



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

*Análisis sísmico y modelado numérico del lahar Patricia,
octubre 2015, barranca La Lumbre, Volcán de Colima*

TESIS

Que para obtener el título de

Licenciada en Ciencias de la Tierra

(TIERRA SÓLIDA)

PRESENTA

Martínez Valdés Judith Ivonne



DIRECTOR DE TESIS:

Dra. Lucia Capra Pedol

JURIQUILLA. QRO. , 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

1. Datos del alumno

Martínez

Valdés

Judith Ivonne

5551677352

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Ciencias de la Tierra

312203045

2. Datos del tutor

Dra

Lucia

Capra

Pedol

3. Datos del sinodal 1

Dra

Ana María Lizeth

Caballero

García

4. Datos del sinodal 2

Dr

Pierre

Gilles

Lacan

5. Datos del sinodal 3

Dr

Víctor Hugo

Márquez

Ramírez

6. Datos del sinodal 4

Dr

Velio

Coviello

7. Datos del trabajo escrito

Análisis sísmico y modelado numérico del lahar

Patricia, octubre 2015, barranca La Lumbre,

Volcán de Colima

66 p

2019

A mis padres

Porque este es el resultado de múltiples esfuerzos, pero sobre todo de los suyos.

Agradecimientos

A tres personas fundamentales durante el inicio de mi carrera: el Dr. Juan B. Morales Malacara por brindarme gran apoyo y motivación para no renunciar, el Dr. Arturo Gómez Tuena por escucharme y ofrecerme la oportunidad de trabajar con él para permanecer y sobrevivir mi primer año como estudiante universitaria foránea. Y, Ana Lucía Gutiérrez por recibirme en su casa y hacerme parte de ella, de corazón mil gracias.

A mi tutora y directora de tesis, Dra. Lucía Capra. Mil gracias por guiarme y dejarme aprender de usted en este camino. Aún más agradecimientos por dedicarme su tiempo, hacerme crecer y confiar en mí, por las oportunidades, prepararme y permitirme presentar mis trabajos más lejos. Con mucho cariño y admiración, gracias por su paciencia y por todas las experiencias.

A mi co-tutor, gran amigo y revisor; el Dr. Víctor H. Márquez. Por tu gran disposición, tiempo, aguante y motivación, muchas gracias por alentarme y enseñarme de todo, gracias por toda la confianza. Al Dr. Velio Coviello que me aceptó como estudiante oyente, formó parte de mi jurado, acompañó en estancia de investigación y compartió conmigo muchísimas cosas. Gracias a ambos por las enseñanzas, tiempo y oportunidades.

A todos los investigadores del Centro de Geociencias que me brindaron un poco o mucho de su tiempo, por aceptarme de oyente en sus clases o cursos, por resolver mis dudas, aprendí mucho de cada uno, muchas gracias por hacerme parte del entorno. Así mismo al personal administrativo que también me ofreció apoyo siempre. A los académicos y personal de la UMDI que también me brindaron su ayuda y conocimientos, en especial al Dr. Enrique Cantoral y la Dra. Gabriela Castaño que me brindaron gran ayuda para la culminación de esta carrera. A Bertha Ordaz por todo el apoyo de siempre.

A mis revisores: Dr. Pierre Lacan, muchas gracias por la pronta revisión de este trabajo, por el tiempo dedicado y valiosos comentarios y Dra. Lizeth Caballero, por su gran disposición, comentarios y tiempo.

Al CONACyT que me brindó dos años de beca como ayudante de investigador SNI III y al proyecto 360 “*Prevención de desastres naturales asociados a eventos hidrometeorológicos en los volcanes activos mexicanos*” que apoyó mi participación en congresos y salidas de campo. Al proyecto bilateral “*Monitoreo de transporte de sedimentos y de flujos de escombros para el desarrollo de sistemas de alerta temprana en*

relieves volcánicos y alpinos” que me permitió hacer una estancia de investigación en el extranjero y exponer el presente trabajo en el congreso Cities on Volcanoes 10.

A la Universidad de Colima y a la RESCO por su participación en campo y mantenimiento de la estación.

A mi familia que ha estado siempre conmigo pero sobre todo a mis padres. A mi madre que creció y se hizo más fuerte a mi lado, que nunca me dejó sola, que nunca deja de inspirarme. A mi padre que nunca deja de darme lecciones de vida, que ha formado mi gran carácter. Abuelita, hermanos, primos y sobrinos que siempre han estado a mis regresos. A Juana Abrego Cruz por enseñarme lo más importante, por creer en mí desde siempre y aunque ya no pueda leer estas líneas, sabía que un día iban a estar escritas.

A mis amigos de la CdMx que nunca me abandonaron y siempre me brindaron un gran apoyo, en especial a Cinthya, Aimée y Samara. A los grandes amigos que hice estando en Querétaro: los muchachos de Guerrero, Zacatecas, Guanajuato, Edo. de Méx, Sonora, Yucatán, Puebla, Italia y Suiza ¡Nos vemos pronto!. A todos los roomies que dejaron huella en mi corazón y jamás volví a ver.

A Miriam Vega por ser una indudable amiga y salvarme de todo mil veces, a Diego Cabrera por ser una gran persona y siempre estar para mí. A Carolina Ortega por el gran apoyo durante todo este camino, por todas las cosas que no alcanzo a escribir pero sobre todo por no dejarme sola, menos al final de esta etapa. A Zoémi por escucharme siempre, por hacerme una mejor persona.

A Víctor H. Hernández que a través de muchas oportunidades de trabajo no sólo ayudó a solventar mi estancia foránea sino que también me enseñó una segunda pasión, y a aprender del mundo. Aunque ya no estés, te agradezco tanto.

No me alcanzan las palabras para agradecer a todos los que me apoyaron alguna vez, he tenido mucha suerte, les deseo lo mejor del mundo.

Índice

Resumen.....	1
Lista de tablas y figuras.....	3
Capítulo 1. Introducción.....	5
Objetivos.....	7
Capítulo 2. Volcán de Colima.....	8
2.1 Historia eruptiva.....	10
2.1.1 Los lahares del Volcán de Colima.....	14
2.2 Sistemas de monitoreo de lahares.....	16
Capítulo 3. Lahares.....	20
3.1 Mecanismos de formación y disparo.....	22
3.2 Características físicas y dinámicas de los lahares.....	24
Capítulo 4. El evento Patricia en la barranca La Lumbre.....	29
4.1 Huracán Patricia.....	30
4.2 Registro visual del evento.....	31
4.3 Registro sísmico de lahares.....	33
4.3.1 Análisis de la señal.....	34
4.4 Registro visual y correlación con la señal para definir: porcentaje de sedimento y tipo de transición de los flujos.....	41
4.4.1 Cálculo de la descarga.....	43
4.5 Modelado FLO-2D.....	45
Capítulo 5. Discusión.....	53
Capítulo 6. Conclusiones.....	56
Anexo.....	58
Código Julia.....	58
Referencias.....	62

Resumen

El Volcán de Colima (VdC) es uno de los más activos en México, representa una amenaza para más de 300,000 habitantes que viven en un radio de 30 km. Las crisis volcánicas más recientes ocurrieron en los años 2004-2005 y 2015, cuyos productos piroclásticos alcanzaron una distancia máxima de 10 km. Por otra parte, cada año durante la época de lluvia, el material inconsolidado que conforma al cono es fácilmente removilizado originando lahares, flujos de lodo y fragmentos sólidos que provocan daños a carreteras y puentes. En algunos casos han afectado poblaciones en un radio de 15 km desde el volcán. Debido a la elevada frecuencia de este tipo de fenómenos, miembros parte del Centro de Geociencias de la UNAM construyeron dos estaciones de monitoreo en las barrancas La Lumbre y Montegrande en los sectores suroeste y sur del volcán, respectivamente. Estas estaciones cuentan con instrumentación sísmica, visual, sensores de lluvia y de humedad.

El día 23/10/15 (GMT) debido al paso del huracán Patricia, se acumularon hasta 440 mm de lluvia en la zona volcánica, estos dieron origen a un lahar en la barranca La Lumbre que se desarrolló a lo largo de cinco horas. El lahar fue registrado por la estación de monitoreo, obteniendo la señal sísmica completa y registro visual parcial del evento.

La señal sísmica y las imágenes del lahar fueron analizadas con el objetivo de identificar el arribo de los pulsos principales, su concentración de sedimento y máximos valores de descarga. Los datos muestran que el lahar presentó tres pulsos principales que se encuentran en el rango de flujos de escombros entremezclados por colas diluidas clasificadas como flujos hiperconcentrados. En el sitio de la estación, los espesores promedio del flujo fueron 5-6 m con valor máximo de descarga de 1088 m³/s. El pico principal de la señal sísmica del flujo muestra una amplitud máxima de 7.3 mm/s, con un rango de frecuencias dominante de ~10-22 Hz.

El código FLO-2D fue utilizado para simular el evento, utilizando dos grupos de parámetros reológicos desarrollados para eventos similares: el primero ocurrido en un ambiente volcánico similar (Panabaj, volcán Tolimán) y el segundo; previamente validado para la zona del VdC. A partir de la correlación señal sísmica-imágenes, se calcularon las curvas de descarga y concentración volumétrica de sedimento

como parámetros de entrada para las simulaciones. Finalmente, se compararon los resultados de ambos modelos con imágenes de satélite tomadas después del evento, para validar alcance y extensión lateral. Este estudio destaca la importancia de los sistemas de monitoreo y análisis de datos en conjunto para entender a fondo la dinámica de estos procesos, con fines de mitigación y desarrollo de alertas tempranas.

Lista de tablas y figuras

Tablas

Tabla 1. Causas de los lahares: modificada de Lockwood y Hazlett, 2010.....	24
Tabla 2. Clasificación reológica de flujos naturales. Modificada de Costa 1987.....	26
Tabla 3. Valores utilizados para las simulaciones.....	49
Tabla 4. Máxima área de inundación según los modelos y el polígono de validación.....	49

Figuras

Figura 1. a) Imagen Aster Volcán de Colima.....	9
Figura 2. a) Ubicación del cráter principal actual del VdC y el cono parásito El Volcancito, b) Erupción de El Volcancito en 1872. Dibujado desde Tonila por Francisco Rivas. Reimpreso de Bárcena, 1887. (Bretón et al., 2002).....	12
Figura 3. Fotografía tomada de: http://www.manzanillo.tv/1015/25/patricia-comala.html daños del evento Oct 2015, puente de la carretera estatal que desde el pueblo de la Becerrera permite atravesar la barranca La Lumbre y entrar al estado de Jalisco.....	16
Figura 4. Estación de monitoreo en la barranca La Lumbre: a) Vista de la videocámara, b) Vista canal abajo y c) Torre de la estación.....	18
Figura 5. Estación de monitoreo en la barranca Montegrande. Fotografía: Lucía Capra.....	19
Figura 6. Diagrama esquemático que muestra la estructura de un lahar con el frente en la zona de mayor concentración de partículas gruesas, cuerpo en la zona de reciclaje y cola en la parte más diluida con menos fracción gruesa. Se muestra el proceso de segregación de las partículas gruesas hacia el frente (a) y los márgenes (b) del flujo (Vallance, 2005).....	21
Figura 7. Zona sur-oeste del Volcán de Colima, en donde se indica la estación de monitoreo de La Lumbre (Estación Lum) y en estrellas amarillas las localidades representativas. Este DEM fue utilizado para las simulaciones (resolución de 12.5m).....	29
Figura 8. Análisis de lluvia, curvas de: caída de lluvia (mm), acumulación (Acum) e intensidad (Int)..	31
Figura 9. Registro visual del lahar durante el huracán Patricia.....	32
Figura 10. Identificación de un evento de flujo de escombros a través del análisis espectral de la señal sísmica (Burtin et al., 2016).....	34

Figura 11. Forma de onda del lahar registrado durante el huracán Patricia, la amplitud en velocidad se presenta en milímetros sobre segundo. En la señal destacan tres picos de amplitudes mayores (23:29 de 2.6 mm/s, 23:59 de 2 mm/s y 00:50 de 7.3 mm/s) que son precedidos por picos secundarios resultado de la dinámica en la descarga del flujo.....	35
Figura 12. Envolvente de la señal sísmica.....	36
Figura 13. a) PSD Power Spectral Density o densidad espectral de potencia: se observa que la banda característica de frecuencias se encuentra entre ~10 y 25 Hz con aportaciones secundarias en la banda de ~30-45 Hz, b) PSD suavizado con una ventana de 250 muestras, resalta el pico máximo de frecuencia a ~15 Hz, la banda espectral de todo el evento se acota en ~10-22 Hz.....	38
Figura 14. Espectrograma calculado para el lahar Patricia, escala energética en dB/Hz.....	39
Figura 15. Análisis tiempo-frecuencia evento Patricia 23/10/15.....	40
Figura 16. Correlación imágenes – señal sísmica e identificación de picos principales.....	42
Figura 17. Ejemplo de medición de la altura del flujo.....	44
Figura 18. Curva reconstruida de la descarga del flujo correlacionada por la curva de velocidad de la señal sísmica, se puede observar relación entre los picos principales y un ligero desfase para los picos secundarios.....	44
Figura 19. Mapa resultado del modelo A.....	51
Figura 20. Mapa resultado del modelo B.....	52

Capítulo 1. Introducción

Los lahares (flujos de agua y sedimento que bajan por la ladera de un volcán) son los fenómenos más frecuentes en volcanes con actividad magmática persistente o en estado de quietud. Estos eventos son la principal causa de pérdida de vidas durante erupciones volcánicas, acumulando el 15% de todas las fatalidades históricas (Auken et al., 2013; Brown et al., 2015). Debido a su impacto, han causado más de 30,000 muertes solamente en el siglo XX (Witham, 2005; Fagents, 2013).

Gran parte de nuestro conocimiento actual sobre el comportamiento de los lahares es deducido del estudio de depósitos (Vallance, 2005), debido a que el momento preciso de la ocurrencia de un evento es impredecible y trabajar con flujos activos puede ser peligroso. Recientemente se han incrementado los estudios que, a través del monitoreo continuo permiten obtener datos directos de un evento. En particular, los sistemas de monitoreo han aportado información valiosa acerca de la dinámica y comportamiento de un lahar (Lahusen, 2005), información fundamental para poder establecer un sistema de alerta temprana y así mitigar los daños en las zonas de riesgo.

En años recientes, los huracanes han tenido efectos catastróficos sobre los volcanes en los trópicos con la ocurrencia de lahares de grandes magnitudes (Capra et al., 2018). Debido a que las laderas de los volcanes compuestos suelen estar cubiertas por cenizas pobremente consolidadas y otros materiales sueltos, la capacidad erosiva de las escorrentías durante eventos de lluvia son suficientes para la generación de grandes lahares que en algunos casos pueden provocar modificaciones morfológicas importantes en el mismo volcán (Lockwood y Hazlett, 2010).

El Volcán de Colima (VdC), uno de los volcanes más activos en México, se ve comúnmente afectado por lluvias tropicales relacionadas a huracanes que cada año se forman en el océano Pacífico (Capra et al., 2018). Durante cada temporada de lluvia decenas de lahares se originan en las barrancas que drenan el volcán. Las barrancas más activas son: Montegrande y La Lumbre, en los sectores sur y suroeste del volcán, respectivamente. Hasta la fecha no se han reportado muertes, sin embargo, son frecuentes los daños a infraestructura y carreteras en un radio de 12 km desde la cima del volcán. Incluyendo la carretera estatal que conecta los estados de Colima y Jalisco en su porción occidental, en donde viven alrededor de 20,000 personas (INEGI 2018).

La característica que permite que estos flujos 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 et al. 2005). La movilidad de un lahar puede persistir siempre que la mezcla de agua y partículas suspendidas del tamaño del lodo (limo y arcilla) reduzca la disipación de energía por fricción al ejercer fuerzas de lubricación locales donde los granos grandes entran en contacto entre sí (Vallance y Iverson, 2015). El alcance y área inundada de un lahar depende de su magnitud y carga de sedimento (Charbonnier et al., 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 $\sim 10^3 \text{ m}^3$ – 10^5 m^3 , mientras que los más grandes, aquellos con volúmenes mayores a 10^8 m^3 son menos frecuentes (Iverson et al., 1998; Charbonnier et al., 2018). Por lo anterior, resulta fundamental hacer estudios encaminados al análisis del peligro por lahares. Predecir distancias y velocidades del flujo puede reducir el daño al proporcionar medidas para delimitar áreas de peligro (Cesca y D'Agostino, 2008), además del desarrollo de sistemas de alertas tempranas.

El monitoreo sísmico, visual y meteorológico permite hacer un análisis integral para la definición de las propiedades físicas y dinámicas de los lahares aunado a un análisis previo de la geomorfología y respuesta hidrogeológica. Dicho análisis permite entender mejor el fenómeno e incluso reconstruirlo a través de modelos numéricos que resultan una herramienta fundamental para el desarrollo de planes de mitigación.

Objetivos

General

Estudio del lahar ocurrido en la barranca La Lumbre, Volcán de Colima, durante el paso del huracán Patricia en Octubre del 2015, con base en datos sísmicos e imágenes en tiempo real, para la evaluación de sus características dinámicas y modelado numérico.

Particulares

- Descripción del evento con base en el registro de lluvia, duración y alcance espacial.
- Definición de los parámetros dinámicos del flujo con base en los datos registrados por la estación de monitoreo La Lumbre.
- Realizar el análisis del registro sísmico del evento para obtener la caracterización del flujo basada en su relación con el registro visual.
- Reconstrucción del evento a través del modelado numérico utilizando el código FLO-2D.
- Definir la confiabilidad del modelado comparando los resultados de las simulaciones con los observados en imágenes satelitales, datos de campo y reportes locales (comunicación directa).

Capítulo 2. Volcán de Colima

El Volcán de Colima (VdC) es un estratovolcán cuaternario de composición andesítica que se ubica en la porción suroccidental de la provincia fisiográfica Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM), entre los estados de Colima (porción centro-sur) y Jalisco (porción noreste) (Figura 1), y con una elevación sobre el nivel del mar de aproximadamente 3,860 m (Macías 2005; Saucedo et al., 2010). El VdC o Fuego de Colima forma parte de la cadena volcánica Complejo Volcánico de Colima (CVC) orientada N-S, que está constituida por los volcanes: Cántaro, Nevado de Colima y el Volcán de Colima, este último es el más joven y se encuentra activo actualmente. El volcanismo del CVC está asociado a la subducción de las placas Cocos y Rivera debajo de la placa Norte Americana (Nixon, 1982; Ferrari et al., 1994; Bandy et al., 2005; Roverato et al., 2011). El CVC yace sobre un basamento que está caracterizado por depósitos volcanoclásticos del Cretácico inferior al Terciario temprano, así como por rocas sedimentarias marinas del Cretácico medio. Las secuencias de rocas marinas Cretácicas están intrusionadas por cuerpos batolíticos de composición granítica y granodiorítica de edad igualmente Cretácica (Roverato, 2012). Las secuencias volcánica y volcanoclásticas que conforman al CVC se componen principalmente por la intercalación de derrames de lavas, depósitos de avalancha de escombros producto de colapsos parciales de los edificios volcánicos, así como depósitos piroclásticos, de caída y depósitos de lahares (Cortés et al., 2005; Saucedo 2010).

El Volcán de Colima consiste de un edificio antiguo denominado Paleofuego, cuyos restos definen un escarpe asociado a diferentes eventos de colapsos gravitacionales, y en su interior se encuentra el cono volcánico (Volcán de Fuego) en donde se concentra la actividad histórica (Robin et al. 1987; Vargas 2010).

Durante los últimos 400 años, el Volcán de Colima ha presentado alrededor de 43 erupciones que lo colocan como el volcán más activo de Norteamérica (De la Cruz-Reyna, 1993; Saucedo et al., 2004b). Como consecuencia de su constante actividad, el Volcán de Colima cuenta con el registro histórico más completo de los volcanes mexicanos (Macías 2005). Dicho registro comienza desde épocas prehispánicas donde se tienen evidencias de la conexión de culturas antiguas: hace 2,600 años antes del presente, continuando con descripciones, relatos y fotografías desde los años 1600 hasta la fecha. Actualmente, la Universidad de Colima (UCoI), Red Sismológica de Colima (RESCO), Protección Civil de Jalisco (PCJ) y la Universidad Nacional Autónoma de México (Centro de Geociencias,

Juriquilla) realizan monitoreo volcánico con diversas estaciones sísmicas, visuales y meteorológicas, a través de las cuales se genera un registro detallado de la actividad volcánica y monitoreo con fines de mitigación.

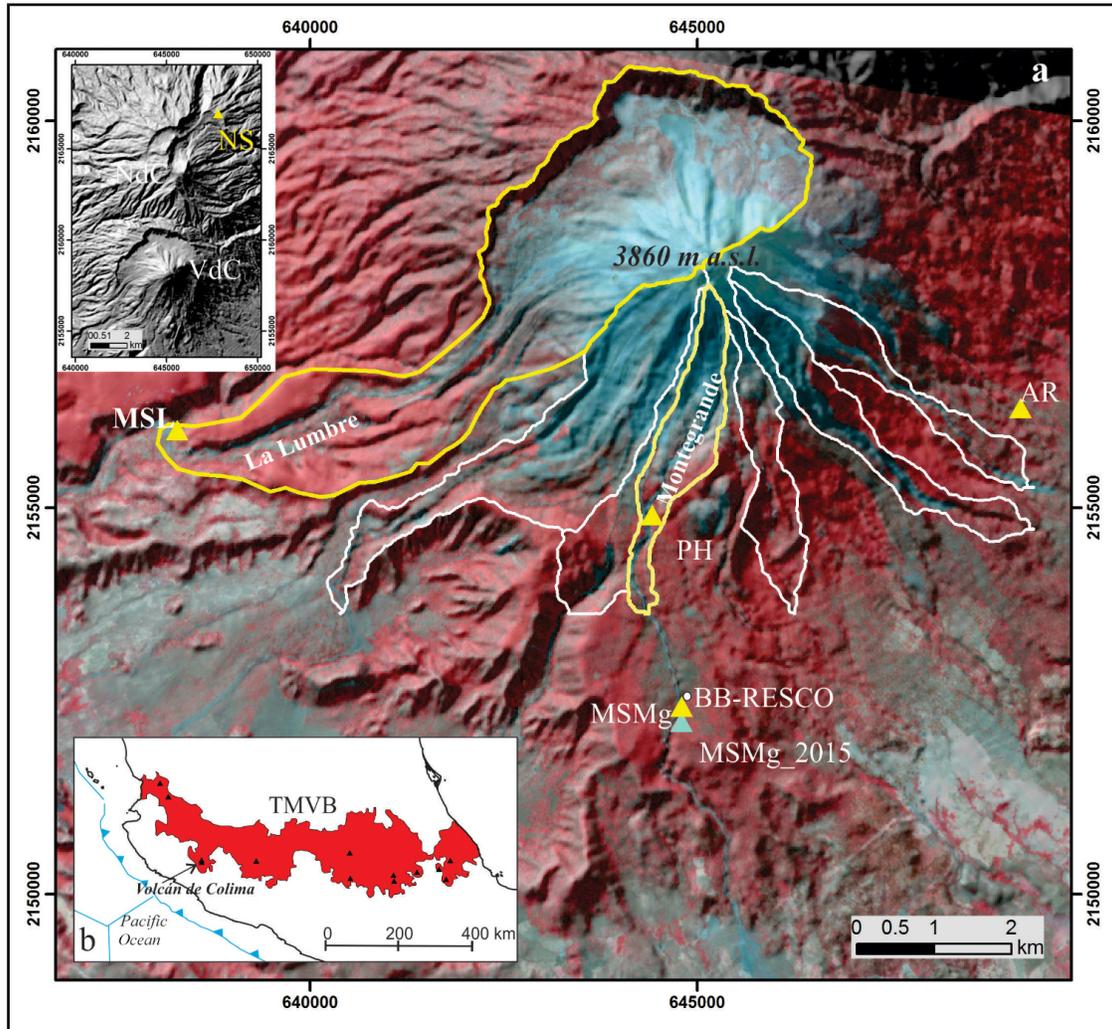


Figura 1. (a) Imagen Aster (bandas 4, 5 y 7 en combinación RGB) donde se representan las principales cuencas hidrográficas del Volcán de Colima. Se indica la localización de las estaciones de monitoreo: MSMg (barranca Montegrade) y MSL (barranca la Lumbre). En el recuadro superior izquierdo se muestra la ubicación del pluviómetro del Servicio Meteorológico Nacional en la cima del volcán Nevado de Colima. (b) Mapa donde se bosqueja la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y la ubicación del Volcán de Colima. Los triángulos negros destacan los principales volcanes activos en México (Capra et al., 2018).

2.1 Historia eruptiva

El Volcán de Fuego (VF) ha tenido actividad eruptiva significativa durante los últimos cinco siglos, lo que lo ha designado como el volcán más activo de México (González et al. 2002). Históricamente, la actividad del VdC ha consistido en: crecimiento y colapso de domo, flujos de lava y periodos de actividad explosiva, principalmente de tipo vulcaniana pero ocasionalmente Pliniana (Saucedo et al., 2005; Gavilanes et al., 2009). Su actividad reciente ha sido documentada desde 1560 (De la Cruz Reyna et al., 1993). En un resumen histórico, González et al. (2002) exponen los registros de la actividad del VF desde la época prehispánica hasta el año 2000, que se divide en 18 etapas;

1. Mitos pre-conquista, leyendas y evidencia arqueológica

La presencia de los centros ceremoniales La Campana y El Chanal, orientados hacia el VF (ubicados hacia el noreste de la ciudad de Colima), reflejan una clara concepción de reverencia de las culturas antiguas hacia el volcán. Estas construcciones yacen sobre los depósitos de una catastrófica avalancha de escombros emplazada hace ~2600 años (Komorowski et al., 1997; González et al., 2002), a partir de este evento, acontecieron diversas series de erupciones menos violentas que los habitantes pudieron presenciar.

2. 1500-1600

Durante este periodo sólo se tienen registros esporádicos de testigos aledaños a la zona. La actividad fue caracterizada por distintos episodios explosivos, algunos catalogados de tipo vulcanianos; asociados a estos se reportó la muerte de ganado y de personas nativas durante las erupciones y por el emplazamiento de productos piroclásticos.

3. 1600-1650

En este periodo destacan tres eventos eruptivos de tipo Peleano y Vulcaniano en el 1606 (erupción tipo Peleana que produjo caída de ceniza con alcance de hasta 50 km de distancia). En 1612-13 (caracterizado por actividad sísmica y emplazamiento de flujos piroclásticos, pudo ser percibida hasta la actual Ciudad Guzmán) y en 1622 (erupción que produjo una nube de ceniza que llegó hasta el estado de Zacatecas).

4. 1650-1700

Erupción catalogada como similar a la erupción pliniana del 1913, asociada a sismicidad y emisión de ceniza.

5. 1700-1750

Actividad explosiva constante con episodios de caída de ceniza hasta Guadalajara, fuerte actividad sísmica y reportes de casas dañadas y árboles caídos. Al final de esta etapa, se reporta una importante actividad sísmica con la destrucción de varias comunidades: Sayula, Zapotlán y Amacueca, aunque existe la posibilidad de que la actividad sísmica sea de origen tectónico.

6. 1750-1817

Constante emisión de material incandescente, emisión de flujos piroclásticos y formación de nubes de ceniza muy densas, acompañadas por fuerte actividad sísmica que, a diferencia de los periodos anteriores, se presentó en lapsos discretos. Al final de este periodo se reporta actividad efusiva y explosiones esporádicas.

7. “La erupción explosiva del 1818”

La llamada “erupción más grande del siglo XIX”, interpretada como el fin de un ciclo eruptivo histórico. Durante la noche una erupción explosiva sorprendió a los habitantes cercanos con la formación y emplazamiento de flujos piroclásticos y la formación de una densa nube eruptiva que dispersó ceniza, hasta una distancia de 470km (Ciudad de México).

8. 1834-1966

Periodo de “quietud” del volcán. Se realizaron tres expediciones con fines de medir perímetro, diámetro y profundidad del cráter además de la altura del edificio. Se registraron constantes fumarolas, con mayor proporción de vapor de agua que de ceniza.

9. 1869: erupción de El Volcancito

Construcción del cono parásito “El Volcancito” y emisión de grandes cantidades de material incandescente y flujos de lava y esporádicas nubes densas de ceniza. Se reporta que este cono estuvo activo hasta 1878.

10. 1870-1897

Desde 1870 hasta 1878 la actividad de “El Volcancito” se mantiene constante, con abundantes episodios de emplazamiento de flujos piroclásticos y caída de ceniza, con la formación de columnas eruptivas de hasta 8000 msnm (1872) (Figura 2). Al final de esta etapa se reportaron emisiones de

bloques incandescentes y flujos de lava de alcances cercanos. En 1886 se reporta crecimiento de un domo en el cráter del VF y fumarolas continuas. En 1893 se instalaron dos observatorios en Colima y Zapotlán que registraron con detalle la actividad eruptiva hasta 1905.

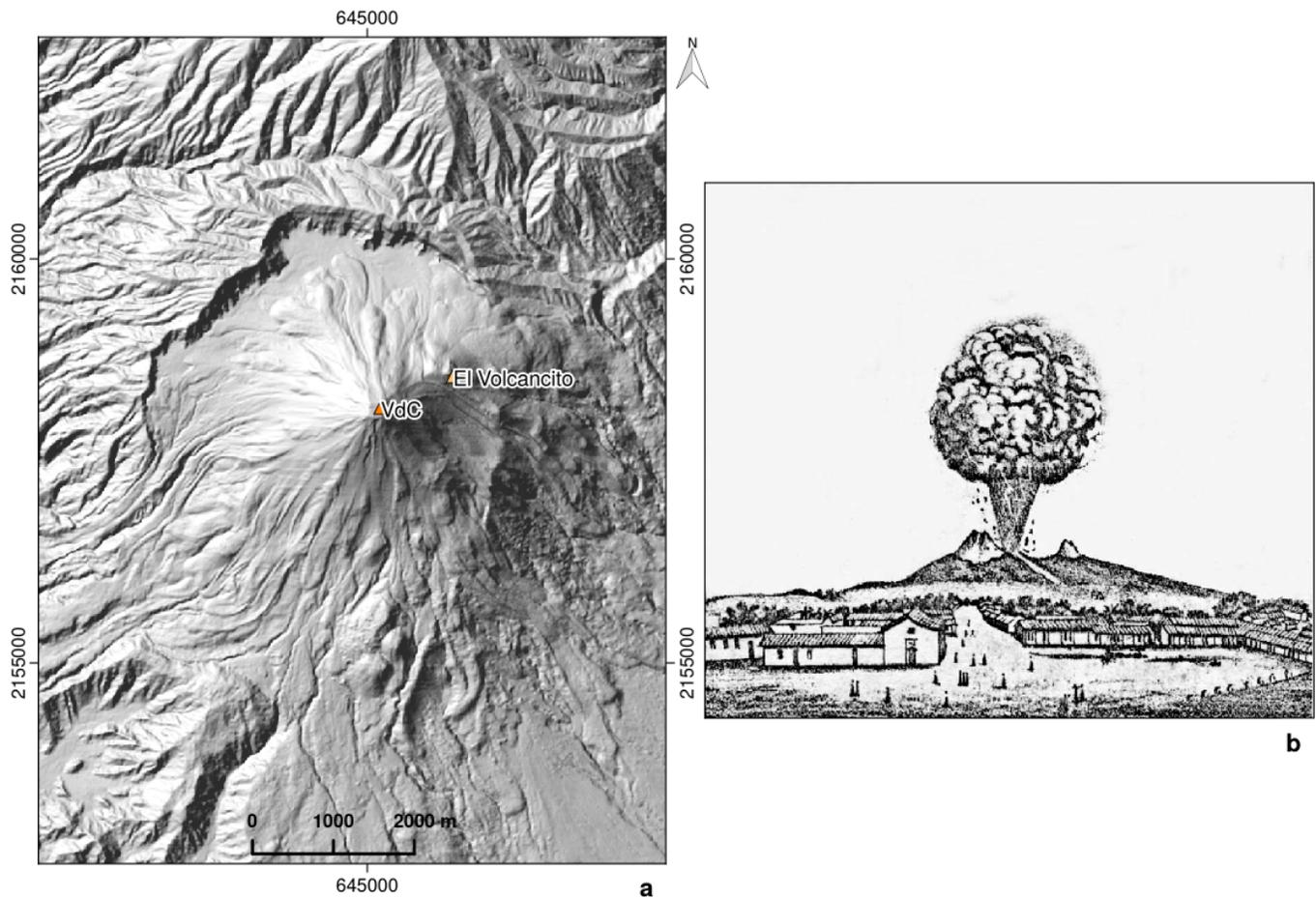


Figura 2. a) Ubicación del cráter principal actual del VdC y el cono parásito El Volcancito, b)Erupción de El Volcancito en 1872. Dibujado desde Tonila por Francisco Rivas. Reimpreso de Bárcena, 1887 (Bretón et al., 2002).

11. 1898-1908

Al inicio de esta nueva etapa eruptiva se reportaron varias explosiones que fueron incrementando en explosividad y en frecuencia con la formación de grandes columnas eruptivas que provocaron la caída de ceniza hasta 220km desde el cráter del volcán.

12. Erupción explosiva de 1913

“En la madrugada del 20 de enero de 1913 el VdC entra en erupción con una serie de explosiones de magnitud pequeña”- reportado así por las autoridades del estado de Jalisco, con la continua ocurrencia de explosiones durante la mañana y tarde. La actividad paroxísmica consistió en la formación de una columna eruptiva de 23 km de altura, con el emplazamiento de flujos piroclásticos hasta una distancia de 15 km, y dispersión de ceniza hacia el NE que fue percatada hasta una distancia de 750 km en Saltillo. Resultado de la explosiva erupción, el edificio volcánico sufrió modificaciones.

13. 1914-1960

Después de la gran erupción de 1913, el volcán entró en una fase de “inactividad”, varias expediciones permitieron reportar el crecimiento intermitente de un domo en el centro del cráter.

14. 1961-62: erupción de lava en bloques y 1963-1974

Se describe el emplazamiento de lóbulos de lava andesítica en los sectores noreste y noroeste, con el colapso de un lóbulo hacia la porción sur, seguido de pequeñas explosiones en la cima del domo para el final de este periodo.

15. 1975-76 Emplazamiento de lava en bloques

Crecimiento del domo y emplazamiento de lavas en la porción este del cráter, los flujos de lava y de bloques y cenizas se dirigieron hacia la zona de El Volcancito.

16. 1981-82 Erupción de lava en bloques

Extrusión del domo en la parte este y sureste del cráter, acompañado por el emplazamiento de flujos de lava y material incandescente. Hacia el final de esta etapa fueron observadas una serie de plumas densas y actividad de tipo Merapi, acompañadas por el emplazamiento de grandes proyectiles balísticos hacia la zona noreste y pequeñas avalanchas de escombros y caída de rocas hacia la zona suroeste del cráter principal.

17. 1991 Emplazamiento de lava en bloques

Continúa el crecimiento del domo hasta su colapso parcial en la porción suroeste del cráter principal seguida del emplazamiento de flujos piroclásticos, y la generación de plumas y derrames de lava.

18. 1998-1999 erupciones de lava en bloques y explosiones

Después del colapso del domo anterior, comenzó la formación de uno nuevo, cuyo colapso generó flujos piroclásticos y fue seguido por el emplazamiento de flujos de lava hacia el oeste. Para finales de esta etapa hubo un cambio de actividad de efusiva a nuevamente explosiva, con la emisión de

balísticos, pequeñas explosiones y desgasificación, caída de ceniza y un incremento en la actividad sísmica.

De estas etapas destacan 4, 7 y 12 donde ocurrieron erupciones plinianas, lo cual indica un periodo de recurrencia de aproximadamente 100 años para este tipo de erupción (Gavilanes et al., 2009). A partir de ésta última etapa descrita por González en el 2002, varios autores como Macías (2006), Saucedo, (2010) y Gavilanes et al. (2009), describen con detalle otras fases eruptivas. En 2000-01 (Lahares en el 2000, periodo explosivo-efusivo en 2001), 2002 (considerable actividad sísmica), 2003-04 (2003 explosivo, 2004 efusivo) y 2005 (etapa explosiva, 12 explosiones Vulcanianas, destrucción del domo y emplazamiento de flujos piroclásticos), 2007-2011. Finalmente, la actividad más reciente corresponde con la erupción de julio del 2015, con el emplazamiento del flujo piroclástico por colapso y destrucción del domo, la cual representa la erupción más intensa desde 1913 (Reyes et al., 2016). En 2017 se registraron las últimas explosiones, actualmente el volcán se encuentra en una etapa de desgasificación pasiva. En resumen, la actividad más reciente consiste en pequeñas erupciones de tipo vulcaniana con un comportamiento cíclico de construcción-destrucción de domos en la cima del cráter. Sin embargo, los lahares son los eventos más frecuentes que se registran en el volcán, con mayor frecuencia después de una fase eruptiva.

2.1.1 Los lahares del Volcán de Colima

El VdC es uno de los volcanes más activos en México, no sólo por su historia eruptiva, sino también por la ocurrencia anual de lahares (Vázquez et al. 2016a). Estos son eventos muy frecuentes han alcanzado largas distancias, dañando la infraestructura de pueblos como La Becerrera en julio del 2000 (Dávila et al., 2007). Los lahares son probablemente el peligro volcánico más frecuente que ocurre durante y después de episodios eruptivos de magnitud VEI 2 (*Volcanic Explosive Index*, Índice Volcánico de Explosividad) o más grande (Macías et al., 2006; Capra et al. 2010).

La ocurrencia de estos eventos depende de la cantidad de material suelto disponible en las barrancas y de características de las lluvias estacionales. 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 (Dávila et al., 2007; Capra et al., 2010; Vázquez et al., 2016 a; Capra et al., 2018). Durante

estas fuertes lluvias, se producen grandes descargas de agua en las cuencas hidrográficas que alimentan las barrancas La Lumbre, San Antonio-Montegrande y La Arena. La barranca La Lumbre es alimentada por la cuenca más grande (Figura 1), que tiene un área de 10 km² (Capra et al., 2010) y favorece la formación de lahares de mayor magnitud que en las demás barrancas.

Los lahares son más frecuentes al inicio de la temporada de lluvias, durante eventos de precipitación no estacionarios, con duraciones cortas (<1 h), intensidades de lluvia variables (50-100 mm/h) y con tan sólo 10-20 mm de lluvia acumulada (Capra et al., 2018). Este comportamiento es atribuido al efecto hidrofóbico de los suelos en las pendientes del volcán al principio de la temporada de lluvia (Capra et al., 2010). Por otro lado, al final de la temporada de lluvia, cuando son comunes las tormentas tropicales, los lahares son disparados dependiendo de la cantidad de lluvia acumulada en los tres días antecedente y del incremento en las intensidades a medida que aumenta la cantidad total de lluvia (Capra et al., 2010). En los últimos días de la temporada de lluvia, es necesaria una cantidad acumulada mayor que al inicio, pues para esta etapa, la superficie dispone un contenido de humedad mayor, lo que reduce el carácter hidrofóbico del suelo y se promueve una mayor infiltración (Capra et al., 2010).

Los lahares son más frecuentes justo después de episodios eruptivos (Dávila et al., 2007; Vázquez et al., 2016 b; Capra et al., 2018) por el aporte de una gran cantidad de material que, durante las lluvias estacionales, puede ser arrastrado. Los lahares del VdC usualmente afectan áreas hasta 15km desde el cráter, resultando en daños a puentes y torres eléctricas (Capra et al., 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. Entre los eventos de mayor impacto destaca el lahar de julio del 2000 que sepultó una casa en la comunidad de la Becerrera y tuvo una gran extensión alcanzando la desembocadura del río Armería (Gavilanes, 2004). El caso de estudio es el evento más reciente, ocurrió por el paso del huracán Patricia el 23-Oct-2015, el cual provocó daños importantes a carreteras dejando incomunicadas varias comunidades por algunos días, como la carretera federal entre los estados de Colima y Jalisco en su límite occidental (Figura 3).



Figura 3. Fotografía tomada de: <http://www.manzanillo.tv/1015/25/patricia-comala.html> daños del evento Oct 2015, puente de la carretera estatal que desde el pueblo de la Becerrera permite atravesar la barranca La Lumbre y entrar al estado de Jalisco.

2.2 Sistemas de monitoreo de lahares

Clásicamente la sismología es empleada para localizar y analizar eventos tectónicos, pero estos eventos sólo representan el 1% de la señal registrada (Burtin et al., 2016). La información restante corresponde al llamado "ruido ambiental" que, con el tiempo fue objeto de interés pues se observó que su análisis permite la caracterización de otro tipo de eventos geológicos superficiales, así surge la sismología ambiental. La sismología ambiental consiste en estudiar las vibraciones mecánicas que se originan por causas externas a la Tierra Sólida (Larose et al., 2015). Dichas causas externas están relacionadas a eventos geológicos superficiales (movimientos en masa, flujos, eventos hidrometeorológicos y criogénicos) y a la acción humana (explotación de pozos, pruebas nucleares, construcciones, etc.). El objetivo principal de la sismología ambiental es la aplicación de sistemas de monitoreo de procesos superficiales que representan una fuente de peligro para las comunidades así como para los de sitios de

explotación de recursos. Esencialmente, la diferencia entre sismología clásica y sismología ambiental es el tipo de fuente que produce la señal, ya que el procesamiento y análisis de datos suele ser similar. Por lo tanto, una fuente sísmica “superficial” común, corresponde al emplazamiento de flujos gravitacionales como los flujos piroclásticos y los lahares.

La clasificación sísmica de un lahar no siempre es trivial, ya que intervienen factores importantes como la atenuación de la señal y se trata de una fuente móvil y fluctuante. Al ser un proceso superficial en el que interactúa un fluido con alta concentración de partículas de tamaños y formas variables, se pueden producir frecuencias altas que son rápidamente atenuadas durante su interacción con el sustrato.

Es importante señalar que un sistema de monitoreo de lahares debe ser un conjunto de métodos que permitan identificar el evento, y la estación debe colocarse en un sitio clave que permita la mejor recepción de datos. Sin embargo, se puede adaptar una red sismo-volcánica existente para el monitoreo de lahares añadiendo estaciones cercanas al canal en varios puntos (Thompson, 2015).

Desde el 2007 se han implementado sistemas de monitoreo de lahares en el Volcán de Colima (Dávila et al., 2007; Zobin et al., 2009; Capra et al., 2010), actualmente, a cargo del Centro de Geociencias, UNAM. A partir del 2011 se cuenta con dos estaciones de monitoreo en las barrancas La Lumbre y Montegrande. Ambas estaciones consisten de una torre de 12 m (Figura 4, 5) de altura con una antena direccional que transmite datos en tiempo real a las instalaciones de la RESCO, una videocámara que toma imágenes cada 2-4 segundos con una resolución de 704 x 480 pixeles, un pluviómetro (HOBO RG3) que toma registro cada 0.2 mm de lluvia, un sensor de humedad del suelo y un geófono de 10 Hz (Sercel) (Vázquez et al., 2016a; Coviello et al., 2018). Para el presente análisis se utilizaron los datos obtenidos en la estación de monitoreo de La Lumbre (Figura 4), que incluyen el registro sísmico del geófono Sercel de 10 Hz e imágenes de una videocámara. Los datos de lluvia fueron obtenidos de la estación meteorológica automática Nevado de Colima del Servicio Meteorológico Nacional (con lecturas en mm cada diez minutos).



Figura 4. Estación de monitoreo en la barranca La Lumbre: a) Vista de la videocámara, b) Vista canal abajo y c) Torre de la estación.

Cabe mencionar, que las estaciones a cargo del Centro de Geociencias de la UNAM tienen como objetivo principal el monitoreo de procesos superficiales no necesariamente asociados a la actividad explosiva del volcán, sin embargo, este tipo de estaciones permiten registrar una gran diversidad de eventos. Un ejemplo de ello es el registro de la erupción de julio de 2015 que produjo un flujo piroclástico en la barranca Montegrande (Capra et al., 2018b).

De forma complementaria, en el volcán hay redes de monitoreo adicionales. La Red Sísmica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO) de la Universidad de Colima cuenta con una red de monitoreo, con diez estaciones equipadas con sensores de banda ancha ubicados alrededor del volcán.

Más recientemente, se instalaron cuatro sensores de periodo corto; adicionalmente tienen cuatro sensores de infrasonido, y cinco cámaras con diferentes perspectivas.

Además, se realizan constantes sobrevuelos de observación científica sobre el cono volcánico para la adquisición de imágenes térmicas.



Figura 5. Estación de monitoreo en la barranca Montegrande. Fotografía: Lucía Capra.

Capítulo 3. Lahares

Los lahares forman parte de los procesos gravitacionales más complejos y de mayor interés social, ya que son eventos que pueden tener grandes alcances y ser altamente destructivos. Cabe destacar que la formación de lahares no está necesariamente relacionada con la actividad volcánica por lo que, los volcanes inactivos e incluso extintos, pueden seguir promoviendo la formación de estos flujos y representar un peligro latente para la población aledaña.

Los lahares han sido responsables de grandes pérdidas en todo el mundo, y probablemente hayan provocado el mayor número de muertes que cualquier otro proceso volcánico (Blong 1984; Lockwood y Hazlett 2010). El término lahar es de origen indonesiano y describe corrientes constituidas por la mezcla de agua y sedimento que bajan desde los flancos de un volcán. Son fluidos continuos de dos fases que se desplazan bajo la fuerza de gravedad (Takashi, 2014).

Es importante mencionar que el término 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). Los lahares se distinguen en dos categorías principales de acuerdo a la proporción entre agua y sedimento:

- Flujo hiperconcentrado: se caracteriza por tener concentración de sedimento entre el 20 y 60% en volumen, con tamaño principalmente entre grava y arena. Tiene un comportamiento no-Newtoniano, entre turbulento y laminar (Costa, 1987).
- Flujo de escombros: con concentración de sedimentos del 60-80% en volumen, puede soportar grandes bloques en suspensión y se considera un fluido tipo Bingham (viscoplástico) (Costa, 1987).

Para concentraciones de sedimentos inferiores al 20% se habla de un flujo de corriente, donde el sedimento de grano fino se mueve en suspensión y la fase de grano grueso a lo largo del lecho del canal. El flujo dominante es agua y representa la fase continua comportándose como un fluido Newtoniano, turbulento (Costa, 1987).

Durante un evento de lahar puede haber transiciones continuas entre los dos tipos de flujos anteriormente mencionados.

Un lahar se caracteriza por presentar tres partes (Figura 6): un **frente** caracterizado por tener la mayor concentración de bloques, con una dinámica principalmente erosiva, actuando como un bulldozer con el material a su paso. El mecanismo de transporte dominante es saltación, seguido por arrastre y rodamiento. Un **cuerpo**, caracterizado por una mezcla uniforme entre la fase fluida y los fragmentos sólidos, en donde puede darse una separación vertical del material. Los bloques más grandes son expulsados hacia la superficie y después desviados hacia los límites laterales del flujo. El mecanismo de emplazamiento dominante es de tipo laminar. Y la **cola**, es la porción del flujo más diluida, con un menor contenido de fracción sólida con respecto al cuerpo, puede desarrollar turbulencia.

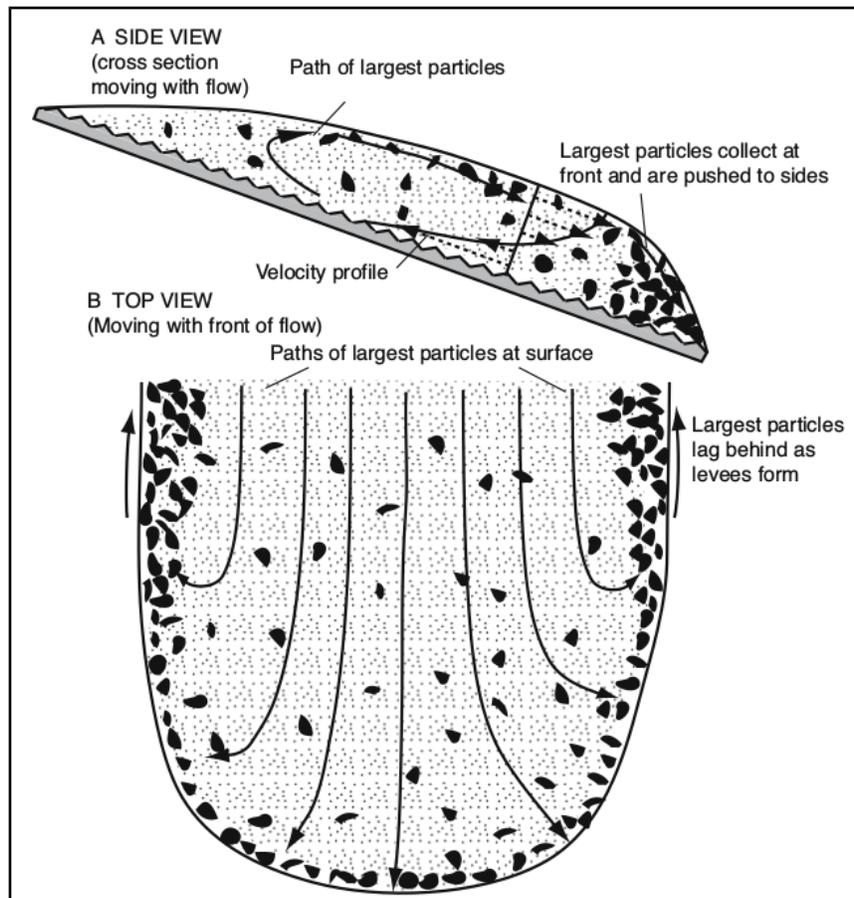


Figura 6. Diagrama esquemático que muestra la estructura de un lahar con el frente en la zona de mayor concentración de partículas gruesas, cuerpo en la zona de reciclaje y cola en la parte más diluida con menos fracción gruesa. Se muestra el proceso de segregación de las partículas gruesas hacia el frente (a) y los márgenes (b) del flujo (Vallance, 2005).

Dependiendo del contenido de arcilla en la matriz, los lahares se pueden dividir en flujos con propiedades cohesivas y no cohesivas (Pierson y Scott, 1985). Cuando el contenido de arcilla en la matriz rebasa el 3-5% el flujo tendrá un comportamiento cohesivo, retardando la segregación de las partículas así como el movimiento del flujo. Adicional a la cantidad de arcilla en la mezcla, el tipo de esta misma es fundamental para su efecto en la reología (Hampton, 1975). Por ejemplo, las esmectitas modifican la reología del flujo desde concentraciones del 3% en volumen, arcillas como la caolinita, necesitan rebasar el 5% de concentración en volumen para tener un efecto en la dinámica.

3.1 Mecanismos de formación y disparo

El origen de los lahares depende de la disponibilidad de sedimentos y agua (Vallance, 2005). La génesis de un lahar requiere de: (1) una fuente de agua abundante y continua, (2) sedimentos no consolidados, los cuales típicamente incluyen depósitos de flujos piroclásticos y de caída, coluvión y suelo; (3) pendientes pronunciadas en la zona fuente (comúnmente $>25^\circ$); y (4) un mecanismo de disparo, como un sismo, que no necesariamente corresponde con el proceso asociado al aporte de agua (Vallance y Iverson, 2015).

Las fuentes de agua pueden ser; agua de poro o hidrotermal, hielo o nieve, agua subglacial atrapada, lagos cráter u otro tipo de lagos y finalmente lluvias torrenciales. Particularmente para el caso del Volcán de Colima, la fuente principal de agua son las lluvias estacionales en el periodo junio-octubre aunado a la ocurrencia de huracanes y tormentas tropicales en dicha época del año. La precipitación media anual para el estado en el 2015 fue de 1921.4 mm (CONAGUA, 2015), de los cuales el 81.15% se concentraron en los meses antes mencionados.

Los lahares pueden ser primarios (sin-eruptivos) o secundarios (post-eruptivos o no relacionados a las erupciones) (Vallance y Iverson, 2015). Las características y potencial destructivo del lahar, dependen del proceso de iniciación (Fairchild 1978), este es un factor extremadamente importante para el análisis cuantitativo de peligro asociado (Tabla 1, Fairchild, 1987).

En los volcanes con casquete glaciar los lahares sin-eruptivos o primarios, se originan durante una fase eruptiva debido a que los flujos piroclásticos erosionan el hielo que rápidamente se derrite aportando

agua, y al mezclarse con el material piroclástico promueve la transformación a un lahar (Vallance y Iverson, 2015). Así mismo, la interacción de estos productos piroclásticos con otro tipo de cuerpos de agua situados en los drenajes del volcán, como lagos, puede dar inicio a la formación de lahares, sin embargo, el mecanismo más común es la ocurrencia de lluvias.

Por otro lado, los eventos sísmicos pueden inducir deslizamientos superficiales que rápidamente pueden convertirse en lahares si el material removilizado estaba parcialmente saturado en agua (Lockwood y Hazlett, 2010). A mayor escala, los complejos volcánicos están sometidos a deformación y alteración hidrotermal interna durante y después de la actividad magmática, ya sea por los numerosos eventos intrusivos desde la cámara magmática hacia el conducto o por la deposición de grandes cantidades de material piroclástico que incrementan sus pendientes, estos procesos desestabilizan al edificio. Disparados por lluvias o por sismos, grandes colapsos pueden resultar en flujos de escombros de gran magnitud .

La acumulación de agua por lluvias torrenciales representa el factor principal que promueve la formación de lahares y es especialmente común en volcanes tropicales, durante eventos de fuertes lluvias estacionales (Lockwood y Hazlett, 2010). La acumulación intensa y prolongada de lluvias se concentra en las cuencas que alimentan los drenajes del edificio volcánico, erosionando el material incoherente, para formar al principio flujos hiperconcentrados que aumentan su contenido de material clástico, hasta convertirse en flujos de escombros (Iverson, 1997). 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 flujos de este tipo son comúnmente pequeños pero frecuentes en la temporada de lluvias. El tamaño y frecuencia de estos puede incrementar en los meses o años siguientes a la erupción, para después decrecer exponencialmente en función del reestablecimiento del drenaje y de la vegetación (Vallance y Iverson, 2015).

En caso de erupciones subglaciales se pueden formar lagos subglaciales que eventualmente se drenen cuando una sección de la capa de hielo se vuelve boyante o se fractura liberando el agua atrapada. Las inundaciones repentinas a pequeña escala también ocurren durante los períodos de ablación de los glaciares (Vallance y Iverson, 2015).

CAUSAS DE LOS LAHARES.		
Tipo	Categoría general	Ejemplo específico
Sin-eruptivos	Actividad volcánica	<ul style="list-style-type: none"> • Inyecciones calientes o colapso de domo emplazado sobre nieve o laderas cubiertas de hielo • Avalanchas de escombros o colapso sectorial • Actividad hidromagmática en los lagos cratéricos con aporte repentino de agua en laderas cubiertas de hielo y de ceniza volcánica no consolidada.
Post-eruptivos	Actividad sísmica y deformación volcánica	<ul style="list-style-type: none"> • Deslizamientos por sismos de terrenos parcialmente saturados en agua o sobreexplotación de taludes deformados. Ruptura de represamientos naturales.
	Lluvias torrenciales	<ul style="list-style-type: none"> • Lluvias torrenciales sobre laderas volcánicas recién cubiertas de ceniza.
	Derretimiento de hielo y nieve	<ul style="list-style-type: none"> • Deshielo de nieve en laderas volcánicas cubiertas con mantos frescos de ceniza durante los meses de invierno.

Tabla 1. Causas de los lahares: modificada de Lockwood y Hazlett, 2010.

3.2 Características físicas y dinámicas de los lahares

Con excepción del agua pura y el aire, los fluidos que se encuentran en la naturaleza son sistemas multifásicos. Dichos sistemas involucran una combinación de material sólido (sedimento), líquido (agua) y gas (aire) (Pierson y Costa, 1987). Estrictamente, el agua pura se comporta como un fluido

Newtoniano, esto quiere decir que no tiene un límite de esfuerzos y puede continuar fluyendo pendiente abajo, con una relación lineal entre deformación y el esfuerzo. Cuando el agua se mezcla con suficientes partículas de arena y limo, su densidad aparente incrementa y desarrolla un límite plástico y una relación no lineal con la deformación; y comienza a comportarse como un fluido No-Newtoniano capaz de mantener en suspensión material sólido (Véase Tabla 2). En caso de los flujos cohesivos, estos adquieren la capacidad de soportar y transportar grandes clastos gracias a las fuerzas de cohesión y flotación que las arcillas proveen; estas últimas favorecen la lubricación entre bloques reduciendo la fricción entre ellos.

El comportamiento de un flujo en respuesta a un esfuerzo de corte aplicado depende de 1) proporciones relativas de sus componentes (agua-sólido), 2) la distribución del tamaño de grano en los componentes sólidos; y 3) las propiedades físicas y químicas del componente sólido, asumiendo que las propiedades de las fases líquida y gaseosa son relativamente constantes (Pierson y Costa, 1987). Sin embargo, la respuesta reológica de una mezcla de sedimento-agua a una tasa de deformación dada, se rige principalmente por la concentración de sedimento (o el contenido de agua) y es afectada en menor medida por la distribución del tamaño de grano de los sólidos y las propiedades físicas y químicas de las partículas (Pierson y Costa, 1987).

Una vez formado el flujo, los mecanismos que transportan las partículas son: deslizamiento, rodamiento, saltación y suspensión que, respectivamente, son relativos a fragmentos de mayor a menor tamaño. Es decir, el transporte por deslizamiento y rodamiento es característico de bloques gruesos o de mayor tamaño, saltación y suspensión para bloques y partículas más pequeñas. Por otra parte, los principales mecanismos de soporte de partículas en el flujo son flotación, turbulencia y presión de poro.

Importante de resaltar sobre el comportamiento de los lahares es el rango de velocidades que alcanzan. La velocidad no es uniforme, el frente viaja a menor velocidad que el cuerpo, pero puede alcanzar velocidades de hasta 150 km/h (Pierson, 1988), (Figura 6); la velocidad máxima se concentra en la parte media-frontal del flujo y la velocidad mínima hacia el contacto con las paredes del canal. Los factores que controlan la velocidad son: el momento impartido por la masa de sedimentos (dado el

mecanismo disparador), la profundidad del flujo, el grado de pendiente, y la concentración de material sólido (Caballero y Capra, 2018).

Así mismo, el comportamiento en “oleadas” o pulsos es descriptivo de un lahar y depende del mecanismo disparador, dinámica interna y factores externos. El comportamiento en oleadas se puede crear por la inestabilidad del flujo originada por deslizamientos no simultáneos o por periodos de disminución en la velocidad del flujo, seguidos por enriquecimiento en bloques y removilización. Los intervalos de tiempo entre un pulso y otro pueden variar de segundos a horas (Caballero y Capra, 2018), por otro lado, la ocurrencia de oleadas discretas en lahares, ha sido atribuida a fuentes de sedimentos espacial y temporalmente distribuidas, represas temporales, arrastre progresivo de material en la base o cambios en el ángulo de pendiente (Iverson 1997; Marchi et al., 2002; Takashi 2007; Zanuttigh y Lamberti 2007; Doyle et al., 2010; Kean et al., 2013). Variaciones en la descarga de mayor amplitud se han relacionado a la respuesta hidrogeológica de la cuenca así como a la variación en la intensidad de la lluvia (Capra et al., 2018).

Tipo	Concentración de sedimento	Densidad g/cm ³	Tipo de fluido	Mecanismo de soporte	Tipo de flujo dominante
Corriente	1-40% peso 0.4-20% vol	1.01-1.33	Newtoniano	Fuerzas electrostáticas, turbulencia	Turbulento
Hiperconcentrado	40-70% peso 20-47% vol	1.33-1.80	No-Newtoniano	Flotabilidad, fuerzas dispersivas, turbulencia	Turbulento a laminar
Escombros	70-90% peso 47-77% vol	1.80-2.30	Viscoplástico	Cohesión, flotabilidad, fuerzas dispersivas, soporte estructural	Laminar

Tabla 2. Clasificación reológica de flujos naturales. Modificada de Costa 1987.

Los lahares incorporan sedimento tanto del área de origen así como a medida que fluyen hacia abajo sobre las pendientes volcánicas (Charbonnier et al., 2018; Scott, 1985), proceso conocido como *bulking*, este término describe el incremento de volumen en el flujo por erosión e incorporación de material secundario desde la base del flujo a los márgenes, mientras que el proceso de *debulking* describe la pérdida de volumen por deposición selectiva de material (Vallance, 2010). La eficiencia del proceso de *bulking* está relacionada a las características del lecho del canal, a la erodibilidad de los

bancos, al esfuerzo de cizalla aplicado por el flujo al cauce del río y al volumen de sedimentos disponibles en el cauce (Pierson, 1995). Los sedimentos pueden ser incorporados por el frente y la base del flujo, principalmente por las fuerzas de arrastre y presión inducida por el peso del flujo. Por otro lado, la erosión progresiva del pie de las terrazas laterales, también promueve la incorporación de material por colapsos discretos de las mismas paredes del canal.

Por otra parte, la sedimentación de los componentes sólidos en el flujo está controlada por la viscosidad y densidad del fluido, por la densidad de la partícula, su forma y rugosidad superficial así como por los mecanismos de transporte y dinámica interna que permitan o impidan la sedimentación (Caballero y Capra, 2018). En cambio, la depositación (momento en el cual el material ya no se mueve y se forma el depósito) de los materiales está principalmente controlada por la concentración de la fase sólida. Como ya se ha mencionado, la dinámica de estos flujos es compleja y cambiante en el tiempo, un lahar puede experimentar repetidas transiciones entre flujos de corriente/hiperconcentrado/escombros debido a la incorporación de grandes cantidades de material (tasa de erosión), tasa de sedimentación, incorporación de volúmenes de agua importantes (dilución) o cambios súbitos en la morfología del canal que afecten su emplazamiento.

Para describir la dinámica de emplazamiento de los flujos granulares se han presentado diferentes modelos; un modelo dilatante o dispersivo (Bagnold, 1954) en donde el intercambio de energía ocurre principalmente por interacción entre las partículas. Un modelo de flujo granular inercial (Takahashi 1978) que retoma el modelo de Bagnold pero describe al flujo como inercial donde el emplazamiento ocurre cuando el esfuerzo de corte disminuye y la presión dispersiva se atenúa, “congelando” el flujo, como si fuera un emplazamiento masivo.

Existen un gran número de modelos teóricos para explicar el emplazamiento de los flujos pero, de forma simplificada, el emplazamiento de un lahar puede darse de forma masiva o gradual. El emplazamiento masivo ocurre cuando hay una disminución abrupta en la energía del flujo. Esto se debe, por ejemplo, a un quiebre importante de pendiente y un incremento en el ancho del canal, en donde el momento que el flujo lleva hasta ese punto no es suficiente para mantener el movimiento. En el caso gradual, se trata de un flujo estable en donde por incremento en la concentración del material hacia la base del mismo se va agrandando hacia la porción superior (Vallance y Scott, 1997).

El mecanismo de emplazamiento gradual es un proceso comúnmente reconocido a partir de las características texturales de los depósitos, como es la gradación inversa o normal de los líticos. Para un evento directamente observado en el Volcán de Colima, se estimó una tasa de sedimentación de ~6 cm por minuto (Vázquez et al., 2016b).

Capítulo 4. El evento Patricia en la barranca La Lumbre

La barranca La Lumbre (Figura 7) es uno de los canales más activos en cuanto a la generación de lahares en el Volcán de Colima (Coviello et al., 2018) y es, además, el canal principal que drena la cuenca de La Lumbre; la más extensa del VdC. En esta barranca, con base en el registro histórico recabado por Gavilanes en 2004, se han observado numerosos lahares que han impactado en varios niveles a las poblaciones aledañas. Es común, como se mencionó en capítulos anteriores, que al principio de la temporada de lluvia la frecuencia de lahares sea más elevada, sin embargo, la magnitud de estos es menor debido a que están asociados a eventos de lluvia de alta intensidad pero de corta duración, con la acumulación de 20-30 mm de lluvia en promedio. Por el contrario, los eventos de mayor magnitud ocurren hacia finales de la temporada de lluvia, con la entrada de huracanes desde la costa del Pacífico transformándose en lluvias tropicales que llevan la acumulación de 200-400 mm de lluvia en promedio.

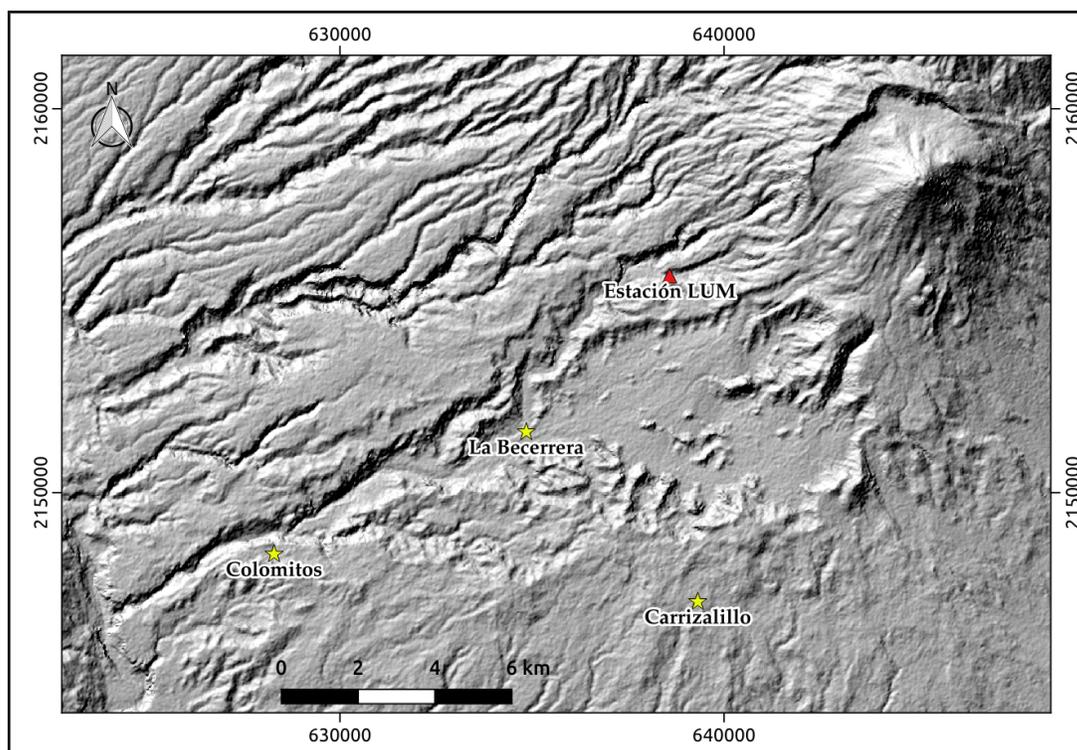


Figura 7. Zona sur-oeste del Volcán de Colima, en donde se indica la estación de monitoreo de La Lumbre (Estación Lum) y en estrellas amarillas las localidades representativas. Este DEM fue utilizado para las simulaciones (resolución de 12.5m).

El 23 de octubre del 2015, el huracán Patricia golpeó las costas del pacífico del suroeste mexicano, atenuándose rápidamente con la topografía pero dejando a su paso lluvias de casi 500 mm. El flanco oeste del Volcán de Colima fue impactado por la perturbación provocando la formación de varios lahares en todas las barrancas principales, a lo largo de varias horas. La estación de monitoreo La Lumbre registró cinco horas de imágenes las imágenes y la señal sísmica completa del evento aquí estudiado.

4.1 Huracán Patricia

El huracán Patricia (20 octubre - 5 noviembre, Categoría 5) destacó por ser uno de los huracanes más rápidos en intensificarse al pasar de categoría 1 a categoría 5 (escala Saffir-Simpson) en alrededor de 15 horas. Se desarrolló a partir de la depresión tropical 20-E la mañana del 20 de octubre a 330 km al sur-sureste de Salina Cruz, Oax., en el transcurso de la noche se intensificó a tormenta tropical con vientos máximos de 65 km/h y rachas de 85 km/h, se desplazó hacia el oeste y la tarde del día 21 aumentó la velocidad de sus vientos, alcanzando la categoría 1. La mañana del día 22 se intensificó a categoría 2 a 385 km al sur-suroeste de Lázaro Cárdenas, Mich., con vientos máximos sostenidos de 155 km/h; tres horas después alcanzó la categoría 4 y sus vientos se incrementaron a 215 km/h; a las 22:00 horas Patricia volvió a intensificarse y alcanzó la categoría 5 a 320 km al sur-suroeste de Manzanillo, Col., con vientos de 260 km/h. La mañana del día 23 los vientos del huracán alcanzaron un máximo de 345 km/h, posteriormente se debilitó y la tarde del día 23 Patricia impactó la costa de Cuixmala, Jal., con vientos máximos de 240 km/h (de acuerdo con el Reporte de Ciclones tropicales del National Hurricane Center, emitido el 4 de febrero de 2016). En las primeras horas del 24 de octubre se degradó a categoría 2 y posteriormente a tormenta tropical a 55 km al noreste de la ciudad de Zacatecas. Finalmente se debilitó a una baja remanente a 70 km al sureste de Saltillo, Coah. (CONAGUA, 2015). En la Figura 8 se grafican las curvas de: lluvia acumulada cada 10 minutos (azul), acumulación total (naranja) e intensidad (puntos grises en mm/h). La curva de acumulación muestra que para el inicio del evento (21h 23/10/15 GMT) habían caído 259.4 mm del total acumulado hasta las 12h 24/10/15 (GMT) que fue de 440.2 mm. La intensidad mayor (calculada en intervalos de una hora) se evaluó en 31.6 mm/h a la 1h 24/10/15.

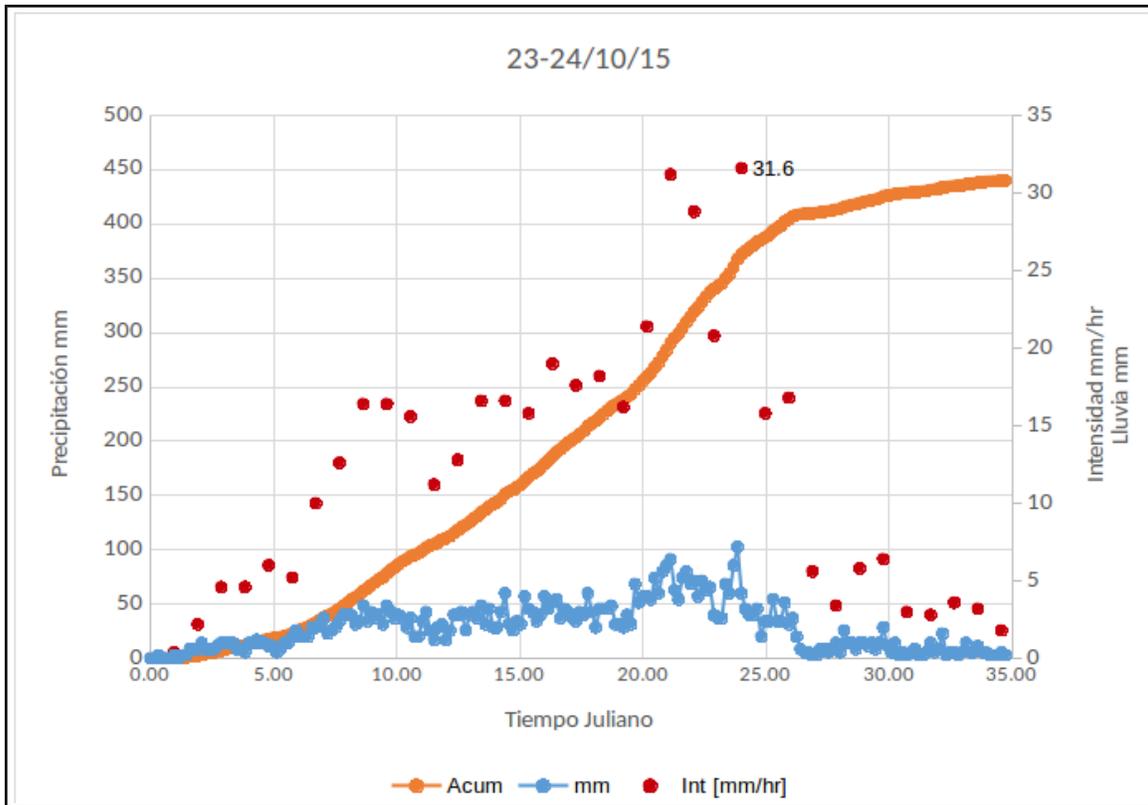


Figura 8. Análisis de lluvia, curvas de: caída de lluvia (milímetros cada diez minutos), acumulación (Acum) e intensidad (Int).

4.2 Registro visual del evento

A partir del análisis del registro visual en la barranca La Lumbre, los primeros escurrimientos se observaron a las 16:24 h (23/10/15 GMT) después de 16 h del inicio de las lluvias, con el paso de un flujo de corriente (Figura 9a) que progresivamente fue inundando lateralmente el canal (Figura 9b). Después de aproximadamente seis horas, el canal se encontraba completamente inundado con desarrollo de flujos hiperconcentrados que muestran turbulencia en sus frentes (Figura 9c). Desde las imágenes se pueden observar numerosos cambios en la profundidad del flujo (descarga), variando de decenas de centímetros hasta tres metros aproximadamente.

A las 23:29 h y durante aproximadamente dos minutos, se detecta la llegada de un frente, con un aumento repentino en la profundidad (4.2 m) y velocidad del flujo, con mucha turbulencia en la superficie y con un desborde parcial del canal (Figura 9d). En los siguientes diez minutos, la

inundación lateral se reduce y el espesor del flujo disminuye drásticamente (Figura 9e), adquiriendo características similares a los flujos iniciales.

Después de 30 min del primer frente se observa el paso del segundo (23:59 h), con otro aumento drástico en la profundidad del flujo (5 m para el inicio de su paso) que desbordó completamente del canal y que también muestra turbulencia en la superficie (Figura 9f). Después de las 23:59 h, no fue posible la visualización del evento dada la oscuridad de la noche e interferencia de la lluvia, sin embargo, gracias a la correlación en tiempo del geófono y las imágenes adquiridas por la cámara de la estación, ha sido posible describir e interpretar el evento en su totalidad.



Figura 9. Registro visual del lahar durante el huracán Patricia. a) 16:24 h (23/10/15 GMT) se registra el inicio de escurrimiento en el canal; b) 20:24 el flujo se mantiene en constante alimentación inundando progresivamente el canal; c) 23:06 el canal se encuentra completamente inundado, la altura del flujo incrementa y se observan frentes de impacto al centro del canal, en la superficie del flujo; d) 23:29 imagen durante el paso del primer frente, resaltan las zonas de turbulencia en la superficie del flujo; e) 23:40 después del paso del primer frente, la profundidad y el nivel de inundación lateral del flujo disminuyen considerablemente; f) 23:59 se registra el paso del segundo frente, nuevamente el canal se encuentra completamente inundado e incrementa drásticamente la altura del flujo que desborda completamente del canal.

4.3 Registro sísmico de lahares

Las vibraciones en el suelo causadas por flujos de escombros se caracterizan por tener transiciones abruptas, discontinuidades de salto, amortiguación y rasgos no estacionarios (Huang et al., 2007). Los lahares producen señales sísmicas de larga duración que se parecen a los tremores volcánicos, excepto porque la señal de los lahares es más fuerte cerca del canal (McNutt, 2002). Pueden diferenciarse de otros eventos superficiales (flujos piroclásticos) por su duración (de decenas de minutos a horas), contenido de altas frecuencias (10-60Hz, hasta 100 Hz en algunos casos) y bajas velocidades (Thompson, 2015). En la Figura 10 se puede apreciar un evento de flujo de detritos que ha sido identificado por sus características espectrales (duración, banda de frecuencias y distribución de la energía en función de las mismas) (Burtin et al., 2016).

A partir de una serie de experimentos realizados por Huang et al. (2007) y el análisis de un evento de flujo de detritos ocurrido en Ai-Yu-Zi, Taiwan, observaron que el rango de frecuencias a lo largo de un evento de éste tipo es elevado (>10 Hz) y variable. Además, que el mayor aporte de vibraciones tienen origen en la colisión y fricción que ocurre entre el flujo, el lecho del cauce y las paredes del canal. Conforme a la evolución y características del flujo, se determinó que para la porción frontal del mismo, caracterizada por tener la mayor cantidad de fragmentos sólidos y de mayor tamaño; el rango de frecuencias es menor de 50 Hz. Después del paso del frente, la banda de frecuencias es más alta en un rango de 50-100 Hz. Estos valores han sido reevaluados por los trabajos recientes desarrollados con el estudio espectral de lahares en el Volcán de Colima (Vázquez et al., 2016) donde se analizaron tres lahares en la barranca Montegrando disparados al inicio de la temporada de lluvias. En estos se observa que el rango de frecuencias característico del frente y cuerpo de los flujos de escombros es de 10-30 Hz y para las partes diluidas o cola (flujo hiperconcentrado), de 30-50 Hz.

De igual manera, Coviello et al. (2018) caracterizaron flujos hiperconcentrados en la barranca la Lumbre. Observaron que la energía sísmica se encuentra distribuida en el rango de 10-110 Hz donde resaltan picos en ~ 40 y ~ 70 Hz, conforme el flujo evoluciona a un régimen más diluido, el rango de frecuencias se reduce.

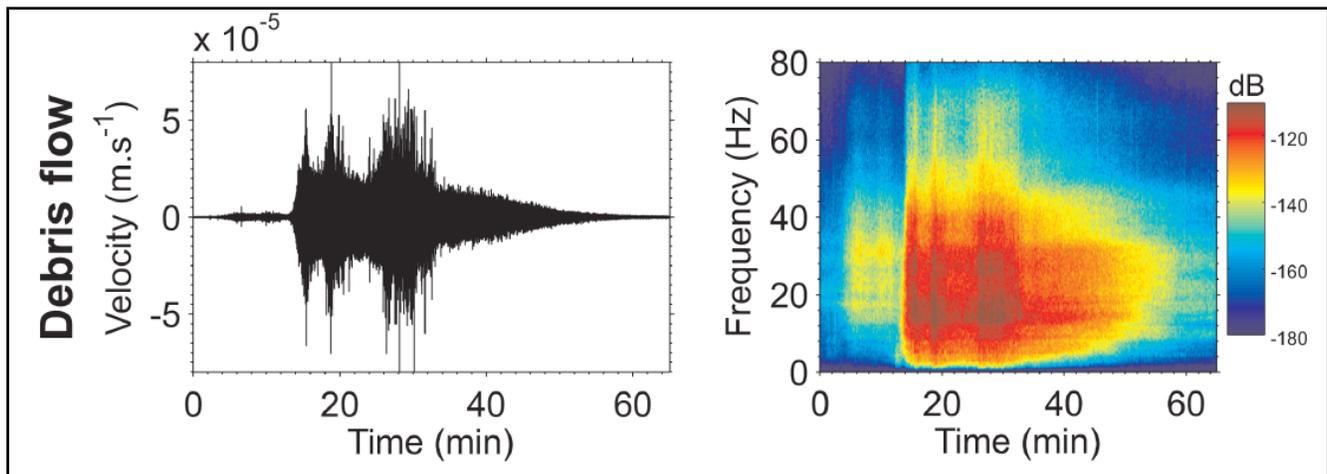


Figura 10. Identificación de un evento de flujo de escombros a través del análisis espectral de la señal sísmica (Burtin et al., 2016).

Por lo tanto, el contenido espectral, picos máximos y mínimos observados en la señal, son puntos clave que permiten inferir mecanismos de transporte, influencia geomorfológica e incluso concentración volumétrica de sedimento. El factor geomorfológico juega un papel determinante en la dinámica de transporte ya que sus variaciones promueven cambios repentinos, como los escalones, donde ocurre disipación de energía del flujo y puede traducirse en picos destacables de la señal. En particular, con base en el muestreo directo durante el emplazamiento de un flujo hiperconcentrado, Coviello et al. (2018) observan una relación directa entre la amplitud de la señal y la concentración de sedimentos. Un rango de frecuencia de 70 Hz asociado al transporte por arrastre del sedimento en la base del canal y frecuencias entre 30-40 Hz para la porción más turbulenta y diluida del flujo.

4.3.1 Análisis de la señal

Como parte de la primera etapa del análisis sísmico de la señal del lahar Patricia, se llevó a cabo el procesamiento de las señales desde la conversión a unidades físicas con base en la respuesta de sensibilidad del instrumento descrito anteriormente (Capítulo 2, sección 2.2), con la siguiente relación;

$$V[m/s]=Cuenta \cdot \frac{1.164153 \times 10^{-9} V}{22.8 \left(\frac{V}{m/s}\right)}$$

Donde $1.164153 \times 10^{-9} V$ es el factor de digitalización y $22.8 \frac{V}{m/s}$ es el valor de sensibilidad de la respuesta instrumental. La relación de estas constantes se multiplica por el número de cuentas y se obtienen valores de velocidad del terreno en metros por segundo. Para una mejor presentación gráfica se muestran los datos en milímetros por segundo.

El procesamiento de datos se llevó a cabo en el ambiente de *Jupyter* usando el lenguaje de *Julia* (Véase Anexo: Código) usando funciones de las librerías *SAC*, *DSP*, *PyPlot* y *ExcelReaders*. Para la correcta visualización de la señal se aplicó en el código la remoción del promedio y posible tendencia de la señal a través de las funciones *rmean* y *rtrend*, respectivamente.

Se utilizó la tasa de muestreo original del equipo en campo de 250 muestras por segundo. La señal analizada corresponde al intervalo en tiempo desde las 21 h del 23/10/15 (GMT) donde se comenzó a observar un flujo de corriente descendiendo por el canal que inundaba aproximadamente la mitad de su ancho, hasta las 04 hr del 24/10/15 (GMT) donde ya no se observó registro del evento (Figura 11) .

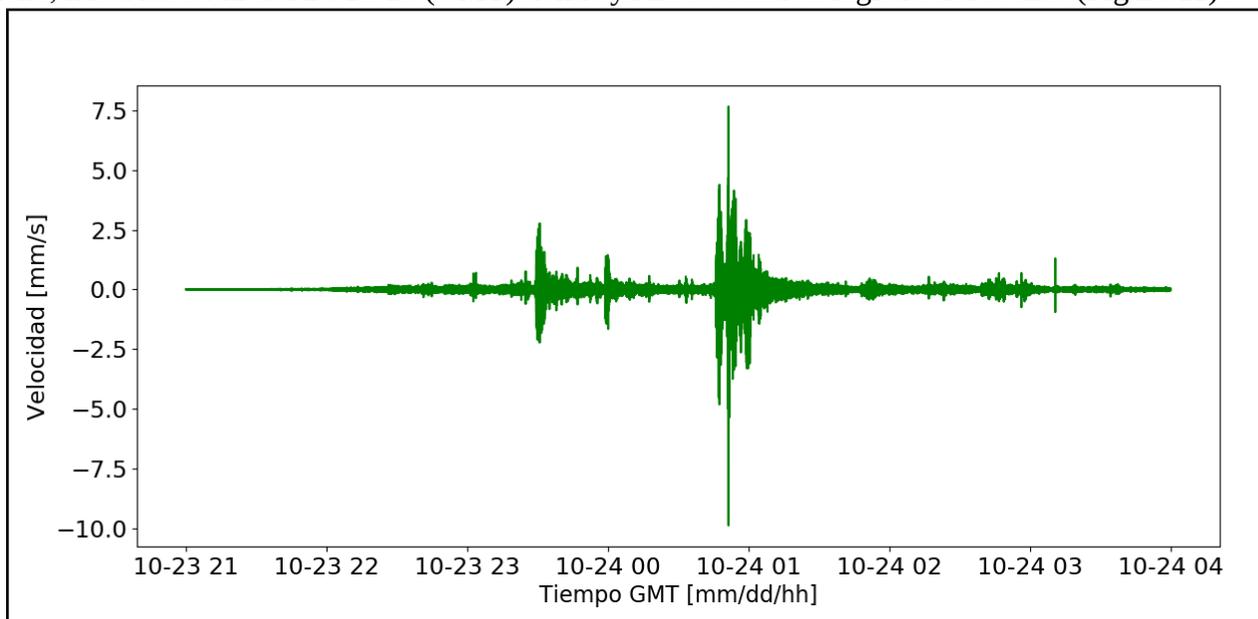


Figura 11. Forma de onda del lahar registrado durante el huracán Patricia, la amplitud en velocidad se presenta en milímetros sobre segundo. Destacan tres picos de amplitudes mayores (23:29 de 2.6 mm/s, 23:59 de 2 mm/s y 00:50 de 7.3 mm/s) que son precedidos por picos secundarios resultado de la dinámica en la descarga del flujo.

Con intención de destacar los picos de mayores amplitudes en la señal en tiempo, se calculó la envolvente como el valor absoluto de la Transformada de Hilbert, a la que posteriormente se aplicó un suavizado (promedio móvil) con una ventana de un minuto (Figura 12). Destacan tres picos que corresponden a los frentes principales a las 23:29, 23:59 GMT 23/10/15 y 00:50 GMT 24/10/15 (a1, a2 y a3 en la Figura 12), que coinciden con lo observado en el registro visual (Figura 9).

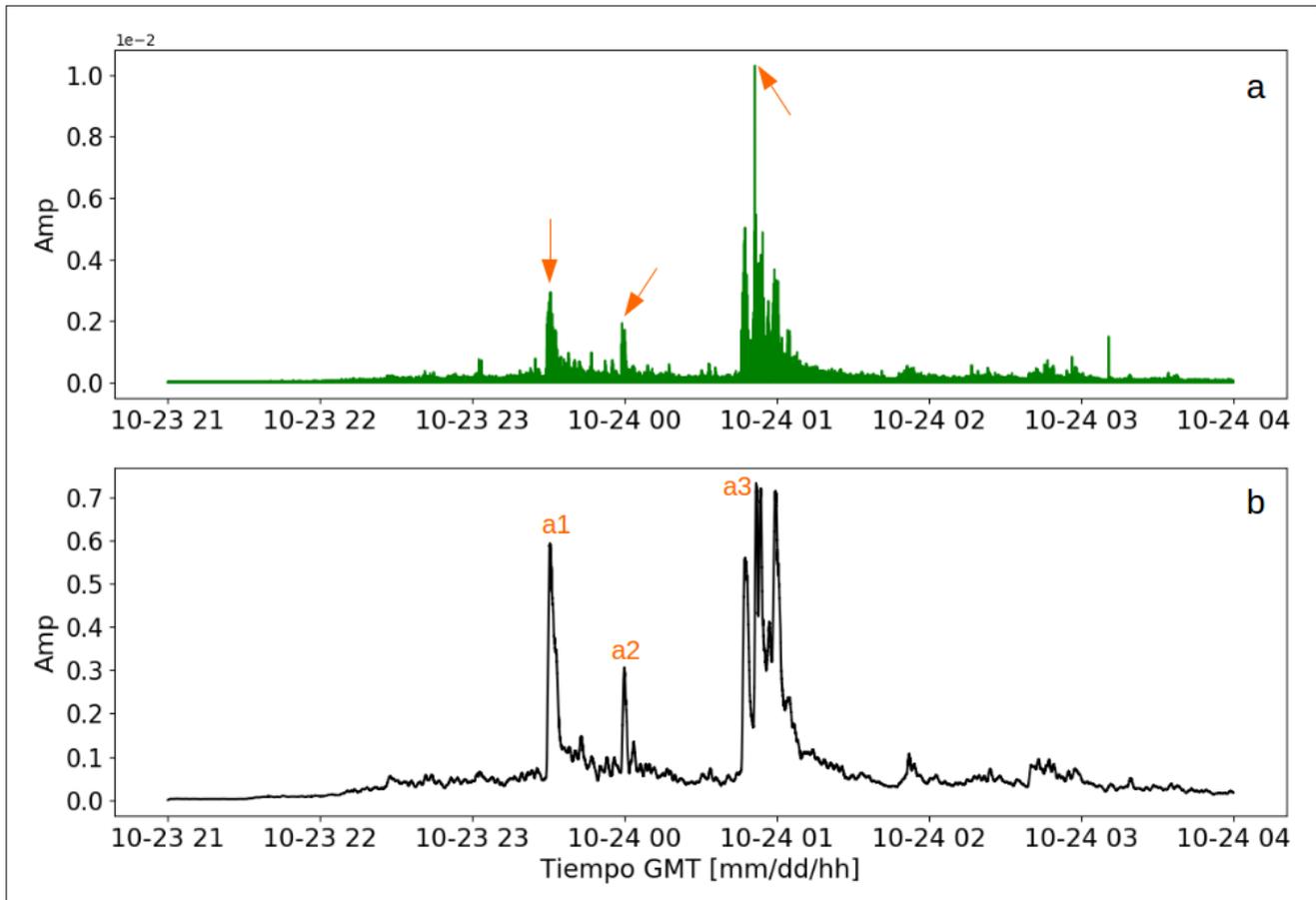


Figura 12. a) envolvente de la señal calculada con el valor absoluto de la transformada de Hilbert: destacan varios picos principales, entre ellos, señalados con flechas naranjas: los asociados a frentes principales observados en las imágenes. b) Envolvente de la figura anterior suavizada con un promedio móvil de una ventana de un minuto. En esta figura es más sencillo identificar los tres pulsos principales que caracterizaron el evento, los pulsos a1 y a2 fueron correlacionados con las imágenes obtenidas de la videocámara de la estación de monitoreo, el tercer pulso mucho más energético no fue registrado por la cámara pues ya había oscurecido.

La amplitud sísmica ofrece información relevante de la señal, sin embargo, el ruido de fondo puede enmascarar características importantes. La recuperación de frecuencias de una señal es una técnica fundamental para la caracterización de la misma, para lograrlo, el método más común es la transformada de Fourier (TF). La transformada de Fourier es una función que manipula la señal en el dominio del tiempo para pasar al dominio de frecuencia a través de la función (1). Para que una TF exista se deben cumplir las siguientes condiciones: que exista la integral del valor absoluto de la señal $s(t)$, que las discontinuidades en $s(t)$ sean finitas y que $s(t)$ sea de variación acotada (Nava, 2002). La aplicación de una transformada de Fourier divide la señal en una serie de segmentos y aplica la función:

$$FT[s(t)] = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) e^{-2\pi i f t} dt \quad (1)$$

donde t es el tiempo, f es la frecuencia y $i = \sqrt{-1}$ (Tary et al., 2014). Cabe señalar, que la TF se aplica a señales que se asumen estacionarias, cosa que no siempre es cierta en las formas de onda generadas por procesos geológicos. La transformada de Fourier rápida (*fft*, por sus siglas en inglés: *fast Fourier Transform*) es la extensión más común para manejar señales de tiempo no estacionarias, se puede expresar como:

$$S_f(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) w(t - \tau) e^{-i\pi f t} dt \quad (2)$$

que corresponde a la TF de una señal $s(t)$ reducida por la función $w(t)$ donde τ es el tiempo de retraso al centro de la ventana. La función (2) es un caso particular de la función (1) donde se usa la ventana $w(t)$ para seleccionar la parte de $s(t)$ que se transformará (Tary et al., 2014). La *fft* por lo tanto, es simplemente un algoritmo que aprovecha simetrías y periodicidades de las funciones trigonométricas para evaluar una transformada de Fourier discreta (Nava, 2002).

Alternativo al cálculo del espectro de la señal por la *fft*, el método de superposición de *Welch* es otro estimador que permite el análisis en el dominio de la frecuencia, en el que una serie de tiempo se divide en varios segmentos superpuestos (traslape) y se calcula un PSD (*Power Spectral Density*) para cada

segmento. Se determina un PSD promedio para todos los segmentos, que sirve para reducir la varianza del espectro final (Burtin et al., 2016).

Así, en este estudio, para observar el contenido frecuencial se aplicó el método de Welch (1967). Con una división de ocho segmentos, traslape del 50%, y tasa de muestreo original (250 sps), posterior a la aplicación de un filtro pasabandas de tipo Butterworth de cuarto orden, en la banda de 6-124 Hz (Figura 13a).

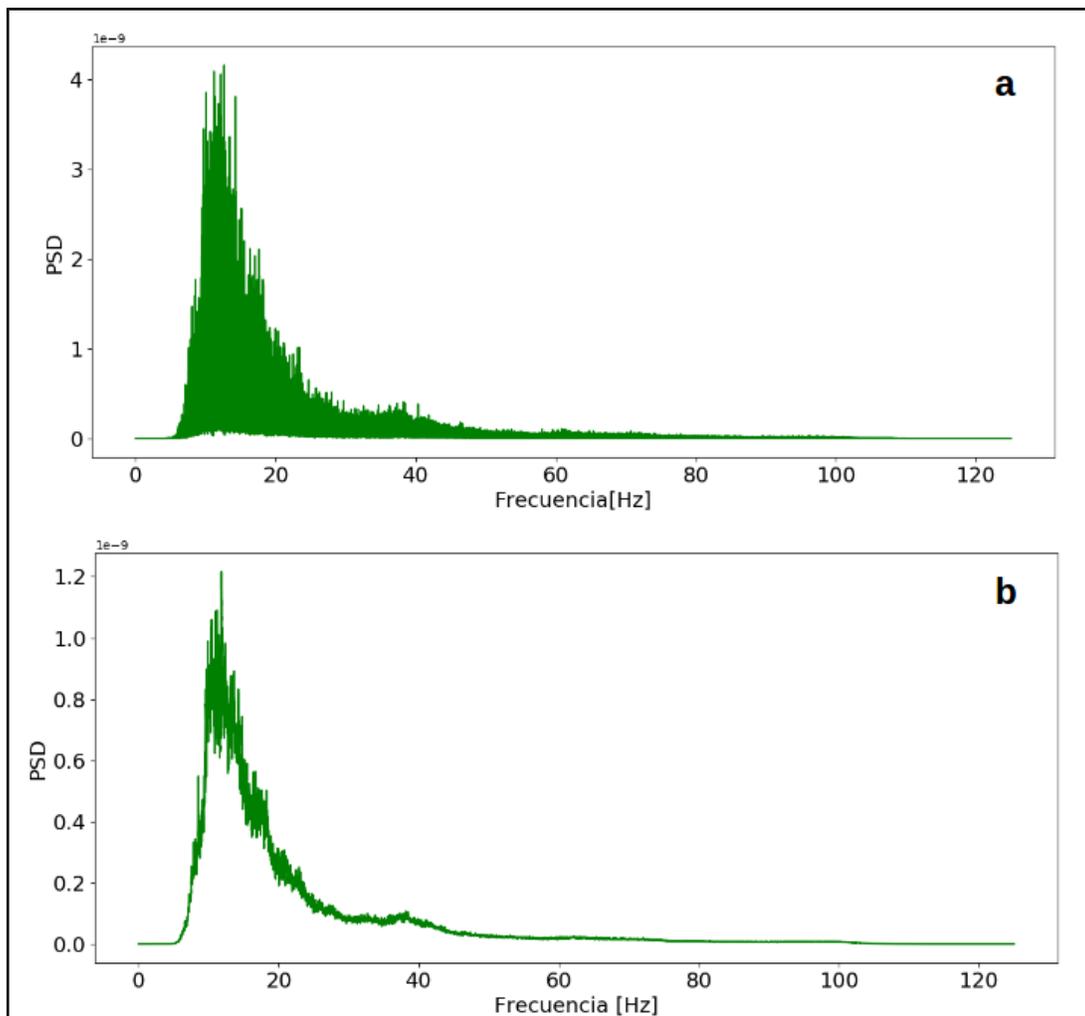


Figura 13. a) PSD Power Spectral Density o densidad espectral de potencia: se observa que la banda característica de frecuencias se encuentra entre ~ 10 y 25 Hz con aportaciones secundarias en la banda de ~ 30 - 45 Hz, b) PSD suavizado con una ventana de 250 muestras, resalta el pico máximo de frecuencia a ~ 15 Hz, la banda espectral de todo el evento se acota en ~ 10 - 22 Hz.

Nuevamente, con intenciones de destacar la banda frecuencial dominante, se aplicó un suavizado del espectro a través del promedio móvil con una ventana de 250 muestras. En la Figura 13b se puede observar el resultado y es claro que el rango principal se restringe a ~ 10 -22 Hz con un pequeño aporte secundario entre ~ 35 y 42 Hz. El pico principal dentro del rango dominante se encuentra en ~ 15 Hz y un secundario en ~ 38 Hz.

Otra parte del análisis de tiempo-frecuencia a través de los métodos de Fourier es el cálculo de un espectrograma por medio de la transformada de Fourier discreta (*DFT* por sus siglas en inglés *Discrete Fourier Transform*). Aplicada a los espectros variables en el tiempo, también definida como la transformada de Fourier de corto tiempo (*STFT Short-Time Fourier Transform*) (Tary, et al. 2014). Éste método permite la visualización de la distribución de la energía sísmica en tiempo y frecuencia, y ayuda a determinar las características principales de un evento. Estas pueden ser utilizadas en un proceso automatizado para la identificación de los lahares y para limitar la ocurrencia de falsas alarmas, crucial en el desarrollo de sistemas de alerta (Burtin et al., 2016).

Para la señal en cuestión se calculó el espectrograma (Figura 14) a través de la función *specgram* (que usa como base la *fft*), con la división de 125 segmentos, frecuencia de muestreo 250, pandeo igual a 40 y traslape del 50%.

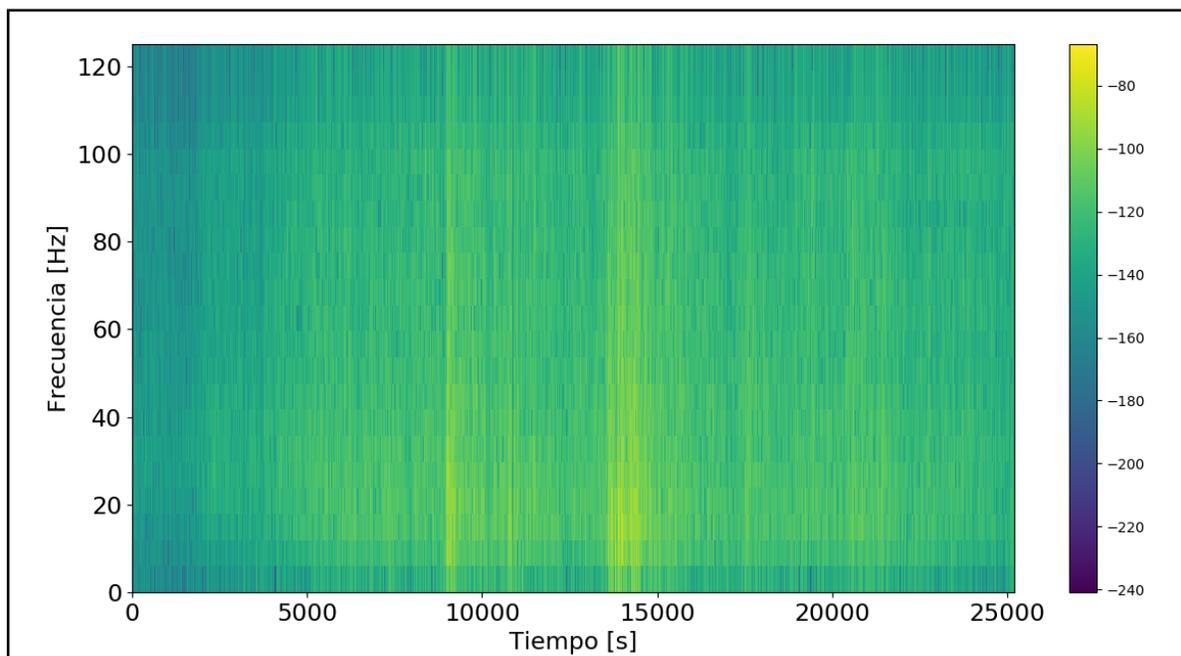


Figura 14. Espectrograma calculado para el lahar Patricia, escala energética en dB/Hz.

En las Figuras 11 y 15 se puede observar una clásica forma de onda de lahar multipulso (como lo descrito en Vázquez et al., 2016a o el ejemplo de la Figura 10), caracterizado por tres picos destacables que corresponden a frentes principales. Con base en las imágenes del evento, los picos secundarios se atribuyen a fluctuaciones en la descarga del flujo, típico de un comportamiento en oleadas. La turbulencia del flujo puede inducir formas de onda que pueden confundirse con vibración del suelo producida por transporte de sedimentos (Schmandt et al., 2013; Coviello et al., 2018) y esto se puede ver en los picos secundarios que resaltan entre los máximos. Es evidente que el contenido espectral es muy acotado en el intervalo de $\sim 10\text{-}22$ Hz (Figura 13), diferente a los valores reportados en la literatura, así mismo, más amplio y más alto con respecto a los valores anteriormente reportados por Zobin (2012) para esta área. Se puede también observar que los picos principales se relacionan con los intervalos más energéticos y las bandas de frecuencias más amplias (Figura 15), esta banda energética se mantiene relativamente constante en el resto de la señal.

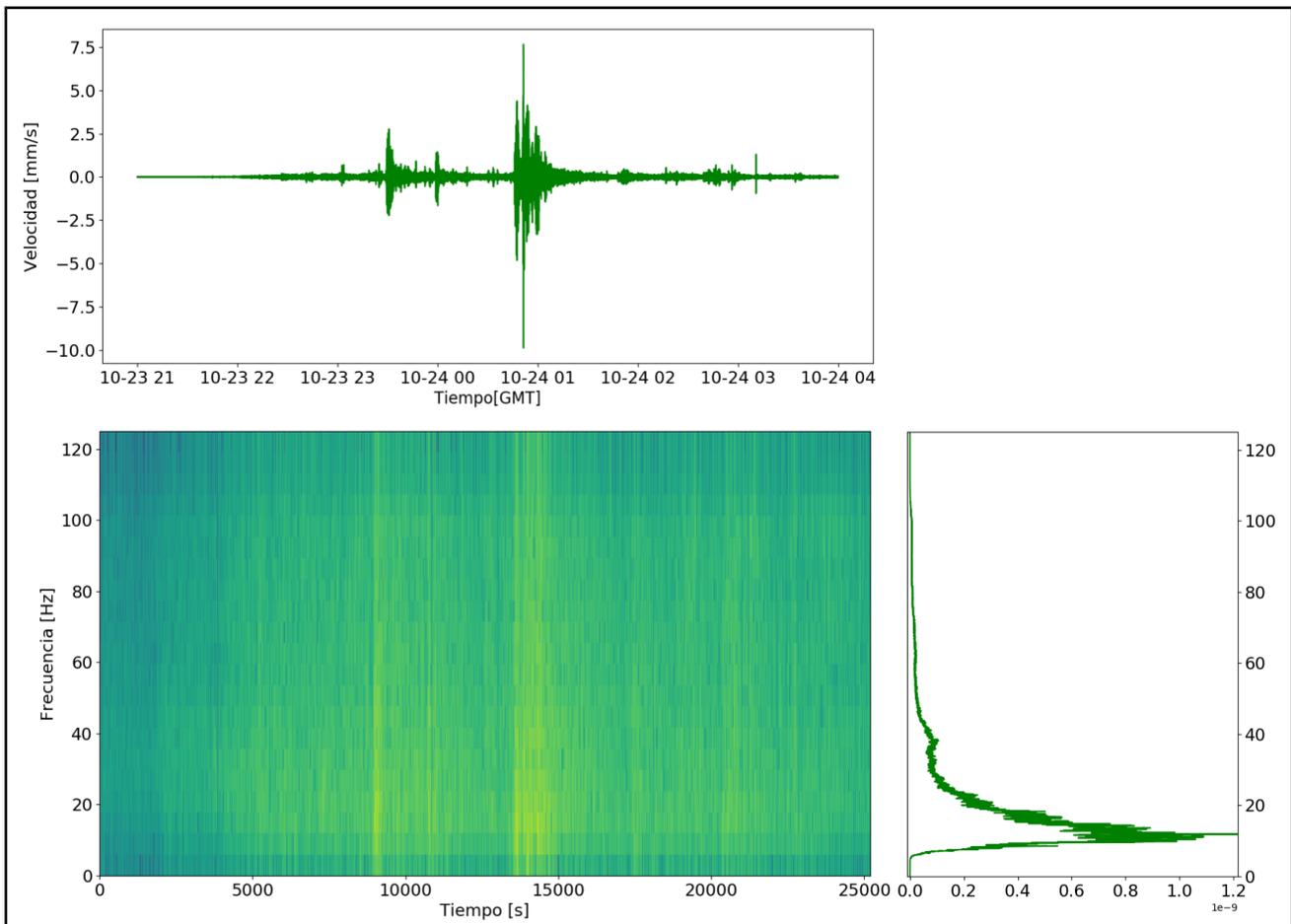


Figura 15. Análisis tiempo-frecuencia evento Patricia 23/10/15.

4.4 Registro visual y correlación con la señal para definir: porcentaje de sedimento y tipo de transición de los flujos

Las amplitudes máximas descritas para el Lahar Patricia están en el rango de las descritas por Vázquez et al., 2018, para el lahar del 11 de junio del 2013, clasificado como un flujo multipulso, en el rango de concentración volumétrica de sedimentos (C_v) de un flujo de escombros para los pulsos principales que fluctúan a flujos hiperconcentrados. También descrito por Huang et al., (2007) a través de experimentos, la amplitud de la señal sísmica incrementa cuando el peso de los bloques soportados por el flujo, también aumenta, y por consecuencia cuando la cantidad de fragmentos en el flujo incrementa. Por otra parte, la velocidad de los flujos también juega un papel determinante en la amplitud sísmica, como lo reportado por Coviello et al. (en revisión), donde dicha amplitud se relaciona con la energía cinética del flujo y se observa que la relación lineal de altura del flujo y amplitud sísmica no siempre se cumple.

Para la fase inicial del crecimiento del flujo así como para las variaciones en descarga entre los pulsos principales se considera un rango de concentración característico de flujos hiperconcentrados con 20-45% en volumen de sedimentos, esto con base en lo observado por Coviello et al., (2018). Para los frentes del flujo se considera un rango de 50-60% en volumen.

Puntualmente, al comparar las imágenes y la amplitud de la señal sísmica, desde las 21 h (GMT) (Figura 16₁) hasta las 23 h donde hay un aumento en amplitud de la señal sísmica, de la profundidad del flujo y se comienzan a observar diversos puntos de turbulencia en la parte superficial del mismo, se estimó la C_v como prácticamente constante con valores al rededor de 30%. Desde las 23h hasta las 23:29 antes de la llegada de los principales frentes enriquecidos en bloques se considera una C_v en el rango de 40% y para los frentes principales (Figura 16_{4,5,6}) se considera una $C_v > 50\%$. Para las fluctuaciones que siguen a los frentes principales se estiman concentraciones inferiores similares a las que corresponden a la fase inicial del crecimiento del flujo.

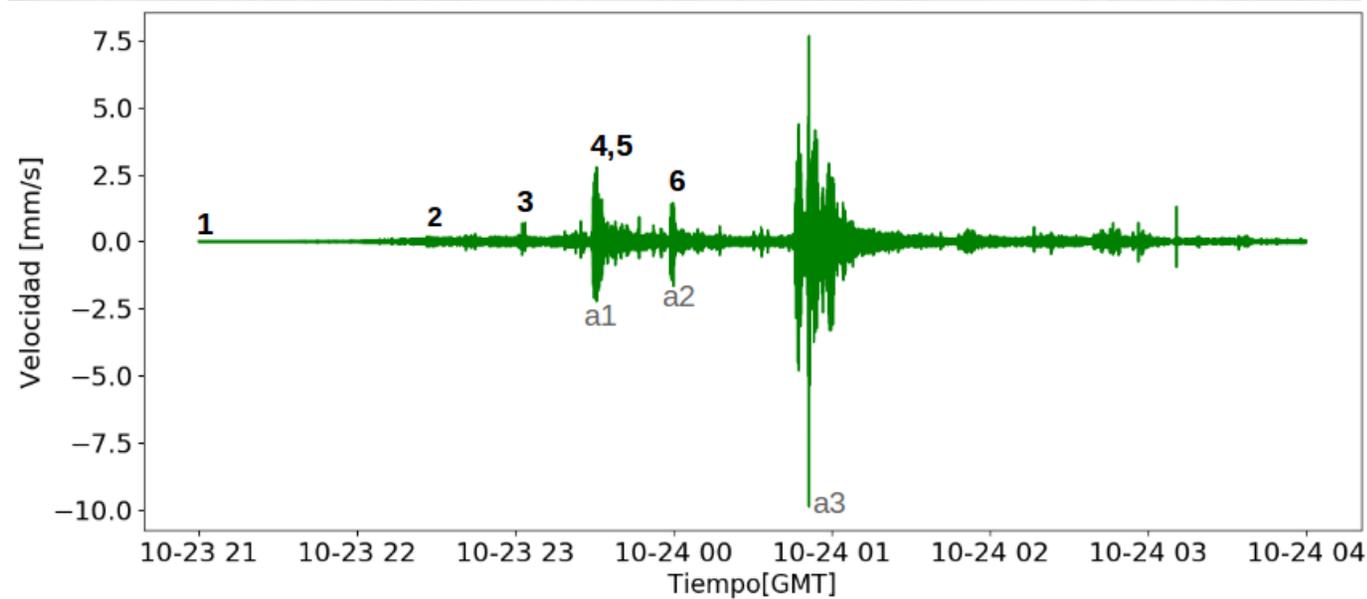


Figura 16. Correlación imágenes-señal sísmica e identificación de picos principales: 1) Imagen tomada a las 21 h GMT, la amplitud sísmica es ~ 0 hasta aprox 22:15, se define $C_v=30\%$ 2) 22:30 h aumenta la velocidad sísmica y la altura del flujo, se inunda todo el canal, la C_v es 40% aún característica de flujo hiperconcentrado, 3) 23:03 resalta un pico en amplitud de la forma de onda, se observa turbulencia en algunas zonas de la superficie, $C_v=40\%$, 4 y 5) imágenes durante el paso del primer frente a1: se observa gran cantidad de turbulencia en la superficie del flujo $C_v=50\%$ y 6) 23:59 inicio del paso del segundo frente a2, $C_v=50\%$, la imagen ya es gris y no son claramente distinguibles los rasgos del flujo, a partir de esta hora no se tiene registro claro de la videocámara.

4.4.1 Cálculo de la descarga

Los picos máximos en descarga están generalmente relacionados con los picos de amplitud más grande en la señal en tiempo (Tuñol y Regalado 1996; Suwa et al. 2000). Bajo esta hipótesis, el cálculo de la descarga se realizó a través de la medición de la altura del flujo en las imágenes obtenidas por la videocámara utilizando una escala de referencia medida en campo (Figura 17a). Las mediciones se realizaron manualmente con dicha línea de referencia en CorelDRAW Sx7, considerando fluctuaciones principales. En el punto de medición, el canal tiene una forma muy regular, con sección rectangular, con un ancho de 25 m y profundidad de 6 m. Con base en estas mediciones directas fue posible estimar el área de inundación para los principales cambios en la profundidad del flujo en este punto de observación.

Para el cálculo completo de la descarga (fórmula 3) es necesario medir la velocidad del flujo (v). Dado que no fue posible identificar elementos que pudieran permitir el cálculo de v , se ha tomado la referencia de Zobin (2012) donde para lahares del Volcán de Colima (barrancas la Lumbre y Montegrande), el pico máximo de velocidad ha sido estimado en 10 m/s con base en grabaciones directas de algunos eventos.

$$Descarga = \text{área} [m^2] \cdot \text{velocidad} \left[\frac{m}{s} \right] = \left[\frac{m^3}{s} \right] \quad (3)$$

Como ya se mencionó anteriormente, se cuentan con imágenes útiles hasta las 24 h (23/10/15 GMT) del evento, por lo que el resto de la curva fue reconstruida con base en la relación lineal altura/amplitud de la señal para el resto del registro. Esto asume que el pico más energético (a3: Figuras 10 y 16) también tuvo la mayor altura.

En la Figura 18 se puede observar la curva de descarga calculada directamente hasta las 24 h (23/10/15 GMT) y la parte reconstruida para la porción final del flujo. A esta curva se sobrepuso la curva de velocidad sísmica para observar una posible correlación. En particular, es notable que los picos máximos de ambas coinciden, mientras que los picos secundarios no siempre lo hacen, posiblemente por la combinación de otros factores como dinámica interna del flujo y la interacción del mismo con la geomorfología del canal. El valor máximo calculado de descarga fue de 1088 m³/s para el pico principal a3, para a1 fue 355 m³/s y para a2 de 503 m³/s; las fluctuaciones se mantuvieron en un rango de 50-400 m³/s.



Figura 17. Ejemplo de medición de la altura del flujo: a) Referencia de campo, la línea amarilla que mide 5m b) Ejemplo de medición de la altura a las 23:30 GMT (línea roja). Dado que la línea de referencia está fija, también se puede observar el carácter erosivo del flujo con relación a la incorporación de parte de la terraza donde se encuentra la referencia.

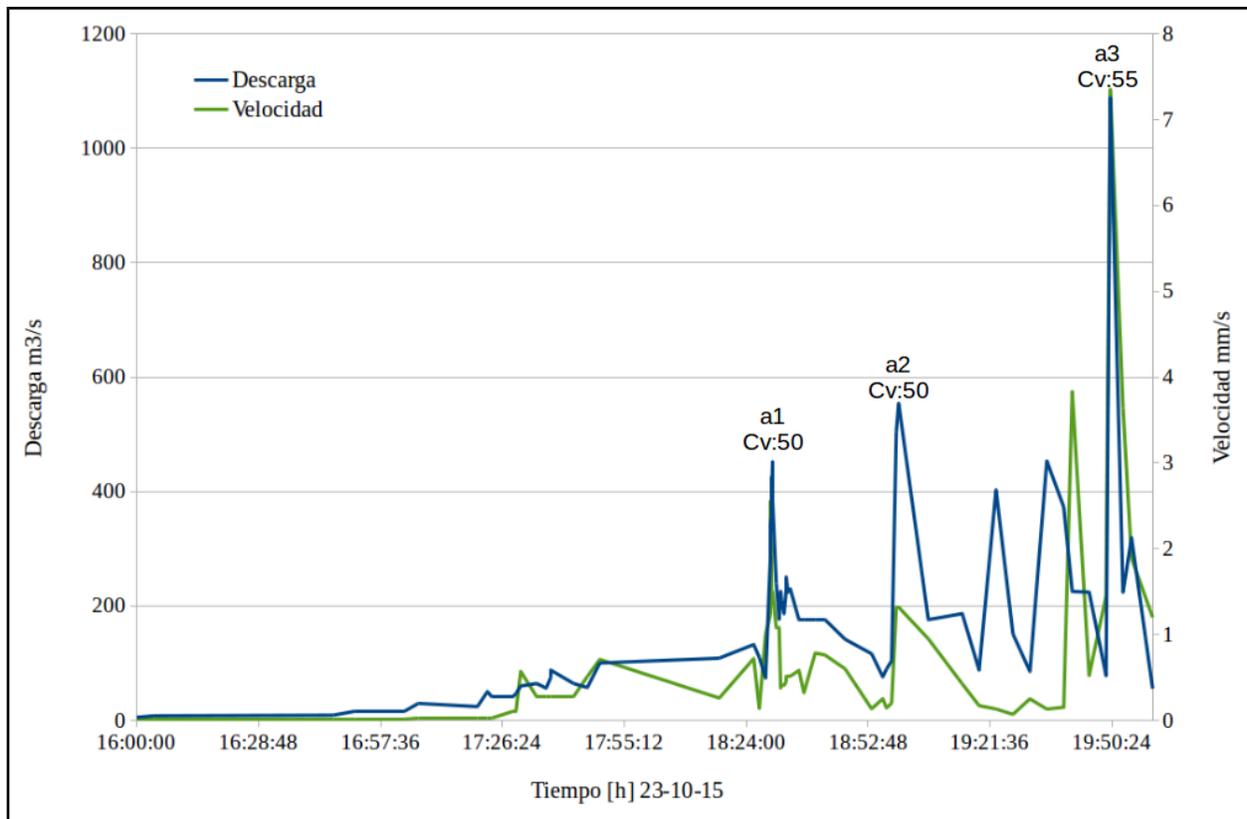


Figura 18. Curva reconstruida de la descarga del flujo correlacionada por la curva de velocidad de la señal sísmica, se puede observar relación entre los picos principales y un ligero desfase para los picos secundarios.

4.5 Modelado FLO-2D

Desde los años 1980 se han desarrollado modelos numéricos para el estudio y replicación de flujos naturales, desde la aplicación de modelos reológicos simples hasta las simulaciones actuales que permiten tomar en cuenta un gran número de parámetros. Sin embargo es necesario señalar, que la aplicación de un mayor número de variables también recae en un mayor nivel de incertidumbre/error.

Las herramientas más poderosas actualmente disponibles para comprender la dinámica de los lahares son los modelos numéricos promediados en profundidad. Las ecuaciones usadas en estos modelos se derivan de la aplicación de las leyes de conservación de masa y momento, misma que se simplifica asumiendo que el momento normal en la profundidad del flujo es insignificante en comparación con la extensión longitudinal del mismo. Sin embargo, estos modelos, son lo suficientemente sofisticados como para simular las características principales de la dinámica del flujo (Vallance y Iverson, 2015).

Para el presente trabajo se utilizó el código FLO-2D (O'Brien et al., 1993). Este es un modelo simple de conservación de volumen y consiste en el movimiento del volumen del flujo a través de una malla donde la progresión de la onda de inundación está controlada por la topografía (simulada por un modelo digital de elevación) y la resistencia al flujo. El límite de la inundación en dos dimensiones se logra a través de una integración numérica de las ecuaciones de movimiento y conservación de volumen del fluido para flujos de corriente o hiperconcentrados (FLO-2D Software).

La resolución espacial y temporal del modelo, dependen del tamaño de los elementos de la malla y la tasa a la que aumente la curva de descarga. Durante la simulación, el código supone que el flujo es continuo durante el tiempo asignado, hay una distribución de presión hidrostática y que un elemento del canal está representado por una geometría y rugosidad uniforme (FLO-2D Software).

Teniendo en cuenta lo anterior, el modelo se basa, en las siguientes ecuaciones:

$$\tau = \tau_y + \eta \left(\frac{dv}{dy} \right) + C \left(\frac{dv}{dy} \right)^2 \quad (4)$$

Donde:

τ es el esfuerzo total de cizalla

τ_y es la suma del límite de esfuerzos cohesivo y el cizallamiento Mohr-Coulomb, que se calcula;

$$\tau_y = \alpha_2 e^{(\beta_2 C_v)} \quad (5)$$

η es la viscosidad dinámica, que se calcula;

$$\eta = \alpha_1 e^{(\beta_1 C_v)} \quad (6)$$

C denota el coeficiente de esfuerzo de corte inercial, que se calcula;

$$C = \rho_m l^2 + f(\rho_m, C_v) d_s^2 \quad (7)$$

Donde:

ρ_m es la densidad de la mezcla

l la longitud de mezcla de Prandtl

C_v es la concentración volumétrica de sedimento

d_s el tamaño del sedimento

Y

$$S_f = \frac{\tau_y}{\gamma_m h} + \frac{K \eta V}{8 \gamma_m h^2} + \frac{n_{td}^2 V^2}{h^{(4/3)}} \quad (8)$$

Donde:

S_f es la pendiente de fricción total

γ_m es el peso específico del flujo

h altura del flujo

K parámetro de resistencia

V velocidad media del flujo

n_{td} número de Manning

El número de Manning (n) representa la resistencia del flujo a través del canal, considerando irregularidades en la base, obstrucciones (bloques grandes, diques, muros, etc.), vegetación, variaciones en la geometría del canal, expansión y contracción del canal, variaciones en el flujo y variación en la topografía del cause del río (Manual de FLO2D). El número de Froude representa la relación entre la fuerza de inercia y gravedad, se calcula como:

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{(g \cdot D)}} \quad (9)$$

Donde:

Fr es el número de Froude (adimensional)

V es la velocidad el flujo en [m/s]

g la aceleración gravitacional [m/s²]

D “Profundidad hidráulica” del canal (corte transversal del área del canal/ anchura del canal)

Así mismo, está relacionado con los parámetros de resistencia del flujo (K) y la pendiente de energía

(S) como:

$$Fr = (KS)^{0.5} \quad (10)$$

Estas ecuaciones constitutivas sustentan y desarrollan el modelado conforme a los valores que se asignen según sea el caso. Es necesario asignar una serie de parámetros de entrada de acuerdo a estas ecuaciones, y que rigen el comportamiento reológico, estos son: constante de resistencia del flujo laminar (K), número de Froude (Fr), coeficiente de Manning (n) y, las relaciones de límite de esfuerzos y viscosidad, ambos en función de C_v . Además se requiere introducir la curva de descarga del flujo, con base en la concentración de sedimentos. Finalmente la simulación requiere de los datos topográficos del canal y de la zona de inundación.

Entre todos los parámetros de input, además de la resolución topográfica y de la curva de descarga, los parámetros más importantes que controlan la profundidad del flujo simulado y su alcance son el número de Manning así como los coeficientes reológicos de las ecuaciones 5 y 6, límite de esfuerzos y viscosidad, respectivamente.

Para el evento estudiado se realizaron dos simulaciones con el fin de reproducirlo y definir las reologías más apropiadas por los lahares característicos en el Volcán de Colima. En la primera (Modelo A) se utilizaron los valores reológicos propuestos por Hernández 2007, estimados directamente de la matriz de un lahar originado en Panabaj (flanco oeste del volcán Tolimán), Guatemala, evento ocurrido en un ambiente volcánico similar y disparado por lluvias tropicales. Para el lahar en el volcán Tolimán se calculó un promedio de concentración de sedimentos en peso de 44% del cual un rango de 8 a 27% corresponde a la fracción fina (limo y arcilla). Para la segunda simulación (Modelo B) se utilizaron los parámetros reológicos de Glenwood 1 (O'Brien y Julien, 1988) valores que han sido validados en trabajos previos para los lahares no cohesivos en el Volcán de Colima (Caballero et al., 2017). Las curvas de C_v y de descarga, como se explicó en el capítulo anterior, fueron determinadas con base en el registro visual y sísmico (Figura 8). En la Tabla 3 se muestran todos los parámetros utilizados en las simulaciones

Para ambas simulaciones se utilizó un DEM (*Digital Elevation Model*, por sus siglas en inglés) generado a partir de una imagen obtenida del satélite ALOS con resolución original de 12.5 m (Figura 7). Los resultados fueron editados en el software *QGIS 2.18*.

Parámetro	<u>Modelo A</u>	<u>Modelo B</u>
Resistencia de flujo laminar (K)	400	2000
Coefficiente de Manning (n)	0.065	0.065
Número de Froude (Fr)	0.9	0.9
Límite de esfuerzos	$\tau_v = 0.005 e^{(32.4 C_v)}$	$\tau_v = 0.0345 e^{(20.1 C_v)}$
Viscosidad	$\eta = 0.03 e^{(26.4 C_v)}$	$\eta = 0.00283 e^{(23 C_v)}$

Tabla 3. Valores utilizados para las simulaciones.

Las imágenes 19 y 20 muestran los mapas resultantes de las dos simulaciones. Se muestra en escala de azules la máxima profundidad alcanzada por el flujo y la extensión del área de inundación. En la Tabla 4 se comparan valores del área inundada por cada modelo con base en la extensión real observada en una imagen SPOT. En particular, para validar estos modelos, se utilizó una imagen SPOT con resolución de 5 m tomada después del evento (abril, 2016), para delimitar el área máxima inundada a través de la marca de lodo que el flujo dejó a su paso. Se trazó el polígono naranja (Figuras 19 y 20) como evento observado y se sobrepuso a los resultados del modelo para su análisis y comparación. En particular se escogieron tres áreas para la comparación: recuadro rojo: (zona del puente afectado), amarillo (porción del canal cercano a una zona agrícola) y verde (sitio donde se detiene el flujo del Modelo A).

Modelo A	Modelo B	Spot
2.025km ²	2.255km ²	1.536 km ²

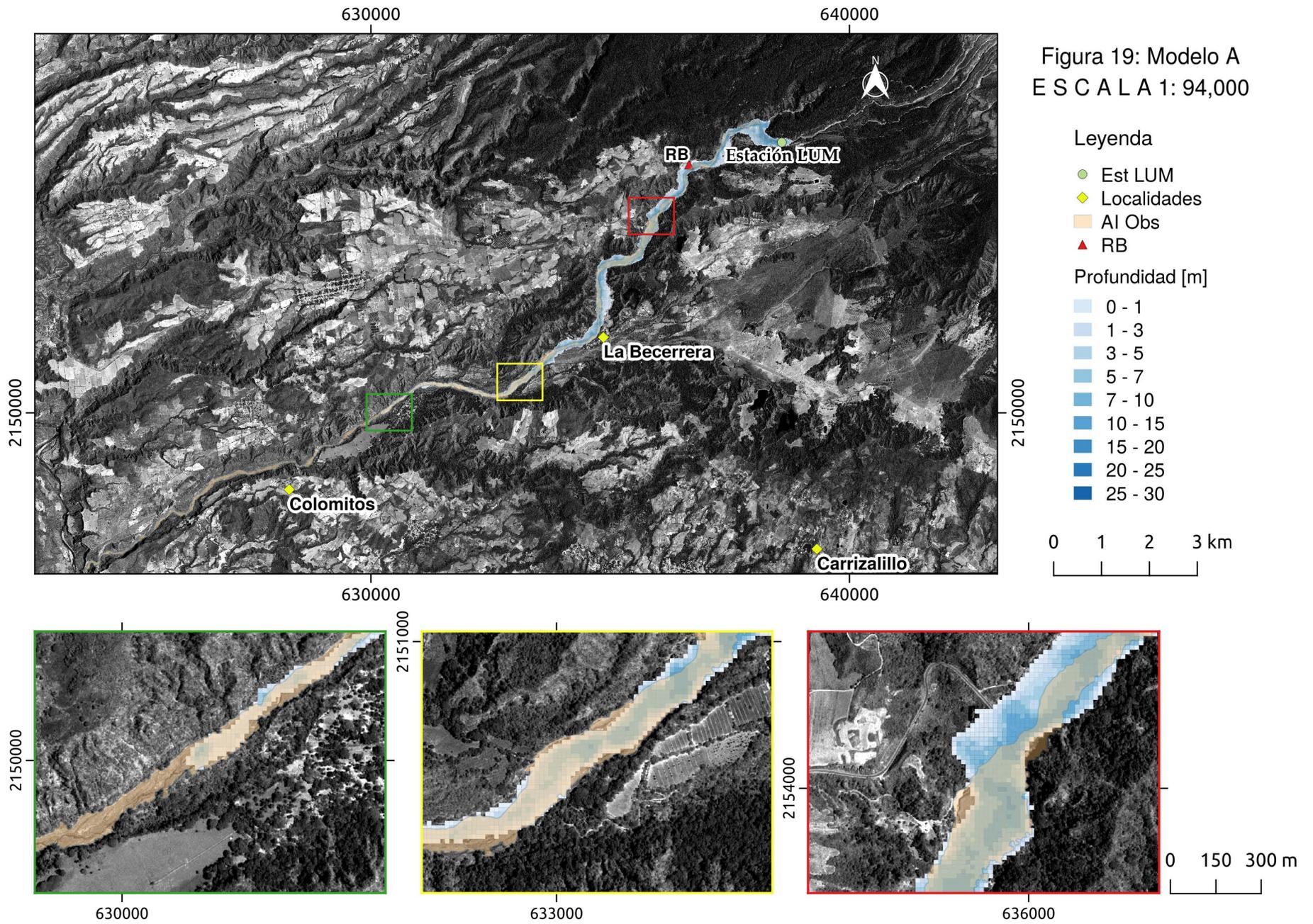
Tabla 4. Máxima área de inundación según los modelos y el polígono de validación.

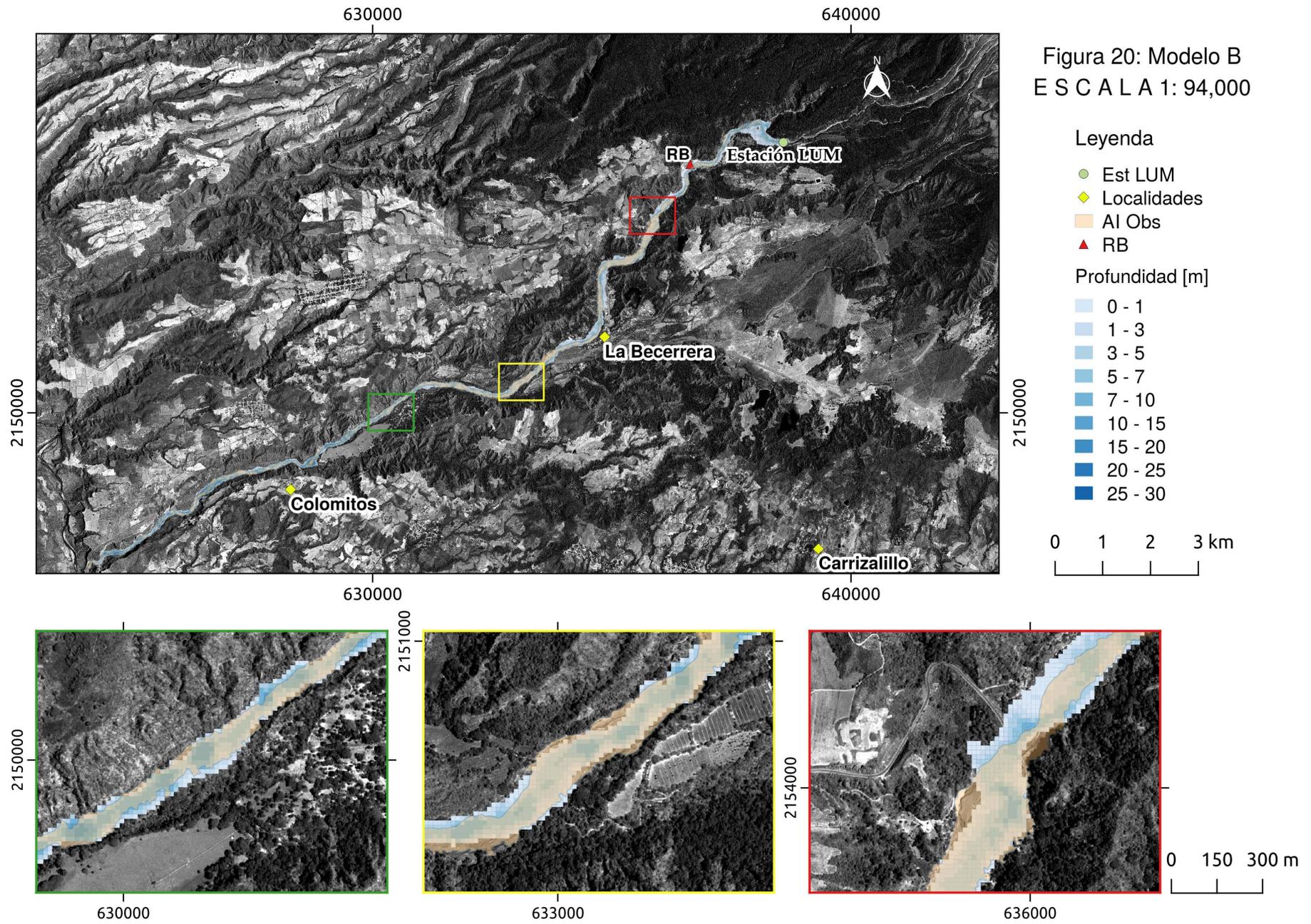
Figura 19. Mapa resultado del modelo A

Al comparar el resultado de la simulación A con el dato observado (polígono naranja AI Obs), se observa que la diferencia principal corresponde al alcance máximo del flujo, ya que el flujo simulado no llega hasta el punto máximo alcanzado, así como una sobreestimación en los límites laterales de inundación. Con base en la comparación entre el flujo simulado y observado, en el recuadro rojo se observa una sobreestimación de la extensión lateral de 150 m aproximadamente. Además, un par de kilómetros al sur, en la zona norte del pueblo de La Becerrera, se observa que el modelo inunda por completo la carretera, situación que fue negada por testigos locales. En el recuadro amarillo y a lo largo del canal se observa que, generalmente, las profundidades máximas (representadas por azules oscuros) se acotan al centro del canal con valores de hasta 25 m y quedan en su mayoría, dentro del polígono de validación. Finalmente, en el recuadro verde se observa la zona donde se detiene el flujo a aproximadamente 6 km antes de lo observado.

Figura 20. Mapa resultado del modelo B

La simulación para los valores seleccionados del Modelo B, muestra que en primera instancia, en los recuadros de zonas de comparación antes mencionadas, el flujo tiene un mejor ajuste que el modelo anterior. Sin embargo, hay sitios de sobre o subestimación de expansión lateral. El alcance longitudinal es enteramente reproducido. La zona norte de La Becerrera es parcialmente inundada con las menores alturas de flujo (<1 m) sin embargo, no alcanza la carretera, como lo reportado por testigos locales. Similar a lo observado, las profundidades máximas se restringen al centro del canal y se acotan, en su mayoría, al polígono de validación. En particular, en el rancho del Borbollon (RB en los mapas), testigos locales reportaron que el flujo alcanzó la altura del canal que aquí es de 8 m.





Capítulo 5. Discusión

A partir del análisis visual y sísmico (Figura 9) y su envolvente suavizada (Figura 10); se identificaron tres picos de mayores amplitudes: a1 (2.6 mm/s), a2 (2.0 mm/s) y a3 (7.3 mm/s). Los dos primeros corresponden al paso de dos frentes identificados en las fotografías (Figura 16: 4,5 y 6). Tanto a1 como a2 se relacionan con una ligera disminución en la curva de caída e intensidad de lluvia (Figura 7). Sin embargo, el tercer máximo en amplitud a3 corresponde al punto de mayor velocidad de la señal e intervalo de mayor intensidad de lluvia durante el evento: 7.5 mm/s y 31.6 mm/h respectivamente. Aunque no se cuenta con imágenes del pulso de mayor amplitud (00:50 24/10/15 GMT, 7pm 23/10/15 en tiempo real) se sugiere que corresponde al frente de mayor magnitud del evento, con los valores máximos de profundidad del flujo y concentración de sedimentos.

Por otra parte, el análisis espectral de la señal sísmica permitió definir un rango de frecuencias característico del evento en ~ 10 -22 Hz con aportes secundarios en la banda de ~ 35 -42 Hz. Estos rangos coinciden con los reportados por Thompson (2015) y Vázquez et al. (2016b), pero difiere de los anteriormente reportados para la zona por Zobin (2012). El pico dominante entre el rango de frecuencias dominante es ~ 15 y ~ 38 Hz para el secundario (Figuras 11 y 12), este pico de ~ 15 Hz tan destacable sugiere que existe un mecanismo de transporte dominante en la dinámica del flujo. En la Figura 13, que corresponde al espectrograma, es claro que en la banda de frecuencias mencionada se encuentra la concentración de la mayor parte de la energía durante el evento ($\leftarrow 80$ dB/Hz). Que corresponde a los máximos identificados en tiempo (Figura 14), así mismo, durante el paso de los frentes el rango de frecuencias más energético se amplía y destaca del resto de la señal.

Un rango de frecuencias acotado podría indicar sobre las pocas variaciones que presenta el mecanismo de transporte del flujo. Así mismo, los cambios en amplitud y energéticos (espectrograma) reflejan diferencias en la descarga del lahar.

Con base en valores reportados por los trabajos de Vázquez et al., 2016b y Coviello et al., 2018, la definición de C_v se llevó a cabo en conjunto con el análisis visual y sísmico del evento, definido en un rango: $30 < C_v < 55\%$. Donde los frentes son característicos de flujos de escombros y los flujos intermedios se encuentran en el rango de los hiperconcentrados.

Teniendo en cuenta las asunciones de correlación entre amplitud de la señal, imágenes y descarga, la definición de la curva de descarga está directamente relacionada con la altura del flujo, parámetro directamente establecido hasta las 24h (23/10/15 GMT). Para el resto del evento se extrapolaron valores con lo anteriormente observado.

Los resultados de las simulaciones representan la clara importancia en la definición de los parámetros reológicos del flujo y cálculo de la curva de descarga. Es importante mencionar que esta curva corresponde únicamente al sitio de monitoreo y no toma en cuenta posibles variaciones del flujo en cuanto a carga de sedimento durante todo su desarrollo a lo largo del canal. El Modelo A usa valores que fueron determinados para un ambiente similar (reportados por Hernández, 2007 para lahares en Panabaj, Guatemala utilizados por Charbonnier et al. 2018) pero corresponden a flujos con mayor concentración de la fracción fina. Para el Modelo B se usaron valores previamente validados para eventos estudiados en el Volcán de Colima.

El Modelo A resulta en una subestimación longitudinal del evento real pero a su vez, una sobreestimación de expansión lateral del flujo, más destacable en las zonas clave (cuadros rojo, verde y amarillo de la Figura 19) y región al norte del pueblo La Becerrera. Sin embargo, en términos generales, la cantidad del área total inundada se encuentra más cercana al valor del polígono de validación. Nuevamente se debe a la sobreestimación en la inundación lateral de la distribución del flujo.

En cambio, el Modelo B, reproduce completamente el alcance longitudinal del evento, sin embargo, también sobreestima la expansión lateral aunque en menor medida que el modelo anterior. Cabe resaltar que para los puntos clave se ajusta de mejor manera al polígono de validación, así mismo, reproduce lo observado por testigos en la zona norte de La Becerrera. A pesar de que ocupa un área mayor a la reportada para el polígono de validación, las zonas de sobreestimación corresponden a inundaciones con bajos valores de inundación del flujo (<1 m).

Las variaciones observadas en las simulaciones reflejan las diferencias entre los parámetros reológicos utilizados, ya que las curvas reconstruidas (descarga y C_v) fueron las mismas. El Modelo A, utiliza valores para flujos con mayor viscosidad y mayor límite de esfuerzos que el Modelo B, es por esto que se observa cómo el flujo se detiene mucho antes que el evento observado. A diferencia del Modelo B

donde este sigue el curso del cauce hasta interactuar con otro canal de drenaje, tal como el evento observado (Figuras 19 y 20).

Como ya se mencionó, ambos modelos sobreestiman y en menores casos, subestiman, la expansión lateral del flujo en el canal, esto se ve con gran frecuencia en las zonas donde la barranca es muy estrecha y en zonas donde el canal es más sinuoso. Esta variación está estrechamente ligada a la resolución del DEM que suaviza la morfología del canal. Este es un problema recurrente en las simulaciones de flujos granulares (Dávila et al., 2007; Sulpizio et al., 2010).

Capítulo 6. Conclusiones

El presente trabajo se ha enfocado en la descripción del lahar asociado al huracán Patricia y, a partir del registro visual y sísmico ha sido posible definir sus variaciones dinámicas y cómo estas se ven reflejadas en su señal sísmica. El análisis visual permitió una descripción general del evento, medición de alturas del flujo y selección de momentos clave, después identificados y relacionados con la señal sísmica.

La forma de onda en el registro corresponde a un clásico lahar multipulso descrito por 3 picos principales identificados en la señal como frentes característicos del evento (a1, a2 y a3), y que corresponden a los valores máximos en: amplitud de la señal, descarga, C_v , y altura del flujo (medida en el caso de los dos primeros): a1: 2.6 mm/s, 355 m³/s, 50% y 3.5 m, a2: 2 mm/s, 503 m³/s, 50% y 5 m, y a3: 7.3 mm/s, 1088 m³/s y 55%, respectivamente. Mientras que los picos secundarios en el registro corresponden a fluctuaciones en la descarga del flujo.

El rango de frecuencias característico se acota en ~10-22 Hz con aportes secundarios entre ~35 y 42 Hz donde los picos que destacan son, respectivamente ~15 Hz y ~38 Hz. El análisis frecuencial apunta a un mecanismo de transporte dominante. Esto quiere decir que la dinámica del flujo a lo largo de su paso por la estación se mantuvo relativamente constante, prevaleciendo un proceso de disipación de energía del flujo con el cauce y las paredes del canal. Así mismo, en el análisis tiempo-frecuencia se observa que durante el paso de los frentes la banda energética de la señal se ensancha y cubre los dos rangos en frecuencias antes mencionados. El resto del registro se restringe a la banda de frecuencias principal y el contenido energético se mantiene relativamente constante frente a las fluctuaciones secundarias.

Adicional a la dinámica relativamente constante del lahar, la poca variación en frecuencias corresponde a los pequeños cambios en la concentración de sedimento, concordante a lo definido para el modelo.

El evento fue simulado con el código FLO-2D. Se realizaron dos modelos considerando dos combinaciones de parámetros reológicos diferentes: el primero con base en un evento ocurrido en el volcán Tolimán (Guatemala) (Modelo A) y el segundo con los parámetros anteriormente calibrados

para los lahares del Volcán de Colima (Modelo B). La diferencia principal observada está en el alcance máximo, evidenciando que la reología utilizada para el lahar de Guatemala es para flujos de mayor viscosidad que presentan alcances reducidos. Por el contrario el modelo B con base en los parámetros previamente calibrados para el VdC reproduce claramente el alcance observado. Sin embargo, en ambos casos se observa una discrepancia en los límites de inundación laterales. En menor medida para el Modelo B, mismo que logra reproducir la inundación a lo largo de la carretera cerca del poblado de la Becerrera, como directamente observado por testigos. Estas variaciones se asocian a la resolución topográfica que llega a suavizar las morfologías laterales del canal.

La validación de ambos modelos permite resaltar que existen zonas clave donde es importante re-evaluar el área y profundidad de inundación simulada. Ya que, aquellas regiones sinuosas y angostas a lo largo del canal, dificultan la simulación del evento. Esto se debe tanto a la calibración de los parámetros reológicos como a la resolución del modelo digital de elevación.

Finalmente, cabe resaltar la importancia de los sistemas de monitoreo y la correlación de distintos datos para obtener información directa sobre la dinámica de formación, disparo, transporte y comportamiento general, de los lahares. Ya que con esta información es posible simularlos a través de modelos numéricos, y generar herramientas útiles para planes de mitigación y sistemas de alerta temprana. Si bien, se han obtenido resultados aceptables en el presente trabajo, se deben buscar estimaciones más precisas. Este lahar ha sido el de mayor magnitud registrado en los últimos veinte años para el VdC y, como se ha mencionado al inicio de este trabajo, el VdC es un sitio de potencial formación de flujos por lo que es importante el estudio y evaluación de su ocurrencia.

Anexo

Código Julia

Disponible en: <https://github.com/ivemv/CoV10>

CoV2018

October 10, 2018

0.1 Cities on Volcanoes 2018

0.1.1 Code of the analysis and processing of seismic data of the work entitled "*The 2015 hurricane-induced lahars at Volcán de Colima, México: seismic characterization and numeric modeling*".

```
In [1]: using PyPlot
        using SAC
        using DSP
        using ExcelReaders
```

```
In [2]: pa = SAC.read("Patricia250.sac");
```

```
Info: Data are little-endian; byteswapping
```

```
In [3]: rmean!(pa);
        rtrend!(pa);
```

```
In [4]: #Conversion to physical units. V(m/s)= count*1.164153nV/22.8V/(m/s)
        pa.t = pa.t*((1.1641e-9)/(22.8));
```

```
In [5]: #Time vector
        ti = collect(0:pa.npts-1)*pa.delta;
        n = convert{Int32, floor(pa.npts/2)+1};
        tp = (DateTime(2015,10,23,21,0,0,1):(Dates.Millisecond(1))*4:DateTime(2015,10,24,4,0,0))
```

```
In [6]: #Frequency vector
        ds = 1/(pa.delta*pa.npts);
        f = collect(0:pa.npts-1)*ds;
```

```
In [7]: #Hovil average function
        function MA(x,n)
            if size(x,1)==1
                x = x'
            end
            y = zeros(length(x))
            sx = size(x,2)
            tape = NaN*(zeros(convert{Int, floor(n/2)},sx))
            x1 = [tape;x;tape]
```

```

    n1 = n-1
    for ii=1:size(y,1)
        sel = x1[ii+(0:n1),:]
        y[ii]=mean(sel[!isnan.(sel)]);
    end
    return y
end

```

Out [7]: MA (generic function with 1 method)

```

In [ ]: fig = figure(figsize=(14,6))
        plot(tp,pa.t*1000,"g")
        xlabel("Time [GMT]", fontsize=16)
        xticks(fontsize=17)
        yticks(fontsize=17)
        ylabel("Velocity [mm/s]", fontsize=17)

```

```

In [8]: #envelope
        env = abs.(hilbert(pa.t));

```

```

In [ ]: fig = figure(figsize=(14,6))
        plot(tp, env,"g")
        xlabel("Time [GMT]", fontsize=16)
        xticks(fontsize=17)
        ylabel("Amp [m^2/s^2]", fontsize=16)
        yticks(fontsize=16)

```

```

In [9]: b = ones(15000)*(1/15000);
        env_1m = filt(b,1,env);

```

```

In [ ]: fig = figure(figsize=(14,6))
        plot(tp,(abs.(env_1m)).*1000,"k")
        xlabel("Time GMT", fontsize=17)
        xticks(fontsize=17)
        ylabel("Amp", fontsize=17)
        yticks(fontsize=16)

```

```

In [10]: #Butterworth filter
        resp = Bandpass(6,124,fs=250)
        desig = Butterworth(4)
        fil = filt(digitalfilter(resp,desig),pa.t);

```

```

In [11]: specf = welch_pgram(fil,fs=250)

```

Out [11]: DSP.Periodograms.Periodogram{Float64,DSP.Util.Frequencies}([1.18383e-16, 2.36766e-16, 2

```

In [ ]: fig = figure(figsize=(14,6))
        plot(specf.freq,specf.power,"g")
        xlabel("Frequency [Hz]", fontsize=17)
        xticks(fontsize=17)
        ylabel("PSD", fontsize=17)
        yticks(fontsize=17)

```

```
In [12]: av_spec = MA(specf.power,250);
```

```
WARNING: !{B::BitArray} is deprecated, use !{B} instead.
```

```
Stacktrace:
```

```
[1] depwarn(::String, ::Symbol) at ./deprecated.jl:70
[2] !{::BitArray{2}} at ./deprecated.jl:57
[3] MA{::Array{Float64,1}, ::Int64} at ./In[7]:13
[4] include_string(::String, ::String) at ./loading.jl:522
[5] execute_request(::ZMQ.Socket, ::IJulia.Msg) at /home/marv/.julia/v0.6/IJulia/src/execute_re
[6] (::Compat.#inner#14{Array{Any,1},IJulia.#execute_request,Tuple{ZMQ.Socket,IJulia.Msg}})() a
[7] eventloop(::ZMQ.Socket) at /home/marv/.julia/v0.6/IJulia/src/eventloop.jl:8
[8] (::IJulia.#15#18)() at ./task.jl:335
while loading In[12], in expression starting on line 1
```

```
In [ ]: fig = figure(figsize=(14,6))
        plot(specf.freq,av_spec,"g")
        xticks(fontsize=17)
        xlabel("Frequency [Hz]", fontsize=17)
        ylabel("PSD",fontsize=17)
        yticks(fontsize=17)
```

```
In [ ]: fig = figure(figsize=(6,8))
        plot(av_spec,specf.freq,"g")
        xticks(fontsize=17)
        axis("tight")
        ax=gca()
        ax[:yaxis][:set_ticks_position]("right")
        xlin(minimum(av_spec)-0.01e-9,maximum(av_spec))
        ylim(minimum(specf.freq),maximum(specf.freq))
        yticks(fontsize=17)
```

```
In [ ]: fig = figure(figsize=(14,7))
        specgram(pa.t,125,250,pad_to=40,noverlap=50);
        xlabel("Time [s]", fontsize=17)
        xticks(fontsize=17)
        ylabel("Frequency [Hz]", fontsize=17)
        yticks(fontsize=17)
        colorbar()
        #PyPlot.savefig("spec.png")
```

```
In [ ]: fig = figure(figsize=(16,8))
        subplot(2,2,2)

        plot(tp,pa.t*1000,"g")
        xlabel("Velocity [mm/s]",fontsize=11)
        xticks(fontsize=11)
        ylabel("Time GMT",fontsize=10)
        yticks(fontsize=10)
```

```

subplot(2,2,3)
plot(av_spec.*-1,specf.freq,"g")
#axis("tight")
#ax=gca()
#ax[:spines]["left"][:set_position]("center")
#xlabel("Frequency[Hz]")
#ylabel("PSD")

subplot(2,2,4)
specgram(pa.t,125,250,pad_to=40,noverlap=50);
xlabel("Time [s]")
xticks(fontsize=11)
ylabel("Frequency [Hz]", fontsize=11)
yticks(fontsize=11)
colorbar()

In [13]: #time for rain
tt = (DateTime(2015,10,23,21,0,0):Dates.Minute(10):DateTime(2015,10,24,4,0,0));

In [14]: lluvia = readxl("datos_lluvia.xlsx","Datos!F128:F170");
acum = readxl("datos_lluvia.xlsx","Datos!G128:G170");

In [ ]: fig = figure(figsize=(12,5))
plot(tt,lluvia,"b")
title("Relation rain-signal", fontsize=15)
ax=gca()
xlabel("Time GMT", fontsize=14)
xticks(fontsize=13)
ylabel("mm", fontsize=14)
yticks(fontsize=13)

ax2=ax[:twinx]()
plot(tp,(abs.(anv_1m)).*1000,"k")
xticks(fontsize=13)
ylabel("Amp", fontsize=14)
yticks(fontsize=13)

new_position = [0.06;0.06;0.77;0.91]

ax3=ax[:twinx]()
ax3[:spines]["right"][:set_position](("axes",1.12))
plot(tt,acum,"r")
ax3[:set_position](new_position)
ylabel("mm",fontsize=14)
yticks(fontsize=13)

```

Referencias

Bretón, M., Ramírez, J. Y Navarro, C. (2002) *Summary of the historical eruptive activity of Volcán de Colima, México 1519-2000*, Journal of Volcanology and Geothermal Research v. 117, pp. 21-46.

Brown, S. et al., (2015) *Global volcanic hazard and risk*. Loughlin, S. et al., (eds) *Global Volcanic Hazards and Risk*, Cambridge: Cambridge University Press.

Burtin, A., Niels, H., and Turowski, J. (2016) *Seismic monitoring of torrential and fluvial processes*. Earth Surf. Dynam., 4, 285–307, online: www.earth-surf-dynam.net/4/285/2016/

Caballero, L., Capra, L. y Vázquez, R. (2017) *Evaluating the Performance of FLO2D for Simulating Past Lahar Events at the Most Active Mexican Volcanoes: Popocatepetl and Volcán de Colima*, Natural Hazard Uncertainty Assessment: Modeling and Decision Support, Geophysical Monograph 223, 1st Edition.

Caballero, L. y Capra, L. (2018) Capítulo V. *Flujos de Escombros*. Caballero, L. et al. *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. pp. 58-78. CdMx.

Capra, L. et al. (2002) *Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico – behavior, and implications for hazard assessment*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 113, pp. 81-110.

Capra, L., et al. (2010) *Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: Surface hydro-repellency as initiation process*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 189, pp. 105-117. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.10.014

Capra, L. et al. (2018) *Hydrological control of large hurricane-induced lahars: evidence from rainfall-runoff modeling, seismic and video monitoring*, Natural Hazards Earth System Sciences n. 18, pp. 781-794. doi: 10.5194/nhess-18-781-2018

Capra, L. et al., (2018b) *The anatomy of a pyroclastic density current: the 10 July 2015 event at Volcán de Colima (México)*, Bulletin of Volcanology doi: 10.1007/s00445-018-1206-4

Cesca, M. y D'Agostino, V. (2008) *Comparison between FLO-2D and RAMMS in debris-flow modelling: a case study in the Dolomites*, WIT Transactions on Engineering Sciences, v. 60, pp. 197-206, doi:10.2495/DEB080201

CONAGUA (2015) Repore del Clima en México: Reporte Anual 2015 [en línea] Recuperado de: <http://smn1.conagua.gob.mx/climatologia/analisis/reporte/Anual2015.pdf> Consultado: 20/07/2018

Costa, J. (1987) *Reologic, Geomorphic, and Sedimentologic Differentiation of Water Floods, Hyperconcentrated Flows and Debris Flows*. In-Baker-V. Kocher-R. Patton-P. (eds) Flood Geomorphology. Wiley pp. 113-122.

Coviello, V. et al., (2018) *Seismic characterization of hyperconcentrated flows in a volcanic environment*, Earth Surface Processes and Landforms, doi: 10.1002/esp.4387

Coviello, V. et al., (en revisión) *Seismic characterization of debris flows: insights into energy radiation and implications for warning*, Journal of Geophysical Research- Earth Surface

Dávila, N. (2007) *Análisis espacial y espectral de lahares en el Volcán de Colima, México*. (Tesis de maestría) Facultad de Filosofía y Letras, Instituto de Geografía, Programa de Posgrado en Geografía, UNAM México, 109pp.

De la Cruz-Reyna, S. (1993) *Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima Volcano, México*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v.55 pp.51-68.

Fairchild, L. (1987) *The importance of lahar initiation processes*, Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, v.VII, pp.51-61.

FLO-2D (2009) Software Inc. Reference Manual.

Gavilanes, J. (2004). *Simulación de Escenarios Eruptivos del Volcán de Colima y Aportaciones al Plan de Contingencias del Estado de Colima*. (Tesis de maestría). Facultad de Filosofía y Letras, Instituto de Geografía, Programa de Posgrado en Geografía, UNAM México, 123 p.

Gavilanes, J. et al., (2009) *Exploring the factors that influence the perception of risk: The case of Volcán de Colima, México*, Journal of Volcanology and Geothermal Research v. 186, pp. 238-252.

Guerrero, M. (2014) *Volcán de Fuego de Colima*. [en línea] Gobierno del Estado de Jalisco, Disponible: <https://proteccioncivil.jalisco.gob.mx/monitoreo/volcan-el-colima> Consultado: 14/09/18

Huang et al. (2007) *Ground vibrations produced by rock motions and debris flows*, Journal of Geophysical Research, Vol. 112, F02014, doi:10.1029/2005JF000437,2007

INEGI (2015) *Población* [en línea] Disponible en: <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/estructura/> Consultado: 28/09/18

Iverson, R. (1997) *The physics of debris flows*, Reviews of Geophysics AGU, v.35,3 pp. 245-296.

LaHusen, R. (2005) *Debris-flow instrumentation*, Jakob, M. y Hungr, O. (eds) *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. pp. 291-304. Praxis. Sñinger Berlin Heidelberg.

Larose, E. et al. (2015) *Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise?*, Journal of Applied Geophysics 116, 62–74.

Lockwood, J. y Hazlett, R. (2010) Capítulo 11 “Mass-wasting Processes and Products Volcanoes: Global perspectives. Chichester, Sussex: Wiley-Black well.

Macías, J. (2005) *Gelología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana; Volumen Conmemorativo del Centenario; Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, núm.3, pp.379-424.

Manville, V., Major, J., y Fagents, S. (2013). *Modeling lahar behavior and hazards*. In S. Fagents, T. Gregg, & R. Lopes (Eds.), *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism* (pp. 300-330). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9781139021562.014

McNutt, R. (2002) *Volcano Seismology and Monitoring for Eruptions*, International Handbook Earthquake and Engineering Seismology, Vol. 81 A. Alaska USA.

Nava, A. (2002) *Procesamiento de series de tiempo*. México, DF. Fondo de Cultura Económica.

O'Brien, J., y Julien, P. (1988) *Laboratory Analysis of Mudflow Properties*, Journal of Hydraulic Engineering, v. 114(8), pp.877-887.

Pierson, T. y Scott, K. (1985) *Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated stream flow*. Water Resources Research, v. 21, pp. 1511-1524.

Pierson, T. y Costa, J. (1987) *A rheologic classification of subaerial sediment-water flows*, Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, v. VII, pp.1-12.

QGIS Development Team (2018) QGIS 2.18 Las Palmas Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <http://qgis.org>

Reyes, G. et al., (2016) *Volcán de Colima dome collapse of July, 2015 and associated pyroclastic density currents*, Journal of Volcanology and Geothermal Research v. 320, pp. 100-106. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2016.04.015

Robin, C., Camus, G., y Gourgaud, A. (1991) *Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (México)*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 45, pp. 209-225.

Roverato, M. et al., (2011) *Stratigraphic reconstruction of two debris avalanche deposits at Colima Volcano (Mexico): Insights into pre-failure conditions and climate influence*, Journal of Volcanology and Geothermal Research v. 207, pp.33-46.

Roverato, M. (2012) *Estratigrafía, mecanismos disparadores, transporte y emplazamiento de dos depósitos de avalancha de escombros del Volcán de Colima: comparación con el Volcán Taranaki (NZ)*. (Tesis doctoral). Centro de Geociencias UNAM Campus Juriquilla.

Saucedo, R. et al. (2010) *Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 Plinian eruption of Volcán de Colima, México*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 191, pp. 149-166. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.01.011

Scott, K. (2005) *Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: occurrence, bulking and transformation*, Earth Surface Processes and Landforms v. 30, pp. 59-79 doi: 10.1002/esp1127

Smith, G. y Fritz, W. (1989) *Volcanic influences on terrestrial sedimentation*, Geology v. 17, pp. 375-76. doi: 10.1130/0091-7613(1989)017<0375:VIOTS>2.3.CO;2

Tary, et al. (2014) *Spectral estimation-What is new? What is next?*, Rev. Geophys., 52, 723-749, doi: 10.1002/2014RG000461.

Thompson, G. (2012) *Seismic Monitoring of Volcanoes*, Encyclopedia of Earthquake Engineering. School of Geosciences, University of South Florida, Tampa, FL, USA p. 1-25.

Universidad de Colima (s/f) *Volcán de Colima* [en línea] Disponible: <https://portal.ucol.mx/cueiv/Volcan-colima.htm> Consultado: 12/08/18

Universidad de Colima (s/f) Monitoreo sísmico y acústico [en línea] Disponible: <https://portal.ucol.mx/cueiv/Sismico.htm> Consultado: 13/08/18

Vallance, J. (2005) *Volcanic Debris Flows* M. Jakob and O. Hungr (eds) Debris flow Hazard and Related Phenomena (pp.247-274). Praxis. Springer Berlin Heidelberg.

Vallance, J., y Iverson, R. (2015) *Lahars and their Deposits*, *The Encyclopedia of Volcanoes*, 10.1016/B978-0-12-385938-9.00037-7, (649-664).

Vargas, V. (2010) *Estratigrafía de los flujos de bloques y ceniza asociados a la actividad del 2005 en el Volcán de Colima, México* (Tesis de Maestría) UNAM Posgrado en Ciencias de la Tierra (Vulcanología)

Vázquez, R. et al. (2016a) *Seismic characterisation of lahars at Volcán de Colima, México*. Bulletin of Volcanology v. 78:8 14pp. Doi: 10.1007/s00445-016-1004-9

Vázquez, R. et al. (2016b) *Factors controlling erosion/deposition phenomena related to lahars at Volcán de Colima, México*. Natural Hazards and Earth System Sciences v.16, pp. 1881-1895. doi:10.5194/nhess-16-1881-2016