro de los obtenidos por Vázquez, Capra y Coviello, 2016 ( $2 - 4\text{m/s}$ ) para lahares en la zona de estudio y Schimmel, Coviello y Comiti, 2021 ( $1 - 10\text{m/s}$ ) aplicando la misma metodología para flujos de escombros. Los resultados reportados corresponden a los análisis realizados con la envolvente de las señales. Se observó que al utilizar envolventes suavizadas, los valores de velocidad tienden a sobrestimarse (también observado por Schimmel, Coviello y Comiti, 2021). Y por otra parte, utilizando la señal completa se tiende a subestimar los valores aunque en pequeños órdenes de magnitud (i.e. décimas de  $\text{m/s}$ ).

## Capítulo 6

# Conclusiones

En el año 2018 durante la temporada de lluvias (Mayo-Octubre) 17 lahares fueron registrados por tres estaciones RESCO, CGEO y CUBE, en la barranca Montegrande, ubicada al sur del Volcán de Colima. Siete de los diecisiete eventos que cuentan con la mayor cantidad de datos (sísmicos, acústicos, de lluvia e imágenes) permitieron una descripción a detalle. A cada evento se le aplicaron: análisis tiempo-frecuencia, criterios de duración y rangos de frecuencias de las señales sísmicas y acústicas, revisión de umbrales de lluvia y revisión de imágenes disponibles. Para aquellos eventos que están registrados en más de una estación y cumplieron con los criterios de selección, se aplicó análisis de correlaciones cruzadas para calcular velocidades promedio de los flujos y frentes asociados.

La gran mayoría de los eventos muestra evoluciones interesantes en la forma de onda que pueden traducirse en comportamiento de los flujos (e.g. formación y evolución de frentes). Difícilmente se observaron tendencias en cuanto a valores de amplitud sísmica y acústica máximas para la discriminación de tipos de flujos. Sin embargo, los valores más altos de amplitud sísmica se relacionan a flujos de mayor magnitud que en esta temporada fueron los tipo 1 y 3. La discriminación de cada evento con base en el análisis de frecuencias sísmicas resulta más compleja. La mayoría de los eventos muestran respuestas casi planas con picos característicos que no destacan del rango observado. Aunque lo anterior puede deberse a que el espectro observado refleja la energía de todas las partes del flujo. A pesar de lo anterior, los espectros de frecuencia acústica revelan características de gran interés para la diferenciación entre tipos de flujos. Cabe mencionar que la complejidad de los espectros de frecuencia tanto sísmicos como acústicos refleja la complejidad de la dinámica interna y transporte de los flujos. No obstante, los rangos de frecuencia sísmica obtenidos concuerdan con otros reportados para la descripción de eventos en el área de estudio (utilizando la misma frecuencia de muestreo).

A pesar de que todos los registros son del campo cercano, las principales diferencias entre ellos pueden deberse a las diferentes distancias en las que las estaciones se encuentran del canal y la cambiante morfología de este. Además de la posibilidad de ocurrencia de eventos locales (e.g. caídas de roca, derrumbes) en el área de cada estación. La definición de duración se estableció finalmente con base en el análisis visual de las señales sísmicas, análisis de imágenes disponibles y revisión de envoltentes. A pesar de que visualmente podría definirse de forma sencilla, sigue siendo un reto establecer criterios cuantitativos debido a la diversidad del comportamiento de la forma de onda.

Con base en todos los análisis anteriores y las descripciones de los siete eventos mencionados, se identificaron tres escenarios de formación de flujos. A partir de esto, se establecieron criterios de clasificación para tres tipos de flujos que se nombraron como: tipo 1 (frente seco), tipo 2 (diluido) y tipo 3 (complejo). Se identificó que las características que marcan la diferencia

entre tipos de flujos son: mecanismo de inicio, dinámica (formación de frentes) y contenidos relativos de agua/sedimento. Los diez eventos que no cuentan con datos completos, fueron clasificados según los criterios establecidos (Cap. 4, Sec. 4.5). Para validar dicha clasificación propuesta, se emplearon análisis estadísticos multivariados: PCA (Análisis de Componentes principales) y LDA (Análisis Discriminante Lineal).

El mejor modelo de validación de la clasificación previamente establecida fue obtenido con el análisis discriminante lineal utilizando datos sísmicos de una sola estación (CUBE) y cantidad de lluvia acumulada en los tres días previos al evento. Pese a que el resultado del LDA presenta un buen ajuste, se debe tomar en cuenta que el tamaño de la muestra es limitado, por lo que el modelo predictivo no es prometedor. Aunque se ha discutido que resulta difícil establecer límites o rangos de forma cuantitativa y estricta, los resultados del modelo de validación de clasificación muestran una clara relación con los valores obtenidos del análisis tiempo-frecuencia y la clasificación de tipos de flujo. Por lo tanto, aunque pareciera poco evidente, estos datos sustentan la clasificación. Recordando que el tamaño de la muestra es pequeño, los prometedores resultados obtenidos abren paso a la aplicación de la metodología presentada para reconocer las características descritas en una base de datos más extensa.

Es importante resaltar que el mejor criterio para la clasificación de los eventos resultó ser el comportamiento de la forma de onda sísmica. Y además, la información de las señales acústicas resulta prometedora, sin embargo, aún queda mucho por analizar. Cabe señalar que este trabajo ha empleado por primera vez la aplicación de análisis estadísticos multivariados con fines de clasificación.

Finalmente, en el presente trabajo se aprecia y destaca la utilidad de emplear datos sísmicos para la caracterización de procesos superficiales y su evolución espacio-temporal. Además, se demuestra cómo el análisis en conjunto de diferentes tipos de datos provee una visión integral del proceso estudiado. Para las interrogantes abiertas y futuras implementaciones de sistemas de alerta temprana para lahares en el Volcán de Colima, se sugiere continuar utilizando la metodología desarrollada en el presente trabajo.

## Apéndice A

# Descripción de los 7 eventos con imágenes disponibles

A continuación se describen con detalle las características de 7 de los 17 eventos registrados, los cuales cuentan con la mayor cantidad de datos según la tabla 4.2. Las descripciones de las señales sísmicas hacen referencia a la componente vertical en cada estación. Las referencias de tiempo están dadas en formato GMT.

### A.1. Evento 1: 09/07/18

Este evento cuenta solo con registros de la estación RESCO, lluvia e imágenes. La señal sísmica del lahar muestra en su inicio un aumento lento en amplitud que se mantiene por 15 minutos aproximadamente. Posteriormente hay un cambio significativo en la tasa de aumento de amplitud hasta registrarse un pico máximo (3200 s figura A.1). Se identifican cuatro paquetes de ondas con picos máximos locales y un máximo global que destaca en  $0.41\text{mm/s}$  para el segundo paquete. Dicho segundo paquete se identifica como el pulso principal (3000 – 3200s). Las componentes horizontales difieren en valores máximos de amplitud: E  $0.51\text{mm/s}$  y N  $0.41\text{mm/s}$ .

La forma de onda del registro infrasónico muestra una señal muy distinta que no concuerda con el registro sísmico. La amplitud máxima se encuentra en  $7.2\text{Pa}$ . A través del análisis visual y de envolventes se estimó una duración de 1 h 20 min. La cantidad de lluvia acumulada durante los tres días previos al evento resultó en  $7.2\text{mm}$ . La banda de frecuencias sísmica obtenida bajo los criterios establecidos (Capítulo 3) es  $9.27 - 25.25\text{Hz}$  con pico máximo en  $12.9\text{Hz}$ , el espectro muestra el pico máximo de forma clara. Las componentes horizontales difieren en  $\pm 2\text{Hz}$  para sus respectivos picos sin embargo se observa una firma muy similar.

La banda de frecuencias infrasónica se encuentra en  $1.1 - 26.8\text{Hz}$  con pico máximo en  $1.19\text{Hz}$ , a diferencia de la mayoría de los eventos. De aquí en adelante se observarán dos y en algunos casos tres picos característicos de frecuencias acústicas, generalmente en  $1\text{Hz}$ ,  $12\text{Hz}$  y  $30\text{Hz}$ . Este evento es un buen ejemplo de ello, aquí se observa el pico máximo en  $1.19\text{Hz}$  y un aporte importante de energía en una banda de  $11 - 15\text{Hz}$ , con un aporte pequeño de la banda  $27 - 30\text{Hz}$ . Las fuentes de esta energía se discutirán más adelante.

El análisis de imágenes muestra el desarrollo en detalle de este evento en la zona de la estación CGEO: a las 21:17 se da inicio con oleada poco evolucionada que va decreciendo hasta las 21:25 donde se observa un pulso. A las 21:36 se observa la formación de un primer frente diferenciable seguido por el paso de un cuerpo y cola durante 2 minutos aproximadamente. A las 21:38 se registra el paso de un segundo frente bien formado de mayor tamaño que el primero,

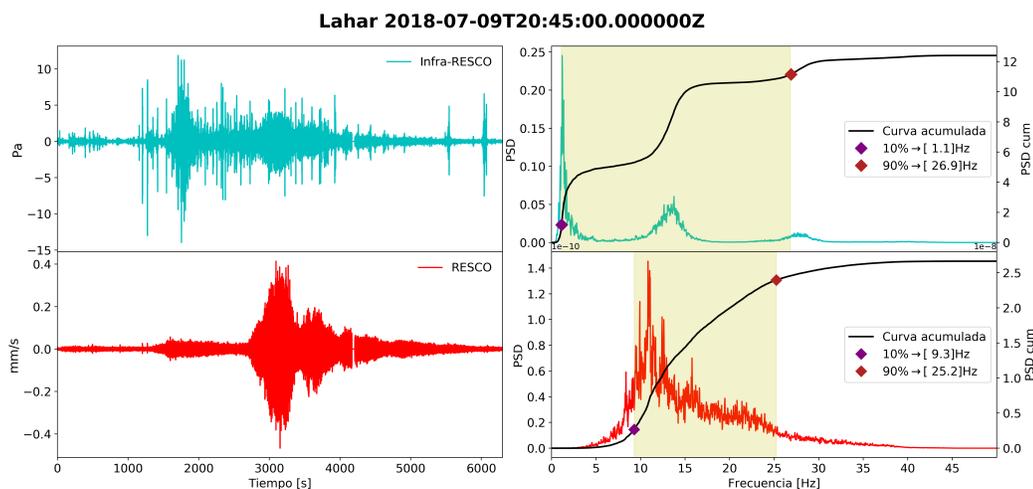


FIGURA A.1: Lahar 1 ocurrido el 09/07/18 registrado por los instrumentos de la estación RESCO (infrasonido y sensor sísmico de banda ancha). Se muestra a la izquierda la señal en tiempo y a la derecha el espectro de frecuencias. Se señala el rango de frecuencias características y valores máximos de amplitud y frecuencia.

nuevamente lo sigue un cuerpo y cola que duran aproximadamente dos minutos. A las 21:40 h llega el paso de un tercer frente más grande que los anteriores, se observa que contiene bloques de 1-3 m de diámetro (fotos) uno de ellos se queda depositado cerca del borde del canal (Figura A.2).

Después del tercer frente lo siguen una serie de oleadas menos evolucionadas hasta las 21:46 h que ocurre el paso de un cuarto frente de menor tamaño, parecido al primero, a este lo sigue un flujo menos evolucionado durante tres minutos aproximadamente donde ocurre una oleada energética que no llega a mostrar un frente bien formado. Finalmente la descarga decrece progresivamente con flujos aparentemente hiperconcentrados. Con lo anterior se confirma que este evento es multipulso y se cataloga dentro de los tipo 3 o “complejos”. Es importante mencionar que se tiene registro visual de lluvia en la estación CGEO, en las imágenes se aprecia que al inicio de la formación de este lahar estaba lloviendo en el área de la estación.

## A.2. Evento 2: 15/07/18

El registro de este evento cuenta con datos de todas las estaciones e imágenes (Tabla 4.2). Durante este evento el inicio de registro de lluvia se da a las 21 : 31h, 7.2 mm de lluvia fueron acumulados durante los tres días previo. En las imágenes de CGEO no se observa lluvia en la zona. La forma de onda de los registros de RESCO es muy similar, sin embargo, los registros de las demás estaciones muestran formas de onda distintas. No obstante todas pueden ser descritas como multipulso. Se observa un claro desfase en el arribo del paso del lahar por cada estación.

En el registro sísmico de RESCO se observa un aumento progresivo de amplitud que destaca del ruido de fondo hasta la llegada de un primer paquete de ondas con aumento acelerado de la amplitud durante unos minutos. Después se observa una disminución abrupta de un par de minutos para dar paso a un segundo paquete de ondas que contiene el pico máximo de

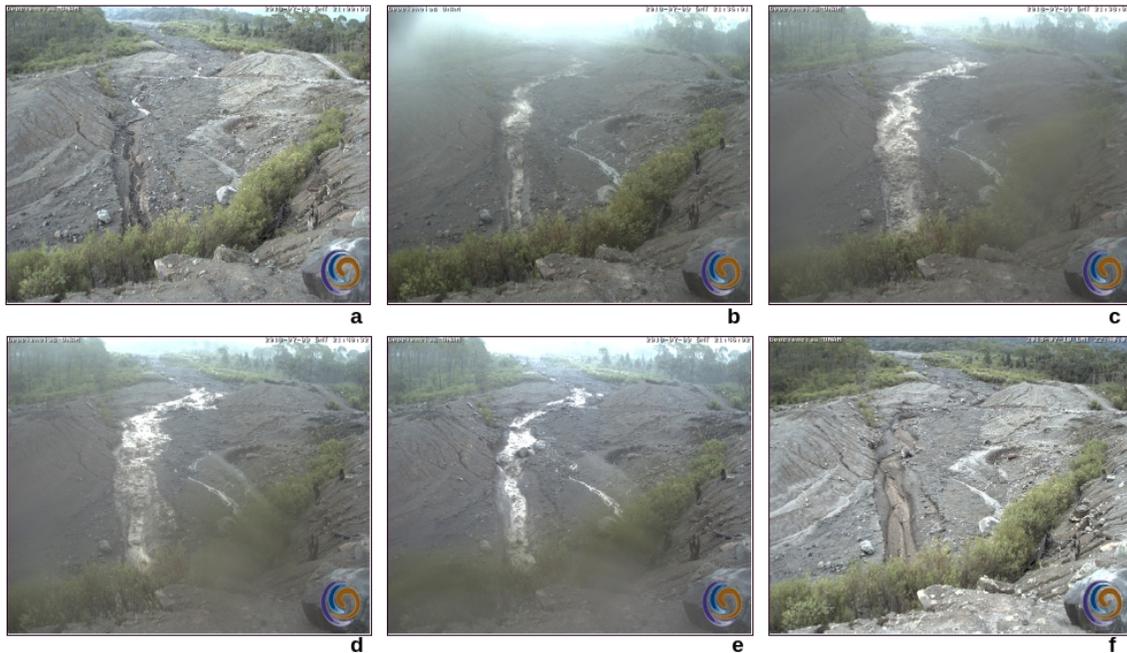


FIGURA A.2: Imágenes del evento 1. a) Vista a la barranca previa al paso del flujo, se observa al fondo de esta la llegada de un flujo de poca altura. No se observa lluvia en la zona. b) Paso del primer frente rico en bloques a las 21:36 h este muestra una altura significativamente mayor a la de los flujos previos. Se observa lluvia en la zona de la estación. c) Paso del segundo frente rico en bloques a las 21:38 h de mayor tamaño que el anterior. c) Paso del tercer frente rico en bloques a las 21:40 h, el más grande y energético, logra desbordar un poco hacia la parte derecha de la imagen. Este frente deja depositado el bloque que se observa en la siguiente imagen. e) Frente rico en bloques 4, ocurrido a las 21:46 h, este es de menor tamaño que el último, más parecido al primero. Se observan hacia la parte derecha de la imagen los bloques depositados por el tercer frente. f) Vista a la barranca después del paso del lahar a las 22:40 h. Se observan bloques depositados en las cercanías a las terrazas de inundación y erosión en la parte central del canal.

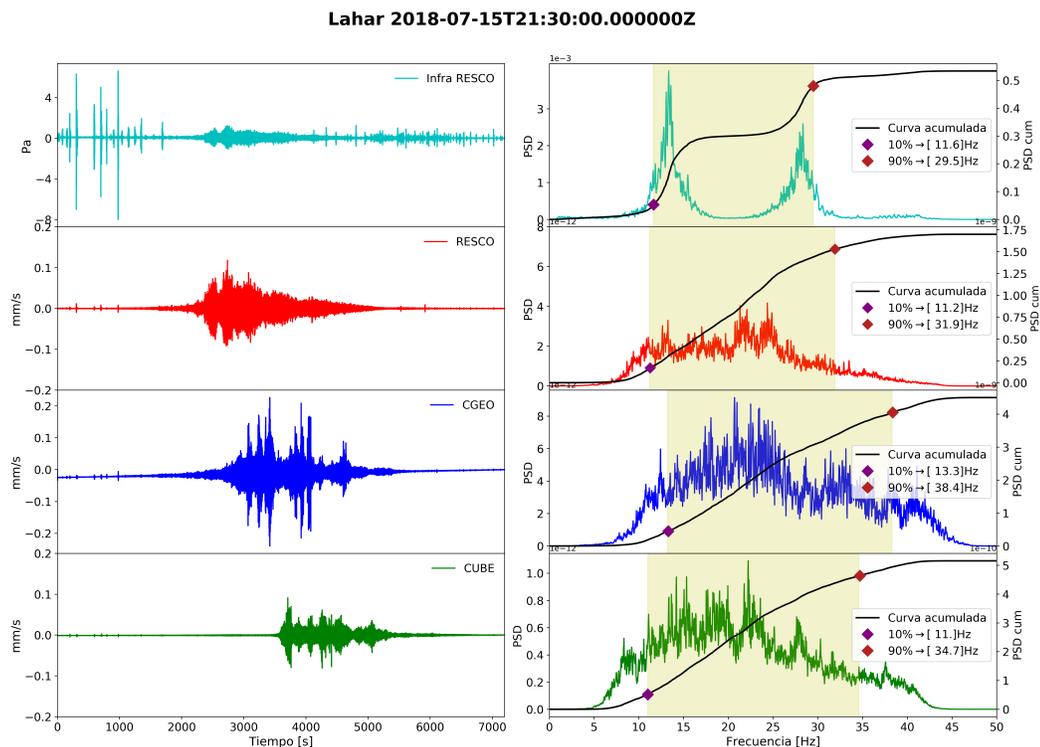


FIGURA A.3: Análisis tiempo-frecuencia de los registros infrasonico y sísmicos del evento número 2 ocurrido el 15/07/18.

amplitud, se pueden observar tres fluctuaciones con incrementos y decrementos de amplitud limitados que decaen progresivamente hasta alcanzar nuevamente el ruido de fondo.

La señal registrada en CGEO es notablemente distinta particularmente por contener una serie de picos máximos que destacan de la forma de onda. También se observa que previo al paso del primer frente en la zona de la estación hay un incremento progresivo de la amplitud sísmica hasta que durante el paso del flujo, la amplitud aumenta rápidamente. Esta forma de onda también se divide en varios pulsos. Para el registro de CUBE esta forma de onda no muestra un incremento progresivo de la amplitud sísmica, el inicio del paso del flujo se registra con un aumento de amplitud abrupto. Esta forma de onda se divide en numerosos paquetes con picos máximos, el último paquete de ondas es muy similar al registrado en CGEO, con un ligero aumento en amplitud sísmica hasta un máximo, seguido de una disminución progresiva hasta alcanzar el nivel base.

Los rangos de frecuencias tienden a ser amplios 10 hasta 35Hz con picos máximos que no destacan del espectro. El pico máximo de amplitud del registro de infrasonido es  $6.6Pa$ , aunque este pico no corresponde propiamente a la forma de onda del lahar, el máximo dentro de la forma de onda se encuentra alrededor de  $1.5Pa$ . El máximo de frecuencia de infrasonido es de  $13.5Hz$ . Las amplitudes de la componente vertical son: RESCO  $0.11mm/s$ , CGEO  $0.22mm/s$  y CUBE  $0.09mm/s$ . Las frecuencias máximas: RESCO  $26Hz$ , CGEO  $22Hz$  y CUBE  $45Hz$ .



FIGURA A.4: Imágenes del evento 2. a) Vista hacia la barranca previa al paso del flujo. No se observa lluvia en la zona. b) Inicio del paso del flujo a las 22:20 h con un frente seco de gran tamaño, permanece confinado en el canal. c) Imagen a las 23:00 h con el paso de flujos hiperconcentrados como parte diluida de todo el evento. Se observa erosión al centro del canal.

En las imágenes (A.4) se puede observar la barranca seca hasta el paso de un primer y único frente a las 22:20 h, posteriormente desarrolla numerosas oleadas ricas en bloques con fluctuaciones en descarga. En este caso, con base en las imágenes el evento es catalogado como unipulso en la estación CGEO a diferencia de lo observado solamente con la señal sísmica. Es importante mencionar que el pico máximo de CGEO no corresponde con el paso del frente mencionado.

De aquí en adelante observaremos que las formas de onda registradas en CGEO tienen características peculiares como el registro de numerosos picos sobresalientes que parecerían no ser parte de la forma de onda y que no siempre corresponden con el frente u oleada más energética del evento. Con base en lo anterior, este evento se clasifica como tipo 1 “frente seco”.

### A.3. Evento 9: 10/09/18

Este evento cuenta con todos los registros excepto del sensor sísmico de la estación CGEO. Este lahar tiene una duración de 90 min, con evento de lluvia previa iniciada a las 18 : 48h, 32.2mm de lluvia fueron acumulados en 72 h previas a su formación. La forma de onda registrada en RESCO (Figura A.5) exhibe un aumento rápido en amplitud que alcanza un máximo, decrece menos de un minuto y después aumenta súbitamente para alcanzar el máximo global 0.14mm/s, a partir de este máximo la amplitud tiende a disminuir hasta llegar al nivel de ruido base. El espectro de frecuencias muestra un pico máximo en 23.5Hz. Sin embargo, el rango del

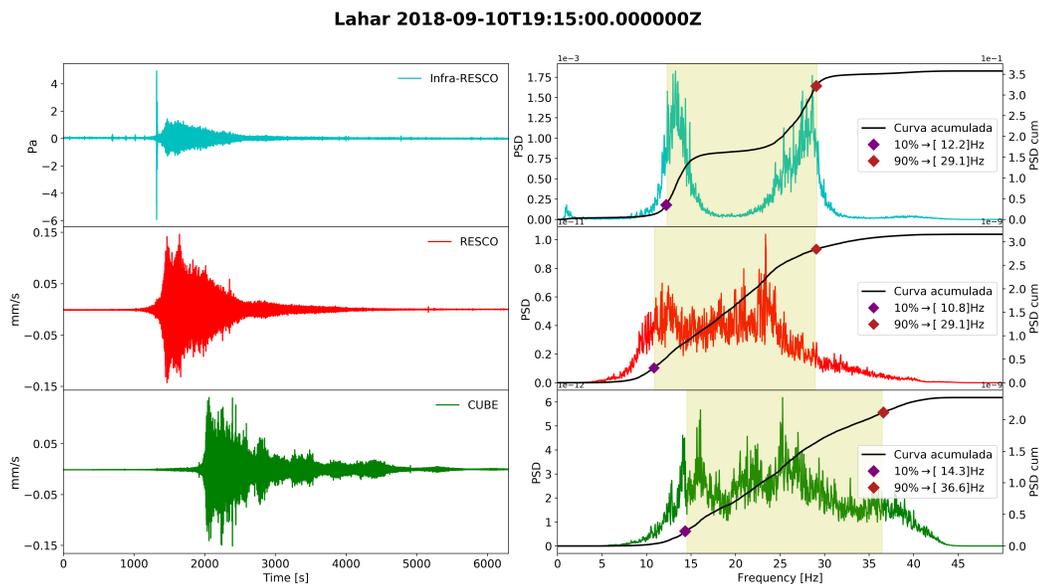


FIGURA A.5: Análisis tiempo-frecuencia de los registros infrasónico y sísmicos del evento número 9 ocurrido el 10/09/18

10 – 90 % de energía acumulada abarca desde 10.86 a 28.94Hz en el que se observa una respuesta casi plana.

Para la señal registrada en CUBE (Figura A.5) el inicio de la forma de onda es muy similar que en RESCO, mostrando un aumento súbito en la amplitud en el que el primer paquete de ondas alcanza el máximo de amplitud de todo el evento. Para este registro se pueden observar al menos 5 paquetes de ondas que pueden corresponder a fluctuaciones en la descarga del evento, cada uno de estos paquetes tiene máximos locales con tendencia a disminución de amplitud hasta llegar al nivel de ruido de fondo. El rango de frecuencias es 14.54 – 36.47Hz con pico máximo en 26Hz, donde la respuesta también tiende a ser plana. La forma de onda del infrasonido se asemeja mucho a la del registro sísmico de RESCO, el pico máximo es de 5.2Pa pero nuevamente se encuentra fuera de la forma de onda del lahar, el valor máximo del evento se encuentra alrededor de 1.5Pa. El espectro de frecuencias muestra tres rangos dominantes, el rango del característico infrasónico tiene como valor máximo 13.5Hz.

En las imágenes A.6 se observa lluvia en la estación CGEO previa al paso de lahar y el desarrollo de flujos poco evolucionados en aprox 14 minutos. A las 19:43 se registra el paso de un frente rico en bloques seguido por un cuerpo y cola, los siguientes minutos ocurren numerosas



FIGURA A.6: Imágenes del evento 9. a) Vista a la barranca antes del paso del flujo b) Paso del primer y único frente rico en bloques a las 19:43 h. c) Vista a la barranca después del paso del evento, se observa erosión al centro del canal.

oleadas ricas en bloques seguidas por flujos menos evolucionados hasta escurrimientos menores. Con base en lo anterior, se clasifica al evento como unipulso tipo 3 al momento del paso en la estación CGEO, sin embargo, el registro sísmico de CUBE indica un evento multipulso. Cabe mencionar que para esta fecha el bloque que depositó el lahar 1 ya no estaba.

#### A.4. Evento 12: 03/10/18

El registro de este evento fue cubierto por la estación meteorológica, RESCO y CUBE, también cuenta con imágenes. Con una duración de 150 minutos da inicio a las 23:00 h del 03/10/18, no hay registro de lluvia previa/acumulada a la formación del lahar. Para este evento en la forma de onda del infrasonido (Figura A.7 no se identifica fácilmente la señal correspondiente al evento, el pico máximo de amplitud es de  $16Pa$ . El pico de frecuencia máxima es de  $13.13Hz$ .

La señal de RESCO es característica de un evento multipulso con varios paquetes de onda con máximos locales. El máximo global de amplitud es de  $0.4mm/s$ , la forma de onda inicia con un aumento abrupto de la señal y continúa con el desarrollo de tres paquetes de ondas. La última parte del evento muestra la ocurrencia de un cuarto paquete que contiene el pico máximo global y termina con disminución progresiva de la amplitud. El rango de frecuencias es más acotado en este caso:  $8.86 - 24.75Hz$  con pico máximo en  $11.25Hz$  que destaca del resto del espectro.

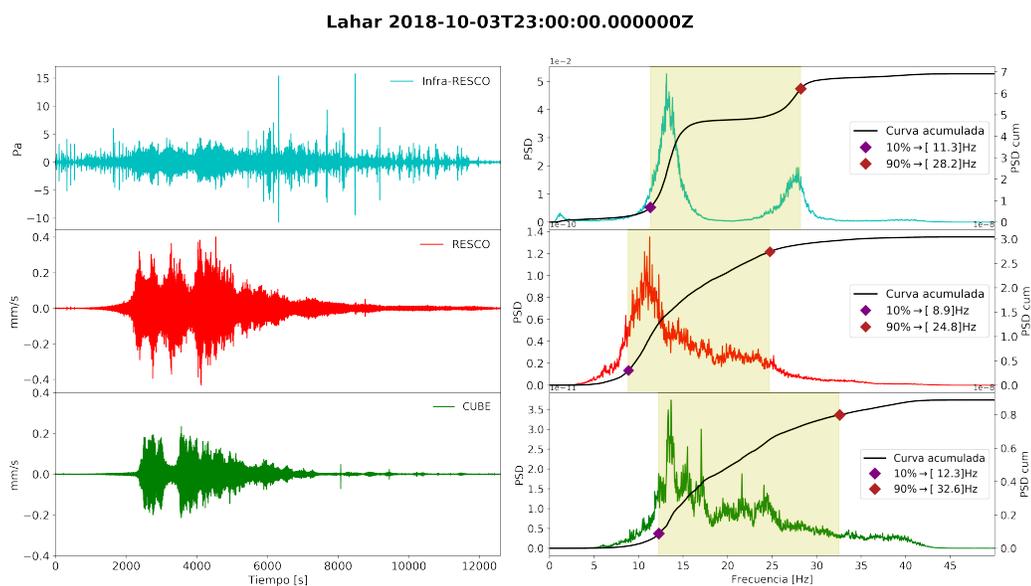


FIGURA A.7: Análisis tiempo-frecuencia de los registros infrasónico y sísmicos del evento número 12 ocurrido el 03/10/18.

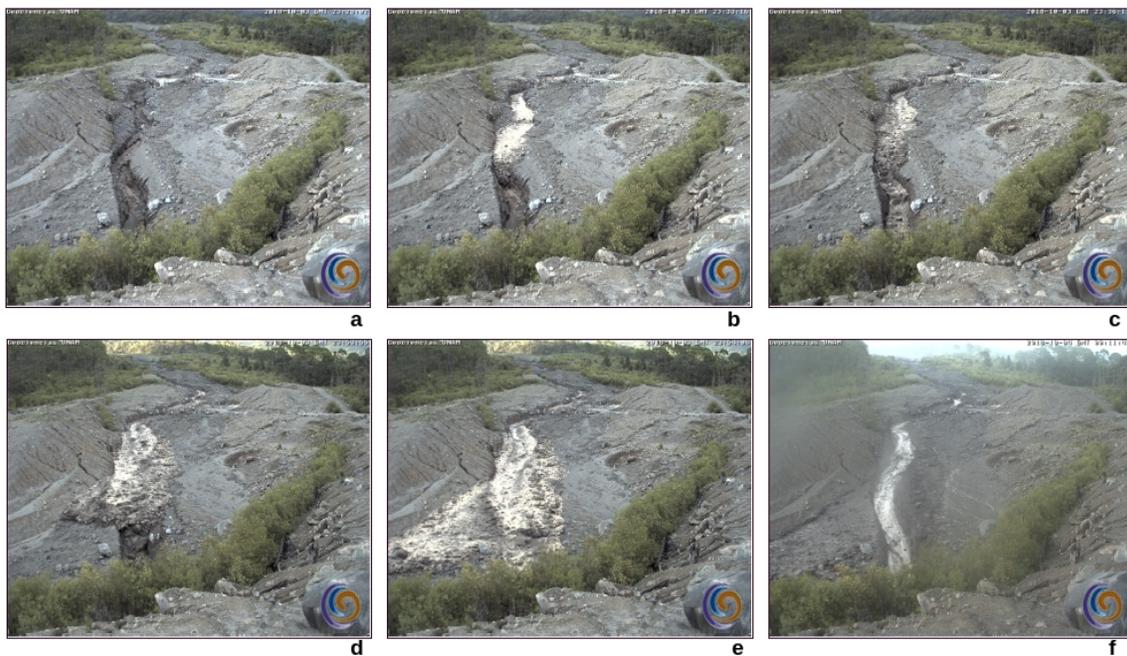


FIGURA A.8: Imágenes del evento 12. a) Vista a la barranca antes del paso del evento a las 23:28 h, no se observa lluvia en el área. b) Inicio del evento con el paso un frente seco confinado al canal a las 23:33 h. c) Paso de un segundo frente rico en bloques a las 23:36 h, de mayor altura que el primero. d) Paso de tercer frente rico en bloques a las 23:54 h, mucho más grande que los anteriores. e) Desborde del tercer frente, se observan depósitos de levee. f) Durante el paso del cuerpo y cola del último frente, a las 00:11 (04/10/18) comienza a llover en la zona de la estación.

En el registro en CUBE se observa el mismo inicio abrupto de amplitud de la señal y el carácter multipulso. Sin embargo, aquí la señal se divide en dos paquetes principales que se separan por una disminución pronunciada de amplitud que vuelve a incrementar rápidamente, alcanza el máximo global  $0.18\text{mm/s}$  y decrece progresivamente. El rango de frecuencias es de  $12.22 - 32.52\text{Hz}$  con pico máximo en  $13.44\text{Hz}$  que también destaca del resto del espectro.

Las imágenes A.8 demuestran que se trata de un evento multipulso en el que no hay presencia de lluvia al inicio del evento. A las 23:33 h inicia el paso del primer frente seco que dura unos segundos y es seguido por un cuerpo y cola durante aproximadamente 2 minutos, a las 23:36 h ocurre el paso de un segundo frente enriquecido en bloques, más grande que el anterior. Al segundo frente lo siguen oleadas que fluctúan en descarga, algunas enriquecidas en bloques pero no llegan a formar un frente diferenciable. Para las 23:54 h pasa un tercer frente mucho más grande y energético que los dos anteriores, este desborda el canal y deposita varios bloques en forma de levees. El paso del cuerpo de este último frente dura un par de minutos con varias oleadas enriquecidas en bloques, seguido por una cola de flujos menos evolucionados. El resto del evento consiste en pequeñas oleadas poco evolucionadas con algunas intermitentes enriquecidas en bloques. A las 00:11 h del 04/10 comienza a llover en el área de la estación. Hay imágenes disponibles hasta las 01:10 h del 04/10, sin embargo se da por finalizado el evento hasta las 01:30 con base en la señal sísmica. Este evento se clasifica como multipulso de tipo 1 (frente seco).

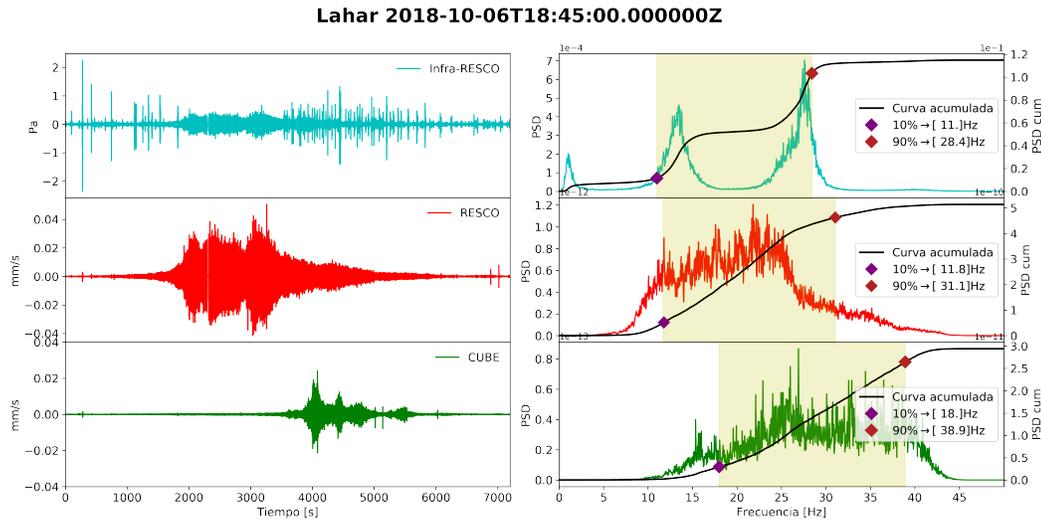


FIGURA A.9: Análisis tiempo frecuencia del evento número 13 ocurrido el 06/10/18.

## A.5. Evento 13: 06/10/18

Este evento cuenta con registros de todas las estaciones a excepción de señal sísmica de CGEO. Esta lahar ocurrió durante 90 minutos, no hubo registro de lluvia previa justo antes del evento,  $18.2\text{mm}$  de lluvia se acumularon en los tres días anteriores. Las señales de RESCO A.9 presentan similitudes en la forma de onda. Sin embargo el registro infrasónico está contaminado de numerosos picos individuales que resaltan de la forma de onda propia del evento. En particular, el espectro de frecuencias del infrasonido presenta el pico característico en el rango audible:  $27.5\text{Hz}$ . Se observan los tres rangos antes mencionados donde el predominante se encuentra en la banda de  $25 - 30\text{Hz}$ , seguido por  $11 - 15\text{Hz}$  y aportaciones en muy bajas frecuencias cerca de  $1\text{Hz}$ . Las amplitudes acústicas características del evento se encuentran alrededor de  $10\text{Pa}$ .

La señal sísmica de RESCO se describe como un registro multipulso donde tres paquetes de onda con picos máximos locales se desarrollan en el tiempo. El inicio del registro mantiene un crecimiento lento de amplitud que después de 15 min aproximadamente, cambia a una tasa mayor y se registra un primer pico máximo. El pico de amplitud máxima global se encuentra en  $0.05\text{mm/s}$  en el último paquete de ondas, a partir de este la amplitud decrece progresivamente hasta volver a niveles de ruido base. El rango de frecuencias característico se encuentra en  $11.2 - 32.3\text{Hz}$  con pico máximo en  $17.16\text{Hz}$ , en particular, este espectro muestra la mayor parte de la energía entre 11 y  $25\text{Hz}$ .

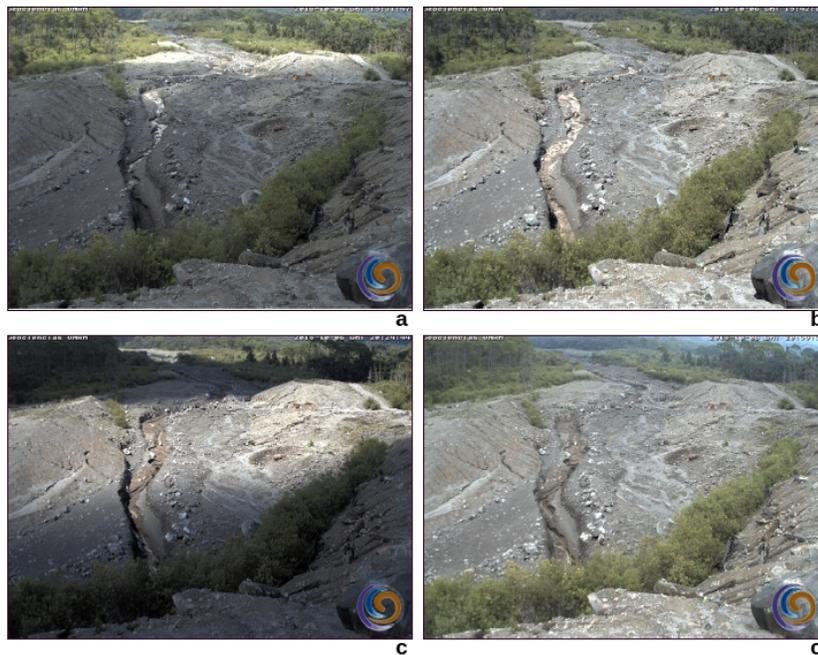


FIGURA A.10: Imágenes del evento. a) Inicio del evento a las 19:31 h con el paso de flujos de poca altura y poca concentración de bloques. b) Registro de una oleada rica en bloques de ligeramente mayor altura a las 19:42 h. c) 20:24 h persiste el paso de flujos poco evolucionados de baja magnitud, cielo despejado en el área de la estación durante todo el evento. d) 20:59 h fin del evento, escurrimientos menores. Partes internas del canal se observan ligeramente erosionadas.

La forma de onda registrada en CUBE es significativamente distinta de la observada en RESCO. El inicio de este registro muestra una señal de poca duración con aumento progresivo de amplitud que cambia rápidamente a un arribo de ondas con amplitudes mayores. Se registra un pico de amplitud máxima global en  $0.02\text{mm/s}$  en un segundo paquete de ondas, después de este se la amplitud cae drásticamente. Se registran tres pulsos más con picos máximos locales hasta volver a niveles de ruido de fondo. El espectro de frecuencias muestra una respuesta casi plana en el rango  $16.7 - 39\text{Hz}$  con pico máximo en  $32.9\text{Hz}$ .

Las imágenes A.10 muestran un evento con muy poca altura del flujo, que inicia con un frente muy diluido donde apenas se distinguen bloques. Durante el resto del evento se desarrollan flujos poco evolucionados. Cabe destacar que al inicio y durante la formación del evento se observa en las imágenes cielo despejado y con sol. Con base en la descripción de la señal sísmica el flujo se describe como multipulso, sin embargo, las imágenes muestran un solo “pulso” significativo frente a la estación CGEO. Tomando en cuenta todas las descripciones, este evento se clasifica como unipulso de tipo 2.

## A.6. Evento 14: 06/10/18

Todas las estaciones cubrieron el registro de este evento. Tuvo una duración de 120 min, sin lluvia justo antes del evento,  $18.2\text{mm}$  de lluvia acumulada en las 72 horas anteriores. En

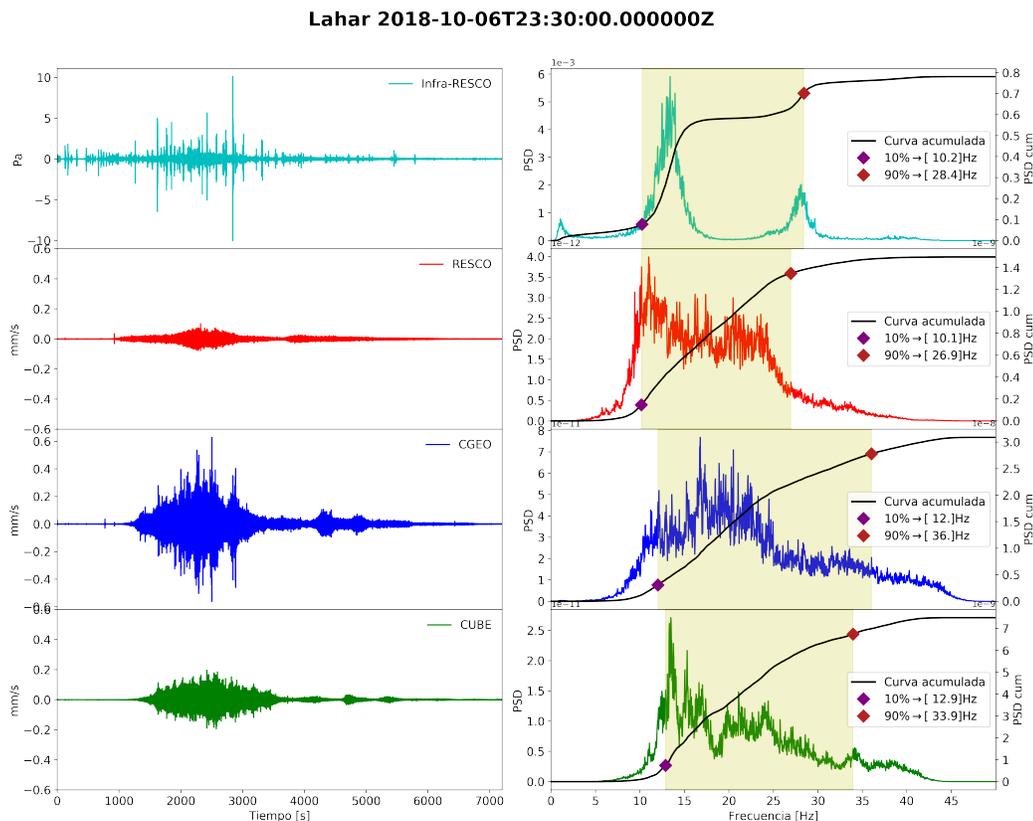


FIGURA A.11: Análisis tiempo frecuencia del evento número 14 ocurrido el 06/10/18.

particular de este evento, las formas de onda sísmicas en las tres estaciones son muy similares y muestran rasgos de evolución interesantes. Por otra parte, la forma de onda acústica se ve enmascarada por numerosos picos individuales que destacan de la señal proveniente del lahar. El valor máximo de amplitud infrasónica se encuentra en 10.1 Pa, sin embargo, la amplitud referente al evento muestra picos máximos alrededor de  $2Pa$ . Se observan nuevamente tres rangos de frecuencia característicos del infrasonido con valor máximo en  $13.28Hz$ .

El registro de RESCO inicia con aumento lento y progresivo de amplitud sísmica que llega a un máximo global de  $0.1mm/s$ . Posteriormente la señal comienza a decrecer hasta casi llegar al nivel de ruido base. Aquí ocurre un aumento pequeño de amplitud, se observa un paquete de ondas ligeramente energético que llega a un máximo de amplitud local y luego disminuye hasta el nivel de ruido base. El pico máximo de frecuencia se encuentra en  $10.97Hz$  dentro del rango  $11.25 - 32.38Hz$ . La señal en CGEO muestra también un aumento progresivo en amplitud aunque más acelerado. A pesar de que se observan picos individuales que destacan de la señal, se reconoce la similitud de la forma de onda con la registrada en RESCO. Al final del primer paquete de ondas se observa la llegada de un segundo (como en RESCO), este parece dividirse en dos partes que contienen máximos locales de amplitud que van decreciendo hasta llegar al

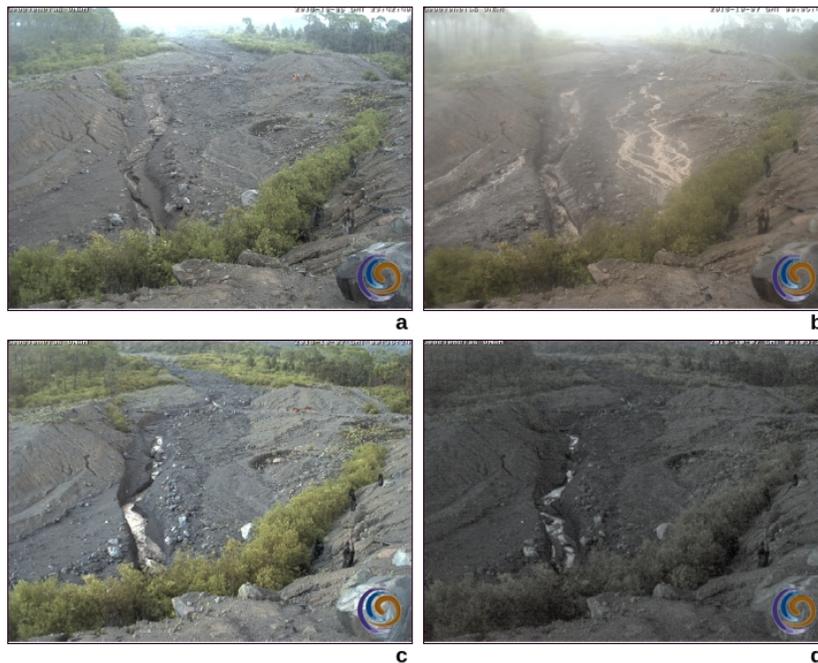


FIGURA A.12: Imágenes del evento 14. a) Inicio del evento a las 23:42 h, se observa lluvia en la zona, el evento comienza con escurrimientos menores en el canal principal, b) 00:05 h del 07/10/18: se intensifica la lluvia en el área, hay mayor descarga de flujo al centro del canal y en las terrazas de inundación a ambos lados del canal. c) A las 00:36 h cesa la lluvia en la zona, el flujo queda confinado en el canal, no hay cambios importantes de altura, no se observan bloques. d) Últimas imágenes claras del evento a las 01:05, aún se observa flujo en el canal.

nivel de ruido base. El pico máximo de frecuencias es  $16.5\text{Hz}$  dentro de rango  $12 - 36\text{Hz}$ . Este espectro muestra aportaciones significativas en toda la banda de frecuencias señalada.

Finalmente, el registro en CUBE muestra una forma de onda muy similar a las anteriormente descritas. La amplitud de la señal aumenta lentamente y se mantiene en un rango acotado hasta llegar a un máximo global de  $0.23\text{mm/s}$  donde la señal comienza a decrecer en amplitud lentamente. Al final del primer paquete de ondas se observa la “separación” de una parte de la señal y después los dos paquetes antes vistos en CGEO con mayor separación temporal y mejores valores de amplitud. El pico de frecuencia característico se encuentra en  $13.5\text{Hz}$  dentro de una banda de  $12.8 - 33.9\text{Hz}$ . En este caso, el pico característico se diferencia claramente del resto del espectro, sin embargo, hay aportaciones importantes en todo el rango obtenido.

## A.7. Evento 15: 12/10/18

Este evento cuenta con registro de las estaciones RESCO y CGEO. Tuvo una duración de 2 h 30 min y  $0\text{mm}$  de lluvia acumulada en los tres días previos al paso del flujo. Las formas de onda infrasónica y sísmica registradas en RESCO muestran similitudes. Nuevamente en el registro infrasónico se observan picos singulares que sobresalen de los rangos de amplitud referentes al registro del evento ( $5\text{Pa}$ ) con valores de hasta  $15\text{Pa}$ . En el espectro de frecuencias el rango infrasónico de  $10 - 15\text{Hz}$  domina en este evento, con aportaciones importantes en el rango audible  $25 - 30\text{Hz}$ .

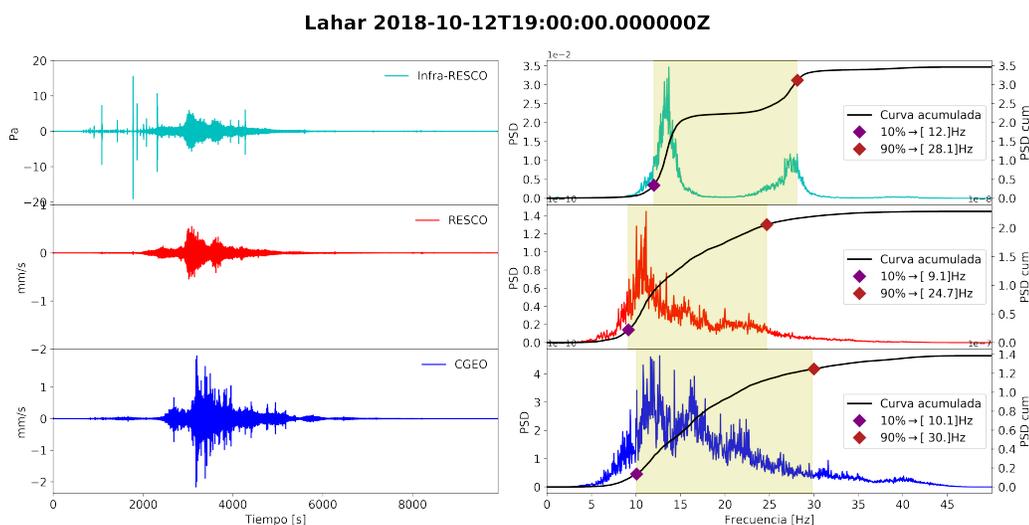


FIGURA A.13: Análisis tiempo-frecuencia de las señales registradas para el evento 15 ocurrido el 12/10/18.

La señal sísmica de RESCO muestra tres paquetes de ondas principales con fluctuaciones internas. Al inicio del registro hay un lento aumento en la amplitud sísmica que se mantiene durante 17 minutos aproximadamente. Después la tasa de aumento se dispara y la amplitud sísmica alcanza un máximo global del registro en  $0.55\text{ mm/s}$  que se mantiene en el rango durante un par de minutos y comienza a decrecer. Este comportamiento dura aproximadamente 10 minutos y ocurre otro aumento, en menor medida, de amplitud que alcanza un máximo local y vuelve a disminuir progresivamente con menores fluctuaciones hasta alcanzar el nivel de ruido base 40 minutos después. El rango de frecuencias característico se encuentra entre  $9.11\text{ y }24\text{ Hz}$  con un pico máximo fácilmente distinguible en  $10.83\text{ Hz}$ .

Aguas abajo, el registro en CGEO muestra una forma de onda muy similar a la anteriormente registrada. Se observa el mismo comportamiento de la señal al inicio del paso del evento con aumento gradual de la amplitud en un primer paquete de ondas y el arribo de otro mayormente energético en el que se alcanza un pico máximo de  $2.16\text{ mm/s}$ . A partir de este pico máximo global se observa una tendencia general de disminución de la amplitud sísmica. Sin embargo, también se observan numerosos picos individuales que resaltan de la forma de onda. El espectro de frecuencias muestra un pico máximo en  $11.61\text{ Hz}$  dentro del rango característico de  $10 - 29.8\text{ Hz}$ . El pico máximo es fácilmente distinguible pero también se observan aportaciones importantes en  $17\text{ Hz}$ .

El análisis de las imágenes muestra que previo al paso del evento por la estación CGEO había lluvia en la zona. El evento inicia con el paso de flujos de muy poca altura y poca evolución, es decir, flujos de corriente a hiperconcentrados por al rededor de 30 minutos. Estos flujos de

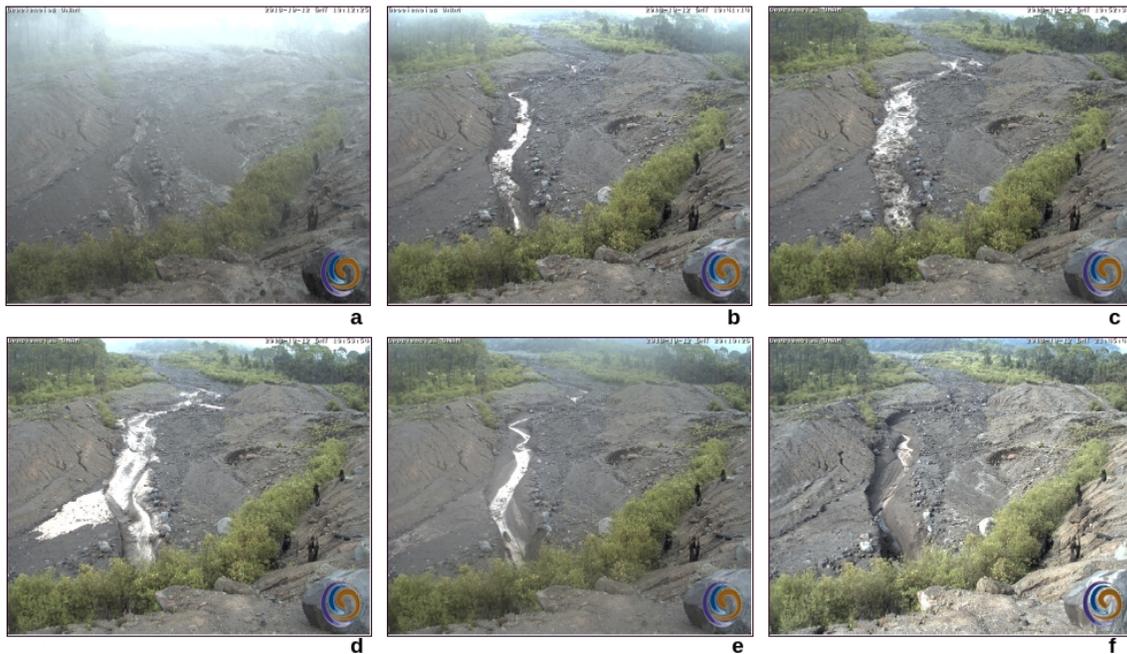


FIGURA A.14: Imágenes del evento 15. a) Inicio del evento con el paso de escurrimientos, se observa lluvia en la zona. b) Paso de una oleada rica en bloques a las 19:41 h, de mayor altura que los flujos previos. c) 19:52 h paso de un frente rico en bloques de gran tamaño, apenas confinado en el canal. d) 19:53 h desborde de la parte diluida del frente hacia un lado del canal. e) 20:19 h continua ocurrencia de pequeñas oleadas ricas en bloques, aún se observa lluvia en el área de la estación. f) Vista a la barranca al final del evento a las 21:45 h, aún se observan escurrimientos remanentes. En las porciones laterales del canal se observan pequeños depósitos.

inicio también se presentan en las terrazas de inundación. A las 19:41 h se registra el paso del primer frente rico en bloques de altura mayor a los flujos previos, el paso de este frente dura un par de minutos y lo sigue un cuerpo y cola hasta las 19:52 h que ocurre el paso de un segundo frente rico en bloques. Este segundo frente mucho más energético desborda hacia un lado del canal. El paso del cuerpo dura más de 10 minutos con diversas oleadas ricas en bloques, seguidas de una cola más diluida. La descarga del flujo disminuye de manera progresiva, la última hora ocurre el paso de flujos hiperconcentrados de poca altura. Con base en las descripciones sísmicas, este flujo se clasifica como multipulso. El análisis en conjunto de todos los datos clasifica a este evento como tipo 3.



## Apéndice B

# Códigos de análisis

### B.1. Análisis sismo-acústico: Python

# cod\_tesis

September 24, 2021

0.0.1 Código de procesamiento de datos de la tesis de maestría:

## 1 Caracterización sísmica de lahares en la barranca Montegrande, Volcán de Colima

### 1.1 Martínez Valdés Judith Ivonne

```
In [ ]: ### Paqueterías
        from obspy import read, UTCDateTime, Stream, read_inventory, signal
        from obspy.signal.cross_correlation import xcorr_pick_correction
        from obspy.signal.trigger import classic_sta_lta, plot_trigger
        from obspy.signal import PPSD
        from scipy import signal
        from scipy.signal import welch
        import numpy as np
        import matplotlib.pyplot as plt
        %pylab inline
```

### 1.2 Análisis tiempo-frecuencia

```
In [2]: inv_1 = read_inventory() #Archivo de respuesta primera estación
        inv_2 = read_inventory() #Archivo de respuesta segunda estación
        inv_3 = read_inventory() #Archivo de respuesta tercera estación
```

```
In [7]: #carga de formas de onda
        in14 = read()
        r14 = read()
        g14 = read()
        cu14 = read()
```

```
In [8]: ## Infrasound

        i14 = in14.select(channel='BDF')[0]

        i14.data = i14.data*(1/12100)

        i14.filter("highpass",freq=1)
```

```

f14i , am14i = signal.welch(i14,fs=100,nperseg=3600,noverlap=50)

r14iac = np.cumsum(am14i)

ac14i_1 = r14iac.max()*0.10
ac14i_2 = r14iac.max()*0.90

l14i_10 = r14iac*0 + ac14i_1
l14i_90 = r14iac*0 + ac14i_2

i14i_10 = np.argwhere(np.diff(np.sign(r14iac - l14i_10))).flatten()
i14i_90 = np.argwhere(np.diff(np.sign(r14iac - l14i_90))).flatten()

```

*### RESCO BB*

```

r14.remove_sensitivity(inv_r)

r14.filter("highpass",freq=1)

a14 = r14.select(channel='HHZ')[0]

f14 , am14 = signal.welch(a14,fs=100,nperseg=3600,noverlap=50)

r14ac = np.cumsum(am14)

ac14_1 = r14ac.max()*0.10
ac14_2 = r14ac.max()*0.90

l14_10 = r14ac*0 + ac14_1
l14_90 = r14ac*0 + ac14_2

i14_10 = np.argwhere(np.diff(np.sign(r14ac - l14_10))).flatten()
i14_90 = np.argwhere(np.diff(np.sign(r14ac - l14_90))).flatten()

```

*### CGEO*

```

g14.remove_sensitivity(inv_rb)

g14.filter("highpass",freq=1)

b14 = g14.select(channel='EHZ')[0]

f14g , am14g = signal.welch(b14,fs=100,nperseg=3600,noverlap=50)

```

```

r14gac = np.cumsum(am14g)

ac14g_1 = r14gac.max()*0.10
ac14g_2 = r14gac.max()*0.90

l14g_10 = r14gac*0 + ac14g_1
l14g_90 = r14gac*0 + ac14g_2

i14g_10 = np.argwhere(np.diff(np.sign(r14gac - l14g_10))).flatten()
i14g_90 = np.argwhere(np.diff(np.sign(r14gac - l14g_90))).flatten()

### CUBE

c14 = cu14.select(channel='EHZ')[0]

c14.data = c14.data*(1/5.24161E+10)

c14.filter("highpass",freq=1)

f14c , am14c = signal.welch(c14,fs=100,nperseg=3600,noverlap=50)

r14cac = np.cumsum(am14c)

ac14c_1 = r14cac.max()*0.10 #CUBE
ac14c_2 = r14cac.max()*0.90

l14c_10 = r14cac*0 + ac14c_1
l14c_90 = r14cac*0 + ac14c_2

i14c_10 = np.argwhere(np.diff(np.sign(r14cac - l14c_10))).flatten()
i14c_90 = np.argwhere(np.diff(np.sign(r14cac - l14c_90))).flatten()

fecha = str(a14.stats.starttime)

st1 = i14.stats.station
st2 = a14.stats.station
st3 = b14.stats.station
st4 = c14.stats.station

il1 = str(np.round(f14i[i14i_10],1))
il2 = str(np.round(f14i[i14i_90],1))
rl1 = str(np.round(f14[i14_10],1))
rl2 = str(np.round(f14[i14_90],1))
gl1 = str(np.round(f14g[i14g_10],1))

```

```

g12 = str(np.round(f14g[i14g_90],1))
c11 = str(np.round(f14c[i14c_10],1))
c12 = str(np.round(f14c[i14c_90],1))

```

In [9]: ##### *Figura*

```

plt.rcParams['figure.figsize'] = 19, 15
fig = plt.figure()
plt.subplots_adjust(hspace=0)
plt.subplots_adjust(wspace=0.11)
plt.suptitle('Lahar ' + fecha+ ',fontsize=22,fontweight='bold', y=0.94)

```

```

ax1 = fig.add_subplot(4,2,1)
plt.plot(i14.times(),i14.data,'c',label='Infra'+st1+'')
plt.xlim(0,max(i14.times()))
plt.xticks([])
plt.ylabel("Pa",fontsize=13)
plt.yticks(np.arange(-10,11,5))
plt.yticks(fontsize=13)
plt.legend(loc='upper right',fontsize=13,frameon=False)

```

```

ax2 = fig.add_subplot(4,2,2)
plt.plot(f14i,am14i,'c')
plt.ylabel("PSD",fontsize=13)
plt.ticklabel_format(style='sci',axis='y',scilimits=(0,0))
plt.yticks(fontsize=13)
plt.xticks([])
plt.twinx()
plt.plot(f14i,r14iac,'k',label="Curva acumulada",linewidth=2)
plt.plot(f14i[i14i_10], r14iac[i14i_10], 'D', color = "purple",markersize=10,label= '1')
plt.plot(f14i[i14i_90], r14iac[i14i_90], 'D',color = "firebrick",markersize=10,label='2')
plt.ylabel("PSD cum",fontsize=13)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.xlim(0,max(f14i))
plt.axvspan(f14i[i14i_10], f14i[i14i_90], color='y',alpha=0.2)
plt.legend(loc="center right",fontsize=13)

```

```

ax3 = fig.add_subplot(4,2,3)
plt.plot(a14.times(),a14.data*1000,'r',label=st2)
plt.xlim(0,max(a14.times()))
plt.xticks([])
plt.ylabel("mm/s",fontsize=13)
plt.yticks(np.arange(-0.3,0.3,0.1))
plt.yticks(fontsize=13)
plt.legend(loc='upper right',fontsize=13,frameon=False)

```

```

ax4 = fig.add_subplot(4,2,4)

```

```

plt.plot(f14,am14,'r',label="PSD")
plt.ylabel("PSD",fontsize=13)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.xticks([])
plt.twinx()
plt.plot(f14,r14ac,'k',label="Curva acumulada",linewidth=2)
plt.plot(f14[i14_10], r14ac[i14_10], 'D', color = "purple",markersize=9,label='10%'+ r
plt.plot(f14[i14_90], r14ac[i14_90], 'D',color = "firebrick",markersize=9,label='90%'+
plt.axvspan(f14[i14_10] , f14[i14_90], color='y',alpha=0.2)
plt.ylabel("PSD cum",fontsize=13)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.xlim(0,max(f14))
plt.legend(loc="center right",fontsize=13)

ax5 = fig.add_subplot(4,2,5)
plt.plot(b14.times(),b14.data*1000,'b',label=st3)
plt.xlim(0,max(b14.times()))
plt.xticks([])
plt.ylabel("mm/s",fontsize=13)
plt.yticks(np.arange(-0.6,0.6,0.2))
plt.yticks(fontsize=13)
plt.legend(loc='upper right',fontsize=13,frameon=False)

ax6 = fig.add_subplot(4,2,6)
plt.plot(f14g,am14g,'b')
plt.ylabel("PSD",fontsize=13)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.twinx()
plt.plot(f14g,r14gac,'k',label="Curva acumulada",linewidth=2)
plt.plot(f14g[i14g_10], r14gac[i14g_10], 'D', color = "purple",markersize=10,label='10%'+
plt.plot(f14g[i14g_90], r14gac[i14g_90], 'D',color = "firebrick",markersize=10,label='90%'+
plt.xlim(0,max(f14g))
plt.xticks([])
plt.ylabel("PSD cum",fontsize=13)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.axvspan(f14g[i14g_10] , f14g[i14g_90], color='y',alpha=0.2)
plt.legend(loc="center right",fontsize=13)

ax7 = fig.add_subplot(4,2,7)
plt.plot(c14.times(),c14.data*1000,'g',label=st4)
plt.xlim(0,max(c14.times()))
plt.xticks(fontsize=13)
plt.xlabel("Tiempo [s]", fontsize=13)
plt.ylabel("mm/s",fontsize=13)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.legend(loc='upper right',fontsize=13,frameon=False)

ax8 = fig.add_subplot(4,2,8)

```

```

plt.plot(f14c,am14c,'g',label="CUBE")
plt.ylabel("PSD",fontsize=13)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.xticks(fontsize=13)
plt.xticks(np.arange(0,50,5),fontsize=13)
plt.xlabel("Frecuencia [Hz]",fontsize=13)
plt.twinx()
plt.plot(f14c,r14cac,'k',label="Curva acumulada",linewidth=2)
plt.plot(f14c[i14c_10], r14cac[i14c_10], 'D', color = "purple",markersize=10,label='10%')
plt.plot(f14c[i14c_90], r14cac[i14c_90], 'D',color = "firebrick",markersize=10,label='90%')
plt.xlim(0,max(f14c))
plt.ylabel("PSD cum",fontsize=13)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.axvspan(f14c[i14c_10] , f14c[i14c_90], color='y',alpha=0.2)
plt.legend(loc="center right",fontsize=13)

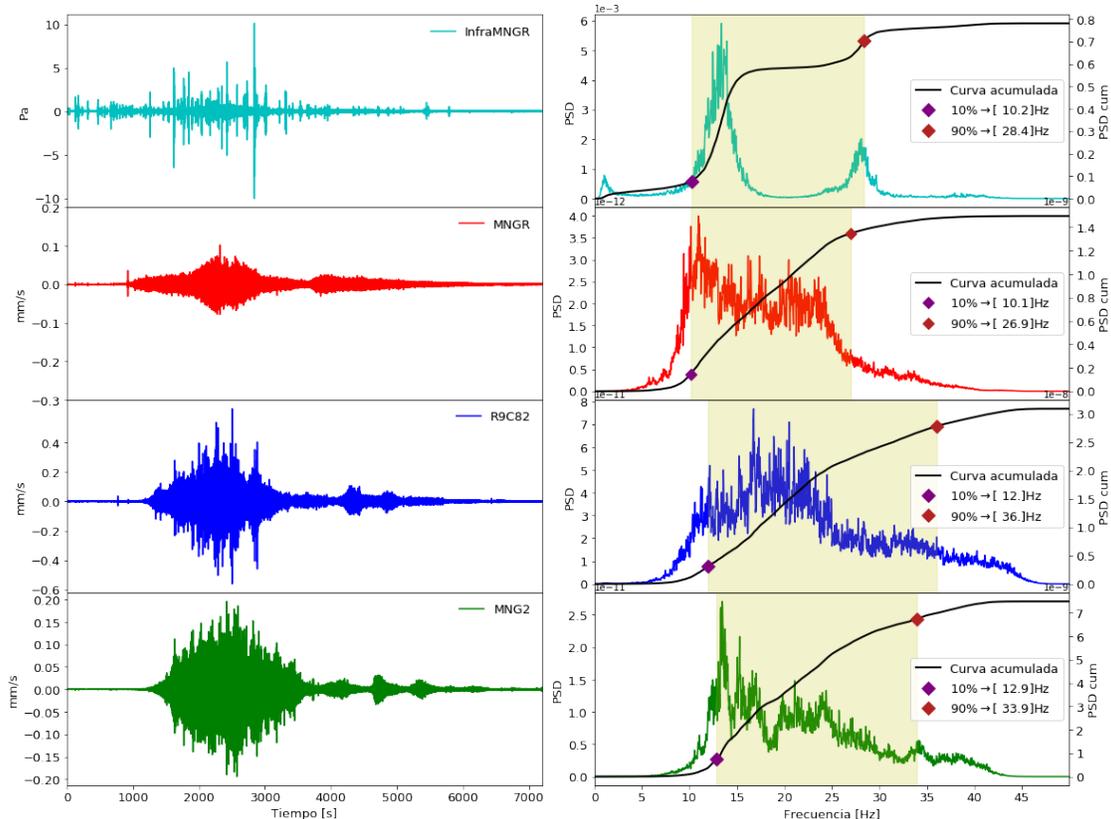
#plt.savefig("l14-0610_2.png",dpi=350,transparent=True)

```

/home/marv/anaconda3/lib/python3.7/site-packages/numpy/core/\_asarray.py:102: VisibleDeprecationWarning:
return array(a, dtype, copy=False, order=order)

Out [9]: <matplotlib.legend.Legend at 0x7f69e1603ef0>

### Lahar 2018-10-06T23:30:00.000000Z



### 1.3 Análisis de envolventes

```
In [ ]: ei14 = obspy.signal.util.smooth(abs(i14.data),100);
        aci14 = np.cumsum(ei14)

        er14 = obspy.signal.util.smooth(abs(a14.data),100);
        acr14 = np.cumsum(er14)

        eg14 = obspy.signal.util.smooth(abs(b14.data),100);
        acg14 = np.cumsum(eg14)

        ec14 = obspy.signal.util.smooth(abs(c14.data),100);
        acc14 = np.cumsum(ec14)

        ei14.data /=np.max(ei14.data)
        er14.data /=np.max(er14.data)
        eg14.data /=np.max(eg14.data)
        ec14.data /=np.max(ec14.data)
        aci14 /=np.max(aci14)
        acr14 /=np.max(acr14)
        acg14 /=np.max(acg14)
        acc14 /=np.max(acc14)

In [11]: plt.rcParams['figure.figsize'] = 12 , 15
        plt.suptitle('Lahar: '+fecha+',fontsize=22,fontweight='bold', y=0.94)
        plt.subplots_adjust(hspace=0)

        ax1 = plt.subplot(4,1,1)
        plt.plot(i14.times(),ei14,'c',label="Infra")
        plt.ylabel("Amp norm",fontsize=13)
        plt.yticks(fontsize=13)
        plt.xticks([])
        plt.legend(loc="best",fontsize=13,frameon=False,bbox_to_anchor=(0.5, 0.1, 0.5, 0.5))
        plt.twinx()
        plt.plot(i14.times(),aci14,'k',label="Curva acumulada",linewidth=2)
        plt.xlim(0,max(i14.times()))
        plt.yticks(fontsize=13)
        plt.legend(loc="best",fontsize=13,frameon=False,bbox_to_anchor=(0.5, 0., 0.5, 0.5))

        ax2 = plt.subplot(4,1,2)
        plt.plot(a14.times(),er14,'r',label="RESCO")
        plt.xlim(0,max(a14.times()))
        plt.xticks([])
        plt.ylabel("Amp norm",fontsize=13)
```

```

plt.yticks(fontsize=13)
plt.legend(loc="best",fontsize=13,frameon=False,bbox_to_anchor=(0.5, 0.1, 0.5, 0.5))
plt.twinx()
plt.plot(a14.times(),acr14,'k',label="Curva acumulada",linewidth=2)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.legend(loc="best",fontsize=13,frameon=False,bbox_to_anchor=(0.5, 0., 0.5, 0.5))

ax3 = plt.subplot(4,1,3)
plt.plot(b14.times(),eg14,'b',label="CGEO")
plt.xlim(0,max(b14.times()))
plt.xticks([])
plt.ylabel("Amp norm",fontsize=13)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.legend(loc="best",fontsize=13,frameon=False,bbox_to_anchor=(0.5, 0.1, 0.5, 0.5))
plt.twinx()
plt.plot(b14.times(),acg14,'k',label="Curva acumulada",linewidth=2)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.legend(loc="best",fontsize=13,frameon=False,bbox_to_anchor=(0.5, 0., 0.5, 0.5))

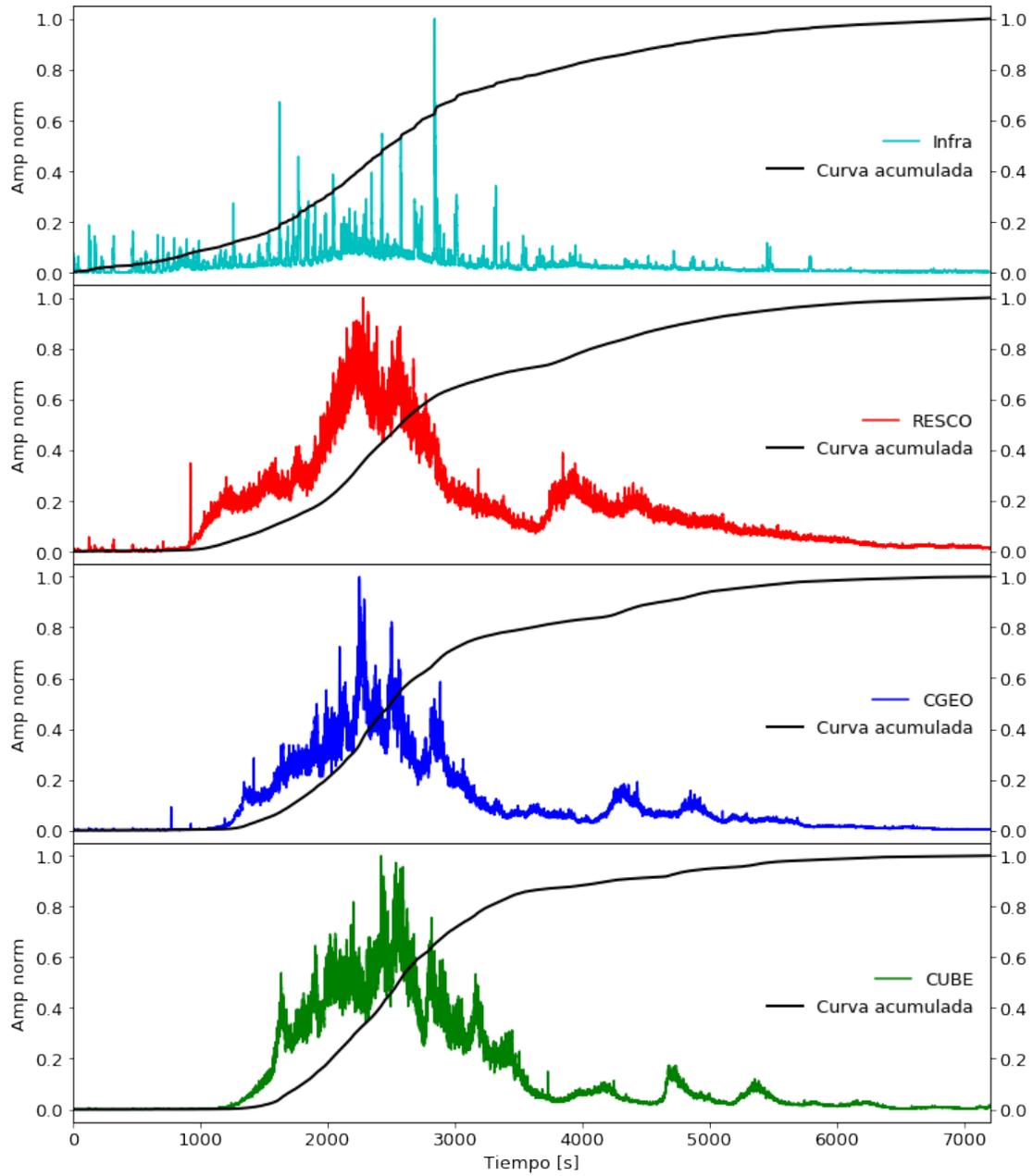
ax4 = plt.subplot(4,1,4)
plt.plot(c14.times(),ec14,'g',label="CUBE")
plt.xlim(0,max(c14.times()))
plt.xlabel("Tiempo [s]",fontsize=13)
plt.xticks(fontsize=13)
plt.ylabel("Amp norm",fontsize=13)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.legend(loc="best",fontsize=13,frameon=False,bbox_to_anchor=(0.5, 0.1, 0.5, 0.5))
plt.twinx()
plt.plot(c14.times(),acc14,'k',label="Curva acumulada",linewidth=2)
plt.yticks(fontsize=13)
plt.legend(loc="best",fontsize=13,frameon=False,bbox_to_anchor=(0.5, 0., 0.5, 0.5))

#plt.savefig("l14_0610-2env.png",dpi=350,transparent=True)

```

Out[11]: <matplotlib.legend.Legend at 0x7f69e0da15f8>

## Lahar: 2018-10-06T23:30:00.000000Z



### 1.4 Pruebas STA/LTA

```
In [35]: v1 = [100,1000] ### ventanas a utilizar  
v2 = [1000,3000]  
v3 = [1000,5000]  
v4 = [1000,10000]
```

```

v5 = [1000,18000]

prue = classic_sta_lta(sig.data,v1[0],v1[1])
plot_trigger(sig, prue,1.5,0.5)

sigf = scipy.signal.medfilt(sig,11) ##filtro de mediana

pruef = classic_sta_lta(sigf.data,v1[0],v1[1])
plot_trigger(sig, pruef,1.5,0.5)

```

## 1.5 Correlación cruzada

```

In [ ]: npts14 = a14.stats.npts
        dt14 = a14.stats.delta
        npts2_14 = 2*npts14-1
        nf14 = int((npts2_14+1)/2)

        tdel14 = np.linspace(-nf14*dt14,nf14*dt14,npts2_14)

        a14e = obspy.signal.filter.envelope(a14.data)
        c14e = obspy.signal.filter.envelope(c14.data)

        corr14_e = signal.correlate(a14e.data,c14e.data)

        corr14_e /= np.max(corr14_e)
        a14e.data /=np.max(a14e.data)
        c14e.data /=np.max(c14e.data)

In [17]: #Figura xcorr

        fig, (ax_orig, ax_noise, ax_corr) = plt.subplots(3, 1, figsize=(12, 8))

        ax_orig.plot(c14.times(),c14e.data,'b')
        ax_orig.set_title('+st4+')
        ax_orig.set_xlabel('Tiempo [s]')
        ax_noise.plot(a14.times(),a14e.data,'r')
        ax_noise.set_title('+st2+')
        ax_noise.set_xlabel('Tiempo [s]')
        ax_corr.plot(tdel14,corr14_e)

        x = tdel14[np.argmax(corr14_e)]
        y = 1.07

        ax_corr.axvline(x=0,color='k',linewidth=1,linestyle='--')
        ax_corr.plot(x,y,'v',color='k',markersize=8)
        ax_corr.set_title('Correlación cruzada')
        ax_corr.set_xlabel('Desfase [s]')

```

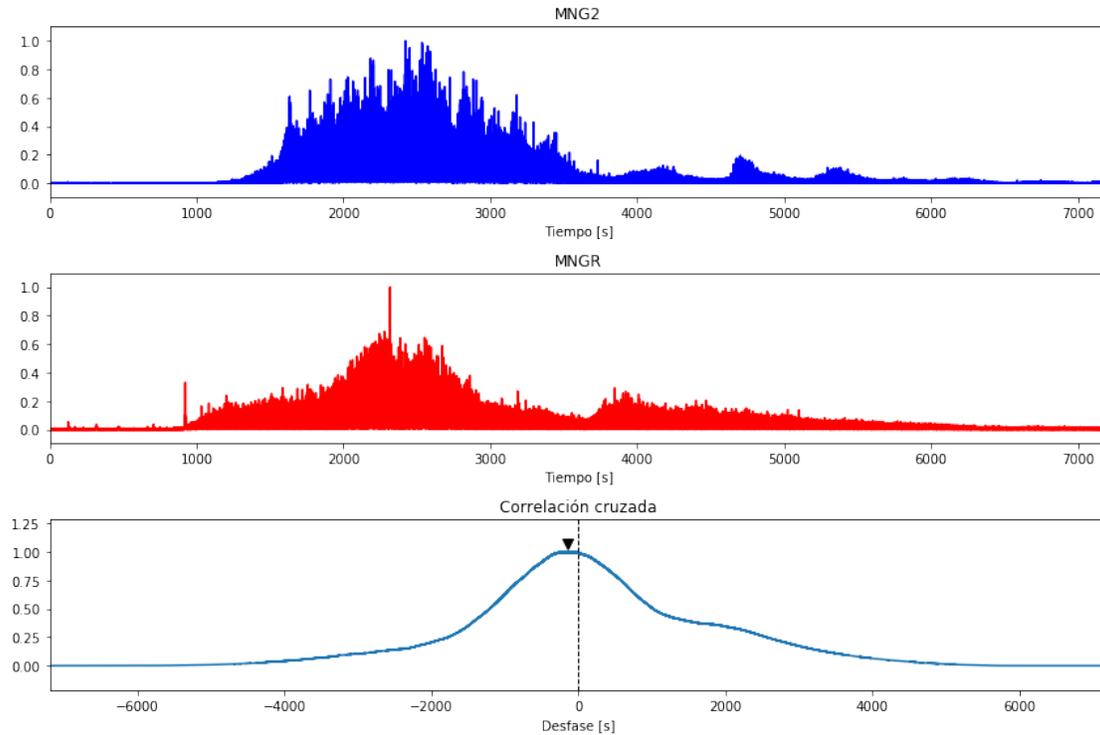
```

ax_orig.margins(0, 0.1)
ax_noise.margins(0, 0.1)
ax_corr.margins(0, 0.2)

fig.tight_layout()

plt.show()

```



```
In [14]: x ### segundos de desfase
```

```
Out[14]: -148.73020656944391
```

## 1.6 Características CGEO e Infra

```
In [ ]: sc = read() ## señal completa
```

```
t = UTCDateTime(2018,7,15,21,35,4,0) ## vector de tiempo de una porción de la señal a
tf = UTCDateTime(2018,7,15,21,35,6,0)
```

```
t2 = UTCDateTime(2018,7,15,22,5,0,0) ## segundo vector de tiempo de una porción de la
tf2 = UTCDateTime(2018,7,15,22,38,0,0)
```

```
s_1 = sc.copy() # porción 1
s_1.trim(t,tf)
```

```

s_2 = sc.copy() # porción 2
s_2.trim(t2,tf2)

## espectros de las dos porciones
f1 , a1 = signal.welch(s_1,fs=100,nperseg=3600,noverlap=50)
f2 , a2 = signal.welch(s_2,fs=100,nperseg=3600,noverlap=50)

fecha = sc.stats.starttime
sr = sc.stats.sampling_rate

```

```

In [ ]: fig = plt.figure(figsize=(14,8))
plt.suptitle('+fecha+', fontweight='bold', y = 0.95)

sub1 = fig.add_subplot(2,2,1)
plt.plot(f1,a1,'c')
plt.xlim(0,max(f1))
plt.xlabel("Frecuencia [Hz]")
plt.ylabel("PSD",fontsize=12)
plt.ticklabel_format(style='sci',axis='y',scilimits=(0,0))

sub2 = fig.add_subplot(2,2,2)
plt.plot(f2,a2,'k')
plt.xlim(0,max(f2))
plt.xlabel("Frecuencia [Hz]")
plt.ylabel("PSD",fontsize=12)
plt.ticklabel_format(style='sci',axis='y',scilimits=(0,0))

sub3 = fig.add_subplot(2,2,(3,4))
plt.plot(sc.times(),sc.data,"b")
plt.xlabel("Tiempo [s]",fontsize=12)
plt.xticks(fontsize=12)
plt.xlim(0,max(i2.times()))
plt.yticks(fontsize=12)
plt.ylabel("Pa",fontsize=12)
plt.axvspan(0, max(s_1.times()), color='c',alpha=0.3)
plt.axvspan(2100, max(s_2.times()), color='k',alpha=0.3)

#plt.savefig("l2_infra_feat2.png",dpi=350)

```

```

In [ ]: ### espectrogramas
rcParams['figure.figsize'] = 20 , 10
fig = plt.figure()
plt.subplots_adjust(hspace=0)

ax1 = fig.add_subplot(2,1,1)

```

```
plt.plot(sig.times(),sig.data*1000,"b")
plt.xlim(0,max(sig.times()))
plt.xticks([])
plt.yticks(fontsize=14)
plt.ylabel("Amp mm/s")

ax2 = fig.add_subplot(2,1,2)
cmap = plt.cm.get_cmap("gist_rainbow")
powerSpectrum, frequenciesFound, time, imageAxis = plt.specgram(sig.data, Fs=100, nover=
plt.xlabel('Tiempo [s]',fontsize=14)
plt.xticks(fontsize=14)
plt.ylabel('Frecuencia [Hz]',fontsize=14)
plt.yticks(fontsize=14)
```

## B.2. Análisis estadístico: R

```

library(MASS)
read.csv("lah_b.csv") -> datos
data <- datos[, -1]
ldai <- lda(tipo ., data)
plot(ldai) abline(h = 0, v = 0, col = "red", lty = 2, lwd = 2)
read.csv("lah-sp.csv") -> dat
dat <- dat[, -1]
ldai <- lda(tipo ., dat)
png("dirección", width=3200, height=2200, pointsize=9, res=350) plot(ldai) abline(h=0, v=0, col=-
ed", lty=2, lwd=2) dev.off()
  Gráficas
  colores=ifelse(datostipo == "1", "orange", ifelse(datostipo=="2",
"blue", "black"))
texto <- dat[, 1] texto1 <- datos[, 1]
  png("dirección", width=2500, height=4000, pointsize=9, res=350)
par(mfcol=c(2,1)) plot(ldai, main= "LDA data RESCO station", col=colores, cex=1.5, cex.lab=1.2, cex.axis=1.2)
abline(h=0, v=0, col="red", lty=2, lwd=2) legend("topleft", legend=c("Dry
front", "Diluted", "Multifront"), col=c("orange", "blue", "black"), pch=15, cex=1.2)
  plot(ldai, main= "LDA data CUBE
station", col=colores, cex=1.5, cex.lab=1.2, cex.axis=1.2)
abline(h=0, v=0, col="green", lty=2, lwd=2) legend("topleft", legend=c("Dry
front", "Diluted", "Multifront"), col=c("orange", "blue", "black"), pch=15, cex=1.2)
  dev.off()

```



# Bibliografía

- Allstadt, Kate y col. (2018). «Seismic and acoustic signatures of surficial mass movements at volcanoes». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 364, págs. 76-106. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2018.09.007](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.09.007). URL: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.09.007>.
- Arattano, M. y L. Marchi (2005). «Measurements of debris flow velocity through cross-correlation of instrumentation data». En: *Natural Hazards and Earth System Science* 5.1, págs. 137-142. DOI: [10.5194/nhess-5-137-2005](https://doi.org/10.5194/nhess-5-137-2005).
- Arattano, M., L. Marchi y M. Cavalli (2012). «Analysis of debris-flow recordings in an instrumented basin: Confirmations and new findings». En: *Natural Hazards and Earth System Science* 12.3, págs. 679-686. DOI: [10.5194/nhess-12-679-2012](https://doi.org/10.5194/nhess-12-679-2012).
- Bandy, William L y col. (2005). «Subsidence and strike-slip tectonism of the upper continental slope off Manzanillo, Mexico». En: 398, págs. 115-140. DOI: [10.1016/j.tecto.2005.01.004](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.01.004).
- Bravo Carvajal, Ixtlitzin Yaocihuatl (2019). «Estudio de procesos erosivos por lahares post-eruptivos: barranca MOntegrande, Volcán de Colima 2015-2017». Tesis de maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra UNAM Centro de Geociencias.
- Burtin, Arnaud, Niels Hovius y Jens M. Turowski (2016). «Seismic monitoring of torrential and fluvial processes». En: *Earth Surface Dynamics* 4.2, págs. 285-307. DOI: [10.5194/esurf-4-285-2016](https://doi.org/10.5194/esurf-4-285-2016).
- Caballero, Lizeth y Lucia Capra (2018). *Manual del Curso: Introducción a los flujos granulares de origen volcánico: Metodologías de estudio y su aplicación a la zonificación de peligros*. Manual del Curso: Introducción a los flujos granulares de origen volcánico: Metodologías de estudio y su aplicación a la zonificación de peligros"20-25 Agosto 2018, Fac. de Ciencias UNAM, CdMx. Cap. Flujos de escombros.
- Capra, L y col. (2010). «Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: Surface hydro-repellency as initiation process». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189.1-2, págs. 105-117. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2009.10.014](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.10.014). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.10.014>.
- Capra, L. y col. (2016). «Preliminary report on the July 10–11, 2015 eruption at Volcán de Colima: Pyroclastic density currents with exceptional runouts and volume». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 310, págs. 39-49. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.022>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027315004047>.
- Capra, Lucia y col. (2018). «Hydrological control of large hurricane-induced lahars: Evidence from rainfall-runoff modeling, seismic and video monitoring». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 18.3, págs. 781-794. DOI: [10.5194/nhess-18-781-2018](https://doi.org/10.5194/nhess-18-781-2018).
- Cesca, M. y V. D'Agostino (2008). «Comparison between FLO-2D and RAMMS in debris-flow modelling: A case study in the Dolomites». En: *WIT Transactions on Engineering Sciences* 60, págs. 197-206. DOI: [10.2495/DEB080201](https://doi.org/10.2495/DEB080201).

- Charbonnier, S. J. y col. (2018). «Modeling the October 2005 lahars at Panabaj (Guatemala)». En: *Bulletin of Volcanology* 80.1. DOI: [10.1007/s00445-017-1169-x](https://doi.org/10.1007/s00445-017-1169-x).
- Chou, H., Y. Cheung y S. Zhang (2007). «Calibration of infrasound monitoring system and acoustic characteristics of debris-flow movement by field studies». En: *4th international conference on debris-flow hazards mitigation*, págs. 315-325.
- Chou, Hsien Ter, Yu Lung Chang y Shu Cheng Zhang (2013). «Acoustic signals and geophone response of rainfall-induced debris flows». En: *Journal of the Chinese Institute of Engineers, Transactions of the Chinese Institute of Engineers, Series A* 36.3, págs. 335-347. DOI: [10.1080/02533839.2012.730269](https://doi.org/10.1080/02533839.2012.730269).
- Cortés, Abel y col. (2005). «Carta Geológica del Complejo Volcánico de Colima con Geología del Complejo Volcánico de Colima». En: *Cartas Geológica y Mineras* 10 10, págs. 1-37.
- Coviello, V., M. Arattano y L. Turconi (2015). «Detecting torrential processes from a distance with a seismic monitoring network». En: *Natural Hazards* 78.3, págs. 2055-2080. DOI: [10.1007/s11069-015-1819-2](https://doi.org/10.1007/s11069-015-1819-2).
- Coviello, V. y col. (2019). «Seismic Characterization of Debris Flows: Insights into Energy Radiation and Implications for Warning». En: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 124.6, págs. 1440-1463. DOI: [10.1029/2018JF004683](https://doi.org/10.1029/2018JF004683).
- Coviello, Velio y col. (2018). «Seismic characterization of hyperconcentrated flows in a volcanic environment». En: *Earth Surface Processes and Landforms* 43.10, págs. 2219-2231. DOI: [10.1002/esp.4387](https://doi.org/10.1002/esp.4387).
- Crawley, Michael J (2010). *The R Book*. Wiley. DOI: [10.1016/b978-0-12-374507-1.00050-9](https://doi.org/10.1016/b978-0-12-374507-1.00050-9).
- Davila, N. y col. (2007). «Recent lahars at Volcán de Colima (Mexico): Drainage variation and spectral classification». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165.3-4, págs. 127-141. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2007.05.016](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.016).
- Díaz Monroy, Luis Guillermo (2007). *Estadística Multivariada: inferencia y métodos*. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia.
- Doyle, E. E., S. J. Cronin y J. C. Thouret (2011). «Defining conditions for bulking and debulking in lahars». En: *Bulletin of the Geological Society of America* 123.7-8, págs. 1234-1246. DOI: [10.1130/B30227.1](https://doi.org/10.1130/B30227.1).
- «Encyclopedia of Earthquake Engineering» (2014). En: *Encyclopedia of Earthquake Engineering* June. DOI: [10.1007/978-3-642-36197-5](https://doi.org/10.1007/978-3-642-36197-5).
- Fairchild, L (1987). «The importance of lahar initiation processes, Geological Society of America». En: *Reviews in Engineering Geology* VII, págs. 51-61.
- Farin, Maxime y col. (2019). «A physical model of the high-frequency seismic signal generated by debris flows». En: *Earth Surface Processes and Landforms*. DOI: [10.1002/esp.4677](https://doi.org/10.1002/esp.4677).
- Gavilanes Ruiz, Juan Carlos (2004). «Simulación de Escenarios Eruptivos del Volcán de Colima y Aportaciones al Plan de Contingencias del Estado de Colima». Tesis de maestría. Instituto de Geografía, Programa de Posgrado en Geografía UNAM.
- Gavilanes-Ruiz, Juan Carlos y col. (2009). «Exploring the factors that influence the perception of risk: The case of Volcán de Colima, Mexico». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186.3-4, págs. 238-252. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2008.12.021](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.021). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.021>.
- González, Mauricio Bretón, Juan J. Ramírez y Carlos Navarro (2002). «Summary of the historical eruptive activity of Volcán De Colima, Mexico 1519-2000». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117.1-2, págs. 21-46. DOI: [10.1016/S0377-0273\(02\)00233-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00233-0).

- Huang, Ching-Jer, Chieng-Lun Shieh y Hsiao-Yuan Yin (2004). «Laboratory study of the underground sound generated by debris flows». En: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 109.F1, págs. 1-12. DOI: [10.1029/2003jf000048](https://doi.org/10.1029/2003jf000048).
- Huang, Ching Jer y col. (2007). «Ground vibrations produced by rock motions and debris flows». En: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112.2, págs. 1-20. DOI: [10.1029/2005JF000437](https://doi.org/10.1029/2005JF000437).
- Huang, Xinghui y col. (2020). «Frequency Characteristics and Numerical Computation of Seismic Records Generated by a Giant Debris Flow in Zhouqu, Western China». En: *Pure and Applied Geophysics* 177.1, págs. 347-358. DOI: [10.1007/s00024-019-02177-5](https://doi.org/10.1007/s00024-019-02177-5).
- Hübl, J., S. C. Zhang y A. Kogelnig (2008). «Infrasound measurements of debris flow». En: *WIT Transactions on Engineering Sciences* 60.June 2008, págs. 3-12. DOI: [10.2495/DEB080011](https://doi.org/10.2495/DEB080011).
- Iverson, Richard (1997). «The physics of debris flows.» En: *Reviews of Geophysics* 35, págs. 245-296.
- LaHusen, Richard (2005). «Debris-flow Hazardz and Related Phenomena». En: Springer. Cap. Debris-flow instrumentation.
- Larose, Eric y col. (2015). «Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise?» En: *Journal of Applied Geophysics* 116, págs. 62-74. DOI: [10.1016/j.jappgeo.2015.02.001](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.02.001). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.02.001>.
- Le Pichon, Alexis, Elisabeth Blanc y Alain Hauchecorne (2018). *Infrasound monitoring for atmospheric studies: Challenges in middle atmosphere dynamics and societal benefits: Second edition*, págs. 1-1167. DOI: [10.1007/978-3-319-75140-5](https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5).
- Legendre, Pierre y Louis Legendre (2000). *Numerical Ecology. Second Edition*. Elsevier.
- Lewin, J y P A Brewer (2005). «Sedimentary Processes». En: Elsevier. Cap. Fluvial Geomorphology.
- Lockwood, John y Richard Hazlett (2010). «Volcanoes Global Perspectives». En: Wiley-Blackwell. Cap. Mass-wasting Processes and Products.
- Luhr, J.F. e I.S. Carmichael (1990). «Geology of Volcan de Colima». En: *Boletín del Instituto de Geología UNAM* 107.
- Macías, José Luis (2005). «Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México». En: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57.3, págs. 379-424. DOI: [10.18268/bsgm2005v57n3a6](https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a6).
- Macorps, Elodie y col. (2018). «Stratigraphy, sedimentology and inferred flow dynamics from the July 2015 block-and-ash flow deposits at Volcán de Colima, Mexico». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 349, págs. 99-116. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2017.09.025](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.025). URL: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.025>.
- Manville, V., K. Németh y K. Kano (2009). «Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards». En: *Sedimentary Geology* 220.3-4, págs. 136-161. DOI: [10.1016/j.sedgeo.2009.04.022](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.022). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.022>.
- Marchetti, E. y col. (2019). «Infrasound Array Analysis of Debris Flow Activity and Implication for Early Warning». En: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 124.2, págs. 567-587. DOI: [10.1029/2018JF004785](https://doi.org/10.1029/2018JF004785).
- Martínez, Judith (2019). «Análisis sísmico y modelado numérico del lahar Patricia, octubre 2015, barranca La Lumbre, Volcán de Colima». Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias UNAM.
- McNutt, Stephen y Glenn Thompson (2015). *Seismic and Infrasonic Monitoring*. Second Edi. Elsevier Inc., págs. 1071-1099. DOI: [10.1016/b978-0-12-385938-9.00063-8](https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00063-8). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00063-8>.

- McNutt, Stephen R. (2002). *25 Volcano seismology and monitoring for eruptions*. DOI: [10.1016/S0074-6142\(02\)80228-5](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(02)80228-5).
- Pensa, Alessandra y col. (2018). «Emplacement temperature estimation of the 2015 dome collapse of Volcán de Colima as key proxy for flow dynamics of confined and unconfined pyroclastic density currents». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 357.2017, págs. 321-338. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2018.05.010](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.05.010). URL: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.05.010>.
- Pierson, T. y J. Costa (1987). «A rheologic classification of subaerial sediment-water flows». En: *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology* VII, págs. 1-12.
- Pierson, T. y K. Scott (1985). «Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated stream flow». En: *Water Resources Research* 21, págs. 1511-1524.
- Reyes-Dávila, Gabriel A. y col. (2016). «Volcán de Colima dome collapse of July, 2015 and associated pyroclastic density currents». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 320.July 2015, págs. 100-106. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2016.04.015](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.015). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.015>.
- Riemann, Clemens y col. (2008). *Statistical Data Analysis Explained: Applied Environmental Statistics with R*. John Wiley y Sons.
- Saucedo, R. y col. (2005). «Modeling of pyroclastic flows of Colima Volcano, Mexico: Implications for hazard assessment». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 139.1-2, págs. 103-115. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2004.06.019](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.06.019).
- Schimmel, Andreas, Velio Coviello y Francesco Comiti (2021). «Debris-flow velocity and volume estimations based on seismic data». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences. Discussions*.
- Schimmel, Andreas y Johannes Hübl (2016). «Identification of debris flow and debris flood with infrasound and seismic signals». En: *Conference paper. Data acquisition and modelling (monitoring, processes, technologies, models)*.
- Schimmel, Andreas y col. (2018). «Automatic Identification of Alpine Mass Movements by a Combination of Seismic and Infrasound Sensors». En: *Sensors* 18. DOI: <http://dx.doi.org/10.3390/s18051658>.
- Scott, Kevin M. y col. (2005). «Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: Occurrence, bulking and transformation». En: *Earth Surface Processes and Landforms* 30.1, págs. 59-79. DOI: [10.1002/esp.1127](https://doi.org/10.1002/esp.1127).
- Smith, Gary A. y William J. Fritz (1989). «Volcanic influences on terrestrial sedimentation». En: *Geology* 17.4, págs. 375-376. DOI: [10.1130/0091-7613\(1989\)017<0375:VIOTS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0375:VIOTS>2.3.CO;2).
- Takahashi, T. (2014). *Debris flow: mechanics, prediction and countermeasures*. 2nd ed. CRC Press.
- Tary, Jean Baptiste y col. (2014). «Spectral estimation - What is new? What is next?». En: *Reviews of Geophysics* 52.4, págs. 723-749. DOI: [10.1002/2014RG000461](https://doi.org/10.1002/2014RG000461).
- Vallance, James (2005). «Debris- flow Hazards and Related Phenomena». En: Springer Berlin Heidelberg. Cap. Volcanic debris flows.
- Vallance, James W. y Richard M. Iverson (2015). «Lahars and Their Deposits». En: *The Encyclopedia of Volcanoes*. Second Edi. Elsevier, págs. 649-664. DOI: [10.1016/B978-0-12-385938-9.00037-7](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00037-7). URL: <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00037-7>.
- Vargas, Víctor (2010). «Estratigrafía de los flujos de bloques y ceniza asociados a la actividad del 2005 en el Volcán de Colima, México». Tesis de maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra UNAM.

- Vázquez, R. y col. (2014). «The anatomy of a lahar: Deciphering the 15th September 2012 lahar at Volcán de Colima, Mexico». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 272, págs. 126-136. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2013.11.013](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.013).
- Vázquez, R. y col. (2016). «Seismic characterisation of lahars at Volcán de Colima, Mexico». En: *Bulletin of Volcanology* 78.2, págs. 1-14. DOI: [10.1007/s00445-016-1004-9](https://doi.org/10.1007/s00445-016-1004-9).
- Vázquez, Rosario, Lucia Capra y Velio Coviello (2016). «Factors controlling erosion/deposition phenomena related to lahars at Volcán de Colima, Mexico». En: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16.8, págs. 1881-1895. DOI: [10.5194/nhess-16-1881-2016](https://doi.org/10.5194/nhess-16-1881-2016).
- Zhang, S., Y. Hong y B. Yu (2004). «Detecting infrasound emission of debris flow for warning purposes». En: *internationales Symposium 7*, págs. 359-364.
- Zobin, Vyacheslav (2012). *Introduction to Volcanic Seismology*. Elsevier Insights.
- Zobin, Vyacheslav M. y col. (2009). «The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México». En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179.1-2, págs. 157-167. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2008.11.001](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.11.001).