



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Filosofía y Letras

Colegio de Geografía

**Análisis dendrogeomorfológico de procesos
de remoción en masa y lahares en la
Barranca Seca (Pico de Orizaba)**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
LICENCIADA EN GEOGRAFÍA**

PRESENTA:

MIREYA VAZQUEZ RIOS

DIRECTOR DE TESIS:

DR. OSVALDO FRANCO RAMOS

Ciudad Universitaria, CDMX, febrero, 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

***Quiero dedicar esta investigación con mucho afecto
y agradecimiento a:***

Mis papás, mi hermano y mi tía Georgina

Agradecimientos

Primero, quiero agradecer al autor de todo, a Dios, por correr conmigo esta carrera y no desistir de mí, todas las veces que yo lo hice. TÚ eres el mejor.

A mis papás, Mireya Rios e Ismael Vazquez, por todo el esfuerzo y sacrificio que han hecho para que esto sea posible, gracias por no rendirse.

A mi hermano Alan Vazquez, por ser buena onda y ayudarme con las tareas ;)

A mi tía Georgina Rios, por el apoyo incondicional que siempre me has dado, soy consciente de que mucho de lo que soy y tengo ha sido porque siempre has estado ahí. De verdad gracias.

Al Doctor Osvaldo Franco Ramos, gracias por aceptar dirigir este trabajo, por la paciencia y la buena disposición que siempre tuviste para introducirme al mundo de la dendro y de resolver todas las dudas que surgieron. Muchas gracias por ayudarme a conseguir esto.

Al Doctor Lorenzo Vazquez Selem, por la amabilidad que siempre tuviste y la disposición de contribuir en esta investigación. Gracias por aceptar revisar este trabajo y las observaciones.

A la Doctora Leticia Gómez Mendoza por acercarme a la meteorología durante el primer año de carrera, por la dedicación que puso en leer este trabajo y por las sugerencias que enriquecieron mi conocimiento y esta investigación.

Al profesor Mauricio Galeana Pizaña por aceptar ser parte del sínodo y por las observaciones que sin duda resultaron positivas para este trabajo.

A la Doctora Lizeth Caballero, por el tiempo dedicado a leer este trabajo, así como por las correcciones en la redacción del texto.

A los Proyectos DGAPA-PAPITT *Evaluación y frecuencia y magnitud de flujos de escombros y desprendimientos de rocas, con base en métodos dendrogeomorfológicos y modelación en el centro de México*, clave: IA101117 y *Estudio de procesos morfo-dinámicos en montañas volcánicas del centro de México, con base en métodos dendrocronológicos*, clave: IA100619, por la beca otorgada y por financiar el trabajo de campo.

A toda la familia ICTC, gracias por acompañarme y apoyarme durante este tiempo, que gusto ha sido conocerlos, convivir, y trabajar juntos. En particular, gracias Pastor Miguel Ángel Olivares, por adoptarme, animarme a seguir, e inspirarme tanto en lo espiritual y académico.

A todos los amigos que he podido conocer hasta ahora. A mis amigas de más tiempo (Haide, Itzel, Lupita, Mirsha y Soledad) por los buenos momentos desde hace más de 10 años y porque ahora podemos compartir estos logros. A mis amigas Abi y Sol por hacer que la prepa fuera y aún la carrera fueran más amenas. A los amigos que conocí durante la licenciatura e hicieron que las clases y prácticas fueran más divertidas (Ivonne, Casandra, Curati, Leo, Mar, Ary, Laura) gracias por soportarme. A todos los que he podido conocer en el instituto (Ernesto, Ponce, Andrés, Marco, Norma y Ale) gracias por la buena onda y aun por la ayuda durante este proceso de realizar la tesis, tanto al compartirme sus conocimientos, la ayuda en campo y al darme ánimo.

*“Los cielos cuentan la gloria de Dios,
Y el firmamento anuncia la obra de sus manos.*

*Un día emite palabra a otro día,
Y una noche a otra noche declara sabiduría.*

No hay lenguaje, ni palabras,

Ni es oída su voz.

Por toda la tierra salió su voz,

Y hasta el extremo del mundo sus palabras.”

Salmos 19: 1-4

ÍNDICE

Introducción	1
Objetivo general	2
Objetivos particulares	2
Capítulo 1. Marco Teórico	4
1.1. Dendrocronología	4
1.1.1. Dendrogeomorfología	7
1.2. Procesos de remoción en masa	9
1.2.1. Deslizamientos	11
1.2.2. Caída de rocas	13
1.3. Procesos de remoción en masa y los efectos en los árboles	14
1.3.1. Disturbios en los árboles por deslizamientos	15
1.3.2. Disturbios en los árboles por caídas de rocas	18
1.4. Procesos hidrogeomorfológicos	19
1.4.1. Lahares	20
1.4.2. Disturbios en los árboles por lahares	23
1.5 Aplicaciones de los Aviones No Tripulados (drones) en los estudios de procesos geomorfológicos	25
Capítulo 2. Área de estudio	28
2.1. Localización	28
2.2. Geología	30
2.2.1. Geología regional	30
2.2.2. Geología local	31
2.2.3. Lahares históricos en el Pico de Orizaba	36
2.3. Marco geomorfológico	37
2.3.1. Procesos de remoción en masa en el Pico de Orizaba	38

2.4. Clima	39
2.5. Vegetación	43
2.5.1. Potencial dendrocronológico y dendrogeomorfológico de las coníferas localizadas en la Barranca Seca	47
Capítulo 3. Metodología	49
A) Etapa de Trabajo de gabinete	49
B) Etapa de trabajo de campo	51
<i>Muestreo dendrogeomorfológico</i>	51
<i>Levantamiento fotogramétrico con dron</i>	55
C) Etapa de análisis de laboratorio	56
<i>Análisis dendrogeomorfológico</i>	56
<i>Post-proceso fotogramétrico con imágenes de dron</i>	61
Capítulo 4. Resultados y discusión	63
4.1. Geomorfología	63
4.2. Dendrocronología	91
4.3. Dendrogeomorfología	95
4.3.1. Reconstrucción espacio-temporal de procesos de remoción en masa	96
4.3.2. Reconstrucción espacio-temporal de lahares	99
4.3.3. Relación de los procesos geomorfológicos con fenómenos hidrometeorológicos	104
4.3.4. Otros disturbios en los anillos de crecimiento	106
Conclusiones generales	108
Bibliografía	110
Anexos	
Anexo 1. Mapa geomorfológico de la vertiente noreste del Pico de Orizaba	
Anexo 2. Tablas de disturbios geomorfológicos	

Introducción

El estudio de los anillos de crecimiento de los árboles (en particular las coníferas) se ha utilizado para analizar patrones temporales y espaciales de fenómenos ambientales, ya que su crecimiento anual permite datar eventos con una precisión anual e incluso estacional (Stoffel y Bollschweiler, 2009; Amoroso y Suárez, 2015). En el campo de la geomorfología, la dendrocronología se ha aplicado desde la década de los 1970's para fechar, reconstruir y analizar procesos geomorfológicos (Alestalo, 1971; Shroder, 1978).

La dendrogeomorfología permite analizar procesos geomorfológicos que representan un peligro para los asentamientos humanos, por lo que su investigación en un país como México, que está expuesto a tales procesos por su contexto físico, resulta oportuno. Si bien se han realizado trabajos aplicando este método en ambientes volcánicos de México (Bollschweiler *et al.*, 2010; Stoffel *et al.*, 2011; Franco-Ramos *et al.*, 2013; Franco-Ramos *et al.*, 2016a y b; Franco-Ramos *et al.*, 2017a y b; Franco-Ramos *et al.*, 2019a y b), en la Barranca Seca se desconocía la frecuencia y distribución de los procesos de ladera (deslizamientos y caída de rocas) y procesos hidrogeomorfológicos (lahares).

En esta investigación se aplican los principios que aporta la dendrogeomorfología para reconstruir eventos geomorfológicos (deslizamientos, caída de rocas y lahares) en la Barranca Seca localizada al noreste del volcán Pico de Orizaba. El estudio de procesos geomorfológicos se realizó en dos sectores altitudinales de la barranca Seca. En el primero, ubicado a ~2800 msnm, se analizó un deslizamiento y la frecuencia de caída de rocas. En el segundo sector, localizado entre 3,455-3,409 msnm, también se analizaron procesos de ladera, aunque se puso especial énfasis en la reconstrucción de lahares. Para estudiar esta dinámica geomorfológica, se ocuparon tres especies de coníferas *Pinus patula*, *Pinus hartwegii* y *Abies religiosa*.

La reconstrucción de procesos morfodinámicos a partir del fechado y análisis de los disturbios en los anillos de los árboles es de interés científico, ya que al relacionarlo con datos meteorológicos proporcionan evidencia de las causas que pueden

originar estos procesos. Además, desde el punto de vista aplicado, este trabajo resulta fundamental, ya que aporta información que refuerce los planes de manejo y ordenamiento territorial del Parque Nacional Pico de Orizaba, así como los planes de prevención y evaluación de peligros naturales ya que a pocos kilómetros se encuentran algunas comunidades como Cuiyachapa y Tetelzingo.

Esta investigación consta de cuatro capítulos. En el capítulo 1 se establece la base teórica y conceptual respecto a la dendrogeomorfología y los procesos geomorfológicos analizados. En el capítulo 2 se presenta el marco biofísico del Pico de Orizaba, haciendo énfasis en la vertiente noreste del volcán, sector donde se localiza la Barranca Seca. En el capítulo 3 se desarrolla la metodología utilizada en este trabajo tanto para el análisis dendrocronológico, como para el geomorfológico. Finalmente, en el capítulo 4 se exponen los resultados obtenidos, los cuales se dividen en geomorfología, dendrocronología y dendrogeomorfología.

Objetivo General

Reconstruir eventos geomorfológicos como procesos de remoción en masa (deslizamientos y caída de rocas) y lahares, con una resolución anual y/o sub-anual a partir del análisis de los disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles en la Barranca Seca y su afluente, conocido como, Barranca Ojo Salado, localizadas al noreste del volcán Pico de Orizaba.

Objetivos particulares

- Elaborar un mapa geomorfológico base de la vertiente noreste del Pico de Orizaba a escala 1:30,000.
- Construir modelos digitales de elevación de alta resolución a partir de levantamientos fotogramétricos con un dron.
- Elaborar una cronología de referencia por cada especie de coníferas analizadas (*P. patula*, *P. hartwegii* y *A. religiosa*) de las muestras sin disturbios por procesos geomorfológicos.
- Reconstruir eventos geomorfológicos a partir de criterios dendrogeomorfológicos y validarlos con datos meteorológicos.

- Representación espacial de los eventos reconstruidos, a partir de un Sistema de Información Geográfica (mapas dendrogeomorfológicos).

Capítulo 1. Marco Teórico

1.1. Dendrocronología

La dendrocronología es la ciencia que estudia los anillos de crecimiento anual de los árboles, para analizar los patrones temporales y espaciales de fenómenos ambientales en diferentes campos de la ciencia (Amoroso y Suárez, 2015). Aunque el estudio de los anillos de crecimiento se ha llevado a cabo desde el siglo XVIII, la dendrocronología surgió como disciplina en 1901 con las observaciones de Andrew E. Douglass quien fundó el *Laboratory of Tree-Ring Research* en la Universidad de Arizona en 1937 (Fritts, 2001).

Los ciclos de crecimiento de los árboles están regulados por la estacionalidad del clima, de esa forma, la dendrocronología se basa en el hecho de que en regiones templadas (entre los trópicos y los círculos polares) los árboles forman anillos de crecimiento anual durante el periodo de vegetación (primavera-otoño) (Stoffel, 2011; Malik y Wistuba, 2012). En México, el análisis de los anillos de los árboles ha demostrado que varias especies subtropicales forman anillos de crecimiento anual por lo que son adecuadas para estudios dendrocronológicos (Stahle *et al.*, 2000; Villanueva *et al.*, 2010).

La formación de anillos de crecimiento es impulsada por un tejido meristemático llamado cambium vascular, el cual, es el responsable del engrosamiento del tallo. Este tejido se encuentra entre el xilema secundario (madera) y el floema secundario (corteza). Sus células se dividen por mitosis produciendo xilema secundario hacia adentro y floema secundario hacia afuera (Schweingruber *et al.*, 2006; Stoffel y Bollschweiler, 2008).

El crecimiento de las gimnospermas (plantas que no producen flores) y las angiospermas (plantas que sí producen flores) es diferente. Las gimnospermas, como las coníferas tienen dos períodos. El primero ocurre durante la estación húmeda del año cuando se producen las células de madera temprana llamadas traqueidas, las cuales crecen rápido, están orientadas verticalmente, son grandes, poco densas y con paredes delgadas que permiten el transporte de nutrientes y

agua. En el segundo periodo que ocurre durante la época seca del año la actividad del cambium decrece por lo que las traqueidas de madera tardía son pequeñas, densas y con paredes gruesas que le dan estabilidad al árbol. El contraste de las últimas células con las primeras del año siguiente es lo que delimita a un anillo de crecimiento anual, aunque, la transición entre madera temprana y tardía puede ser gradual en algunas especies y abrupta en otras (Figura 1.1 A y B) (Villanueva, *et al.*, 2004; Schweingruber, *et al.*, 2006; Stoffel y Bollschweiler, 2008).

La cantidad y complejidad de la formación de tejidos en las angiospermas excede a las gimnospermas ya que la madera, además de traqueidas, está compuesta por vasos, fibras y radios. Los vasos son células tabulares con orientación vertical que facilitan el flujo de agua en el tallo, dependiendo de su disposición, la madera de las angiospermas puede ser porosa o difusa. En la madera porosa los vasos de la madera temprana son más anchos que los de la madera tardía, lo que facilita la definición del anillo anual. En especies con madera difusa, los vasos son aproximadamente del mismo diámetro en todo el anillo (Figura 1.1 C y D) (Villanueva *et al.*, 2004; Stoffel y Bollschweiler, 2008).

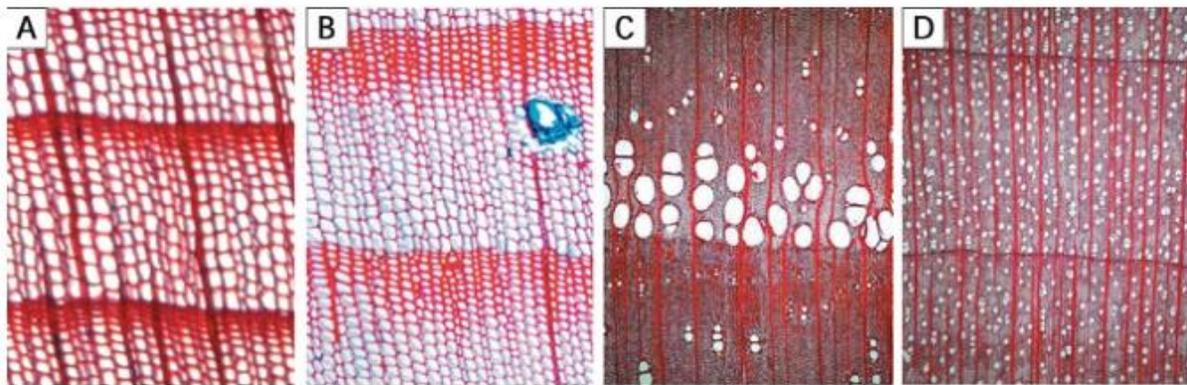


Figura 1.1. Micro secciones de anillos de crecimientos de coníferas y angiospermas. En las coníferas como (A) *Picea abies* (L.) Karst. y (B) *Pinus cembra* L., las bandas de traqueidas forman los anillos de crecimiento anual. En las angiospermas, dependiendo de la distribución de los vasos en los anillos, se distingue entre (C) anillos porosos (*Fraxinus excelsior* L.) y (D) anillos difusos (*Acer pseudoplatanus* L.) (Tomado de Stoffel y Bollschweiler, 2008).

La formación de la madera temprana y tardía está impulsada por factores internos (bióticos y genéticos) y externos (abióticos). Entre los factores internos están la longevidad, el envejecimiento o la sensibilidad de un árbol, mientras que la luz, la temperatura, el agua, el suministro de nutrientes del suelo, el viento, la competencia con otros individuos, las plagas, las actividades antrópicas y los impactos geomorfológicos representan los factores externos (Hughes *et al.*, 2011; Schweingruber, 1996).

A escala regional, las condiciones ambientales que limitan el crecimiento de los árboles son similares y sus fluctuaciones producen variaciones sincrónicas en la estructura de los anillos de árboles de la región, lo cual permite obtener información ambiental común en los árboles muestreados y así realizar lo que se conoce como co-fechado (*cross dating*) de las muestras colectadas en un sitio para asignar edades a series desconocidas, extender cronologías, identificar anillos perdidos, falsos o mal observados y determinar edades más precisas del relieve (Schweingruber, 1983; Fritts, 2001) (Figura 1.2).

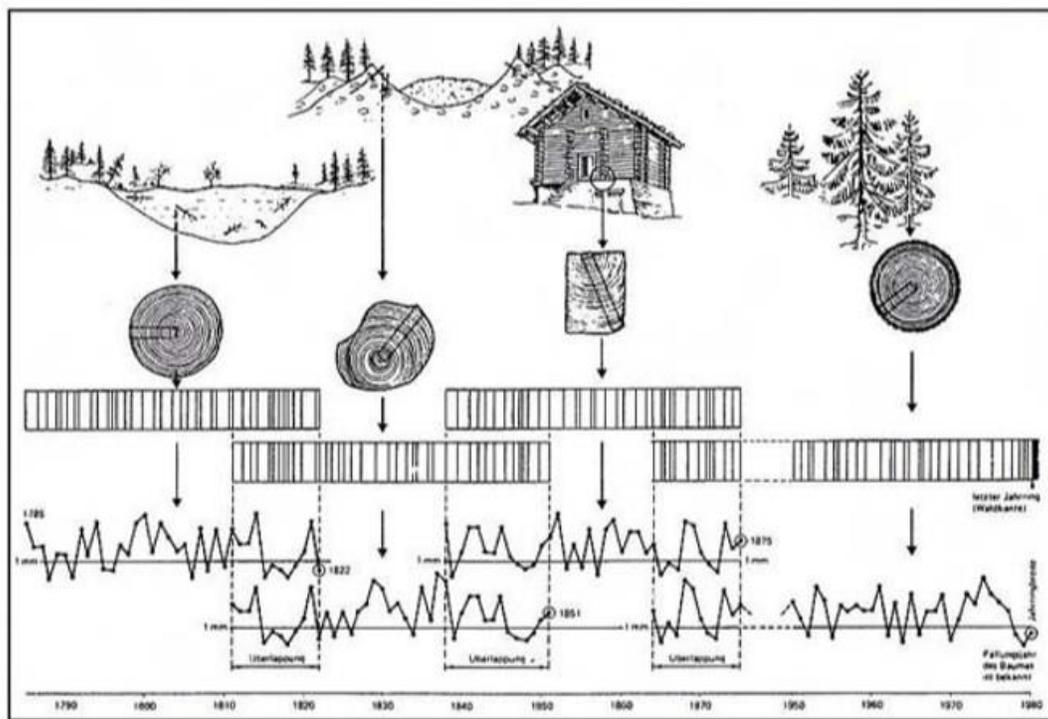


Figura 1.2. Co-fechado de muestras de diferentes sitios en las mismas condiciones ambientales. La comparación y correlación de los anillos de crecimiento de las muestras, permite elaborar una cronología maestra de referencia (Tomado de Schweingruber, 1983).

1.1.1. Dendrogeomorfología

La dendrocronología cuenta con diferentes subdisciplinas de acuerdo con el uso y aplicación de las series de anillos (Amoroso y Suárez, 2015), entre ellas se encuentra la dendroecología que abarca todas las ciencias involucradas en el registro de información ambiental en las series de anillos de árboles (Schweingruber, 1996). De esta forma, la dendrogeomorfología enfocada en el estudio de procesos geomorfológicos a partir del análisis de los anillos de árboles es uno de los muchos subcampos de la dendroecología (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

La dendrogeomorfología surge oficialmente a principios de los 1970's por Alestalo (1971), quien aplicó los principios ecológicos y dendrocronológicos en el campo de la geomorfología para la reconstrucción cronológica de procesos geomorfológicos. Así, la dendrogeomorfología estudia particularmente procesos morfodinámicos y morfocronológicos (Villalba, 2000) a partir de las anomalías de los anillos de crecimiento de árboles, los cuales permiten determinar la ocurrencia de un evento con una precisión anual y a veces mensual, así como su alcance espacial y su magnitud (Stoffel y Bollschweiler, 2009).

Posteriormente a finales de los 70's, Shroder (1978) introduce las bases del método dendrogeomorfológico, que consiste en la relación de 'proceso-evento-respuesta' de fenómenos en la superficie terrestre. El 'proceso' está representado por cualquier fenómeno geomorfológico, como, lahares, procesos de remoción en masa, avalanchas de nieve, inundaciones, etc. El 'evento' se refiere a las diferentes afectaciones que alguno de los procesos antes mencionados causa en los árboles como impactos, inclinación, sepultamiento, decapitación, etc. De esa forma, los árboles tendrán una 'respuesta' de anomalías o disturbios en sus patrones de crecimiento como filas tangenciales de ductos de resina traumáticos (TRD por sus siglas en inglés), madera de reacción, supresión en crecimientos, realce en crecimiento, anillos excéntricos, tejidos callosos, etc. (Figura 1.3). Es importante considerar que cuando se aplica un estrés a un árbol en su período de latencia o

dormancia, las anomalías de crecimiento aparecen en el siguiente período vegetativo (Stefanini, 2004).

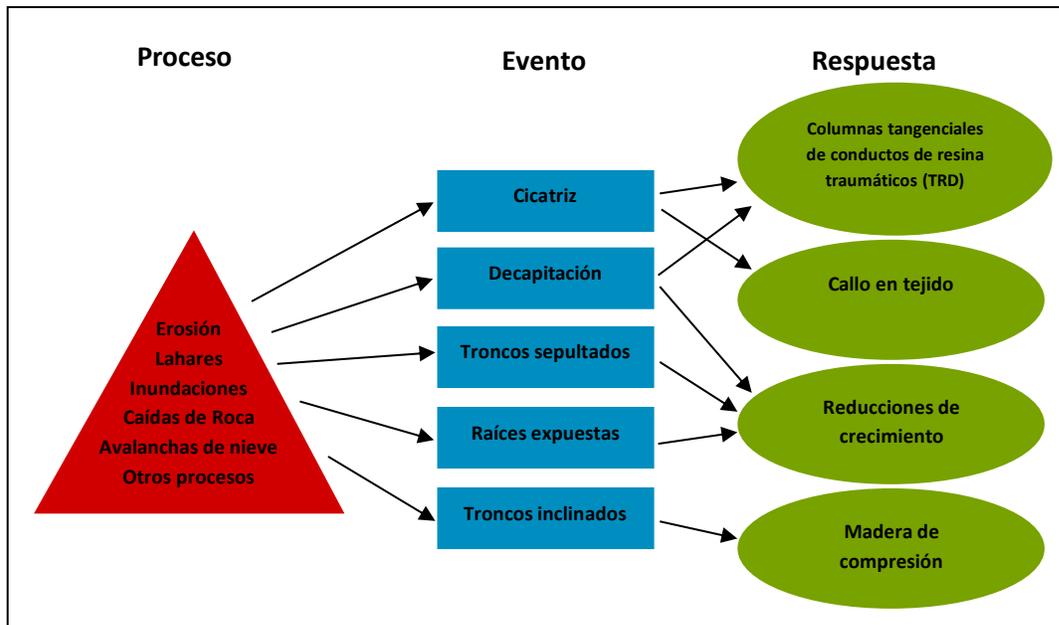


Figura 1.3. Concepto proceso-evento–repuesta aplicado en dendrogeomorfología por Stoffel (1978) (Tomado de Stoffel y Bollschweiler, 2009).

A partir de los primeros estudios dendrogeomorfológicos en los años setenta y ochenta, se han realizado una gran cantidad de investigaciones para fechar e interpretar los procesos geomorfológicos y geológicos que representan peligros o riesgos (Stoffel y Bollschweiler, 2008), como inundaciones (St. George y Nielson 2000 y 2003; Jasper *et al.*, 2002; Ballesteros-Cánovas *et al.*, 2010, 2011 y 2017; Ruiz-Villanueva *et al.*, 2013; Bhattacharyya *et al.*, 2017), tasas de erosión (Vandekerckhove *et al.*, 2001; Bodoque *et al.*, 2005; Gärtner, 2007; Fantucci, 2007; Hitz *et al.*, 2008; Lopez *et al.*, 2011; Scuderi, 2017; Zhang *et al.*, 2017), deslizamientos de tierra (Stefanini, 2004; Paolini *et al.*, 2005; Papadopoulos *et al.*, 2007; Lopez-Saez *et al.*, 2017), caídas de roca (Stoffel y *et al.*, 2005a y b; Stoffel y Perret, 2006; Perret *et al.*, 2006; Schneuwly y Stoffel, 2008a y b; Favillier *et al.*, 2017b), avalanchas de nieve (Muntán *et al.*, 2004; Mundo *et al.*, 2007; Casteller *et al.*, 2007; Kogelnig-Mayer *et al.*, 2011; Favillier *et al.*, 2017a), así como erupciones volcánicas (D'Arrigo *et al.*, 2001; Salzer y Hughes 2007; Solomina *et al.*, 2008),

lahares (Stoffel *et al.*, 2006; Salaorni *et al.*, 2016; Tichavský *et al.*, 2017) y sismos (Bekker, 2010).

En México los estudios dendrogeomorfológicos han sido escasos y principalmente se han realizado en ambientes volcánicos. Biondi *et al.* (2003) investigaron las supresiones de los anillos de *Pinus hartwegii* después de la erupción pliniana del volcán de Colima en 1913. Cruz-Muñoz *et al.* (2008) analizaron los efectos químicos originados por las erupciones del volcán Popocatepetl después de su reactivación en 1994 en bosques de *Pinus montezumae*. Bollschweiler *et al.* (2010) y Franco-Ramos *et al.* (2016a) reconstruyeron y evaluaron la actividad lahárica en el volcán Popocatepetl a partir de las alteraciones en el crecimiento de coníferas (*Pinus spp.*, y *Abies religiosa*), mientras Franco-Ramos *et al.* (2013) analizaron la frecuencia temporal y los patrones espaciales de lahares en dos barrancas localizadas al sur del volcán de Colima, con el registro de disturbios en los anillos de *Pinus leiophylla*, asimismo, Franco-Ramos *et al.* (2016b) reconstruyeron 19 lahares para el periodo 1945-2011, a partir de disturbios en los anillos de *Abies religiosa* en el valle de Axaltzintle, volcán La Malinche. Por otra parte, Stoffel *et al.* (2011) probaron el potencial de *Pinus hartwegii* para reconstruir la caída de rocas al norte del volcán Iztaccíhuatl en el límite superior del bosque (~ 4000 msnm). Recientemente, Franco-Ramos *et al.* (2017b) reconstruyeron la frecuencia de caída de rocas al noroeste del volcán Cofre de Perote.

1.2. Procesos de remoción en masa

Los procesos de remoción en masa involucran el movimiento de los materiales formadores de las laderas bajo la influencia de la gravedad, sin la intervención primordial de algún agente de transporte (Brunsden, 1979). Es importante indicar que estos procesos también se conocen como "procesos gravitacionales", "procesos de ladera" y "movimientos de ladera" (Alcántara, 2000).

Los procesos de remoción en masa pueden ser peligrosos o incluso desastrosos cuando afectan la vida y los recursos materiales del hombre (Gutiérrez-Elorza, 2008). En las últimas tres décadas del siglo XX, los procesos de remoción en masa

cobraron mayor importancia en el mundo, debido la expansión de los asentamientos y la infraestructura hacia zonas peligrosas (Lugo-Hubp *et al.*, 2005).

Existe una amplia variedad de clasificaciones de los procesos de remoción en masa, la cual es resultado de la complejidad de estos procesos y de los enfoques a través de los cuales se han realizado investigaciones en el tema, por lo que no hay un consenso en cuanto al sistema de clasificación de movimientos en masa a utilizar, ya que todas tienen limitaciones. Las clasificaciones más consistentes son las de Varnes (1978), Hutchinson (1988) y Cruden y Varnes (1996). El programa EPOCH (1993) propuso una clasificación a partir de las de Varnes (1978) y Hutchinson (1988) diferenciando entre el tipo de movimiento y los materiales. De esa forma, los diferentes movimientos (desprendimientos, vuelcos o desplomes, deslizamientos, expansiones laterales, flujos y movimientos complejos) se subdividen en función del tipo de material involucrado (rocas, detritos o derrubios y suelos) (Alcántara, 2000; Gutiérrez-Elorza, 2008) (Tabla 1.1).

Con mucha frecuencia los procesos de remoción en masa incluyen una combinación de dos o más tipos de movimiento, a los cuales se les denomina “complejos”. Estos procesos involucran un tipo de movimiento que puede convertirse en otro, por ejemplo, un deslizamiento o un desprendimiento, pueden transformarse en un flujo (Suárez-Díaz, 1998; Clague, 2010). En este estudio sólo se abordarán los deslizamientos y las caídas de roca, debido a que son los procesos de ladera identificados en la Barranca Seca.

Tabla 1.1. Clasificación de procesos de remoción en masa

Mecanismo de movimiento	Tipo de material involucrado		
	Tipo	Roca (<i>rock</i>)	Derrubios (<i>debris</i>)
Caída o desprendimiento (<i>fall</i>)	Caída o desprendimiento de rocas (<i>rockfall</i>)	Caída o desprendimiento de derrubios (<i>debris fall</i>)	Caída o desprendimiento de suelos (<i>soil fall</i>)
Vuelco o desplome (<i>topple</i>)	Vuelco o desplome de rocas (<i>rock topple</i>)	Vuelco o desplome de derrubios (<i>debris topple</i>)	Vuelco o desplome de suelos (<i>soil topple</i>)
Deslizamiento rotacional simple (<i>rotational slide</i>)	Individual (<i>simple</i>) Múltiple (<i>multiple</i>) Sucesivo (<i>successive</i>)	Individual (<i>simple</i>) Múltiple (<i>multiple</i>) Sucesivo (<i>successive</i>)	Individual (<i>simple</i>) Múltiple (<i>multiple</i>) Sucesivo (<i>successive</i>)
Deslizamiento translacional o de bloques no rotacional (<i>translational slide, non-rotational</i>)	Deslizamiento de roca en bloque (<i>block slide</i>)	Deslizamiento de derrubios en bloque (<i>block slide</i>)	Deslizamiento translacional de suelos (<i>slab slide</i>)
Deslizamiento planar	Deslizamiento de rocas (<i>rock slide</i>)	Deslizamiento de derrubios (<i>debris slide</i>)	Coladas de barro (<i>mudslide</i>)
Flujos (<i>flow</i>)	Flujo de rocas (<i>rock flow</i>)	Corrientes de derrubios (<i>debris flow</i>)	Flujos de tierra, arena o suelo (<i>soil flow</i>)
Expansión lateral (<i>lateral spreading</i>)	Expansiones laterales en rocas (<i>rock spreading</i>)	Expansiones laterales en derrubios (<i>debris spread</i>)	Expansiones laterales en suelos (<i>soil spreading</i>)
Complejo (<i>complex</i>)	Ejemplo: Alud de rocas (<i>rock avalanche</i>)	Ejemplo: Flujo deslizante (<i>flow slide</i>)	Ejemplo: Rotación con flujos de tierra (<i>slump-earthflow</i>)

Tabla 1.1 Clasificación de EPOCH (1993) a partir de las propuestas de Varnes (1978) y Hutchinson (1988).

1.2.1. Deslizamientos

Los deslizamientos son movimientos de ladera de una masa de suelo, detritos o roca, que ocurren sobre una superficie reconocible de ruptura (Alcántara, 2000). Diferentes factores naturales y antrópicos influyen en la ocurrencia de los deslizamientos, entre los cuales destacan los cambios de frecuencia e intensidad

de la lluvia y el movimiento del material por terremotos (Corominas y Moya, 1999). El volumen de las masas de deslizamiento es muy variable, van desde unas decenas de metros cúbicos hasta más de un millón de metros cúbicos (Dikau *et al.*, 1996).

De acuerdo con Alcántara (2000), los deslizamientos se pueden clasificar en tres tipos a partir de su superficie de ruptura, así, las superficies curvas o cóncavas se asocian a deslizamientos rotacionales, las superficies planas u onduladas a los movimientos translacionales y las superficies planas a los deslizamientos planos. En los deslizamientos rotacionales, los bloques ubicados en la parte superior se inclinan hacia atrás, el escarpe principal regularmente es vertical, la masa desplazada se acumula ladera abajo y su deformación interna es de muy bajo grado (Figura 1.4 A). La extensión y velocidad de estos movimientos es muy variable, esta última puede ir de desde milímetros por año hasta 100 metros por segundo (Clague, 2010). Los deslizamientos translacionales y planos son menos profundos que los rotacionales, involucran un movimiento paralelo a la superficie, el cual está controlado en gran medida por superficies de debilidad de los materiales formadores (Figura 1.4 B). Cabe decir que muchos deslizamientos involucran más de un tipo de movimiento, formando deslizamientos complejos.

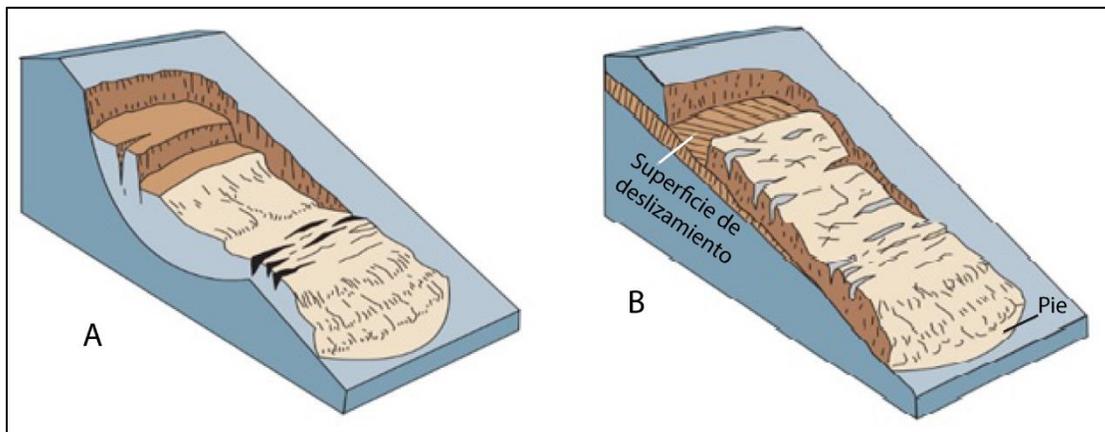


Figura 1.4. Los deslizamientos se clasifican a partir de su superficie de ruptura en: (A) Deslizamiento rotacional, (B) Deslizamiento translacional (Tomado de USGS, 2008).

1.2.2. Caída de rocas

La caída de rocas es un tipo de proceso de remoción en masa común en las zonas montañosas de todo el mundo que consiste en el desprendimiento de fragmentos de roca de una ladera escarpada, los cuales pueden moverse ladera abajo de distintas formas, en función del grado de inclinación de la ladera, así, las rocas pueden caer libremente, rebotar o rodar sobre una superficie. Cuando la roca ha perdido suficiente energía por impactos o por fricción, se detiene en o cerca del pie de la pendiente, sin embargo, es común que los bloques más grandes se desplacen mayores distancias (Figura 1.5). Las caídas de detritos de menores dimensiones (<10 m³) y mayor frecuencia, permiten la formación de taludes detríticos (Alcántara, 2000; Luckman, 2004; Guzzetti y Reichenbach, 2010).

Stoffel (2005) distingue tres zonas en la dinámica de caídas de roca: (I) zona de partida, (II) tránsito y (III) depósito. En la primera zona, la inestabilidad de la ladera (pendiente >31°) determina si un fragmento comenzará su recorrido ladera abajo. La zona de tránsito se refiere a aquella entre el lugar de partida y el lugar en donde el material cae. Posterior al movimiento, los bloques se detienen en superficies con pendientes menores a 30° conocidas como zonas de depositación o de acumulación.

Las rocas avanzan a velocidades que van de unos pocos a decenas de metros por segundo, y varían en tamaño desde pequeños detritos hasta grandes rocas de cientos de metros cúbicos (Guzzetti y Reichenbach, 2010). Debido a su alta movilidad, y a pesar de su tamaño relativamente pequeño, la caída de rocas es particularmente destructiva y en varias áreas, especialmente a lo largo de carreteras y ferrocarriles, representan la principal causa de muertes (Evans 1997; Guzzetti *et al.*, 2005).

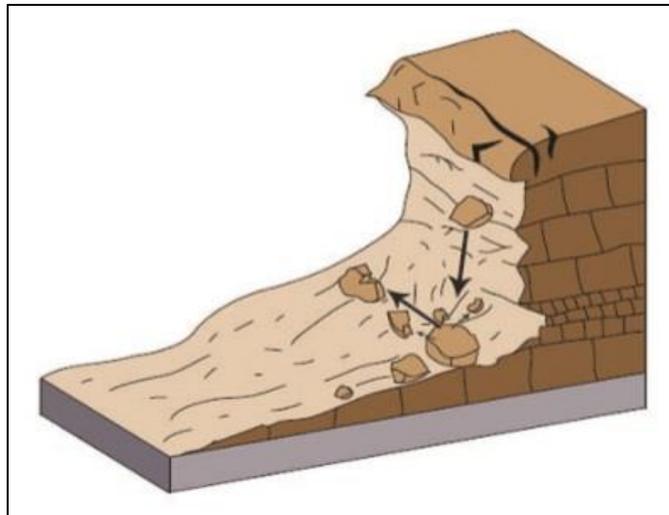


Figura 1.5. La caída de rocas es un proceso recurrente en laderas con pendientes $>31^\circ$ (Stoffel, 2005) (Tomado de USGS, 2008).

Estos procesos pueden desencadenarse por fenómenos naturales como terremotos, ciclos de congelación-descongelación de agua, actividad volcánica y crecimiento de raíces, pero también pueden ser inducidas por la actividad antrópica como la minería, fugas de tuberías, drenaje ineficiente, vibraciones causadas por excavaciones o tránsito vehicular (Guzzetti y Reichenbach, 2010). Según Bull y Brandon (1998), la magnitud de un terremoto determina el área en la que se podría esperar la caída de rocas, las magnitudes superiores a 7.0 pueden provocar desprendimiento de rocas a 400 km del epicentro, mientras que los efectos de terremotos moderados (5.5 - 7.0) sólo desencadenarían caída de rocas dentro de los 15 km del epicentro.

1.3. Procesos de remoción en masa y los efectos en los árboles

Los procesos de remoción en masa se asocian principalmente con relieves montañosos, ya que son áreas de mucha inestabilidad geomorfológica por sus pendientes abruptas, escasa vegetación y, en algunos casos, el fracturamiento de las rocas (Ritter *et al.*, 1995). En montañas cubiertas de bosque, los árboles ejercen una función protectora al frenar el movimiento del material, no obstante, al mismo tiempo los árboles son afectados. El análisis de los anillos de árboles dañados o

mueritos por estos procesos puede aportar información relevante de la ocurrencia de un evento con una precisión anual o incluso estacional (Clague, 2010; Perret *et al.*, 2006a).

1.3.1. Disturbios en los árboles por deslizamientos

Los deslizamientos ocurren en casi todo el mundo y causan daños en la infraestructura (carreteras y edificios) e incluso la muerte de personas cada año (Bramm *et al.*, 1987; Šilhán *et al.*, 2016). Por lo tanto, conocer la actividad de deslizamientos en el pasado es clave para modelar su potencial ocurrencia en el futuro (Borgatti y Soldati, 2010). En ese sentido, el análisis de los anillos de árboles ha demostrado ser un método útil en la investigación de deslizamientos por su capacidad de preservar la evidencia de la actividad geomorfológica del pasado (Clague, 2010; Stoffel y Corona, 2014).

El grado de afectación de cada árbol por un deslizamiento depende de su ubicación en el área, sus propiedades biológicas, la estructura del rodal, así como de las características técnicas del deslizamiento (Papadopoulos *et al.*, 2007).

Los árboles que sobreviven, generalmente se ubican en los márgenes y los frentes de los deslizamientos, pero pueden ser enterrados parcialmente por el material del deslizamiento, lo cual reduce la actividad de las raíces y tiene efectos mecánicos en los árboles por el enorme peso del material. La respuesta a estos eventos se manifiesta en una reducción en el grosor de los anillos de árboles, conocida como supresión (Clague, 2010; Stoffel y Corona, 2014) (Figura 1.6 A).

Los deslizamientos pueden eliminar la vegetación superficial, incluidos rodales enteros, por lo que no dejan evidencia dendrogeomorfológica directa. En tales casos, la edad de los primeros árboles que se establecieron en el depósito del deslizamiento proporciona una edad mínima del proceso. Sin embargo, los árboles no siempre se siembran inmediatamente en nuevas superficies, sino que hay un periodo conocido como intervalo écesis, entre el momento en que la nueva superficie está disponible y el momento en que los árboles se establecen en ella. Los intervalos de écesis varían de uno a casi 100 años, dependiendo de la especie

arbórea, la naturaleza del sustrato y el clima. Por otra parte, es posible que los árboles vivos del depósito de un deslizamiento no sean de la primera generación de crecimiento, sino de la segunda, por lo que esta estrategia queda restringida a deslizamientos de menos de 1000 años de antigüedad (Clague, 2010; Stoffel y Corona, 2014).

La eliminación de árboles vecinos puede generar un entorno con menos competencia, y por tanto mayor disponibilidad de luz, nutrientes y agua (Strunk, 1997). Tales condiciones producen un marcado aumento en el ancho de los anillos, llamado realce (Paolini *et al.*, 2005) (Figura 1.6 B). No obstante, el realce de crecimiento en los árboles sobrevivientes puede retrasarse y sólo entra en vigor cuando la vegetación aprovecha al máximo las condiciones favorables (Stoffel y Bollschweiler, 2008). Por tal motivo, el aumento en el crecimiento de los anillos no siempre se puede usar para fechar eventos con precisión. Además, es necesario considerar que esta respuesta en los anillos pudo desencadenarse por la combinación de efectos climáticos y geomorfológicos (Strunk, 1991).

Los deslizamientos también pueden impactar los árboles, eliminando la corteza y causando lesiones. Cuando los impactos destruyen el cambium, la formación de células nuevas cesará en el segmento lesionado del árbol. Sin embargo, los árboles reparan la afectación con tejido nuevo que se emplaza en la lesión, la extensión de la cicatrización dependerá en gran medida de la tasa de incremento anual y el tamaño de la cicatriz (Clague, 2010; Stoffel y Corona, 2014) (Figura 1.6 C).

Los árboles inclinados por un deslizamiento forman madera de reacción y el crecimiento excéntrico de los anillos, lo cual permite la datación precisa del deslizamiento (Figura 1.6 D). En las coníferas la madera de reacción (compresión) se forma en la parte inferior del tronco mientras que en las latifoliadas la madera de reacción (tensión) se forma en la parte superior (Bramm *et al.*, 1987; Villalba, 2010).

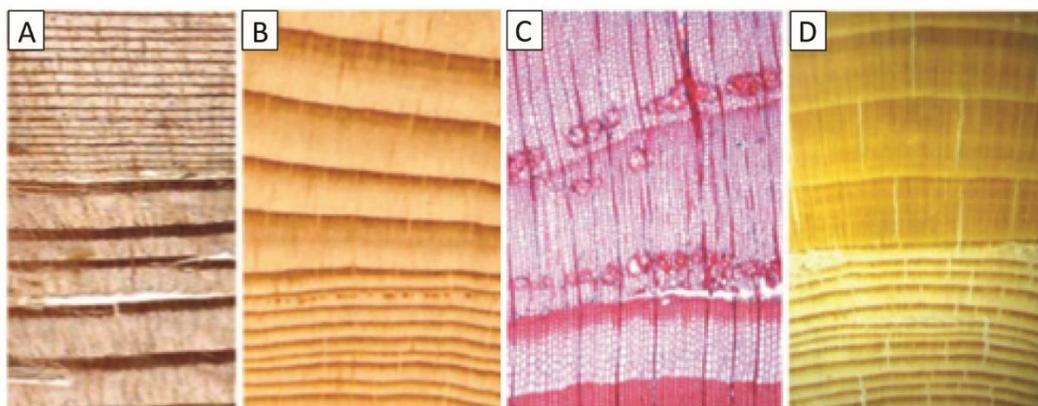


Figura 1.6. Disturbios en el crecimiento de los anillos de árboles: (A) Si se reduce el suministro de nutrientes y agua como resultado del entierro del tallo o afectaciones en el sistema radicular, se producirá una disminución repentina y abrupta en el crecimiento de los anillos. (B) Cuando se eliminan árboles vecinos, los sobrevivientes se benefician de las mejores condiciones y reaccionan con un aumento en el crecimiento de sus anillos. (C) En ambos lados de la lesión, las coníferas forman tejido caloso y a veces TRD para protegerse de los hongos y otros impactos. (D) Después de la inclinación de un tronco, el árbol produce madera de reacción. (Tomado de Bollschweiler y Stoffel, 2010).

La dendrogeomorfología, se han presentado como el método más preciso en la reconstrucción espacio-temporal de deslizamientos pasados (Šilhán *et al.*, 2016), por lo que se han realizado diferentes investigaciones aplicando sus principios (Dramm *et al.*, 1987; Corominas y Moya, 1999; Stefanini, 2004; Papadoupoulos *et al.*, 2007; Lopez-Saez *et al.*, 2012a; Šilhán, 2012; Šilhán *et al.*, 2013a). Otros trabajos se han enfocado en reconstruir deslizamientos exclusivamente a partir de la excentricidad de los anillos de árboles (Šilhán y Stoffel, 2015; Malik y Wistuba, 2012; Wistuba *et al.*, 2013; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2009). Por otra parte, Carrara y O'Neill (2003) y Šilhán *et al.* (2012) analizaron la datación de deslizamientos a partir de los anillos de árboles y su relación con la sismicidad. Šilhán (2016) y Šilhán *et al.* (2016) evaluaron la efectividad de los métodos dendrogeomorfológicos en contraste con métodos matemáticos en el estudio de deslizamientos y recientemente Lopez-Saez *et al.* (2012b y 2017) mapearon la probabilidad de reactivación de deslizamientos para los próximos 5, 20, 50 y 100 años utilizando un modelo de distribución de *Poisson*. En México, aún no se han estudiado los deslizamientos bajo un enfoque dendrogeomorfológico, de ahí el interés de este trabajo que aporta una aproximación novedosa para estudiar estos procesos tan

recurrentes en el territorio mexicano por sus características físicas (relieve, clima, sismicidad).

1.3.2. Disturbios en los árboles por caídas de rocas

A pesar de que la caída de rocas es un sistema mecánico relativamente simple, su comportamiento no se puede predecir con exactitud incluso si se conocen las condiciones iniciales y las fuerzas motrices (Guzzetti y Reichenbach, 2010), esto dificulta la evaluación del proceso. En ausencia de datos de observación, la dendrogeomorfología es el único método que permite una reconstrucción adecuada de los parámetros de caída de rocas del pasado como la altura de rebote de las rocas, la frecuencia, magnitud y estacionalidad de los eventos (Schneuwly, 2010).

El daño más común en los árboles por la caída de rocas son las heridas en el tallo y raíces. En contraste con los procesos de flujo (por ejemplo, flujos de escombros, inundaciones, avalanchas de nieve), la caída de rocas puede causar cicatrices en cualquier lugar del tronco entre el nivel del suelo y varios metros arriba. No obstante, las heridas que existen en un árbol se enmascaran con el tiempo y permanecen sólo como cicatrices internas, lo cual dificulta la obtención de información de impactos del pasado en los árboles (Stoffel y Perret, 2006; Moya *et al.*, 2010). Stoffel y Perret (2006) afirman que dependiendo de la edad y especie del árbol entre el 16% y 90% de las heridas que existen en un árbol se enmascaran con el tiempo.

Si los impactos destruyen localmente el cambium, la formación de traqueidas se interrumpirá en el segmento lesionado del árbol. Posteriormente, para minimizar la putrefacción y los efectos negativos de los ataques de insectos, el árbol cubrirá la herida y comenzará la producción de tejido calloso desde los bordes de la lesión hacia el centro. Además, en ambos lados de la lesión se forman TRD y si las heridas se producen durante el periodo vegetativo del árbol, la producción de resina comenzará pocos días después del impacto y los conductos surgirán dentro de las tres semanas posteriores a la alteración. Por lo tanto, la posición de la primera serie de TRD puede usarse para fechar el evento con una precisión mensual. La intensidad de los ductos de resina depende de las dimensiones de la cicatriz de

impacto, estación de crecimiento, especie y edad del árbol (Bollschweiler, 2007; Bollschweiler *et al.*, 2008b; Stoffel y Corona, 2014).

Los árboles también pueden ser decapitados por el impacto de las rocas, por lo que reaccionan con una supresión de crecimiento en los años posteriores al impacto. Para recuperarse, una o varias ramas laterales tratarán de remplazar la corona rota, lo que resulta en una morfología de árbol de candelabro. Además, el choque del material puede provocar la formación de TRD (Bollschweiler, 2007; Stoffel y Bollschweiler, 2009).

Por otra parte, es común encontrar troncos inclinados por la presión ejercida de un bloque sobre ellos y como respuesta los árboles producen madera de reacción y anillos excéntricos (Stoffel, 2005).

Las investigaciones sobre caída de rocas, desde un enfoque dendrogeomorfológico se han realizado principalmente en las cadenas montañosas de Europa, donde se han reconstruido espacial y temporalmente estos procesos (Stoffel *et al.*, 2005b; Perret *et al.*, 2006b; Schneuwly y Stoffel 2008a; Šilhán, 2010; Šilhán *et al.*, 2013b). Otros trabajos se han enfocado en evaluar la formación de tejido caloso y TRD después de la caída de rocas, para determinar el momento estacional de los eventos (Stoffel *et al.*, 2005a; Schneuwly y Stoffel, 2008b; Schneuwly *et al.*, 2009). Por otra parte, Perret *et al.* (2006a) evaluaron la función protectora de los árboles examinando la interrelación entre la geometría del rodal (distribución espacial de los árboles y los diámetros de los árboles) y las lesiones de caída de rocas (número, altura y tamaño) en un *Polygalo chamaebuxi-Piceetum* subalpino. Moya *et al.* (2010) y Favilier *et al.* (2017b) analizaron la actividad de caída de rocas a partir de las lesiones visibles en latifoliadas. En México, los trabajos sobre caídas de rocas, a partir del análisis de anillos de árboles no son suficientes (Stoffel *et al.*, 2011; Franco-Ramos *et al.*, 2017a), por lo que ahondar en su estudio es necesario.

1.4. Procesos hidrogeomorfológicos

En muchas partes del mundo el concepto hidrogeomorfología, no ha sido bien incorporado en la hidrología y geomorfología, a pesar de la estrecha relación que

existe entre ellas. Sidle y Onda (2004) la definen como “una ciencia interdisciplinaria emergente que se centra en la interacción y vinculación de los procesos hidrológicos con los accidentes geográficos o los materiales de la tierra y la interacción de los procesos geomorfológicos con las agua superficiales y subterráneas en dimensiones temporales y espaciales”.

En ambientes volcánicos, el agua es el factor ambiental más importante que influye en la evolución de los sistemas volcánicos e incluye, agua de mar, agua subterránea, agua de lagos e incluso lluvia. Hasta las tres últimas décadas del siglo pasado, aún se subestimaba el papel central del agua en muchas erupciones altamente explosivas, no obstante, la erupción del Monte Santa Helena, (EU) en mayo de 1980, cambió el paradigma dentro de la comunidad científica (Schmincke, 2004).

Las erupciones volcánicas explosivas producen grandes cantidades de tefra que se pueden dispersar a grandes distancias ($> 106 \text{ km}^2$). Este tipo de erupciones pueden desencadenar procesos adicionales como: *avalanchas de escombros*, que son flujos secos o no-saturados formados por el colapso gravitacional de un sector del edificio volcánico; y *lahares*, que se forman por la erosión de materiales volcánicos por agua o por la transformación de avalanchas de escombros (Pierson y Major, 2014). En la presente investigación se realizará una reconstrucción de lahares con base en dendrogeomorfología en la barranca Seca, ubicada al noreste del Pico de Orizaba.

1.4.1. Lahares

Los lahares son procesos hidrogeomorfológicos que se generan en ambientes volcánicos, son una mezcla de agua, sedimento y fragmentos de roca que fluyen a gran velocidad sobre las laderas volcánicas debido a la fuerza de gravedad (Smith y Fritz, 1989). Para que un lahar se produzca requiere de algunos factores: una fuente abundante de agua (vapor condensado emitido por el volcán, derretimiento de la nieve de los glaciares, desbordamiento de lagos de cráter o lluvia), depósitos volcánicos no consolidados, pendientes pronunciadas y un mecanismo

desencadenante (erupciones volcánicas y terremotos asociados a éstas) (Vallance, 2005).

Los lahares dependiendo de su origen pueden ser: lahares *primarios* o *sin-eruptivos*, que se generan durante las erupciones por flujos piroclásticos que derriten la nieve de los glaciares o por el desborde de los lagos del cráter; y lahares *secundarios* o *post-eruptivos* que ocurren en periodo intraeruptivo y son causados por el colapso de flancos del volcán, avalanchas de escombros y lluvias torrenciales sobre el material piroclástico suelto (Lavingne *et al.*, 2007).

Los depósitos de lahar se clasifican por el porcentaje de agua y sedimentos que contienen, en hiperconcentrados (poseen un volumen de material de entre 40% y 60%), y los flujos de escombros que tienen un volumen de entre 60% y 80% (Beverage y Culbertson, 1964), aunque durante su transporte pueden sufrir transformaciones entre uno u otro (Figura 1.7). Los flujos de escombros a su vez pueden ser cohesivos (<3% de arcilla) o no cohesivos (>3% de arcilla) (Scott *et al.*, 1995), los cohesivos normalmente están asociados con edificios volcánicos hidrotermalmente alterados (Scott *et al.*, 1995). Estos tipos de flujo se pueden distinguir además por sus características reológicas, hidrológicas, sedimentológicas y geomorfológicas (Muñoz-Salinas, 2007).

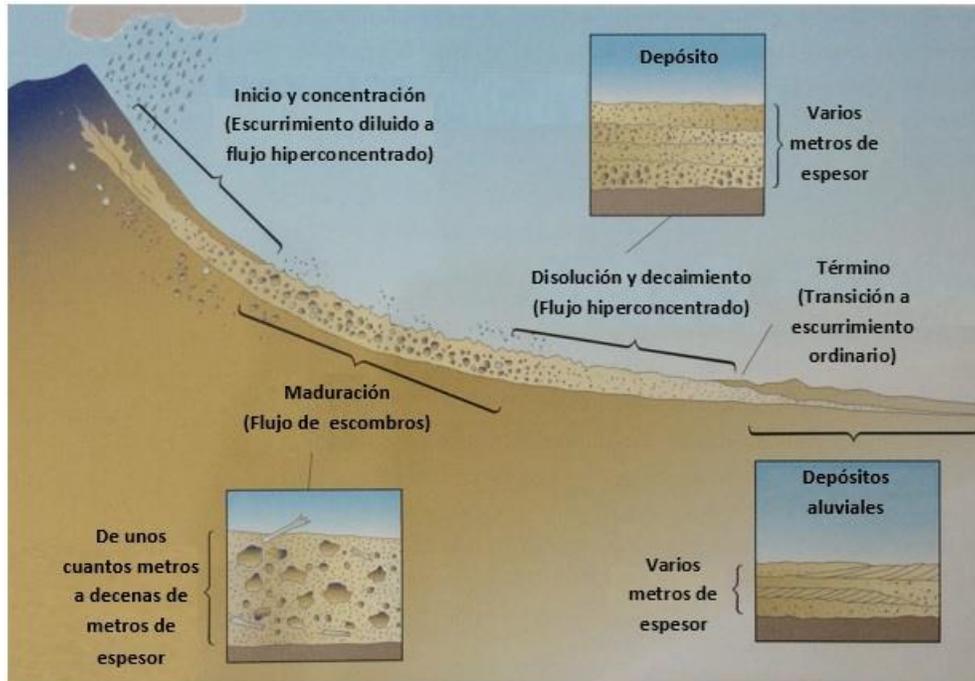


Figura 1.7. Transiciones de un lahar mientras desciende por una ladera (Tomado de Lockwood *et al.*, 2010).

Los lahares se encuentran entre los fenómenos más destructivos, debido a que no se pueden predecir, a su alto contenido de sedimentos que incluyen bloques y a su capacidad de viajar rápidamente largas distancias sobre pendientes poco inclinadas (Vallance, 2000). En el siglo XX, los lahares ocasionaron el 40% de la mortalidad mundial por dos catástrofes en Kelud (Java, Indonesia) y el Nevado de Ruiz (Colombia) (Thouret *et al.*, 2000). Otros eventos importantes por las pérdidas materiales y humanas que causaron son los ocurridos en el volcán de Colima (México) en el 2000, el volcán Ruapehu (Nueva Zelanda) en 1953 (Cronin *et al.*, 1997) y el volcán Casita (Nicaragua) en 1998 (Scott *et al.*, 2005).

En México, los lahares se han estudiado en los principales volcanes del Cinturón Volcánico Transmexicano con distintos enfoques. Por ejemplo, Capra *et al.* (2002) presentan el registro de ocurrencia de avalanchas de escombros y lahares formados a partir de los colapsos de volcanes en México. Carrasco-Núñez *et al.* (1993) estudiaron un lahar que se formó durante el Pleistoceno tardío tras el colapso de un cono ancestral del Pico de Orizaba y Hubbard *et al.* (2007) evaluaron la utilidad de SRTM and ASTER DEMs para analizar antiguos depósitos de lahares en los flancos

del mismo volcán. Saucedo *et al.* (2008) estudiaron un lahar provocado por la lluvia el 16 de octubre de 1955, en el barranco de Atenquique, Nevado de Colima, bajo el enfoque de mitigación de futuros desastres. El volcán de Colima es uno de los volcanes con mayor ocurrencia de lahares, por lo que diferentes investigaciones se han enfocado en estudiarlo (Dávila *et al.*, 2007; Capa *et al.*, 2010 y 2013; Vázquez *et al.*, 2014 y 2017). Importantes trabajos también se han realizado en el volcán Popocatepetl (Huggel *et al.*, 2000; Palacios *et al.*, 2001; Capra *et al.*, 2004; Muñoz-Salinas, 2007; Muñoz-Salinas *et al.*, 2007, 2009a y b y 2010; Caballero y Capra, 2014; Rodríguez *et al.*, 2017). Los estudios sobre lahares bajo un enfoque dendrogeomorfológico aún son escasos en México (Bollschweiler *et al.*, 2010; Franco-Ramos *et al.*, 2013 y 2016a y b), por lo que aumentar el conocimiento de su comportamiento es muy importante y el análisis de anillos de árboles ha demostrado ser un método confiable en la datación y en la comprensión de la dinámica de los procesos de superficie (Bollschweiler *et al.*, 2010).

1.4.2. Disturbios en los árboles por lahares

La dendrogeomorfología se ha utilizado para reconstruir la frecuencia y la actividad espacial de flujos de escombros en montañas no volcánicas, como los Alpes y Cárpatos europeos (Hupp, 1984; Strunk, 1989, 1991, 1997; Stoffel y Beniston, 2006; Bollschweiler *et al.*, 2007, 2008; Stoffel *et al.*, 2008), de modo que al presentar un comportamiento de flujo similar al de los lahares, la reacción de los árboles al impacto de ambos procesos es comparable. Teniendo esto en cuenta, Bollschweiler *et al.* (2010) reconstruyeron lahares en el volcán Popocatepetl analizando los disturbios de los anillos de *Pinus hartwegii*, *Pinus ayacahuite* y *Abies religiosa*.

Los depósitos asociados a lahares pueden sepultar parcial o totalmente los troncos de los árboles, lo cual limita el aporte de agua y nutrientes y provoca que se desarrollen anillos de crecimiento estrechos (supresión abrupta), que se observan en el siguiente periodo de crecimiento (Figura 1.8 D), así, el tiempo de entierro puede establecerse determinando el primer estrechamiento de los anillos. De igual manera, los tallos de árboles enterrados pueden producir raíces adventicias cerca de la superficie del suelo, por lo que la ocurrencia del proceso puede determinarse

estableciendo la posición del cuello radicular en relación con los nuevos niveles de la superficie (Strunck, 1992; Villalba, 2000).

Un lahar a su paso puede impactar las caras expuestas de los troncos, la posición y la forma de las cicatrices de impacto permiten determinar la dirección del transporte del material, ya que generalmente produce las cicatrices en la parte del tronco que da de frente al movimiento del lahar o bien en las caras tangenciales al movimiento (Bollschweiler, 2007; Pelfini y Santilli, 2008; Villalba, 2000) (Figura 1.8 B).

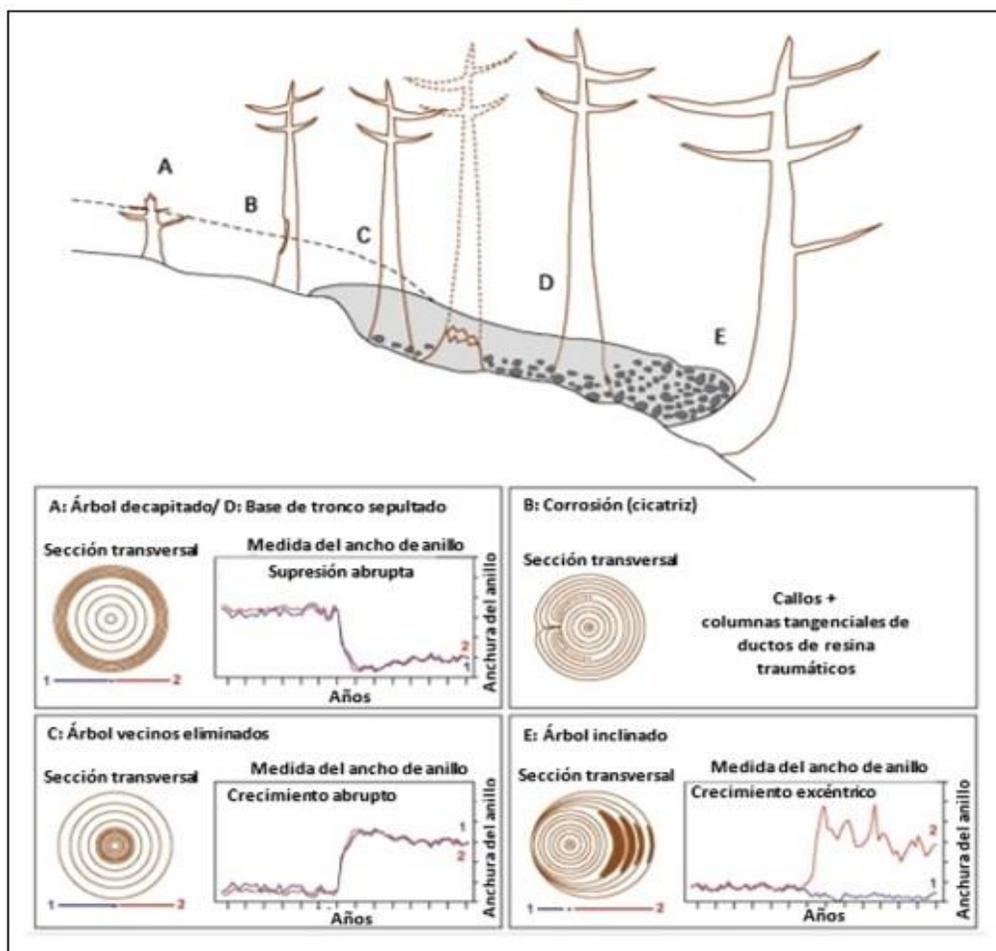


Figura 1.8. Daño en los árboles afectados por lahares y los cambios en el crecimiento de los anillos (Tomado de Bollschweiler *et al.*, 2010).

Algunas coníferas forman TRD en los bordes de la lesión, lo que permite fechar un evento con precisión anual o estacional, incluso si el núcleo de incremento ha sido

muestreado a cierta distancia de la herida (Bollschweiler *et al.*, 2010). En Europa, Bollschweiler *et al.* (2008) analizaron la formación de TRD en *Larix decidua* Mill resultado de impactos por flujos de escombros, en los Alpes suizos. Más tarde, en México, Bollschweiler *et al.* (2010) identificaron varias TRD en *Abies religiosa* dañados por lahares al noreste del volcán Popocatépetl.

Cuando el peso del material de un lahar se concentra en un sector del árbol, puede conducir a la inclinación del tronco, lo que dará como resultado la formación de madera de reacción y anillos excéntricos (Figura 1.8 E). Los árboles inclinados responden curvándose hacia arriba para recuperar su crecimiento vertical, de modo que la forma del tronco y el grado de inclinación permiten inferir el número mínimo de inclinaciones, la dirección y la magnitud del proceso geomorfológico. Por otra parte, los lahares de gran magnitud son capaces de eliminar parte de rodales forestales, entonces, los árboles próximos a la superficie despejada experimentan un aumento considerable en el ancho de sus anillos (realce abrupto en crecimiento), ya que se benefician de las mejores condiciones de crecimiento, es decir, más agua, luz y nutrientes (Villalba, 2000; Bollschweiler, 2007) (Figura 1.8 C).

1.5. Aplicaciones de los Aviones No Tripulados (drones) en los estudios de procesos geomorfológicos

Los drones, se definen de forma más técnica como vehículos aéreos no tripulados (VANT) (Ruiz-Carulla *et al.*, 2017). Estos vehículos pueden ser remotamente controlados, ser semiautónomos, autónomos, o tener una combinación de esas capacidades. Comparando los VANT con aviones tripulados, la principal diferencia entre los dos sistemas es que en un VANT no hay piloto físicamente presente en el avión, sin embargo, esto no implica necesariamente que un VANT vuela por sí mismo de forma autónoma. Como todos los sistemas de detección remota pasivos, la captura de fotografías a través de un VANT depende de la energía que se refleja y/o emite a partir de las características de la superficie de la tierra. Normalmente, la plataforma está equipada con un sistema de medición fotogramétrico que puede incluir cámaras de vídeo térmicas o de infrarrojas, sistema LIDAR aerotransportado o una combinación de ellos (Lillesand *et al.*, 2004; Eisenbeiß, 2009).

En general, existen dos tipos de drones: los de ala fija y los multirrotores (Figura 1.9). Estos últimos, aunque tienen menor tiempo de vuelo que los de ala fija, pueden ser preferibles al tener la capacidad de mantenerse quietos en el aire y trasladarse lateralmente realizando fotografías frontales y oblicuas, además de las cenitales (Ruiz *et al.*, 2017).

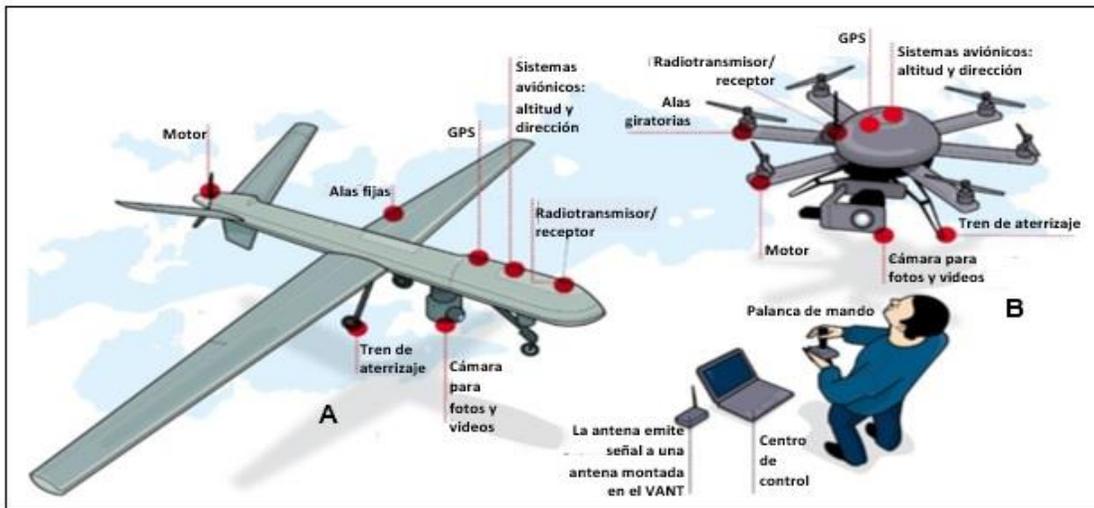


Figura 1.9. Principales equipamientos de dos tipos de drones: ala fija (A) y multirrotores (B) (Tomado de Vieira, 2017).

En un principio, los drones estaban diseñados para fines militares, sin embargo, a medida que se desarrollaba la tecnología, su aplicación comenzó a ser más amplia, ya que su uso permite la obtención de fotografías que combinado con las técnicas de fotogrametría digital, permite la producción de una gran variedad de productos cartográficos, geométricos y gráficos que pueden facilitar el estudio en diferentes ciencias como la agricultura de precisión, ingeniería civil, arqueología, medio ambiente, hidrografía, geología, geomorfología, etc. (Silva *et al.*, 2014; Ruiz *et al.*, 2017; Vieira, 2017).

En el campo de la geomorfología el uso de los VANT se ha enfocado principalmente en analizar procesos de remoción en masa. Danzi *et al.* (2012) aplicaron la fotogrametría VANT para estudiar dos laderas, frecuentemente sujetas a caída de rocas, ubicadas en Amalfi (Praiano) y en el cabo Posillipo (Nápoles), ambas en Italia. Mientras, Lopes (2015) estudió las laderas rocosas en la costa de São Paio, Vila do Conde, al noreste de Portugal, a partir de ortofotomapas y modelos digitales

de superficie, obtenidos de fotografías verticales captadas por un VANT. Asimismo, Ruiz *et al.* (2017) analizaron un desprendimiento rocoso en la cuenca de Tremp, en Cataluña, del cual estimaron el volumen desprendido a partir de un modelo 3D de la zona de cicatriz, que obtuvieron de los datos captados por un VANT. Por otra parte, Silva *et al.* (2017), evaluaron el alcance de la masa de un deslizamiento, aplicando imágenes obtenidas por drones y Google Earth Pro, para estimar áreas y volúmenes del deslizamiento, en el estudio de caso estrada de Ferro Vitória-Minas, Brasil. Además, Vallés (2017) analizó y realizó la cartografía geomorfológica de procesos torrenciales en el barranco Rebaixader (Pirineos Centrales), a partir de los datos obtenidos por un VANT. En México existen pocos trabajos donde se ha utilizado la tecnología VANT para procesos geomorfológicos. En el estudio de Andrade-García (2016) analizó un deslizamiento rotacional en la Carretera Tijuana-Ensenada, México (km 93 +50) ocurrido el 28 de diciembre del 2013, a partir de levantamientos LIDAR terrestre, aéreo y fotogrametría por drones. Otro estudio tiene que ver con la estimación de la erosión de suelo en Yanhuitlán, Oaxaca, comparando modelos digitales del terreno obtenidos con drones antes y después de la estación de lluvias (Fernández de Castro *et al.*, 2018)

Capítulo 2. Área de estudio

2.1. Localización

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es una provincia fisiográfica de aproximadamente 1,000 km de largo y 80-230 km de ancho, que se encuentra oblicua a la Trinchera Mesoamericana. Se dispone de este a oeste a través del territorio mexicano desde Nayarit hasta Veracruz, entre los paralelos $18^{\circ}30'$ y $21^{\circ}30'$ (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997; Ferrari *et al.*, 2012). La mayor concentración de volcanes en México se encuentra en el CVTM, donde se encuentran majestuosos estratovolcanes con elevaciones en torno a los 5,000 m de altitud como el Pico de Orizaba, Popocatépetl, e Iztaccíhuatl.

El volcán Pico de Orizaba o Citlaltépetl se localiza en el extremo oriental del CVTM entre los Estados de Puebla y Veracruz ($97^{\circ} 16' O$ y $19^{\circ} 02'N$) (Rossotti, 2005). Es el pico más alto de México y uno de los volcanes más grandes del mundo con una altura de 5,675 msnm (Carrasco-Núñez, 2000) (Figura 2.1).

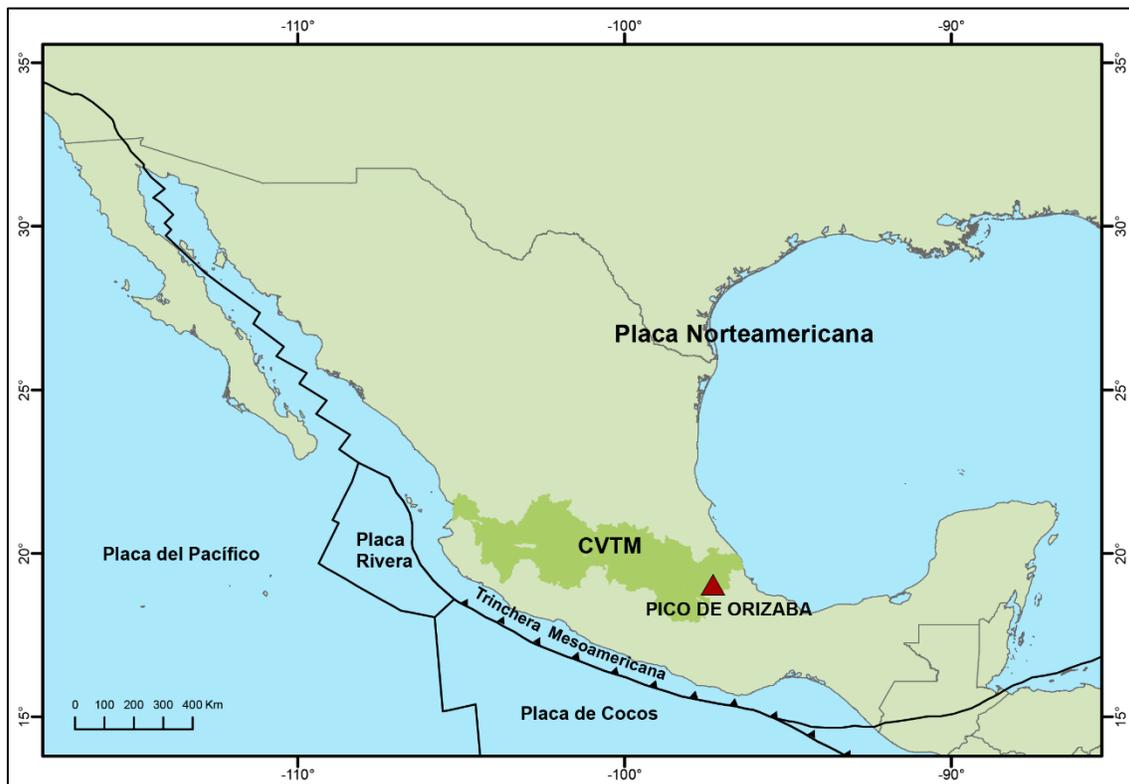


Figura 2.1. Marco tectónico regional y localización de volcán Pico de Orizaba en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM).

Los tres sitios de estudio de esta investigación se encuentran en la Barranca Seca y uno de sus afluentes, la Barranca Ojo Salado, localizadas al noreste del Pico de Orizaba entre ~6 y ~9 km desde el cráter del volcán. La Barranca Seca se desarrolló en los productos volcánicos del Cuaternario (flujos de lava, domos y materiales piroclásticos) y bordea la ladera sur de los domos Chichimecos (Figura 2.2). Está conectada con el edificio principal donde aún existen glaciares, que junto con la presencia de material deleznable (morrenas), laderas de fuerte pendiente y lluvias torrenciales favorecen la alta frecuencia de lahares y procesos de remoción en masa. En campo pudimos observar algunas evidencias de estos procesos geomorfológicos como: terrazas, lóbulos, coronas de desprendimiento; en muchos casos con afectaciones en el bosque.

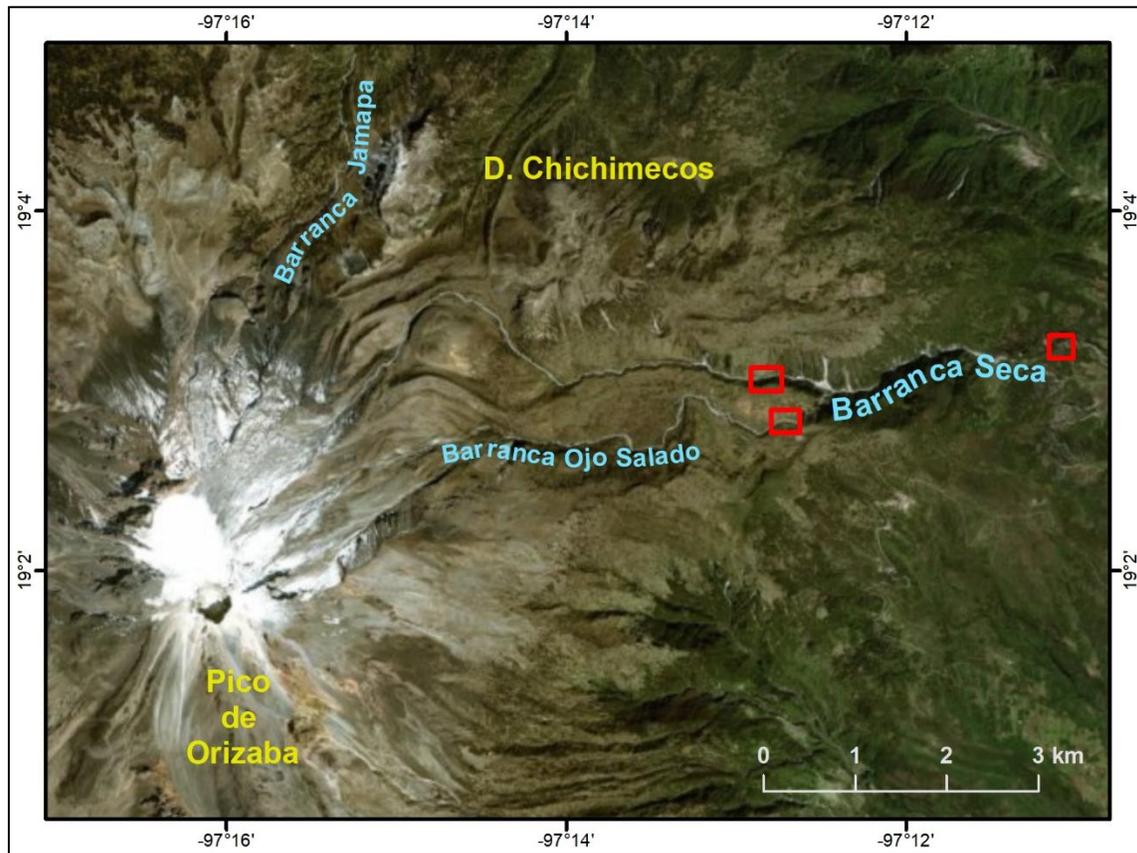


Figura 2.2. Mapa de localización de la Barranca Seca al noreste del Pico de Orizaba. Los recuadros rojos señalan los tres sitios de estudio.

2.2. Geología

2.2.1. Geología regional

El CVTM se compone de una amplia gama de estructuras volcánicas que incluyen grandes estratovolcanes, extensas mesetas de lavas (*plateaus*), grandes campos de conos monogenéticos, complejos de domos, además de productos ignimbríticos generados durante la formación de calderas (Macías, 2005). La formación del CVTM comenzó en el Mioceno medio y tardío, aunque la mayor cantidad de erupciones ocurrieron durante el Plioceno y Cuaternario (Ferrari *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 2000; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Su origen se asocia con la convergencia y subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera con respecto a la placa continental de Norteamérica (Nixon, 1982). El vulcanismo del CVTM ha dado origen a rocas ígneas de composiciones que abarcan desde basaltos hasta riolitas, siendo los productos volcánicos de composición intermedia los más abundantes (Robin, 1982).

El CVTM se desarrolló a través de varias fases tectónicas por lo que estructuralmente no puede considerarse como una entidad uniforme. Estudios basados en direcciones de fallas y campos de esfuerzos dividen el arco magmático en tres sectores estructurales principales (Pasquaré *et al.*, 1996): Occidental, Central y Oriental. Estos sectores presentan diferentes estilos tectónicos, composición química y actividad volcánica (Ruiz Martínez, 2010).

El sector occidental del CVTM está limitado al oeste por el rift de Colima y al norte se emplaza sobre el límite meridional de la Sierra Madre Occidental, donde el vulcanismo es bimodal formado por estratovolcanes, complejos de domos dacíticos-riolíticos y campos monogenéticos basálticos. Al sur el CVTM se sobrepone al bloque de Jalisco donde la actividad volcánica es monogenética y de composición basáltico-andesítica (Ferrari, 2000).

El sector central se encuentra entre el rift de Colima y el sistema de fallas Querétaro-Taxco, está dominado por lineamientos tectónicos orientados de este a oeste y sureste-noroeste. En este sector se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, formado por campos monogenéticos basálticos o basálticos-

andesíticos y pequeños volcanes de escudo. No existen estratovolcanes excepto por el volcán Tancítaro (Ruiz-Martínez, 2004, Ruiz-Martínez *et al.*, 2010).

En el sector oriental del CVTM, donde se localiza el Pico de Orizaba, el vulcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a reolítica alineados a lo largo de estructuras corticales (Ruiz-Martínez, 2004). La principal mesa de lava (*plateaus*) se extiende desde el sistema de fallas Querétaro-Taxco con tendencia noroeste hasta la línea de fracturas Perote-Pico de Orizaba con tendencia norte-sur (Ruiz-Martínez, 2004; Pasquare *et al.*, 1987), aunque algunos autores (Thorpe, 1977; Damon y Montesinos, 1978; Nelson y González-Cáver, 1992) incluyen el campo volcánico de los Tuxtlas y al volcán San Martín en el CVTM localizados un poco más al sureste sobre la costa del Golfo. Los principales domos y calderas sílicas del CVTM se encuentran en este sector, como la caldera de los Humeros y los domos Las Derrumbadas. Por otra parte, los campos monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen emplazado, incluyendo *maares* y otras geoformas originadas por el vulcanismo explosivo freatomagmático (Ruiz-Martínez, 2004; Ruiz-Martínez *et al.*, 2010).

2.2.2. Geología local

El Pico de Orizaba es un estratovolcán construido sobre rocas calizas y lutitas de edad Cretácica (Yáñez-García y García-Durán, 1982). El material que ha emitido es de composición calci-alcalino, desde basaltos a riolitas y cubre un área de ~1,000 km² (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997; Carrasco-Núñez, 2000).

La evolución del Pico de Orizaba igual que la de otros estratovolcanes incluye repetidas fases de construcción y destrucción del principal edificio volcánico (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997). Carrasco-Núñez (2000) basado en trabajos previos (Carrasco-Núñez, 1993; Carrasco-Núñez y Ban, 1994) propone una descripción más completa de los tres principales periodos eruptivos del volcán poniendo énfasis en la estratigrafía (Figura 2.3).

- Cono de Torrecillas: La construcción de este cono ocurrió durante el Pleistoceno medio y su actividad estuvo dominada por erupciones efusivas, comenzando por andesitas basálticas con olivino conocidas como Pilacón, seguidas por los flujos de lava andesítica y dacítica Jamapa (fechadas antes de 0.29 Ma) y culminando con flujos de lava andesítica con piroxenos llamados Torrecillas junto con diversos depósitos piroclásticos. Durante esta etapa fueron emitidas andesitas porfídicas procedentes del volcán Sierra Negra. Este periodo finalizó con el colapso del edificio Torrecillas alrededor de 0.25 Ma y la formación de una avalancha de escombros en el flanco noreste, conocida como Jamapa. Los restos del colapso del cono Torrecillas se pueden distinguir en la cara sur-sureste y parte del este del cono actual (Carrasco-Núñez y Rose, 1995).

- Cono Espolón de Oro: La construcción de este cono comenzó alrededor de 0.2 Ma con la emisión de las lavas andesíticas con plagioclasa y anfiból Paso de Buey, que fueron seguidas por la emisión de lavas dacíticas de anfiból conocidas como Espolón de Oro que se encuentran en el sureste y en el oeste del cono actual. La formación del cono continuó con la emisión de lavas andesíticas basálticas de olivino, denominadas El Carnero, las cuales posiblemente estén asociadas con una fisura radial ya que su distribución está restringida al flanco oeste. Finalmente, al norte del volcán fue emitida una secuencia piroclástica alternada con lavas andesíticas, denominada Alpinahua. Esta etapa concluyó hace 16,500 años A.P. con el colapso del cono Espolón de Oro (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006), que provocó una avalancha de escombros, la cual, se transformó en un lahar. La sucesión volcánica más completa relacionada con la construcción del cono Espolón de Oro está expuesta en el flanco norte.

- Cono Citlaltépetl: El cono actual se construyó sobre restos de los volcanes ancestrales hace 16,500 años A.P. Las lavas derivadas de este cono consisten principalmente de dacitas porfídicas densas. Su actividad comenzó

con la emisión dacíticas de hornblenda al sureste denominadas Malacara, a estas lavas le siguieron las lavas andesíticas nombradas Vaquería que fluyeron al noreste del cráter. La construcción del cono concluyó con la emisión de lavas dacíticas denominadas Orizaba al suroeste y noreste

Por otro lado, durante las dos últimas etapas de construcción del volcán Citlaltépetl se emplazaron domos periféricos en diferentes sectores. En la etapa de construcción del Espolón de Oro se emplazó al noreste el domo Tecomale que consiste en una sucesión de 200 m de espesor de al menos cinco flujos de lavas riolíticas de obsidiana. En la misma etapa se formó al suroeste el domo Colorado que incluye dacitas porfídicas y varios depósitos de flujos piroclásticos asociados. Los domos Sillatepec y Chichihuale localizados al norte del volcán son más recientes y están compuestos por dacitas porfídicas. El complejo Chichimeco emplazado al noreste durante la construcción del cono Citlaltépetl, es el más joven y se compone de distintos domos y flujos de lava asociados.

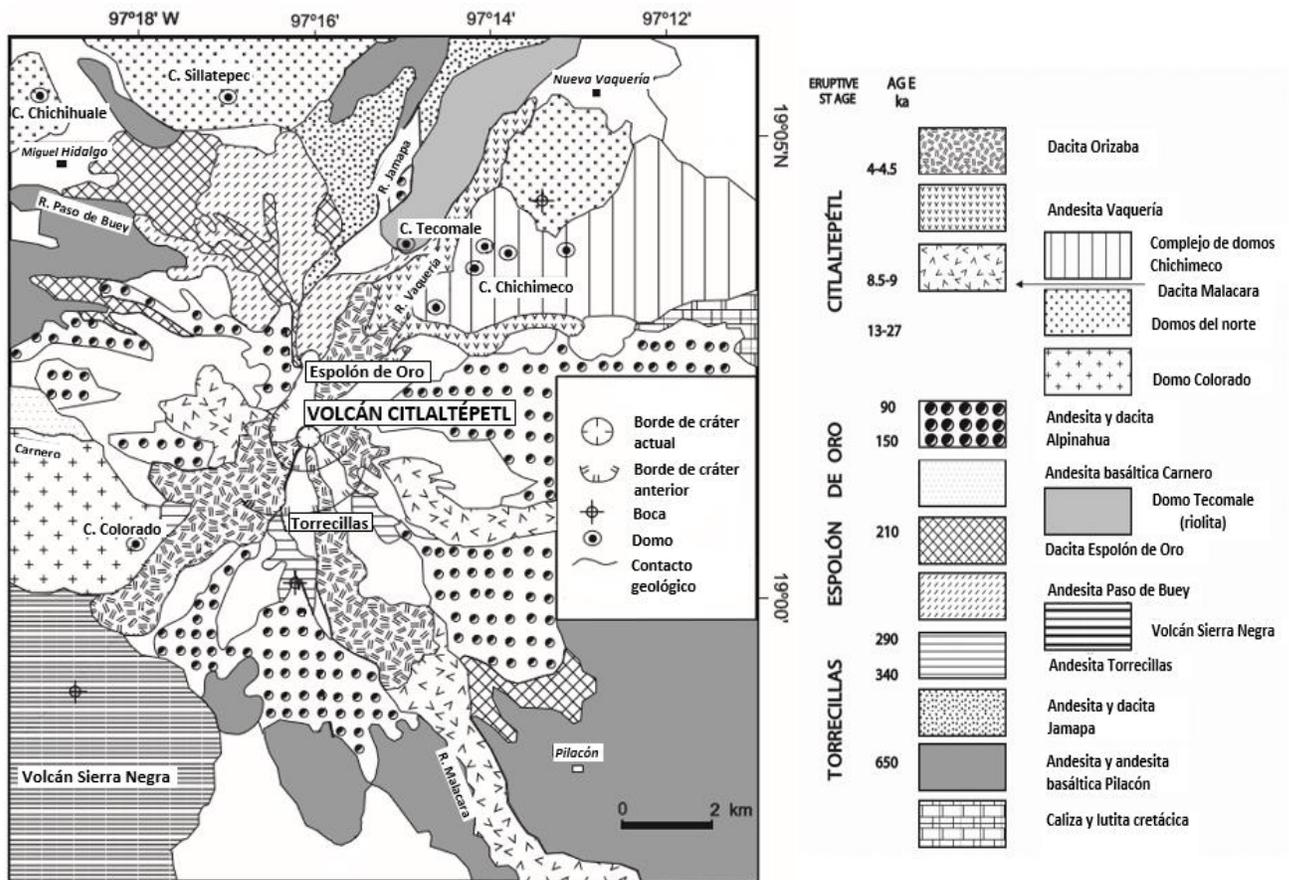


Figura 2.3. Mapa geológico del volcán Pico de Orizaba (Tomado de Carrasco-Núñez, 2000)

Durante la formación del cono Citlaltépetl también ocurrieron las tres principales erupciones explosivas del volcán (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997). La primera fechada hace aproximadamente 13,000 años A.P., consistió en una secuencia de ignimbritas de composición riolítica que se distribuyó sólo en el sector oriental del volcán (Carrasco-Núñez, 1993; Carrasco-Núñez y Rose, 1995). El siguiente evento, conocido como Ignimbrita Citlaltépetl, representa el evento explosivo más importante de este volcán durante el Holoceno, compuesto por diversas caídas de pómez y flujos piroclásticos de composición andesítica ocurrida entre 9,000 y 8,500 años A.P. (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). El último evento explosivo relevante ocurrió hace 4,100 años e involucró una serie de flujos de bloques y cenizas, generados por la destrucción de un domo central. Sin embargo, se han identificado otros eventos moderados que incluyen cenizas, escorias y

bloques. Las muestras fechadas de los depósitos registran ocho erupciones diferentes entre 8,170 y 1,730 años A.P. y seis depósitos de caída de tefra asociados con erupciones explosivas entre 10,600 y 690 años A.P (De-la Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez, 2002).

De acuerdo con Carrasco-Núñez (2000) y Macías (2005) la Barranca Seca se compone en la ladera norte de andesitas de anfíbol correspondientes al complejo de domos Chichimeco que están cubiertas por depósitos de flujos piroclásticos de escoria fechados en $8,630 \pm 90$ años A.P. (Carrasco-Núñez, 1993). La ladera sur está compuesta por una secuencia de flujos de lava correspondientes a las tres etapas de formación del volcán Pico de Orizaba. Durante la formación del cono Torrecillas fluyeron en este sector las lavas andesitas basálticas de olivino pertenecientes a la unidad Pilacón, las cuales fueron cubiertas por las lavas andesíticas y dacíticas Jamapa. Sobre ambas unidades se emplazaron las lavas andesíticas Paso de Buey y luego los flujos de lava dacítica Espolón de Oro, pertenecientes a la segunda etapa de construcción del volcán. Finalmente, la unidad Alpinahua se superpone a la unidad Espolón de Oro en una secuencia de lavas y depósitos volcanoclásticos. Por otra parte, el fondo de la barranca está compuesto por las lavas andesíticas Vaquería, emitidas durante la formación del cono Citlaltépetl, las cuales se desviaron en dirección de la barranca al contacto con las rocas del complejo de domos Chichimeco. En el sector de menor altitud de la barranca aflora el basamento de calizas y lutitas cretácicas tanto en el fondo como en las laderas de la barranca.

Durante el Holoceno tardío y en la época prehispánica, el Pico de Orizaba presentó erupciones efusivas de lavas dacíticas, formando un cono que fue ganando altura e inclinación con el tiempo (Carrasco-Núñez, 2000). También, en el año 987 o 1175 Crausaz (1994) reporta una erupción que coincide con el inicio del imperio Tolteca. Por otro lado, Melgararejo-Vivanco (1980) reportó cuatro erupciones descritas en el Códice Vindobonensis (o Códice Viena “Codex Vienna”) de naturaleza desconocida, entre 1157 y 1351 (Crausaz, 1994). Sin embargo, Alcalá-Reygosa *et al.* (2018) dataron dos flujos de lava localizados al suroeste del cono, aplicando tres métodos

de datación (^{36}Cl , dendrocronología y liquenometría) en ~3,000 y ~1,000 años A.P., respectivamente. Estas fechas son significativamente más antiguas que las edades estimadas para estas lavas en los siglos XVI y XVII, de acuerdo con reportes de Höskuldsson y Robin (1993) y Carrasco-Núñez (1997).

En 1537 se registró una erupción efusiva cuyas lavas fluyeron hacia el noreste a través de la Barranca Jamapa. Desde mediados del siglo XIX se han reportado ruidos, temblores y emisiones de gas en el Pico de Orizaba (Rossoti, 2005), entre los años 1906 y 1941 se informa cierta actividad fumarólica en el volcán (Hoskuldsson and Robin, 1993).

2.2.3. Lahares históricos en el Pico de Orizaba

El colapso del cono ancestral Torrecillas hace 0.5 Ma formó una avalancha de escombros llamada Jamapa que posteriormente se transformó en un lahar llamado Excola por Hubbard *et al.* (2007), el cual, terminó en la costa del Golfo como un flujo hiperconcentrado (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

Posteriormente, durante el Pleistoceno tardío, el cono ancestral Espolón de Oro se derrumbó, y la avalancha resultante se transformó rápidamente en un lahar que llenó el drenaje y depositó extensas terrazas planas que muestran sólo unos pocos *hummocks* dispersos (hasta 15 m de altura). Este depósito de lahar llamado Tetelzingo se extiende al menos 110 km desde su fuente hasta la costa, cubre un área de 175 km² al este del volcán y tiene un volumen de 2.2 km³ (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

Al norte del Pico de Orizaba en la parte baja de la barranca Huitzilapan, está expuesto el depósito de un lahar, provocado por un terremoto de magnitud 6.5 en 1920 que fue precedido por 10 días de fuertes lluvias. El flujo inundó varias aldeas durante los primeros 20 km (dejando depósitos de 10 m de espesor), después de lo cual se transformó en un flujo hiperconcentrado río abajo (Carrasco Núñez *et al.*, 2006).

Al suroeste del volcán Pico de Orizaba se encontró un pequeño depósito de avalancha de escombros, probablemente menor a 1 km³ que llena el valle de Metlac, con un espesor de más de 100 m, pero tiene una distribución muy limitada. El depósito tiene una forma muy irregular y visible debido a la erosión a lo largo de sus márgenes en ambos lados del valle principal. Esta morfología puede indicar que el depósito es relativamente antiguo, aunque no hay fechas para este depósito (Carrasco Núñez *et al.*, 2006). Esta avalancha se transformó un lahar cuesta abajo llamado Fortin, el cual formó una pequeña terraza cerca de la ciudad suburbana Fortin de las Flores (Hubbard *et al.*, 2007).

2.3. Marco geomorfológico

La compleja evolución del Pico de Orizaba se reconoce por la existencia de relictos de los conos más antiguos sobre los que se construyó el actual, por tal motivo, el volcán presenta una clara asimetría alcanzando las mayores alturas en su sector oriental (4,000 m - 4,500 m), mientras que en el occidental no se superan los 3,000 m (Parrilla y Zamorano, 1996).

En la actualidad, sólo el Glaciar Norte cubre casi el 100% de la superficie glaciar que hay en la cumbre del volcán (Cortés-Ramos, 2016). Sin embargo, en el Pleistoceno reciente, los glaciares se extendían en todas las direcciones desde la cima, llegando a formar lenguas de hasta 9 km de longitud en su cara norte. El último avance glaciar durante el Holoceno originó una serie de depósitos morrénicos en la vertiente norte entre los 4,000 y 4,800 msnm (Heine 1979, 1983, 1988), en los que se desarrollan diversos procesos de ladera. De modo que, la geomorfología de esta vertiente está muy asociada a procesos glaciares y gravitacionales (Palacios y Vázquez-Selem, 1996; Parrilla y Zamorano, 1996).

En la Barranca Jamapa, localizada al norte del volcán, los flujos de lava muestran evidencias de abrasión glacial o se encuentran debajo de morrenas pertenecientes a la Pequeña Edad de Hielo (LIA por sus siglas en inglés) (Palacios y Vázquez-Selem, 1996). Durante el principal avance glaciar el material se acumuló a lo largo de la parte frontal del glaciar Jamapa, excepto en el margen occidental donde el

glaciar estaba confinado por los relictos del Espolón de Oro. A 4,737 msnm se encuentra una morrena lateral y a 4,395 msnm aparece una morrena frontal mejor conservada, cuya área interior es cóncava e incluye una pequeña cuenca terminal ahora abierta por incisión del barranco (Palacios y Vázquez-Selem, 1996).

Casi paralela a la morrena antes mencionada hay una segunda con características similares, pero desarrollada sólo en la parte central localizada a 4,460 msnm. Una tercera cresta, más pequeña se ubica a 4,485 m de altitud (Palacios y Vázquez-Selem, 1996).

La porción externa de esas morrenas consiste en una extensa rampa que llega hasta los 4,100 msnm. Esta rampa se formó por el empuje glacial y la acción de las aguas proglaciares. Posteriormente, se desarrollaron flujos de escombros tanto en la parte superior como en la media de la rampa, que han seguido una importante acción erosiva de acaravamiento (Palacios y Vázquez-Selem, 1996). El punto de origen de estos depósitos se sitúa a 4,230 msnm y desciende desde la morrena frontal hacia la Barranca Jamapa hasta los 4,100 m de altitud (Parrilla y Zamorano, 1996).

La ladera occidental de la Barranca Jamapa, perteneciente a los relictos del Espolón de Oro, está formada por una secuencia de conos de talud coalescentes. El flujo del glaciar orientado en dirección de la pendiente de la barranca deformó la base de los conos de talud que evolucionaron a incipientes glaciares rocosos (Palacios y Vázquez-Selem, 1996).

2.3.1. Procesos de remoción en masa en el Pico de Orizaba

El volcán Pico de Orizaba tiene un gran potencial para producir procesos de remoción en masa debido a la existencia de depósitos piroclásticos y de rocas altamente meteorizadas que están sujetas a condiciones de alta precipitación estacional (Legorreta *et al.*, 2014).

Al suroeste del volcán, en la cuenca del río Chiquito-Barranca del Muerto, Legorreta *et al.* (2014) cartografiaron 442 procesos, los cuales revelaron que los procesos

gravitacionales son más abundantes en la parte media-alta de la cuenca, donde predominan depósitos piroclásticos. Con base en lo anterior elaboraron un inventario multitemporal, analizaron la susceptibilidad y estimaron el volumen de los deslizamientos. Sin embargo, en la misma cuenca Legorreta y Hubp, (2014) reconocieron más procesos gravitacionales (571) y definieron 12 principales formas de relieve donde ocurren los estos procesos con el fin de desarrollar una zonificación de peligros de procesos gravitacionales por formas del relieve y con ello proveer un método cartográfico estandarizado.

En la cuenca del río Estado, principal afluente del río Chiquito-Barranca del Muerto, Aceves *et al.* (2016) desarrollaron una metodología para elaborar inventarios de procesos de remoción en masa y mapas de susceptibilidad de estos procesos, usando los sistemas de información geográfica (SIG) y el método de regresión logística múltiple (RLM). Reconocieron 107 procesos de los cuales tres cuartas partes ocurrieron en depósitos de lahares y piroclásticos en zonas de laderas inclinadas ($>18^\circ$) dentro de los valles. Más tarde, en la misma barranca Legorreta *et al.* (2017) analizaron los vínculos de este tipo de procesos con las formas de relieve y calcularon su susceptibilidad. Además, estimaron el volumen de materiales desplazados con el fin de caracterizar las causas que provocan la inestabilidad de las laderas en terrenos volcánicos.

2.4. Clima

Al oriente del Pico de Orizaba, sector en el que se encuentra la Barranca Seca, el clima varía de templado subhúmedo a semifrío respecto al gradiente altitudinal. De acuerdo con la clasificación climática propuesta por García (1988) el clima de esta zona es C(w2)b. La temperatura media es de 9.3°C y los extremos van de 27°C en mayo a -4°C en febrero. Se registran en promedio 238 días nublados y 146 con neblina durante el año (SEMARNAT, 2015).

Al oriente de la zona de estudio se localizan tres estaciones climatológicas (Tetelzingo, Coscomatepec y Chilapa) (Figura 2.4), cuyos datos se permitieron

analizar la temperatura y la precipitación de la Barranca Seca con mayor certeza (Tabla 2.1).

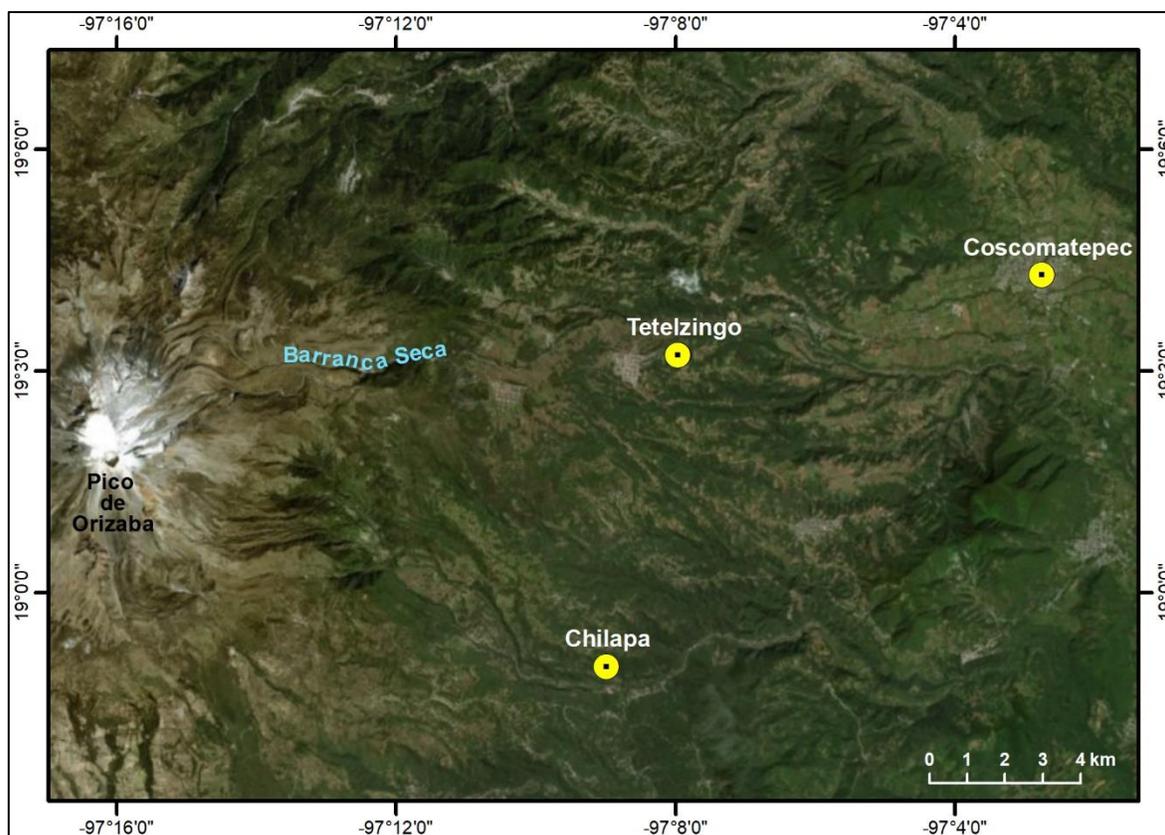


Figura 2.4. Localización de las estaciones climatológicas que se consultaron en esta investigación.

Tabla 2.1. Estaciones climatológicas

Estación	Clave	Latitud	Longitud	Altitud	Periodo de registro	Tem. max.	Tem. min.	Precipitación max. histórica
Tetelzingo	30181	18°59'00"	97°09'00"	2,123	1965-1986	31°C (17/06/1983)	-6°C (14/02/1973)	94 mm (03/07/1969)
Coscomatepec	30032	19°03'12"	97°08'00"	2,216	1947-2008	39.5°C (17/01/1960)	0° C	200 mm (13/04/1977)
Chilapa	30042	19°04'18"	97°02'46"	1,530	1956-1985	38°C (30/04/1964)	-6°C (06/10/1961)	119 mm (13/06/1967)

De acuerdo con tres estaciones climatológicas, los meses que registran las temperaturas máximas promedio son abril y mayo, donde la estación de Coscomatepec registra los valores más significativos con 27°C. No obstante, la temperatura máxima registrada ha alcanzado 39°C en esa misma estación en los meses de mayo y junio (Figura 2.5).

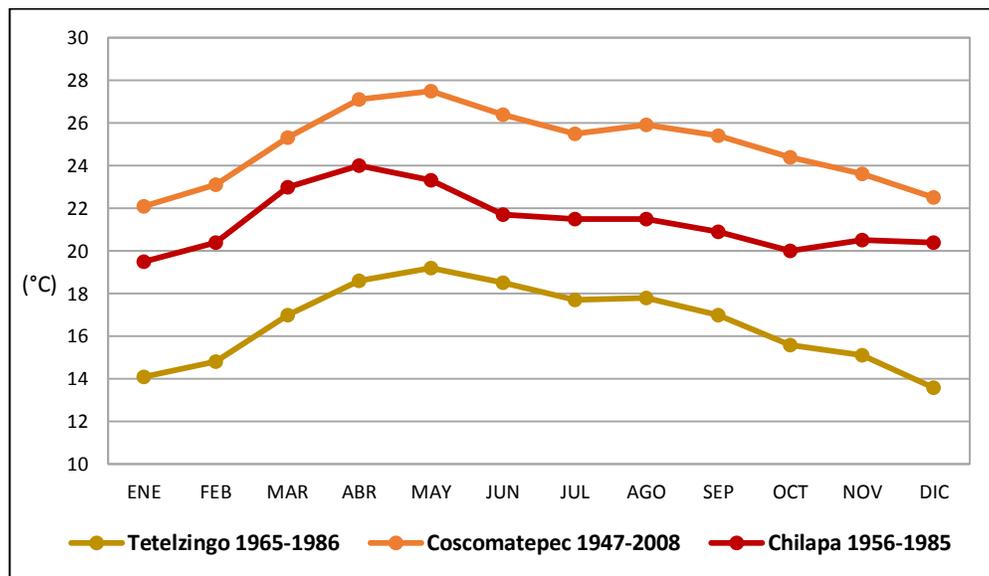


Figura 2.5. Temperatura máxima promedio mensual de las tres estaciones climatológicas (Tetelzingo, Coscomatepec y Chilapa) más cercanas a la barranca Seca (CNA-SMN, 2018).

La temperatura mínima promedio con valores más significativos de acuerdo con las estaciones antes mencionadas se presenta en los meses de enero y febrero. La estación Tetelzingo registra las temperaturas mínimas promedio más bajas y también reporta la temperatura mínima más importante del año (-6°C) en el mes de febrero. Cabe mencionar que la estación Tetelzingo es la que se localiza a mayor altitud y más cerca del área de estudio (Figura 2.6).

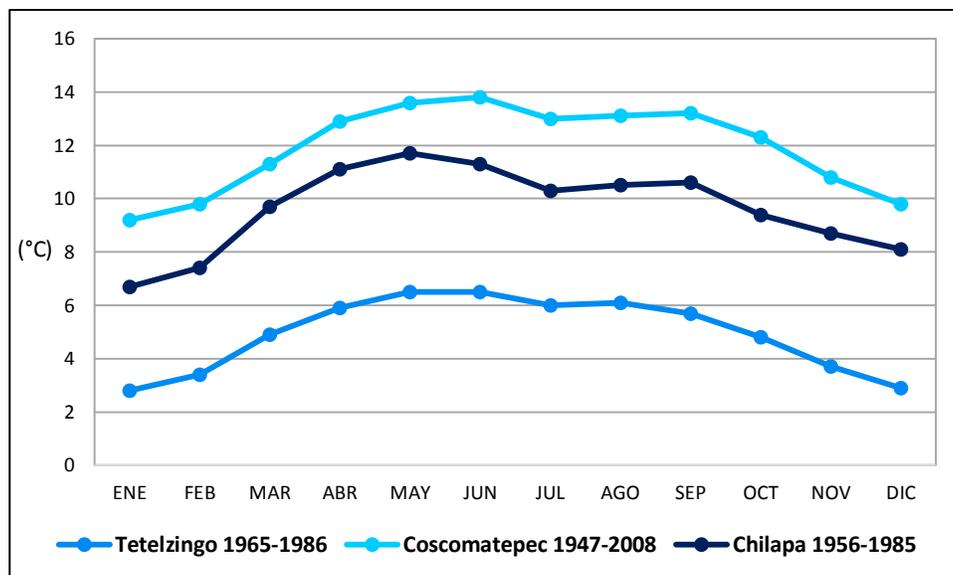


Figura 2.6. Temperatura mínima promedio mensual de las tres estaciones climatológicas (Tetelzingo, Coscomatepec y Chilapa) más cercanas a la barranca Seca (CNA-SMN, 2018).

Las precipitaciones se presentan en verano, aunque dependiendo de los ciclones se extienden hasta el otoño. Entre los 3,200 y 4,300 m de altitud donde predomina el clima frío se registran con cierta frecuencia heladas y nevadas (SEMARNAT, 2015).

Los valores máximos de precipitación se registran entre junio y septiembre (Figura 2.6), de 284 mm a 366 mm de lluvia promedio mensual, en muchos casos las lluvias torrenciales se relacionan con ciclones que se desarrollan en el Golfo de México y que aportan mucha humedad a la zona de estudio. No obstante, también en el mes de agosto se registra un descenso en la precipitación debido al aumento de la temperatura por la canícula o sequía intraestival (Figura 2.7). La estación del año que registra los valores mínimos de precipitación es la primavera, uno de cuyos meses registra el promedio mensual de temperatura más elevada del año (SEMARNAT, 2015). La estación climatológica que registra los valores de precipitación total anual más altos es Coscomatepec con 2,089 mm, mientras Tetelzingo y Chilapa llegan a 1,772 mm y 1,628 mm respectivamente.

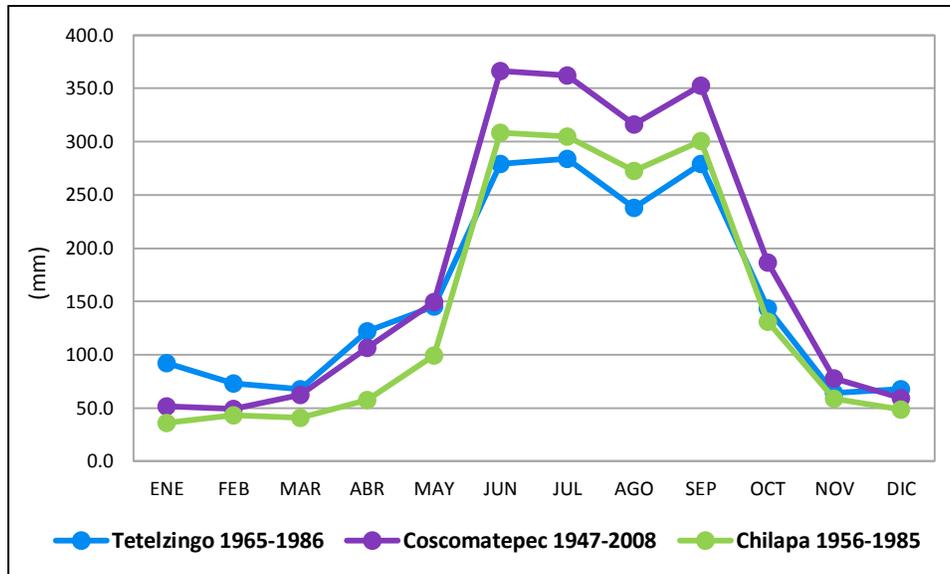


Figura 2.7. Precipitación promedio mensual de las tres estaciones climatológicas (Tetelzingo, Coscomatepec y Chilapa) más cercanas a la barranca Seca (CNA-SMN, 2018).

Debido a la localización en la que se encuentra la Barranca Seca está expuesta a tres principales trayectorias de vientos: los del norte, los del este y los del sur. Los vientos de dirección norte se presentan en los meses de invierno y se conocen como nortes, tienen una velocidad cercana a 80 km/hr y son húmedos ya que en su trayectoria pasan por el Golfo de México y aportan el 15% de la media anual de lluvias. Por otro lado, los vientos del este son consecuencia de los vientos alisios presentes en los meses de verano, debido al recorrido que realizan también son vientos húmedos. Los vientos del sur son vientos secos y calientes que disminuyen la humedad de la atmósfera y causan trastornos en la vegetación y cultivos, ya que se manifiestan en los meses secos del año (marzo a junio) antes de la época de lluvias (SEMARNAT, 2015).

2.5. Vegetación

De acuerdo con la altitud y con otros requerimientos ecológicos, como clima y suelo, en la zona de estudio se desarrollan principalmente bosques de *Abies sp.*, *Pinus sp.* y *Junipeus monticola*. Estas comunidades muchas veces se presentan como masas mixtas y forman bosques entre 2,000 y 4,000 msnm, en sitios sobrios y húmedos

preferentemente en laderas de cañadas y barrancas o valles muy protegidos (Rzedowski, 2006) como la barranca Seca. Los suelos que se presentan en el área de estudio son de origen volcánico, ácidos, profundos, bien drenados y ricos en materia orgánica, lo que favorece el crecimiento de esas coníferas, y el de algunos ejemplares de *Quercus sp.* y *Alnus sp.* (Cisneros, 1981; Ávila y López-Mata, 2001).

Desde la cota de los 2,700 a 3,600 msnm se presenta un bosque de *Abies* u oyamel donde las especies dominantes son *Abies religiosa* (Figura 2.8) y *Abies hickelii*, aunque en el estrato arbóreo se asocia con otras coníferas (Ávila y López-Mata, 2001). La altura de las especies de *Abies* varía entre 20 y 40 m, no obstante, pueden alcanzar hasta 50 m, lo cual da cuenta del potencial de crecimiento de esos árboles (Domínguez, 1991).



Figura 2.8. *Abies religiosa* que habita las vertientes húmedas del Pico de Orizaba (diciembre, 2018).

La especie más frecuente de los bosques de oyamel en el centro de México es *Abies religiosa* (Domínguez, 1991), sin embargo, algunos fenómenos climáticos que afectan la zona de estudio como los vientos alisios del norte, los ciclones tropicales originados en el mar de las Antillas y los nortes crean condiciones de mayor

humedad que permiten la existencia de bosques de *Abies hickelii* en la región. De acuerdo con Madrigal-Sánchez (1967) y Álvarez (1987) los registros de precipitación en bosques de *Abies religiosa* se encuentran entre los 1,082 y 1,286 mm anuales, mientras que los bosques de *Abies hickelii* registran 1,698 mm, factor que se presenta como la principal causa de la coexistencia de estas especies en el Pico de Orizaba (Ávila y López-Mata, 2001).

En el límite altitudinal inferior de la zona de estudio entre los 2,700 a 3,000 msnm el bosque está conformado por *Abies hickelii*, *Abies religiosa*, *Pinus patula* (Figura 2.9), *Pinus pseudostrobus*, *Pinus ayacahuite*, *Alnus jorullensis* y varias especies de encino como *Quercus crassifolia*, *Quercus dysophylla*, *Quercus glabrescens*, *Quercus gregii*, *Quercus laurina* y *Quercus aff. tristis* (Ávila y López-Mata, 2001).



Figura 2.9. *Pinus patula* localizado en la barranca Seca a 2,800 msnm, al noreste del Pico de Orizaba (abril, 2018).

De los 3,000 a 3,600 la fisonomía está conformada por *Abies religiosa*, *Abies hickelii* con algunos ejemplares de *Pinus pseudostrobus*, *Pinus ayacahuite*, *Arbutus*

xalapensis, *Alnus firmifolia* y *Quercus sp.* Hacia los 3,600 msnm se presenta un ecotono en el que se mezclan *Abies hickelii* con *Alnus firmifolia* y *Alnus jorullensis* (SEMARNAT, 2015)

A partir de la cota de los 3,600 hasta los 4,300 msnm se encuentra el bosque de *Pinus hartwegii* ésta especie es el pino mexicano mejor adaptado a las heladas del clima de alta montaña (Villers-Ruiz *et al.*, 2006; SEMARNAT, 2015). En su límite altitudinal inferior los pinares de *Pinus hartwegii* pueden formar asociaciones de estatura elevada (15 a 20 m), pero hacia los 4000 m de altitud con frecuencia constituyen un bosque achaparrado (de 5 a 8 m de alto) (Villers-Ruiz *et al.*, 2006) (Figura 2.10). En el estrato arbustivo de este tipo de vegetación se pueden encontrar *Juniperus deppeana*, *Baccharis conferta*, *Rubus trilobus* mientras que el estrato herbáceo está compuesto por grandes gramíneas rígidas y amacolladas de los géneros *Festuca Calamagrostis* y *Muhlenbergia* y *Agrostis tolucensis* como especies dominantes (Martínez, 2001; SEMARNAT, 2015).



Figura 2.10. Bosque en la Barranca Seca a 3500 msnm. (A) *Pinus hartwegii* en primer plano y en segundo plano (B) una masa mixta de *Pinus hartwegii* y *Abies sp.* (abril, 2018).

Por arriba de la cota de los 4,240 msnm el tipo de vegetación dominante está constituido por zacatonal alpino de *Festuca* e *Hilaria Agrostis tolucensis*, además,

hay abundancia de *Cirsium nivale*. Las bajas temperaturas en esta franja sólo permiten la presencia aislada de *Juniperus monticola*, que crecen sobre las rocas y alcanzan una altura de tan solo 50 cm y un diámetro de copa de 1.5 a 2 m (Martínez, 2001; SEMARNAT, 2015).

2.5.1. Potencial dendrocronológico y dendrogeomorfológico de las coníferas localizadas en la barranca Seca

Dentro de las especies de coníferas que se presentan en la zona de estudio *Pinus hartwegii* destaca por las diversas investigaciones que se han realizado para evaluar su potencial dendrocronológico, uno de los primeros trabajos lo realizaron Suzan y Franco (1981) quienes desarrollaron una cronología de 200 años (1780-1980) con ejemplares del centro de México. Biondi (2001) generó una cronología de *Pinus hartwegii* de más de 300 años en el Nevado de Colima y más tarde Villanueva-Díaz *et al.* (2015) desarrollaron una red dendrocronológica con esta especie integrada por 11 cronologías de anillo total, en diversas montañas del centro y noreste de México con el fin de analizar su potencial para reconstrucciones dendroclimáticas y explorar las causas de la variabilidad hidroclimática histórica de esta región. Asimismo, esta especie se ha usado con fines geomorfológicos para fechar caída de rocas en la vertiente norte-noreste volcán Iztaccíhuatl (Stoffel *et al.*, 2011) y en el noroeste del Cofre de Perote (Franco-Ramos *et al.*, 2017a). También para fechar y reconstruir lahares en las barrancas de la vertiente norte del volcán Popocatepetl (Bollschweiler *et al.*, 2010; Franco-Corona, 2018) y un flujo de escombros en el valle de Alcalican, al sur del Iztaccíhuatl (Prado-Lallande, 2017). En el norte del volcán Popocatepetl además se usó para estudiar los disturbios en los anillos de crecimiento originados por erupciones volcánicas como el flujo piroclástico ocurrido en 2001, la fecha de muerte de árboles y la colonización post-eruptiva (Franco-Ramos *et al.*, 2019b).

Los árboles de *Abies religiosa*, también se han usado para determinar su potencial dendrocronológico, por ejemplo, Huante *et al.* (1991) construyeron una cronología de anillo total para el periodo de 1922 a 1986 en bosque de coníferas del estado de Michoacán. Asimismo, Cerano-Paredes *et al.* (2014) reconstruyeron la variabilidad

de la precipitación en el Pico de Tancítaro entre 1884-2010. Por otra parte, se ha demostrado un buen potencial dendrogeomorfológico de *Abies religiosa*, ya que es, hasta ahora, la especie mexicana de coníferas que forma TRD asociados a procesos geomorfológicos y que han servido para realizar reconstrucciones anuales y sub-anuales de lahares en las barrancas del volcán Popocatepetl (Bollschweiler *et al.*, 2010; Franco-Ramos *et al.*, 2016a) y en las barrancas del volcán La Malinche (Franco-Ramos *et al.*, 2016b; Franco-Ramos *et al.*, 2019a).

Capítulo 3. Metodología

La metodología que se siguió en esta investigación se basó en criterios dendrocronológicos propuestos por Villanueva *et al.*, (2004 y 2009) y dendrogeomorfológicos validados por Villalba (2000); Stoffel y Bollschweiler (2008 y 2009); Stoffel y Corona (2014) y adaptados para el contexto mexicano por Franco-Ramos (2014). La metodología consta de tres principales etapas: A) trabajo de gabinete, B) trabajo de campo y C) análisis de laboratorio (Figura 3.1).

A) Etapa de trabajo de gabinete

La primera etapa consistió en la selección de sitio de estudio con base en el reconocimiento de la dinámica geomorfológica y en la identificación de especies arbóreas con potencial dendrocronológico. Posteriormente, se hizo una investigación referente al sitio de estudio, del cual interesó la geología, geomorfología, vegetación y clima, con el fin de entender la génesis y dinámica que se presenta en la región. Por otro lado, en esta etapa se estableció la base teórico-conceptual de la investigación respecto a la dendrogeomorfología y a los procesos geomorfológicos que se analizaron en la Barranca Seca y su afluente, la Barranca Ojo Salado (deslizamientos, caída de rocas y lahares).

Con el objetivo de reconocer el contexto geomorfológico en el que se encuentra la Barranca Seca, se realizó un mapa geomorfológico regional preliminar de la vertiente noreste del Pico de Orizaba con apoyo de fotografías aéreas de INEGI escala 1:50,000 de 1975 y 1:60,000 de 1967, las cuales se interpretaron en pares con ayuda de un estereoscopio de espejos, considerando los cambios de pendiente del relieve, textura, patrón, forma, tamaño y sombra (Van Zuidam, 1986). Además, se usaron vistas en 3D de las imágenes de satélite de Google Earth (Scheffers *et al.*, 2015) para interpretar el relieve de aquellas áreas que no cubrieron las fotografías aéreas. La base topográfica de INEGI usada fue a escala 1:30,000. La clasificación del relieve y leyenda de este mapa geomorfológico se basó en los criterios de Simonov (1985) y Lugo (1988). La cartografía geomorfológica digital del mapa se hizo a partir de un Sistema de Información Geográfica (ArcMap 10.1).

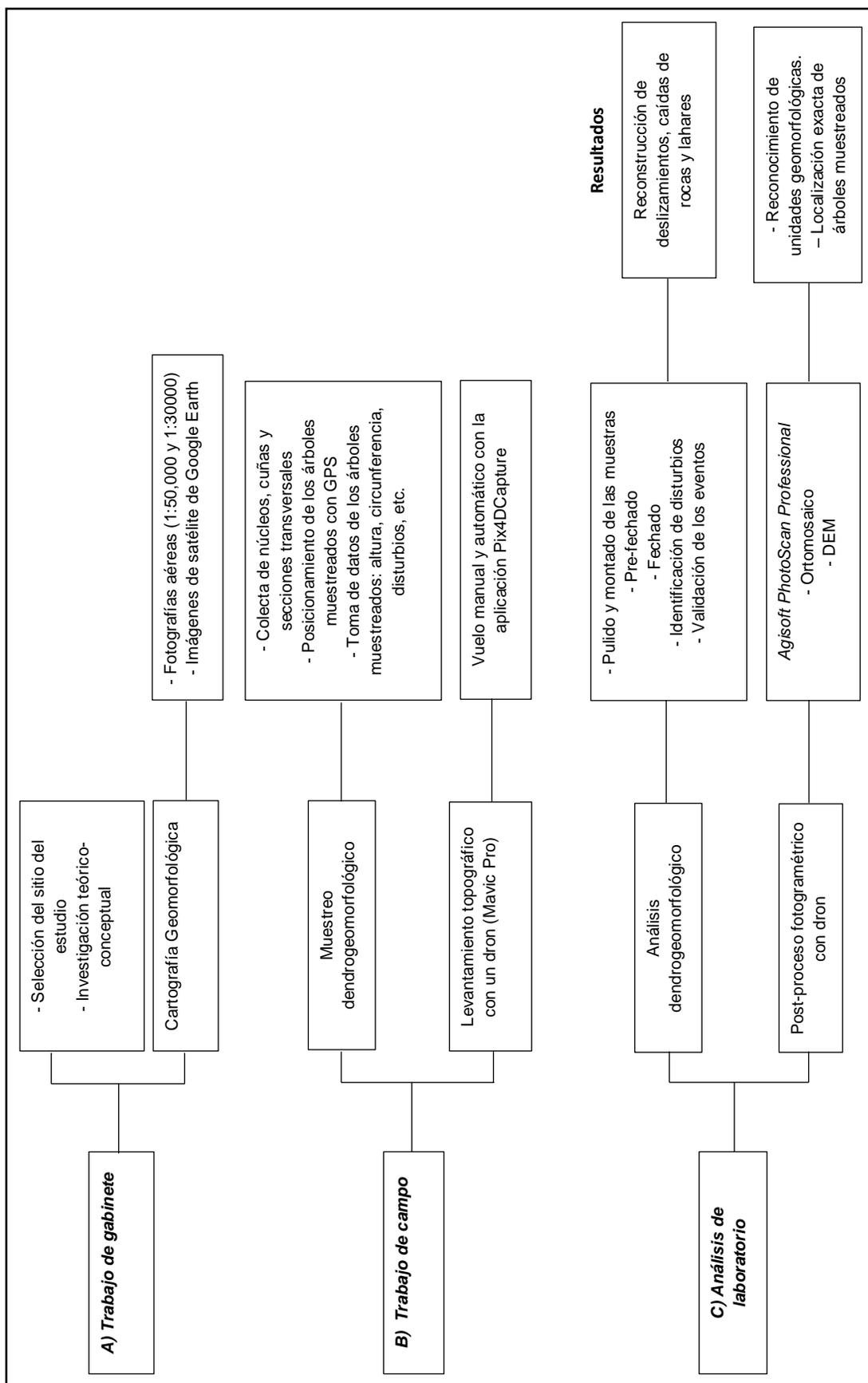


Figura 3.1. Diagrama metodológico, que integra las etapas que siguió esta investigación.

B) Etapa de trabajo de campo

El trabajo de campo fue indispensable para la verificación de las formas y rasgos de relieve, previamente cartografiados en gabinete. Además, permitió el reconocimiento de procesos geomorfológicos, muestreo dendrogeomorfológico y levantamientos topográficos, a partir de fotografías tomadas con un dron modelo Mavic Pro Platinum.

Muestreo dendrogeomorfológico

Esta fase consistió en la colecta de núcleos o virutas con barrenos de extracción tipo *Pressler* de 5 mm de diámetro y la extracción de secciones transversales (rodajas) y cuñas (secciones triangulares o 'pays') con motosierra (Figura 3.2 A y B). En seguida que se extraen los núcleos en campo, se colocan en "popoteras" para transportarlos al laboratorio sin que sufran daños o se extravíen (Figura 3.2 C). Además, cada una de las muestras lleva inscrita una clave, que se compone de una abreviación del sitio, el número de árbol muestreado y la cara del tronco de donde se tomó la muestra, aunque se pueden agregar otros datos como la especie de árbol y la fecha de colecta (Villanueva, *et al.*, 2009) (Figura 3.2 D).



Figura 3.2. Herramientas para la colecta de muestras. (A) Los núcleos se extraen con barrenos de extracción tipo *Pressler*. (B) Las cuñas y las secciones transversales se toman con una motosierra. (C) Los núcleos de extracción se guardan en "popoteras" para ser transportados seguros al laboratorio. (D) A cada muestra se le asigna una clave para identificarla.

En el sector medio de la Barranca Seca y su afluente se colectaron muestras de árboles con señales de afectación por procesos geomorfológicos como, cicatrices de impacto, inclinación del tronco y decapitaciones, así como de árboles sin disturbios aparentes para la elaboración de una cronología de referencia local (Figura 3.3 A y B). El muestreo se realizó en abril y diciembre del 2018 y se muestrearon tres especies de coníferas. Para analizar procesos de remoción en masa se muestrearon 10 árboles de *Pinus patula*, 2 de *Pinus hartwegii* y 4 de *Abies religiosa*. En el caso de los lahares se tomaron muestras de 13 árboles de *Pinus hartwegii* y 3 de *Abies religiosa*. Para realizar las cronologías de referencia se utilizaron 6 árboles de *Pinus patula*, 8 de *Pinus hartwegii* y 15 de *Abies religiosa* (Tabla 3.1).

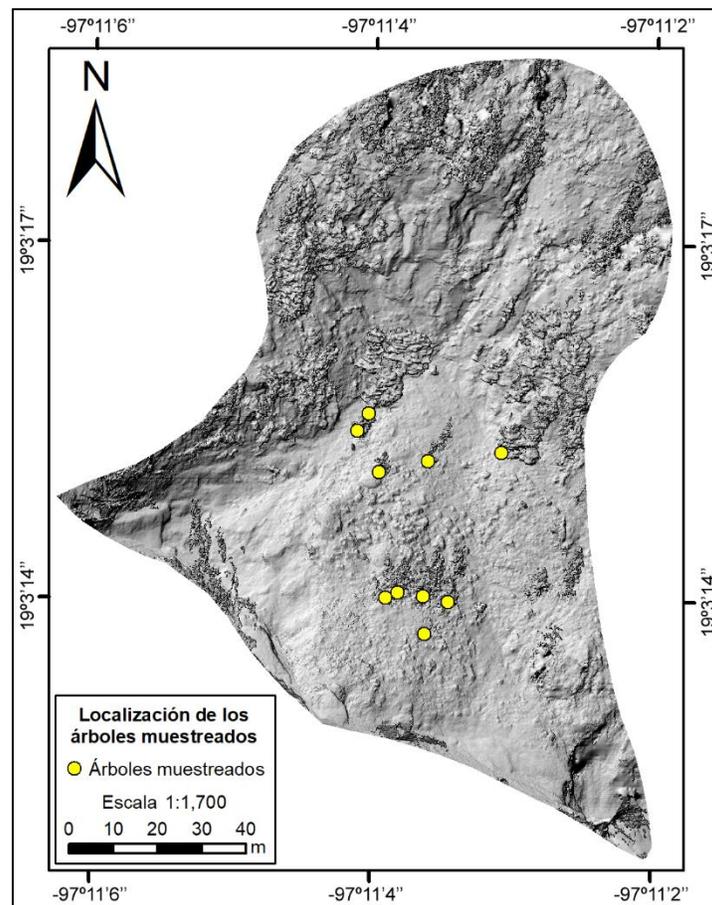


Figura 3.3. (A) Localización de los árboles muestreados sobre un depósito de deslizamiento en la Barranca Seca a ~2,800 msnm. Las coordenadas son aproximadas, puesto que la toma de las imágenes con el dron fue oblicua.

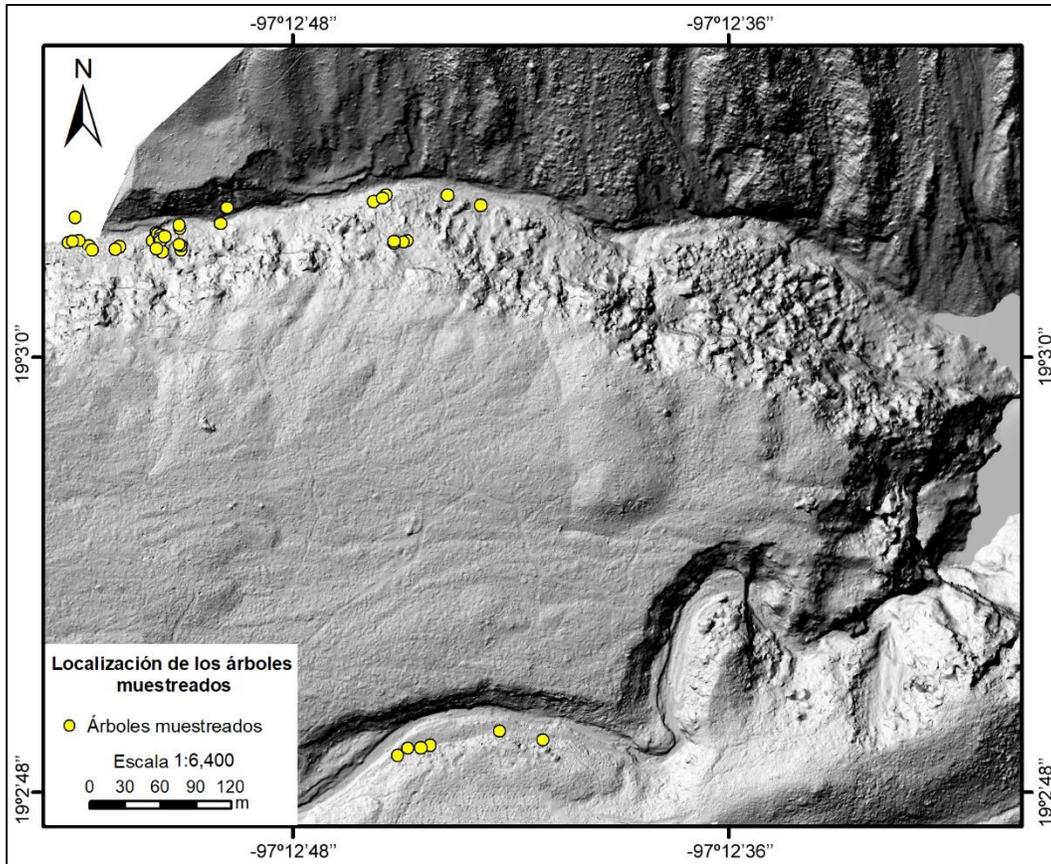


Figura 3.3. (B) Modelo sombreado obtenido con fotogrametría digital con el dron. Localización de los árboles muestreados en la Barranca Seca (al norte) y en la Barranca Ojo Salado (al sur) a ~3450 msnm. En rojo están los árboles que presentan algún tipo de disturbio en sus anillos de crecimiento y en amarillo los árboles que se usaron para realizar la cronología de referencia local.

Tabla 3.1. Colecta de muestras de árboles en campo.

	Especie	No. árboles	Núcleos	Cuñas	Secciones transversales
Deslizamientos y caída de rocas	<i>Pinus patula</i>	10	20	2	3
	<i>Pinus hartwegii</i>	2	-	-	5
	<i>Abies religiosa</i>	4	8		
Lahares	<i>Pinus hartwegii</i>	13	11	8	-
	<i>Abies religiosa</i>	3	5	1	-
Cronología de referencia	<i>Pinus patula</i>	6	11	1	3
	<i>Pinus hartwegii</i>	8	15	-	-
	<i>Abies religiosa</i>	15	24	-	-

De cada árbol se colectaron por lo menos dos núcleos. En árboles con disturbios se tomaron las muestras de la cara C (cara del árbol con orientación hacia el proceso) y en la cara D (cara opuesta) que es la más protegida a los procesos. Esto con el fin de identificar con mayor claridad la presencia de madera de reacción y el crecimiento excéntrico de los anillos. En algunos árboles también se tomaron las muestras en los lados A y B (caras perpendiculares a C y D), las cuales, pueden ser afectadas por procesos geomorfológicos y son útiles para identificar anillos falsos, anillos perdidos y/o microanillos. (Franco-Ramos, 2014) (Figura 3.4 A y B).

Los núcleos de extracción deben ser tomados perpendicularmente al tronco del árbol (Villanueva *et al.*, 2004). En el caso de árboles con cicatrices de impacto, los núcleos se tomaron lo más cerca posible de la herida, para identificar de manera precisa el inicio de la producción de tejido caloso y la formación de TRD. Por otro lado, para conocer edades mínimas del relieve es conveniente tomar las muestras lo más cercano al suelo para contar con un mayor registro de anillos de crecimiento (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

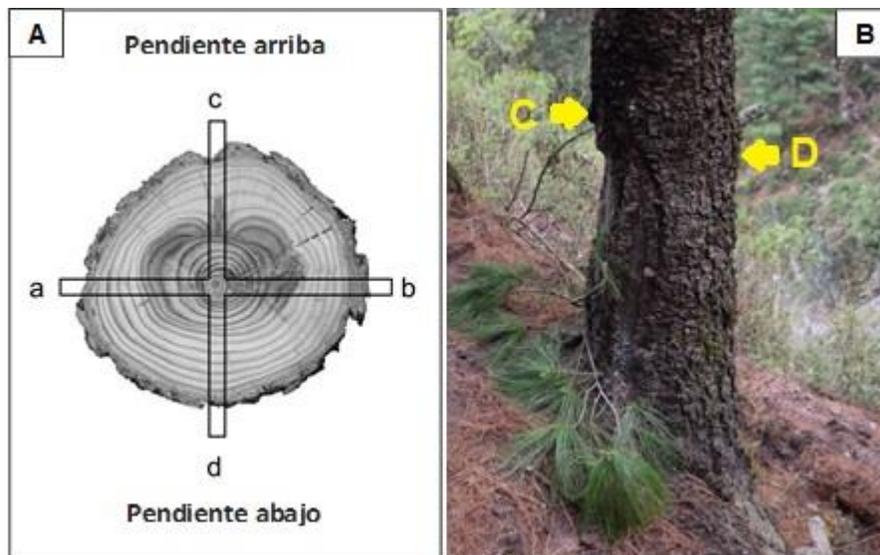


Figura 3.4. (A) Caras del tronco para el muestreo dendrogeomorfológico (Tomado de Stoffel, 2005). (B) Árbol con cicatriz de impacto por caída de rocas en la cara C, localizado en el sector medio de la Barranca Seca.

Con apoyo de un sistema de posicionamiento global (GPS por sus siglas en inglés), los árboles muestreados se georreferenciaron respecto a la latitud, longitud y altitud. Además, se llevó un registro sistemático de los árboles muestreados con formatos de campo donde se especificó la fecha de colecta, la especie del árbol, diámetro del tronco, posición social, tipo de disturbio, altura del árbol, cara muestreada, la unidad del relieve en la que se encuentra, un croquis dendrogeomorfológico, fotos y otras observaciones del sitio (Figura 3.5 A y B).

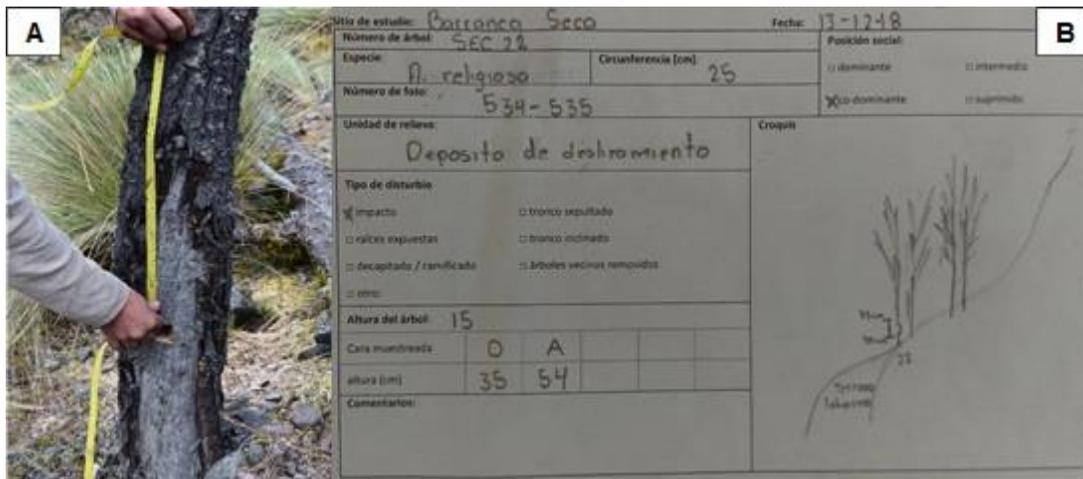


Figura 3.5. Registro de datos en campo. (A) Se mide el diámetro del tronco de los árboles muestreados y en caso de tener cicatrices de impactos se mide la altura de éstas. (B) Formatos de campo con rasgos específicos de la especie y generalidades del sitio.

Levantamiento fotogramétrico con dron

Durante el trabajo en campo también se realizaron dos levantamientos fotogramétricos con un dron Mavic Pro Platinum, con la aplicación Pix4DCapture y con el programa Pix4DMapper, en dos sectores de la Barranca Seca (Figura 3.6 A y B). El primer vuelo se realizó el 06 de abril del 2018 a ~2,800 msnm, sobre un deslizamiento. La altura del vuelo fue de 80 m, la toma de las imágenes fue oblicua y se obtuvieron 222 fotos. El segundo se realizó el 13 de diciembre del 2018, sobre el frente de un flujo de lava entre 3,455-3,307 msnm, se trató de un vuelo programado a 100 m de altura. La toma de las imágenes fue cenital y se obtuvieron 974 fotografías con un traslape del 80%.



Figura 3.6. (A) Planificación del vuelo con la aplicación Pix4DCapture. (B) Dron en vuelo a ~3450 msnm para la toma de fotografías aéreas escala 1:3,980.

C) Etapa de análisis de laboratorio

Análisis dendrogeomorfológico

En el caso de los núcleos de extracción, es necesario primero montarlos sobre bases de madera para darles soporte al ser pulidos (Figura 3.7 A). Un montaje correcto implica que las células o traqueidas estén orientadas de manera vertical o perpendicular al incremento anual (Villanueva-Díaz *et al.*, 2009). Una vez que las muestras son debidamente montadas, éstas se pulen con lijas de diferente tamaño de grano, empezando desde uno grueso (60 μ) hasta uno fino (400 μ) (Figura 3.7 B y C). Este proceso permite la identificación de los límites de los anillos de crecimiento, para su posterior conteo, fechado y medición (Figura 3.7 D).

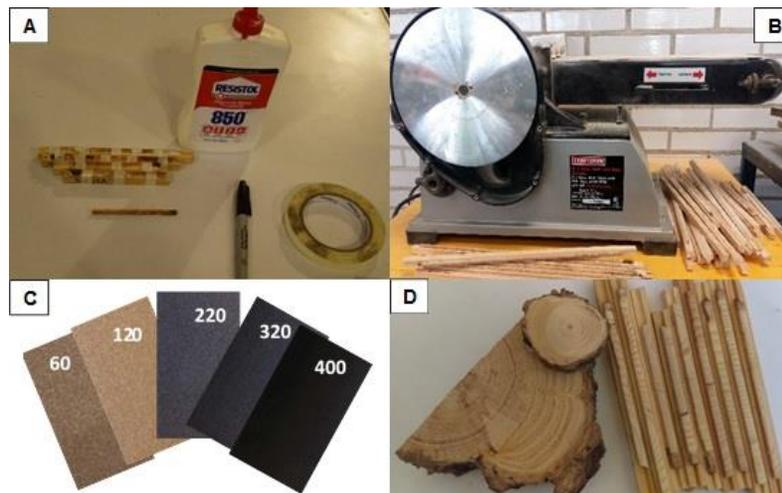


Figura 3.7. Preparación de las muestras. (A) Montado de los núcleos de extracción sobre bases de madera. (B) Lijadora de banda donde se pulieron las muestras. (C) Tipos de lijas que se utilizaron para pulir las muestras. (D) Muestras listas para ser analizadas.

Después se realizó el pre-fecha de las muestras, el cual consistió en contar visualmente los anillos en un microscopio para determinar el año exacto en el cual se formó cada uno. Se empezó desde el anillo más interno hasta el más externo y se marcó un punto para señalar 10 años, dos puntos para 50 años y tres puntos para 100 años (Figura 3.8).

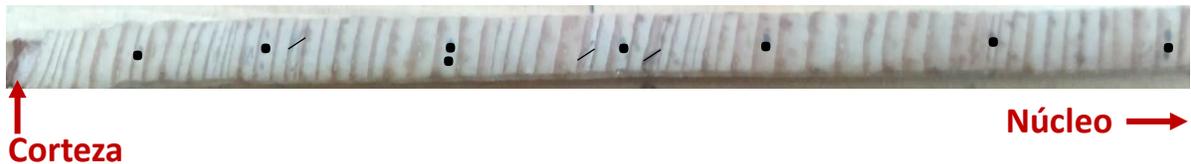


Figura 3.8. Conteo de los anillos de crecimiento, donde se marcan puntos para cada década y una línea diagonal en el caso de anillos falsos.

Con el propósito de identificar patrones de crecimiento, anillos falsos o perdidos se construyeron “esqueletos” o en inglés *Skeleton plot*, que son una representación gráfica del ancho de los anillos de cada muestra donde se registran manualmente los anillos más estrechos o los más anchos. El ancho del anillo se representa por una línea vertical que varía de tamaño en función al grosor del anillo, mientras más estrecho sea el anillo, más grande será la línea y viceversa. Al verificar visualmente los patrones de crecimiento en los esqueletos, se construyó un gráfico compuesto o cronología maestra, la cual, integra los anillos clave (anillos más estrechos) de las muestras estudiadas (Constante-García *et al.*, 2009) (Figura 3.9).



Figura 3.9. Construcción de la cronología maestra (parte inferior de la figura) a partir de las series de crecimiento de los árboles muestreados.

Los árboles que se analizaron para obtener la edad mínima del relieve fueron calibrados con el fin de tener su edad exacta y así tener un dato más preciso sobre la edad del relieve. En las virutas que no llegaron a la médula se agregaron los anillos faltantes utilizando una plantilla estandarizada (Figura 3.10). Después, a partir de la siguiente ecuación se obtuvo la edad calibrada (Torres-Beltrán, 2013):

$$\text{Edad calibrada} = \text{anillos contados} + \text{anillos faltantes} + \text{altura anual}^*$$

La altura anual*, es decir, los años transcurridos hasta la altura a la que se tomó la muestra, se obtuvo con la siguiente fórmula:

$$\text{Altura anual} = h \text{ muestras (cm)} / h\text{-años (cm)}$$

En donde:

H muestras= altura de la toma de la muestra desde la base del árbol

$$h\text{-años} = [\text{altura total de árbol (m)} / \text{edad contada (años)}] * 100$$

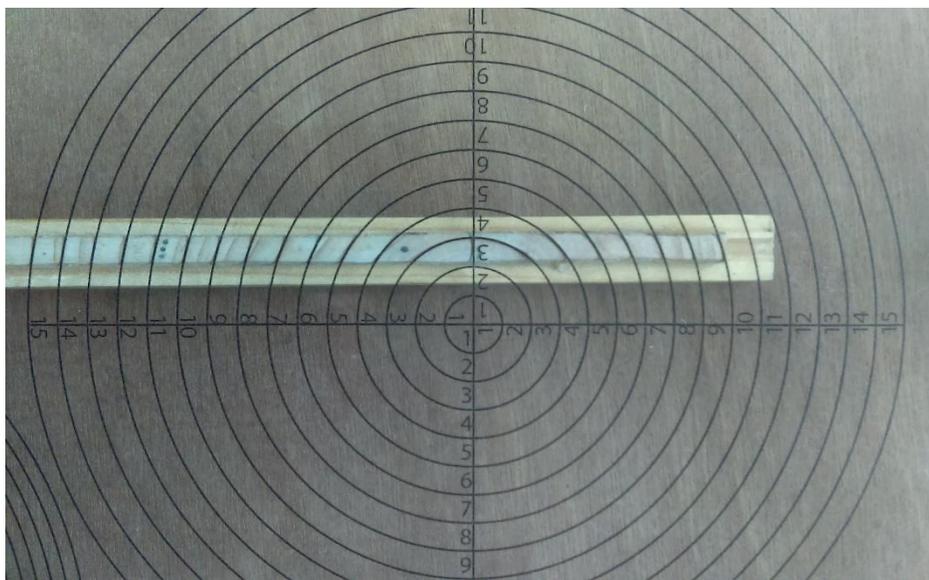


Figura 3.10. Plantilla estandarizada para completar los anillos faltantes a la médula.

Una vez que las muestras fueron debidamente pre-fechadas, cada una se midió en un sistema de medición Velmex (Robinson and Evans, 1980) con un micrómetro de precisión 0.001 mm, conectado a una platina deslizable y a una computadora con el programa TSAP-Win (Rinn, 2003) instalado (Figura 3.11). A partir de las series de ancho total de anillo medidas, se compararon visual y estadísticamente los patrones de crecimiento del total de las muestras. Para la validación del fechado del conjunto de muestras, se utilizó el programa COFECHA (Holmes, 1983), el cual permite conocer la intercorrelación estadística entre las series y con ello validar que el fechado haya sido correcto. Para ello se utiliza el parámetro de referencia con valor de intercorrelación de 0.32 como mínimo.

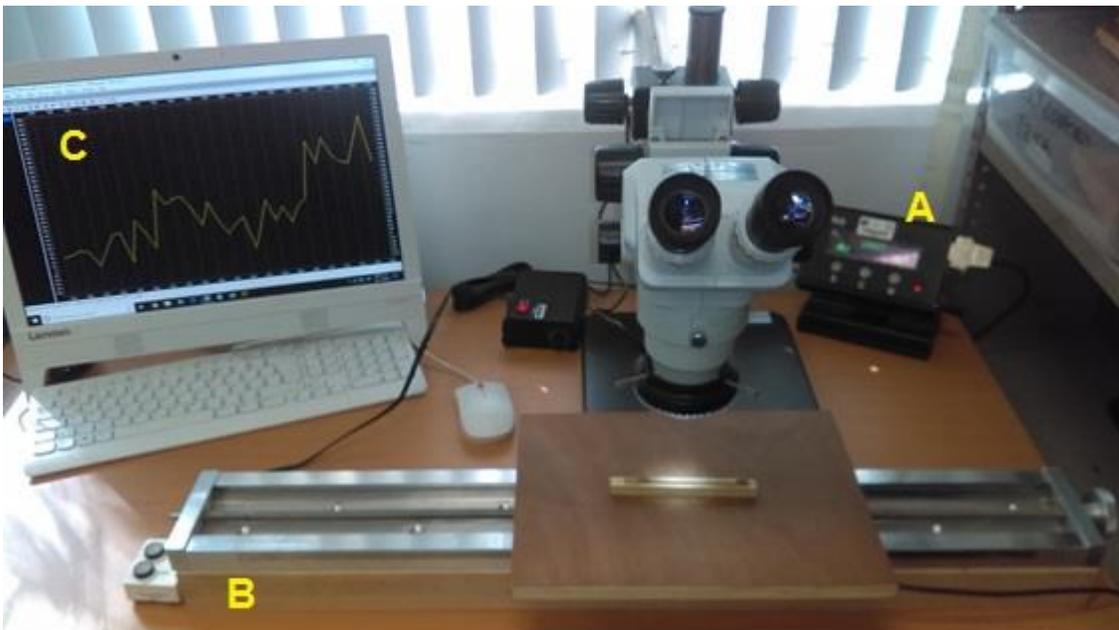


Figura 3.11. Equipo para contar y medir los anillos de crecimiento. (A) Sistema de medición Velmex con micrómetro integrado. (B) Platina de fase deslizable en la que se colocan las muestras. (C) Computadora y programa TSAP-Win.

Después de la validación del fechado de las muestras, se identificaron las anomalías de crecimiento de los individuos afectados por procesos geomorfológicos y a manera de inventario se elaboró una tabla de eventos dendrogeomorfológicos, donde se consideraron el tipo de disturbio, intensidad y año de evento por cada muestra (Franco-Ramos, 2014) (Figura 3.12). El criterio para definir la intensidad

del disturbio propone que la intensidad 4 y 5, es con certeza la consecuencia de un evento geomorfológico. Por otro lado, en función del proceso geomorfológico, las reacciones de intensidad 3 también se pueden considerar señales inequívocas de perturbación hidrogeomorfológica. Las intensidades 1 y 2, no deben usarse como principales indicadores de perturbaciones hidrogeomorfológica, pero pueden incluirse cuando ya se haya definido un evento con intensidad 4 y 5. En el caso de la caída de rocas, se sugiere sólo considerar cicatrices, TRD, crecimientos suprimidos y madera de compresión de intensidad 4 y 5.

La tabla de eventos dendrogeomorfológicos se exportó a un Sistema de Información Geográfica (ArcMap 10.1), para caracterizar la distribución espacial y temporal de los eventos geomorfológicos reconstruidos.

Por último, para validar las reconstrucciones de los eventos geomorfológicos anuales y/o sub-anales, se compararon con datos de precipitación de tres estaciones climatológicas de la CNA (Tetelzingo, Coscomatepec, Chilapa), con la base de datos de huracanes de la NOAA, con el catálogo de sismos del SSN, así como la actividad antrópica en la zona de estudio.

ID	X	Y	Cara muestra	Anillo más interno	Anillo más externo	Edad en años	Año del disturbio	Tipo de disturbio	Intensidad del disturbio	Estación de crecimiento	Año del evento
TEL01	691041,74	2.107.820,85	B	1974	2017	44	1995	I	5	LL	1995
TEL02	691039,36	2107816,92	C	1981	2017	37	2002	I	5	EL	2002
TEL02	691039,36	2107816,92	C	1981	2017	37	2004	I	5	EE	2004
TEL02	691039,36	2107816,92	RB y RC	1981	2017	37	2015	CEx	4		2015
TEL04	691.054,44	2.107.810,21	C	1987	2017	30	1996	CS	4		1995
TEL06	691.054,10	2.107.771,35		1980	2017	38	2007	I	5	LL	2007
TEL07	691048,23	2107780,54	A	1978	2017	40	1987	I	5	ME	1987
TEL09	691.059,09	2.107.778,50	A	1976	2017	42	2002	I	5	EL	2002

Figura 3.12. Ejemplo de tabla de eventos dendrogeomorfológicos (Franco-Ramos, 2014).

Post-proceso fotogramétrico con imágenes de dron

El procesamiento de las fotografías obtenidas en los dos vuelos de dron se realizó en el software *Agisoft PhotoScan Professional*. El primer paso consistió en alinear las fotos y generar la primera nube de puntos dispersa. Este paso es la base de los modelos posteriores ya que estima la posición de cada fotografía (Figura 3.13).

Con el objetivo de que los procesos siguientes se realicen sin inconvenientes, se eliminaron los puntos que están por debajo o por encima del terreno y que son claramente “ruido”, es decir, elementos ajenos al relieve o vegetación.

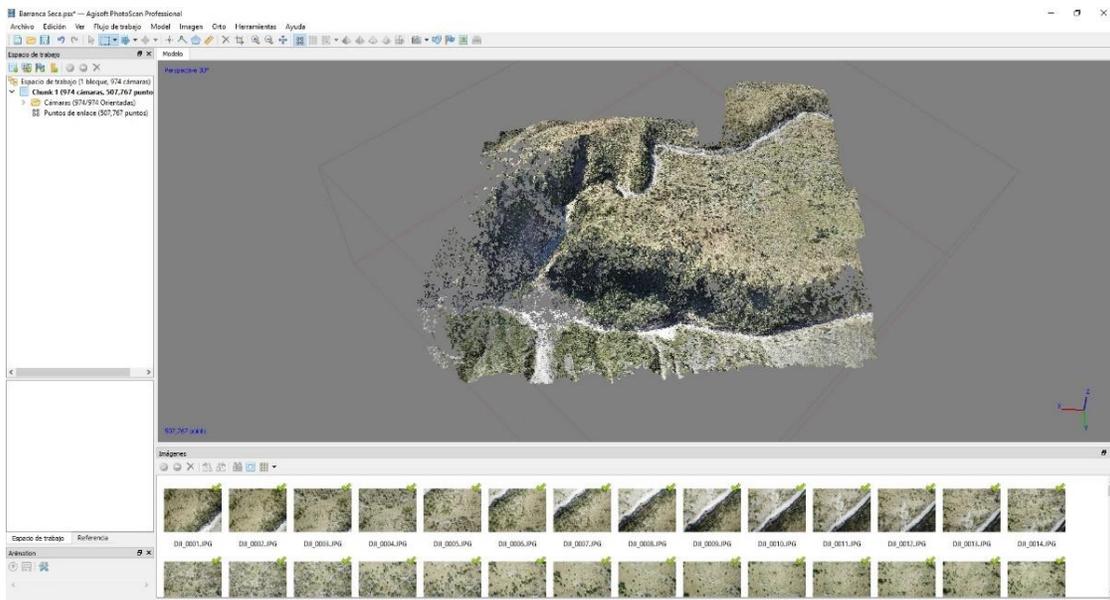


Figura 3.13. Generación de la primera nube de puntos dispersa, la cual, es la base del resto de los procesos para obtener el MDT, el MDE y el ortomosaico.

A partir de las fotos alineadas, se generó una nueva nube de puntos de mayor densidad, la cual, se clasificó en: suelo, bajo ruido y sin clasificar. Después, se construyó la malla del modelo digital de superficie (MDS) y la malla del modelo digital de elevación (MDE). Siguiendo el flujo de trabajo se construyó la textura, que les da a los modelos un aspecto más real al visualizarse para finalmente generar el MDS y el MDE así como el ortomosaico del sector medio de la Barranca Seca.

A partir de los materiales antes mencionados, se elaboraron cinco mapas a escala detallada. En uno de ellos se caracterizó un deslizamiento, utilizando un MDE con una resolución de 4.85 cm/pixel y un ortomosaico con resolución de 2.42 cm/pixel. El resto de los mapas se realizaron utilizando un MDE con una resolución de 8.61 cm/pixel y un ortomosaico con resolución 4.30 cm/pixel y escala 1:3,980. De este modo, se identificaron de manera precisa las formas de relieve asociadas a los procesos geomorfológicos analizados, así como la ubicación de los árboles muestreados.

Capítulo 4. Resultados y discusión

4.1. Geomorfología

Se elaboró un mapa geomorfológico escala 1:30,000 de la vertiente noreste del Pico de Orizaba, (sector en el que se encuentra la zona de estudio), el cual, constituye la base del análisis dendrogeomorfológico (ver mapa Anexo 1).

El relieve se clasificó con base en los criterios de Simonov (1985) y Lugo-Hubp (1988) quienes sugieren tres grupos morfogenéticos: endógeno, endógeno modelado y exógeno. En ese sentido, se reconocieron 16 geoformas de origen endógeno, 4 de endógeno modelado y 12 de exógeno.

I. Relieve endógeno

Incluye las formas del relieve que tienen su origen en la dinámica interna de la Tierra (procesos tectónicos y volcánicos) y que aún conservan su morfología original, es decir, el grado de alteración de estas estructuras es mínimo (Lugo-Hubp, 1988). En el área cartografiada predominan los procesos volcánicos, lo cual, se ve reflejado en la variedad de geoformas asociadas a éstos que se identificaron.

A) Volcánico acumulativo

Esta sección comprende las formas de relieve que se originaron por el emplazamiento y acumulación de materiales asociados a procesos volcánicos. Las características físico-químicas de los materiales influyen en las morfologías resultantes, de ahí que al existir en el área cartografiada materiales con diferentes composiciones, se presenten diferentes formas de relieve, como: estratovolcanes, volcanes de lava, domos, y coladas de lava.

1.1. Cono principal (Pico de Orizaba)

Este edificio inició su formación hace aproximadamente 16,000 años A.P. sobre los relictos de conos antiguos (“Torrecillas” y “Espolón de Oro”), está compuesto por flujos de lava dacitas porfídicas y por material piroclástico (Carrasco-Núñez, 2000) y de acuerdo con Carrasco-Núñez (1997) tiene un volumen de 25 km³. Alcanza una

altitud de 5,675 m (es la montaña más alta de México), pero debido al terreno preexistente sobre el que se emplazó, presenta una clara asimetría elevándose más de 4,000 m sobre su base en el sector oriental, mientras que en el occidental no rebasa los 3,000 m (Parrilla y Zamorano, 1996). Su morfología es de un cono truncado con un drenaje radial efímero, puesto que a esa altitud (arriba de los 4,000 msnm) dominan los procesos glaciares y periglaciares. La pendiente de sus laderas es abrupta ($>35^\circ$) y junto con el material no consolidado favorece la ocurrencia de procesos gravitacionales y lahares (Figura 4.1).



Figura 4.1. Volcán Pico de Orizaba visto desde la vertiente noreste (diciembre 2018).

Volcanes de lava

Son estructuras que se forman a partir de la acumulación sucesiva de flujos de lava emitidos alrededor de un foco eruptivo en una escala de tiempo corto. En general, presentan una morfología de cono invertido que puede variar en tamaño y geometría y que configura un drenaje radial (Sánchez-García, 2018). La forma de los volcanes depende del terreno sobre el que se emplazan, pero principalmente de la composición del magma, es decir, del porcentaje de sílice (SiO_2) que contiene (básico 50%, intermedio 60% o ácido $>70\%$). Las lavas de composición básica forman estructuras amplias con pendientes suaves (volcanes en escudo), mientras que las lavas ácidas que son más viscosas tienden a generar conos con pendientes de moderadas a empinadas (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Dentro del área de estudio se identificaron cuatro estructuras de este tipo entre los 3,100-3,500 msnm, tres de ellas localizadas al norte de la Barranca Seca y una más al sur. El rasgo morfológico que diferencia a estos volcanes es la cima; dos de ellos presentan el cráter abierto y en el resto la cima es convexa.

1.2. Volcán con cráter abierto

Los volcanes con cráter abierto se caracterizan por presentar una morfología en herradura. Esta morfología se puede explicar por dos situaciones. La primera se asocia a continuos flujos de lava que no permitieron la acumulación de los productos en el flanco que fluyen. La segunda se refiere a colapsos gravitacionales, relacionados principalmente a un periodo de actividad explosiva, en donde la ladera más inestable colapsa (Alvarado, 2003).

Se identificaron dos volcanes con cráter abierto al norte de los domos Chichimecos que están parcialmente sepultados por tales estructuras y sus coladas de lavas. Las dimensiones de los volcanes son variables, el de mayor tamaño mide 1.2 km de diámetro en el eje mayor del cráter, mientras el volcán de menor dimensión mide 285 m en el mismo eje.

1.3. Volcán con cima convexa

La principal característica de estas estructuras es la ausencia de cráter, lo cual, se puede explicar por rellenos que realizaron las lavas en el momento que fluían o por la caída de piroclastos que obstaculizaron el conducto principal. Sin embargo, también se puede explicar por procesos exógenos donde las estructuras estuvieron sometidas a una intensa erosión fluvial, que, al alcanzar la cima, borraron en su totalidad el cráter. Un aspecto que permite diferenciar entre un caso y otro es la densidad de drenajes, donde en el primer caso es incipiente y en el segundo origina patrones radiales muy densos e integrados (Alvarado, 2003; Gordillo-Reyna; 2018).

Al noreste del Pico de Orizaba, se identificaron dos estructuras de este tipo entre 3,000 - 3,200 msnm, una se localiza al norte de la zona cartografiada y la otra al sur. La altura del volcán localizado al norte es de 305 m, presenta una morfología

de cono invertido con un drenaje radial incipiente y tiene una elongación al este en favor de la pendiente, lo que le da un aspecto asimétrico. El volcán localizado al sur alcanza una altura de 200 m y cuenta con una red de drenaje poco desarrollada. Esta estructura desvía ligeramente los flujos de lava del cono actual de Pico de Orizaba, por lo que se puede estimar que su edad es anterior a estos flujos, fechados en 16,000 años A.P. por Carrasco-Núñez (2000).

1.4. Domos

Se forman cuando la lava es demasiado viscosa para fluir a medida que emerge del foco emisor, así que se acumula y solidifica allí mismo. Los domos están contruidos por lavas emitidas a temperaturas bajas (~700 °C) de composición andesítica a dacítica (58 - 69% de SiO₂) en zonas de subducción y de composición traquítica a fonolítica (55 - 68% de SiO₂) en entornos alcalinos intraplacas (Schmincke, 2004). Presentan una morfología de cúpula que puede ser simétrica o asimétrica dependiendo de las condiciones físico-químicas de las lavas que las conforman, y de la disposición del relieve preexistente (Scarth, 1994). De acuerdo con su morfología se pueden distinguir cuatro tipos de domos (Francis y Oppenheimer, 2004):

- *Domos bajos o tortas*: Estas estructuras son planas, y más o menos simétricas cuando el terreno prexistente es plano. Su morfología regular, se atribuye a las propiedades de la lava que se deforma con mayor facilidad.
- *Coulées*: Son estructuras transitorias entre los domos y los flujos de lava. Se trata gruesas extrusiones que se emplazaron en pendientes lo suficientemente empinadas para que la lava fluya cuesta abajo.
- *Peleano*: Se caracterizan por una topografía escarpada, constituyen un montículo de bloques significativo, rodeado en sus frentes por taludes. Los domos Peleanos suelen extruir espinas de lava (plugs), que consisten en un denso tapón de magma, en su mayoría indeformable, que se empuja por encima del crater.
- *Pitón (Upheaved plugs)*: Son masas de roca que se empujan hacia arriba como pistones, y que tienen un límite elástico lo suficientemente grande

como para que no se deformen. Su morfología es como una columna con los lados escarpados.

De acuerdo con Ollier (1969) también se pueden reconocer dos tipos más de domos:

- *Cúmulo-domo o mamelón*: Son domos convexos, que se forman cuando la lava sale del conducto y se expande. Los diámetros de los domos son mucho más anchos que los conductos de salida.
- *Domo anidado o toloide*: Son aquellos domos Cúmulo-domo que se forman en el cráter de un volcán generalmente muy activo.

En la zona de estudio se identificaron 2 estructuras dómicas. La primera se trata de un complejo de domos llamados Chichimecos localizado al noreste del volcán Pico de Orizaba, compuesto por 12 estructuras con forma de cúpula y cimas convexas, sus morfologías se asocian a los domos coulée y mamelón. Su altura varia, desde 60 hasta 440 m (Figura 4.2). Se estima que la edad de estos domos es anterior a 8,630±90 años A.P., edad propuesta para el depósito de un flujo piroclástico que los cubrió (Carrasco-Núñez,1993).



Figura 4.2. La imagen muestra la vertiente norte del complejo de domos Chichimecos (abril, 2018).

Al norte del Pico de Orizaba se localiza un domo conocido como Tecomale, el cual, presenta una forma de cúpula y una cima ligeramente convexa, tiene una altura

aproximada de 397 m y un diámetro en su base de ~1 km en el eje mayor. De acuerdo con Carrasco-Núñez (2000) la edad de esta estructura debe ser menor de 0.21 ± 0.04 Ma, ya que está emplazada sobre los flujos de lava dacítica del Espolón de Oro fechados en esa edad, e incluso puede ser menor de 0.15 Ma, como lo sugiere Höskuldsson (1992). La erosión glacial ha modelado sus laderas principalmente en la vertiente de la Barranca Jamapa, dejando pendientes abruptas, que en la actualidad no tienen cobertura vegetal y en las que el material es removido por la fuerza de gravedad formando conos de derrubios en la base, tales conos no fueron cartografiados debido a que la escala del mapa no permite representarlos con precisión.



Figura 4.3. El domo Tecomale presenta erosión glacial y escarpes de desprendimiento en su flanco oeste (diciembre, 2018).

Coladas de lava

Las coladas de lava son roca fundida que llega a la superficie de la Tierra sin fragmentarse explosivamente. Tales flujos adoptan muchas formas y tamaños en función de la composición química de la lava, así como de la viscosidad y las tasas de suministro en el momento de la erupción. Además, los flujos de lava están influenciados por la morfología del terreno preexistente de modo que la pendiente de la superficie debajo de un flujo en movimiento dicta la velocidad a la que puede avanzar (Francis y Oppenheimer, 2004; Lockwood *et.al.*, 2010). De acuerdo con

Macdonald (1953) se han distinguido tres tipos de lava: *pahoehoe*, *'a'a* y *en bloque*. Las lavas *pahoehoe* se caracterizan por una superficie lisa, vidriosa a veces con pliegues en la superficie. Las lavas *'a'a* se caracteriza por una superficie irregular y escoriácea. Por último, las lavas en bloque consisten en bloques lisos, angulosos y que carecen de rugosidad. Debajo de las superficies irregulares de los flujos *'a'a* y en bloque hay una capa no fragmentaria casi continua.

En la región cartografiada, se reconocieron flujos de lava asociados a distintos focos eruptivos como estratovolcanes, volcanes de lava y domos. En todos los casos se trata de lavas en bloque.

1.5. Coladas de lava del volcán "Torrecillas"

Se asocian al cono ancestral Torrecillas, se extienden principalmente al este y al sur del cono principal dentro de la zona de estudio. Estos flujos son los más distales respecto a la cumbre y por tanto los que se localizan a menor altitud. Sin embargo, a 4,000 msnm también se identificaron dos flujos de lava asociados a este volcán. En conjunto abarcan un área de 3.8 km² dentro del área cartografiada. Su emisión se relaciona a dos periodos eruptivos del Torrecillas; los que se localizan a menor altitud, corresponden a la secuencia "Pilancón" datada en 0.65 ± 0.71 Ma (Hoskuldsson, 1992), mientras que los flujos localizados a 4,000 msnm corresponden a la unidad "Torrecillas" y están fechados en 0.29 ± 0.05 Ma por Carrasco-Núñez (2000).

Importantes capas de piroclastos cubren este grupo de lavas por lo que sus morfologías originales no se distinguen, además, en el caso de las más distales al cráter, han sido modificadas por la actividad antrópica para la agricultura y están parcialmente cubiertas por flujos de lava más recientes.

1.6. Coladas de lava del volcán "Espolón de Oro"

Las coladas de lava de este grupo se asocian al volcán ancestral Espolón de Oro y se distribuyen principalmente al norte y al este del cono principal dentro del área cartografiada. Se trata de lavas de composición química intermedia-ácida, tienen

una altura aproximada de 200 m y alcanzan distancias de más de 3.5 km. En conjunto abarcan un área de 14.2 km² dentro del área de estudio. La mayoría presentan crestas en la cima y laderas abruptas, indicio del modelado glaciar al que han estado expuestas.

Los flujos de lava que se localizan al norte forman parte del primer periodo eruptivo del Espolón de Oro y se estima su edad en 0.21 ± 0.04 Ma (Carrasco-Núñez, 2000). Presentan un importante modelado por el paso del glaciar Jamapa y están parcialmente cubiertos por flujos de lava del cono actual.

Los flujos que se localizan al este del volcán tienen una orientación general oeste-este en dirección de la pendiente, aunque en la porción más distal cambia hacia el sur al contacto con el basamento de rocas sedimentarias que les impidió seguir avanzando en la misma dirección (Figura 4.4). A este conjunto de lavas se les conoce como “Alpinahua” y fueron emitidas entre 0.15 y 0.09 Ma. (Carrasco-Núñez, 2000).



Figura 4.4. Lavas denominadas “Alpinahua”, emitidas por el volcán ancestral Espolón de Oro hacia el flanco oriental del edificio (diciembre, 2018).

1.7. Coladas de lava del “Pico de Orizaba”

Las lavas asociadas a este volcán son recientes, lo cual, se puede deducir en el reconocimiento de sus elementos primarios como levées, escarpes y frentes de

lava. Se diferenciaron cuatro grupos de acuerdo con la temporalidad en que se emitieron, su nivel altitudinal y la conservación de sus rasgos originales. En conjunto cubren una superficie de 12.2 km².

A las coladas de lavas de la primera emisión del cono actual, se les denomina “Malacara”, fechadas en 16,500 años A.P. (Carrasco-Núñez, 2000). Fluyeron al sureste del volcán dentro de la zona cartografiada, recorriendo 6.5 km de distancia desde el cráter. Su altura varía a lo largo del flujo, alcanzado su máxima altura (300 m) en el frente. El drenaje que presentan está poco desarrollado y aún se conservan sus rasgos primarios, como levées en la porción proximal (Figura 4.5).



Figura 4.5. En la imagen se muestran los flujos de lava asociados al Pico de Orizaba emitidos hacia el flanco oriental del volcán. La línea blanca marca el límite de las lavas “Malacara”, mientras que la línea rosa delimita los flujos Orizaba (diciembre 2018).

Al noreste del Pico de Orizaba se emplazaron las lavas conocidas como “Vaquería”, las cuales, bordearon al oeste y al sur el complejo de domos Chichimecos, por lo que su edad debe ser menor a 8,630 años A.P. Su composición química es intermedia y recorrieron hasta 6.5 km de distancia desde su foco de emisión, que en este caso se trata de fisuras en el franco norte del edificio volcánico. En ambos

flujos de lava aún se aprecian sus rasgos primarios como escarpes y levées, que son indicios de su juventud.

Las coladas de lava asociadas al último episodio eruptivo del Pico de Orizaba se conocen como “Orizaba” y están datadas en 4,000 años A.P (Carrasco-Núñez, 2000). Dentro de la zona cartografiada se localizan al norte, al este y al sur del cráter. Sus espesores son considerables (hasta 400 m) y se desplazaron cortas distancias desde el cráter (entre 1.5 - 3.5 km) (Figura 4.5). A pesar de que estos flujos corresponden al mismo episodio eruptivo se dividieron en dos grupos de acuerdo con la temporalidad en que se emitieron. Aquellas que se localizan cerca del cráter se consideran como las tardías y en algunos casos, se emplazaron sobre las tempranas, o fueron desviadas por ellas.

1.8. Coladas de lava asociadas a volcanes de lava

Este apartado incluye los flujos de lava que fueron emitidos por los volcanes de lava con cráter abierto y con cima convexa.

Las coladas de lava de los volcanes con cráter abierto se localizan al norte del área cartografiada, con una dirección sur-norte. No obstante, los flujos que se identificaron se asocian únicamente al volcán de mayor dimensión, posiblemente los flujos del otro volcán fueron cubiertos por estructuras más recientes, como los domos Chichimecos y sus lavas. Estos flujos abarcan un área de 4.6 km² dentro de la zona de estudio. La red de drenaje está poco desarrollada y se define principalmente por los contactos entre los flujos de lava.

Las coladas de lava asociadas a los volcanes de cima convexa siguieron la dirección general de la pendiente hacia el oriente y recorrieron alrededor de 500 m de distancia desde su foco de emisión. El área que abarcan en conjunto es de 0.31 km² y no cuentan con un patrón de drenaje desarrollado.

1.9. Coladas de lava asociadas a domos

Este grupo abarca las lavas tempranas y tardías del domo Tecomale y del complejo de domos Chichimecos que cubren un área de 14.6 km².

Las coladas de lavas tempranas del domo Tecomale, están cubiertas casi por completo por posteriores emisiones, de modo que sólo se reconoce un flujo al oeste del domo, que se extiende ~1.6 km hacia el norte. En cuanto a las primeras coladas de lava de los domos Chichimecos se extienden 3.7 km hacia el este dentro del área cartografiada, sin embargo, de acuerdo con Carrasco-Núñez (2000) se desplazaron 9 km desde su foco de emisión. El espesor varía a lo largo del flujo y en algunas porciones llega a los 300 m.

Las lavas tardías del domo Tecomale fluyeron hacia el norte y recorrieron 3.2 km dentro de la zona cartografiada, su espesor varía a lo largo del flujo y alcanza los 400 m en algunas porciones. En ambas laderas del flujo es evidente el modelado que dejaron a su paso los glaciares del Cuaternario. Por otro lado, las lavas tardías de los domos Chichimecos se emplazaron sobre las tempranas y recorrieron 3.5 km al oriente. Tienen un espesor aproximado de 300 m. El drenaje es incipiente, sin un patrón definido y con barrancos poco desarrollados, menores a 10 m.

Geoformas asociadas al relieve volcánico

1.10. Rampa piroclástica

Se trata de superficies ligeramente inclinadas con pendientes homogéneas ($< 15^\circ$) y con espesores considerables, compuestas por detritos volcánicos originados a partir de la destrucción parcial o total de un edificio volcánico o de la caída de material expulsado durante una explosión violenta; este material se dispone en los fondos de los valles o en las porciones distales de las laderas volcánicas formando estas estructuras (Cas y Wrigth, 1993; Lugo-Hubp, 2011).

Dentro del área cartografiada, se identificaron tres rampas piroclásticas, dos de ellas se localizan en el fondo de la Barranca Seca y una más en la Barranca Ojo Salado. La superficie que abarcan es variable, la más extensa se localiza en la barranca Ojo Salado y cubre un área de 0.43 km^2 , está limitada al sur por flujos de lava del Espolón de Oro y al norte por un flujo de lava de cono actual, su pendiente es de 8° . Las dimensiones de las rampas de la Barranca Seca varían de 0.095 km^2 – 0.18 km^2 siendo la de mayor tamaño la localizada al oriente, ambas están restringidas

por los flujos de lava del Pico de Orizaba y por los domos Chichimecos, sus pendientes varían entre 6° - 8°.

1.11. Terraza piroclástica

Se trata de superficies planas o poco inclinadas, generalmente estrechas y alargadas, delimitadas por cambios bruscos de pendiente (Lugo-Hubp, 2011). En este caso, se originaron por la acumulación intercalada de material piroclástico y depósitos de lahar, a manera de estratos. En la zona cartografiada se identificaron tres terrazas de este tipo, una de ellas se localiza en la Barranca Ojo Salado entre 3,520 - 3,411 msnm y las otras se encuentra en la Barranca Jamapa entre 3,970 – 3,760 y 3,333 – 3,221 msnm. Sus pendientes varían entre 3° - 12°, la terraza con mayor pendiente se localiza en la Barranca Jamapa cerca del edificio principal, donde la pendiente general del terreno empieza a incrementar, razón por la cual esta terraza presenta mayor inclinación.

En campo, fue posible corroborar el material que componen a estas geoformas. La terraza de la Barranca Ojo Salado cuenta con un espesor aproximado de 5.7 m y se distinguieron cinco estratos en un corte del depósito (Figura 4.6). El estrato más profundo se asocia a un depósito de lahar, que se compone de una matriz masiva con clastos > 50 cm. Le sigue una capa delgada de material piroclástico, al cual se sobrepone un paleosuelo, indicador de un posible periodo de estabilidad que permitió que el suelo se desarrollara. Después, se encuentra un depósito lahárico con clastos de ~10 cm asociado a un flujo de menor intensidad. Por último, se reconoce una ligera capa de suelo, sobre la cual ha crecido vegetación e incluso algunos árboles.



Figura 4.6. Corte de la terraza localizada en la barranca Ojo Salado, en la que se observa una secuencia de material piroclástico y de lahares.

1.12. Lóbulo piroclástico

Los lóbulos son formas del relieve alargadas y redondeadas, ligeramente convexas en perfil transversal (Lugo-Hubp, 2011). En este caso, se originaron por la acumulación de piroclastos y la posterior disección de los ríos, lo que causó que adoptaran una morfología lobular. En la zona cartografiada se distinguieron cuatro estructuras en el flanco noreste del cono del Pico de Orizaba entre 3,837 – 4,295 msnm. Sus dimensiones son muy parecidas, el de menor tamaño ocupa un área de 0.06 km² y el más grande abarca 0.1 km². El espesor de los lóbulos en las porciones más delgadas varía entre 3 - 5 m, y en la más gruesas varía entre 10 - 20 m. Su pendiente está definida por la inclinación del terreno preexistente, por lo que presentan pendientes alrededor de 20°, ya que se localizan en la porción distal del edificio principal donde la inclinación ya no es tan pronunciada.

1.13. Llano

Se trata de superficies subhorizontales, que se forman en espacios que no cubrieron los flujos de lavas o bien entre otras estructuras como domos o volcanes. Posteriormente estos espacios son cubiertos por piroclastos de los volcanes

adyacentes (Figuroa-García, 2016). En el área cartografiada, se distinguieron 3 llanos, uno de ellos entre los conos de los domos Chichimecos, uno más en las lavas de estos domos y el último en el contacto de los flujos de lava del Espolón de oro y las montañas sedimentarias.

1.14. Levée

Son diques de lava dispuestos en los flancos del flujo principal, que lo limitan a manera de bordes. Se originan por el enfriamiento diferencial de la lava, ya que los bordes pierden temperatura a una tasa más rápida que la parte central por lo que se endurecen y dejan de fluir mientras el centro continúa en movimiento (Scarth, 1994; Cas y Wrigth, 1993). También se pueden formar por el colapso de túneles de lava (Franco Ramos, 2005). Los levées generalmente se forman en la vida temprana de un flujo lava y se extienden a lo largo de casi todo el flujo (Harris y Rowland, 2015). Su presencia en las coladas de lava es indicio de su juventud, puesto que los procesos exógenos no han tenido el tiempo suficiente para erosionar por completo estas estructuras. En el área cartografiada, los levées se presentan en los flujos de lava del cono actual del Pico de Orizaba fechados entre 16,000 - 4,000 años A.P. y algunos de ellos alcanzan hasta 20 m de altura (Carrasco-Núñez, 2000).

1.15. Escarpe

Son laderas abruptas o a desplome, de una altura variable, que pueden formarse por distintas causas: tectónicas, por procesos exógenos, principalmente gravitacionales (Lugo-Hubp, 2011).

En la región cartografiada, estas geoformas se disponen en los límites laterales y frontales de los flujos de lava, se trata de laderas con fuerte pendiente ($> 45^\circ$). Su origen se relaciona con el enfriamiento que tienen las coladas al momento de detenerse (Gordillo-Reyna, 2018). En algunas paredes se han desarrollado pequeños taludes que cubren la base de estos escarpes.

En las laderas de las montañas sedimentarias localizadas al sureste de la zona cartográfica, también se reconocieron estas estructuras. Su origen se vincula principalmente a la disección de los ríos y alcanzan hasta 400 m de profundidad.

B) Sedimentario-tectónico

Las rocas sedimentarias se forman por la acumulación de sedimentos que conforme se depositan, los más próximos al fondo se compactan. Después, durante largos períodos de tiempo, los minerales depositados entre las partículas cementan estos sedimentos, formando una roca sólida. El sedimento tiene dos orígenes principales. El primero, consiste en material que se origina y transporta en forma de clastos sólidos derivados de la meteorización mecánica y química y que posteriormente se deposita, formando las *rocas sedimentarias detríticas*, como: lutitas, areniscas y conglomerados. La segunda fuente de sedimento es el material soluble producido en gran medida por meteorización química. Cuando estas sustancias disueltas son precipitadas mediante procesos orgánicos o inorgánicos, el material se conoce como sedimento químico y las rocas formadas a partir de él se denominan *rocas sedimentarias químicas*, tales como calizas y dolomías (Tarbuck y Lutgens, 2005). Las rocas que se encuentran en la zona de estudio corresponden a este último grupo y se trata principalmente de rocas calizas.

Muchas de las rocas en los continentes, incluidas aquellas en regiones montañosas estaban bajo el nivel del mar y más tarde fueron elevadas (Ollier, 1981). En torno a este tema se han desarrollado diferentes teorías, la más extendida plantea que la elevación vertical de las cadenas montañosas se explica como resultado de la compresión lateral de la corteza, por lo que el plegamiento de ésta y la formación de las montañas ocurren al mismo tiempo (Muñoz y Charrier 1996; Okaya *et al.* 1997).

1.16. Laderas de montañas de calizas

El basamento de rocas sedimentarias localizadas al oriente de la zona cartografiada forma parte la Sierra Madre Oriental, la cual, es producto del levantamiento y deformación de rocas principalmente mesozoicas, durante el evento que se conoce

como Orogenia Laramide, la cual, ocurrió entre 70 - 50 Ma y consiste en la deformación de la corteza por acortamiento, que afectó una franja muy amplia de la región occidental de Norteamérica. (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Ollier y Pain 2000; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012).

Dentro del área de estudio, la antigüedad del basamento ha permitido que se desarrolle un drenaje de configuración subdendrítica donde la red de los afluentes no es tan densa, pero los ríos principales han excavado barrancos hasta de 250 m profundidad. Además, es la única zona donde es posible distinguir circos fluviales tanto activos como inactivos, lo que da cuenta del potencial erosivo que tienen las corrientes fluviales en esta zona. La pendiente de las laderas es pronunciada ($> 45^\circ$), lo cual, ha favorecido la ocurrencia de procesos gravitacionales, como deslizamientos y caída de rocas. La altura que alcanzan estas montañas varía entre 80 – 660 m, cabe mencionar que están cubiertas por capas de tefra de algunos metros de espesor (Figura 4.7). En conjunto estas unidades abarcan una superficie de 27.8 km², es decir, casi una tercera parte de la superficie cartografiada.

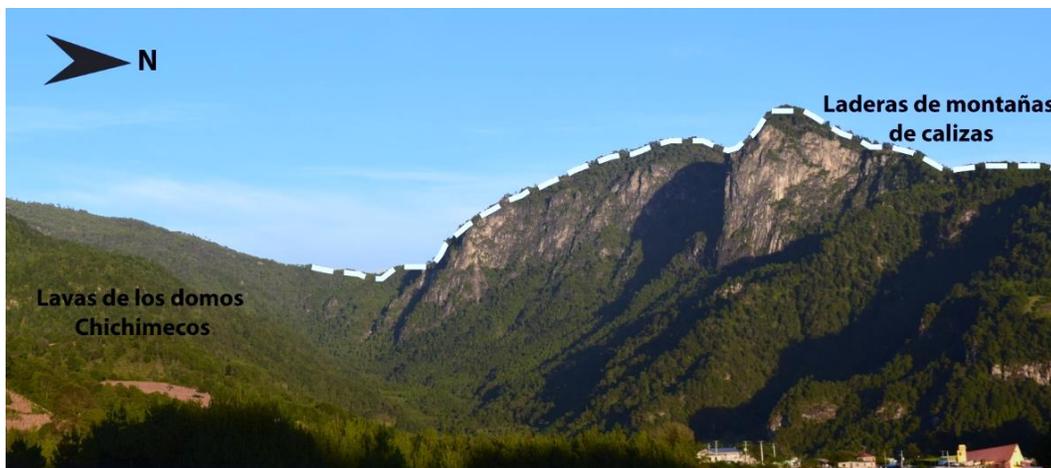


Figura 4.7. La línea discontinua de limita las laderas de montañas de caliza que se ubican al norte de las lavas de los domos Chichimecos (diciembre 2018).

II. Relieve endógeno modelado

En esta categoría se agrupan las formas del relieve de origen endógeno que han perdido su morfología original por la acción de los procesos exógenos (erosión-acumulación) (Simonov, 1985).

2.1. Relicto de volcán con cráter abierto

Dentro de la zona de estudio, sólo se identificó una estructura de este tipo, localizada al noreste del cráter actual, a 4,820 m de altitud. Este volcán se formó durante el periodo eruptivo de alguno de los volcanes ancestrales del Pico de Orizaba y por la altitud a la que se encuentra ha sido modelado principalmente por la acción erosiva de los glaciares del Cuaternario. Presenta un cráter en forma de herradura que abre hacia el oeste.

2.2. Domos antiguos

Se refiere a dos domos localizados alrededor de los 4,000 msnm al norte del volcán Pico de Orizaba, emplazados de manera lineal, en dirección suroeste-noreste, que forman parte de la ladera occidental de la Barranca Jamapa. Presentan laderas con una fuerte inclinación (40°) como consecuencia de la erosión que dejó a su paso el glaciar Jamapa. Sus diámetros en el eje mayor varían entre 811 - 938 m, donde el localizado al sur es el que tiene mayor dimensión. La edad de estas rocas de acuerdo con Carrasco Núñez, (2000) se estima entre 0.65 – 0.34 Ma.

Por otra parte, al sureste de cráter actual, se localizan dos domos de menor dimensión formados durante la etapa de algún paleovolcán del Pico de Orizaba. Se disponen de manera lineal con una dirección noroeste-sureste, a 4,700 m de altitud. Sus dimensiones son menores a la de los anteriores, en su eje mayor miden 501 m y 430 m.

2.3. Coladas de lava asociadas a relictos de volcanes con cráter abierto

Se localizan en la porción noreste del volcán Pico de Orizaba, con una dirección oeste-este. Presentan una fuerte inclinación por la disposición del relieve preexistente, siendo mayor en la zona proximal. La acción erosiva de los glaciares ha modelado el límite norte de los flujos, dejando pendientes abruptas ($>45^\circ$) a lo que se suma una incipiente erosión fluvial. Estos flujos de lava también han sido manteados por material de caída que disimula su morfología original y dificulta reconocer sus límites al este y al sur.

2.4. Coladas de lava asociadas a domos antiguos

Estas coladas de lava conforman la mayor parte de la ladera oeste de la barranca Jamapa, se extienden hasta los 3,100 msnm dentro de la zona cartografiada, y presentan un fuerte modelado por la acción de los glaciares del Cuaternario por lo que sus laderas son muy escarpadas. En el límite occidental de estas coladas se distinguen dos circos glaciares bien definidos, que son disectados por corrientes fluviales y forman barrancos de más de 10 m. Esos flujos de lava tienen un espesor de hasta 870 m.

En cuanto a las lavas asociadas a los domos del sureste es difícil, identificarlas a causa de la intensa erosión a la que han estado expuestas y a las capas de piroclastos que las cubren, no obstante, se identificaron pequeños flujos de lava que no se extienden a más de 400 m de su foco de emisión.

III. Relieve exógeno

En este apartado se agrupan las morfologías resultantes de los procesos modeladores del relieve (erosión y acumulación), los cuales, están condicionados por la litología, la fuerza de gravedad, así como el clima y factores antrópicos (Lugo-Hubp, 1988).

A) *Erosivo fluvial*

Este grupo incluye las formas de relieve originadas por la acción erosiva de los ríos, la cual, conduce a la formación de valles. La erosión fluvial consiste en la destrucción mecánica de las rocas por la fuerza de la corriente, en el lavado y laminación del fondo del valle y en la alteración química de las rocas. La erosión fluvial puede ser *vertical*, porque profundiza el valle y *lateral* porque conduce a la ampliación del valle en su fondo (Lugo-Hubp, 2011).

Barrancos

Los barrancos son formas negativas del relieve con fondo plano o cóncavo, equivalente a una depresión estrecha y alargada. Se originan por la acción erosiva

del agua, sin influencia principal de otros procesos exógenos (Lugo-Hubp, 2011; Pedraza, 1996).

Los barrancos en su conjunto pueden desarrollar patrones de drenaje que se disponen en función de la pendiente del terreno, la geología, así como la expresión superficial de la tectónica, y la desigual resistencia de las rocas (Guerra-Peña, 2003). En la región cartografiada se identificaron tres patrones de drenaje:

Subdendrítico: Constituye una modificación de la configuración dendrítica que se diferencia por una menor densidad de cauces y que muestra un menor control de la pendiente sobre los ríos tributarios. En la zona de estudio estas configuraciones se identificaron en las montañas sedimentarias, donde los ríos han excavado barrancos mayores a 10 m de profundidad.

Subparalelo: Es una modificación del paralelo y consiste en una corriente principal, con afluentes que se no han desarrollado por localizarse en laderas con pendientes muy abruptas, pero que su disposición respecto al cauce principal es paralela. Dentro de la zona de cartografiada, estas configuraciones se encuentran principalmente entre los contactos de lavas y se ramifican en afluentes cortos que fluyen desde las laderas.

Radial: Este patrón se refiere a las configuraciones de drenaje donde las corrientes fluviales están dispuestas como los rayos de una rueda en relación con un punto central, que con frecuencia se asocia a cerros aislados. En la zona de estudio esta configuración responde a la morfología cónica de los domos, en particular los Chichimecos, pero también es posible distinguirla en la porción cartografiada del cono del Pico de Orizaba.

Por otra parte, los barrancos se clasificaron de acuerdo con su profundidad:

3.1. Barrancos < 10 m

Este grupo abarca los cauces en los que apenas inicia la erosión fluvial. Estas formas menores del relieve erosivo fluvial se conocen como cárcavas y su profundidad varía de 30-40 cm a cerca de 10 m (Lugo-Hubp, 2011). En la zona de

estudio es posible encontrarlos cerca de los parteaguas o en laderas muy inclinadas, por lo que suelen tener un intenso poder erosivo. En general son corrientes cortas y efímeras, que funcionan como afluentes de las corrientes principales.

3.2. Barrancos > 10 m

Estos valles se localizan entre contactos geomorfológicos, en particular entre coladas de lava, aunque también se identificaron en las montañas sedimentarias. En planta son rectilíneos, mientras que en perfil son angostos, con flancos abruptos y asimétricos. Su profundidad está definida por su antigüedad y a que reciben el aporte de diferentes afluentes que incrementan su poder erosivo, por lo que llegan a medir cientos de metros en la vertical. No obstante, cuando los barrancos se desarrollaron en fronteras geomorfológicas la profundidad no sólo está determinada por la incisión fluvial, sino por el contacto entre las geoformas.

Circos fluviales

Son morfologías cóncavas, a manera de anfiteatro, de diferentes dimensiones, con laderas escarpadas, que se originan en las cabeceras de algunos ríos y funcionan como zonas de captación pluvial. Se desarrollan en dirección a las cimas (erosión remontante), por lo que su presencia es evidencia de una intensa erosión fluvial. La evolución de estas estructuras depende de diferentes factores como el tipo de roca, inclinación, altitud, estructuras disyuntivas y la cobertura vegetal (Alvarado, 2003; Franco-Ramos, 2005). En función de esta última, se reconocieron dos tipos de circos en el área de estudio: activos e inactivos.

3.3. Circos activos

La dinámica fluvial llega a ser tan intensa, que existe una constante remoción de materiales, de modo que se integran nuevas áreas al circo y se reducen las superficies interfluviales. Esta situación impide el desarrollo de vegetación, lo cual, incrementa la susceptibilidad de estos territorios a presentar procesos de remoción en masa.

Dentro de la zona de estudio, estas morfologías se restringen a la porción oriental de las laderas de montañas sedimentarias. Se identificaron solamente tres circos activos en laderas con fuerte inclinación. A pesar de la cobertura vegetal que presentan estas superficies, es evidente la incisión de los ríos y el acarreo de materiales que se depositan al pie de la ladera.

3.4. Circos inactivos

En los circos de erosión inactivos, las laderas interiores son menos inclinadas, ya que han alcanzado su ángulo de equilibrio. Al disminuir la pendiente, la erosión fluvial se atenúa, así como los procesos gravitacionales, favoreciendo el crecimiento de la cubierta vegetal.

En la zona de estudio se distinguieron estas estructuras con dimensiones variables desde cientos de metros hasta algunos kilómetros, principalmente en las laderas de montañas sedimentarias.

B) Acumulativo fluvial

Este apartado incluye las formas del relieve originadas por la deposición de materiales cuando las corrientes fluviales pierden su capacidad erosiva y de transporte por la disminución de la inclinación del terreno. La velocidad de la sedimentación está en función del tamaño de la partícula, de modo que la fracción de partículas más gruesas en movimiento se deposita primero y a medida que la velocidad del flujo disminuye, se depositan las más finas (Knighton, 1998).

3.5. Abanicos aluviales

Son depósitos de sedimentos que se acumulan en la superficie de menor inclinación de un frente montañoso o en la parte interna de una zona montañoso donde se amplía el relieve (Bull, 1997). Se forman por la remoción de detritos provenientes de las montañas por una corriente fluvial, que al encontrar un cambio repentino de pendiente son depositados y se extienden sobre la superficie al no tener obstáculos que detengan su avance. Los abanicos tienen una inclinación que va de 2° a 25° y una longitud limitada menor a 10 km (Blair y McPherson, 1994).

En la zona de estudio se identificaron estas estructuras en el frente montañoso sedimentario. Se formaron por el aporte de sedimentos acarreados por las corrientes fluviales que inician en los circos fluviales activos que se encuentran en esa zona y por los materiales volcánicos provenientes del Pico de Orizaba transportados por el río de la barranca Seca. Aunque es difícil reconocer el límite entre uno y otro, se identificaron tres abanicos.

Al suroeste de la región cartografiada, a 4,013 msnm se identificó otro abanico aluvial, formado en un llano entre coladas de lava, las cuales, limitan la expansión de los sedimentos. Se compone de materiales de origen volcánico, principalmente piroclastos, acarreados por las efímeras corrientes fluviales que nacen en el cono del Pico de Orizaba.

3.6. Terrazas fluviales

Son superficies planas, débilmente inclinadas, generalmente estrechas y alargadas, se componen de un rellano y un escarpe (Gutiérrez-Elorza, 2008; Lugo-Hubp, 2011). La formación de las terrazas fluviales tiene dos etapas básicas: en la primera hay un ensanchamiento lateral del cauce formando una llanura, en la siguiente etapa el río concentra su acción erosiva vertical y excava un nuevo cauce dejando colgada la llanura primitiva (Pedraza, 1996). En ambientes volcánicos es común que las terrazas se formen por los depósitos de lahares, pero en este caso las terrazas están compuestas principalmente por material aluvial.

En la zona de estudio se reconocieron seis terrazas fluviales, con diferentes dimensiones. La anchura de todas las terrazas varía de 24 m hasta 447 m y la longitud va de 235 m a 1395 m. Una de ellas se localiza al sur de la Barranca Seca, en la Barranca El minero, la cual, está entre el límite de las montañas sedimentarias y las coladas de lava pertenecientes al paleovolcán “Espolón de Oro”, por tal razón el material que las compone es de origen volcánico y sedimentario. El material que compone al resto de las terrazas es del mismo origen, pero proveniente de diferentes estructuras, puesto que se localizan al norte de la zona de estudio, en la barranca del río Tliapia.

C) *Erosivo glacial*

En este apartado se explican las morfologías originadas por el desplazamiento de las masas de hielo sobre la superficie rocosa, cuya dinámica acciona el transporte y posterior acumulación de material. La acción erosiva de los glaciares sobre los lechos es realizada por dos procesos: *abrasión* y *sobreexcavación*: La *abrasión glacial* es la acción de desgaste o pulido realizada por el paso del hielo sobre su base rocosa y aunque puede ser efectuada por la masa glacial, alcanza verdadero impacto cuando está cargada en su fondo de partículas sólidas. La *sobreexcavación*, por su parte, es la acción de movilización y desalojo de fragmentos de medio o gran calibre que los glaciares realizan sobre su lecho, tendiendo a profundizarlo (Muñoz-Jiménez, 2000).

3.7. Circos glaciares

Son depresiones semicirculares dominadas por laderas abruptas y que están o han estado ocupadas por masas de hielo. Las paredes suelen estar fragmentadas a diferencia de la superficie basal, que por lo general está suavizada y presenta formas menores de erosión (Gutiérrez-Elorza, 2008).

En la zona cartografiada se identificaron tres circos glaciares bien definidos alrededor de los 4,000 msnm. No obstante, también se reconocieron otras formas asociadas a la dinámica erosiva glacial, como laderas que fueron modeladas por el avance de las masas de hielo y presentan estrías, pulimientos, arranques y crestas. Estas laderas se disponen de forma discontinua y en algunos casos sólo se pudo reconocer el modelado glacial en una de las laderas del valle, debido a que la actividad volcánica reciente ha cubierto o modificado estas geoformas (Figura 4.8).



Figura 4.8. Ladera sur de la barranca Seca que presenta modelado glaciar (diciembre, 2018).

D) Acumulativo glaciar

Este apartado abarca las formas del relieve que se originaron por la acumulación de detritos que fueron transportados por masas de hielo en los periodos de avance y retroceso glaciar. Todas las acumulaciones presentan diferentes morfologías dependiendo de la dinámica glaciar, de su posición respecto las masas de hielo y de los procesos que las originaron (Gutiérrez-Elorza, 2008). En la zona de estudio sólo se reconoció una morfología de este tipo: morrenas.

3.8. Morrenas

Las morrenas son un conjunto de detritos rocosos transportados y depositados por un glaciar. Su composición es heterogénea, incluye desde material grueso (bloques angulosos) hasta arcillas, mal clasificados (Lugo-Hubp, 2011). De acuerdo con la posición que ocupan respecto al glaciar, se pueden clasificar en morrenas terminales, laterales y centrales. Las dos primeras indican la posición de avance y retirada de las masas de hielo, mientras que las centrales, se originan por la unión de morrenas laterales de dos glaciares confluentes (Summerfield, 1991)

En la vertiente norte del cono del Pico de Orizaba se identificaron cuatro morrenas que se disponen a manera de cordones, en dirección de la pendiente, una de ellas está adosada a las márgenes del valle y el resto se encuentran de manera independiente. Se localizan entre los 4,500-4,600 msnm, indicando el avance

glaciar durante la Pequeña Edad de Hielo (LIA, por sus siglas en inglés) (Heine, 1983). Se han identificado morrenas asociadas a los avances glaciares de 20,000, 12,000 y 8,000 años A.P, sin embargo, aún las morrenas más jóvenes (<8,000 años) no es posible reconocerlas con facilidad debido a la actividad volcánica del Pico de Orizaba que cubrió con tefras y flujos piroclásticos dichas estructuras.

E) Erosivo gravitacional

Este apartado incluye las morfologías que se originaron por la remoción de rocas y detritos en laderas escarpadas por la fuerza de gravedad con o sin una superficie de deslizamiento. Los tipos de procesos de remoción son: caída de rocas, deslizamientos, desprendimientos, avalanchas, etc. (Selby, 1993) Las propiedades de los materiales formadores de una ladera influyen fuertemente en los procesos que determinan su morfología y evolución, de modo que, la erosión está en función de los materiales que componen una ladera (Bierman y Montgomery, 2014).

3.9. Corona de deslizamiento

Es la porción superior de un deslizamiento, es decir, donde inicia. En perfil está representada por un escarpe pronunciado, mientras que, en planta se distingue por una forma de media luna o arco (Varnes, 1978). En el área cartografiada se identificaron 10 coronas con dimensiones variables entre 0.002 km^2 – 0.1 km^2 . Las de mayor tamaño se localizan en las laderas de las montañas sedimentarias, y las de menor dimensión se encuentran en la ladera norte de la barranca Seca, que forma parte de los flujos de lava de los domos Chichimecos (Figura 4.9).



Figura 4.9. Corona de deslizamiento en la ladera norte de la barranca Seca a 3,475 msnm. Nótese las evidencias de un incendio que pudo promover el deslizamiento (diciembre, 2018).

3.10. Superficie de deslizamiento

Es el plano formado entre el límite del material desplazado y aquel que no ha sido movilizado. La superficie de deslizamiento define el tipo de deslizamiento, así, las superficies cóncavas se asocian a deslizamientos rotacionales y las superficies semiplanas a los movimientos traslacionales (Alcántara, 2000). En el área de estudio se reconocieron 5 deslizamientos de tipo rotacional en las laderas de las montañas sedimentarias y 4 de tipo traslacional en la ladera norte de la barranca Seca. No obstante, cabe señalar que en el trabajo de campo se identificaron deslizamientos rotacionales en la misma ladera a ~2,800 msnm, que no fue posible cartografiar por el tamaño de la escala.

F) Acumulativo gravitacional

Abarca las formas del relieve originadas por la acumulación de detritos que fueron removidos de las laderas y se depositaron al pie de éstas.

3.11. Lóbulo de depositación

Son formas del relieve alargadas y redondeadas, ligeramente convexas en perfil transversal (Lugo-Hubp, 2011), compuestas por detritos que fueron removidos de las laderas por la fuerza de gravedad.

La superficie que abarcan los lóbulos en el área cartografiada es variable desde 0.003 hasta 0.2 km². Los lóbulos de depositación que se localizan al pie de la ladera norte de la barranca Seca han sido modificados por el acarreo constante de materiales por las corrientes fluviales, lo cual, dificulta reconocerlos (Figura 4.10). Por el contrario, los lóbulos localizados en las laderas sedimentarias se encuentran estables debido a la vegetación que los ha cubierto.



Figura 4.10. Lóbulo de depositación en la ladera norte de la barranca Seca a 3520 msnm (abril, 2018)

3.12. Talud de derrubios

Son superficies inclinadas del terreno, que tienen un ángulo natural de reposo (30-38°) y se desarrollan a lo largo del pie de laderas abruptas. Los perfiles de los taludes son rectos en las porciones superiores y cóncavos pendiente abajo, aunque algunos son completamente rectos. El tamaño de los detritos en la superficie aumenta logarítmicamente pendiente abajo, es decir los detritos más grandes se localizan cerca de la base (Trenhaile, 2010).

En la zona de estudio se reconocieron tres taludes, el primero en la ladera oriental de la barranca Jamapa que ha sido modelada por la erosión glaciaria, lo cual, le ha conferido una pendiente abrupta y ha favorecido la remoción de detritos. El siguiente talud se localiza al pie de las laderas norte de los domos Chichimecos y el último en una ladera de las montañas sedimentarias. La estabilidad de estas dos últimas superficies ha permitido el desarrollo de vegetación.

Símbolos complementarios

Ápice de abanico aluvial

Es el punto en el que la corriente emerge de las montañas y los depósitos aluviales se dispersan desde este punto en forma de cono (Huggett, 2003). Cuando el frente de la montaña es recto, es fácil distinguir el ápice (Guitierrez-Elorza-2008).

En el sitio de estudio se distinguieron cuatro ápices, tres de ellos localizados en el frente de las montañas sedimentarias y el otro a 4,013 msnm al suroeste del área cartografiada.

4.2. Dendrocronología

A partir de las especies analizadas en esta investigación se realizaron tres cronologías de referencia, correspondientes a cada una de las especies y cuya validación del fechado se realizó con el software COFECHA ($P < 0,01$). En el caso de *Pinus patula* se usaron 15 series que obtuvieron 0.452 de correlación. La cronología de *Pinus hartwegii* se realizó con 15 árboles, que arrojaron una correlación de 0.509. Por último, la cronología de *Abies religiosa* se construyó a partir de 24 series que tuvieron una correlación de 0.626. (Figura 4.11). De este modo, se muestra que el fechado de las tres series es correcto, ya que los valores de intercorrelación están por arriba del mínimo de significancia (0.32, $P < 0,01$) que establece COFECHA. En general, las tres cronologías son cortas, esto se debe a que la tala de árboles en la zona de estudio ha eliminado a los individuos longevos dejando sólo árboles jóvenes, de los cuales se tomaron las muestras. La cronología más extensa fue la de *Pinus hartwegii*, que abarca 68 años, desde 1951 hasta el 2018.

```

*****
*C* Number of dated series      15 *C*
*O* Master series 1976 2017    42 yrs *O*
*F* Total rings in all series   474 *F*
*E* Total dated rings checked   471 *E*
*C* Series intercorrelation     .452 *C*
*H* Average mean sensitivity    .410 *H*
*A* Segments, possible problems  6 *A*
*** Mean length of series       31.6 ***
*****
                               Pinus patula

*****
*C* Number of dated series      15 *C*
*O* Master series 1951 2018    68 yrs *O*
*F* Total rings in all series   841 *F*
*E* Total dated rings checked   840 *E*
*C* Series intercorrelation     .509 *C*
*H* Average mean sensitivity    .346 *H*
*A* Segments, possible problems  0 *A*
*** Mean length of series       56.1 ***
*****
                               Pinus hartwegii

*****
*C* Number of dated series      24 *C*
*O* Master series 1956 2018    63 yrs *O*
*F* Total rings in all series   770 *F*
*E* Total dated rings checked   762 *E*
*C* Series intercorrelation     .626 *C*
*H* Average mean sensitivity    .262 *H*
*A* Segments, possible problems  0 *A*
*** Mean length of series       32.1 ***
*****
                               Abies religiosa

```

Figura 4.11. Datos de salida del software COFECHA de las tres especies analizadas.

Los datos arrojados por COFECHA señalan que *Abies religiosa* es la especie con mayor correlación entre sus series. Se trata de una especie que presentó anillos bien definidos y que casi no tuvo problemas de crecimiento como anillos falsos o perdidos. Por otra parte, el fechado de *Pinus patula* resultó complicado debido al importante número de anillos falsos que forma esta conífera. A lo anterior se suma que todas las muestras usadas para construir esta cronología presentan disturbios en sus anillos de crecimiento por procesos geomorfológicos. (Figura 4.12 A). En contraste, *Pinus hartwegii* presentó muchos anillos perdidos, los cuales se identificaron a partir del cofechado con muestras de otros árboles y principalmente con las cuñas, ya que proporcionan más información (Figura 4.12 B).

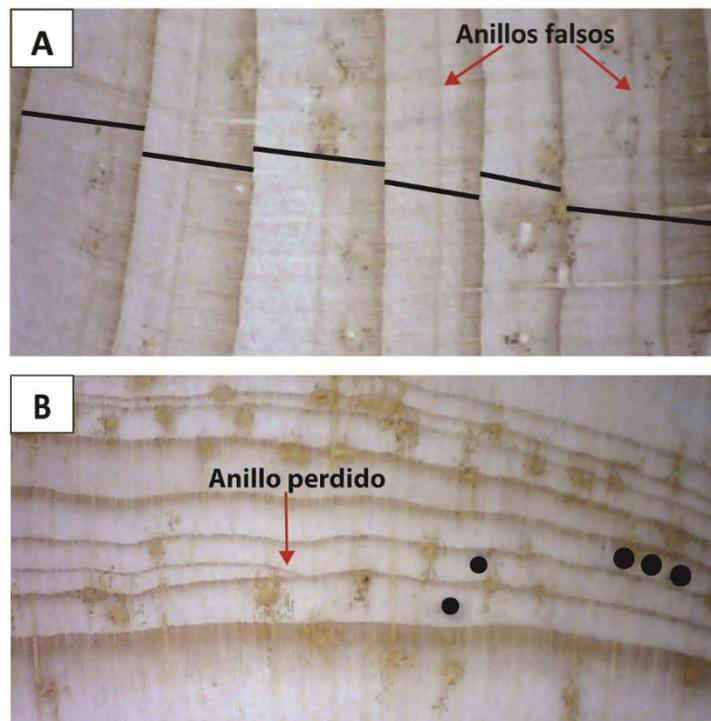


Figura 4.12. Dificultades que presentan las especies para el fechado. (A) Se observa una muestra de *Pinus patula* en la que todos los años formaron anillos falsos. Las líneas negras indican un anillo completo. (B) Cuña de *Pinus hartwegii* en donde se aprecia en donde desaparece el anillo de 1998. En el prefechado, los anillos perdidos se registran con dos puntos desfasados. Los tres puntos negros indican el año 2000.

Por otra parte, fue común observar una gran diversidad de edades entre los árboles de un rodal, por lo que los crecimientos de sus anillos presentaron una importante variabilidad, aún en los mismos periodos de tiempo. Lo anterior se debe a la disminución del ancho del anillo por efecto de la edad (los primeros anillos son anchos y los últimos son estrechos). En este sentido, las series de crecimiento de las tres coníferas analizadas en esta investigación se trataron con ayuda del programa ARSTAN, el cual elimina las tendencias en dichas series, mediante la fijación de modelos matemáticos, para finalmente derivar en índices, que son generados mediante la estandarización o normalización de las series. El proceso de estandarización permite aplicar la mejor curva de ajuste a cada una de las series de crecimiento, con lo que se homogeniza la variabilidad entre muestras, se elimina el ruido debido al efecto de la edad y se maximiza la señal climática (Villanueva-Díaz, *et al.*, 2010).

El resultado de este proceso fue la obtención de gráficas del Índice de Ancho de Anillo (IAA) para cada especie (Figura 4.13). Los años por arriba de la media (valor 1) se asocian a periodos húmedos, mientras que los años por debajo de la media, pueden representar temporadas de sequía. El análisis de los tres índices permitió identificar los años húmedos y secos de la zona de estudio. Así, los periodos húmedos son: 1957-1960, 1981-1986 y 2015-2018, mientras que los periodos secos abarcan: 1955-1958, 1970-1977, 1998-2004 y 2013-2015. Esta información, empata bien con los datos de la estación climatológica de Coscomatepec que tiene registros desde 1947 hasta el 2007. Es posible encontrar una clara correspondencia entre el ancho de los anillos y la precipitación acumulada anual de dicha estación (CNA-SMN, 2018).

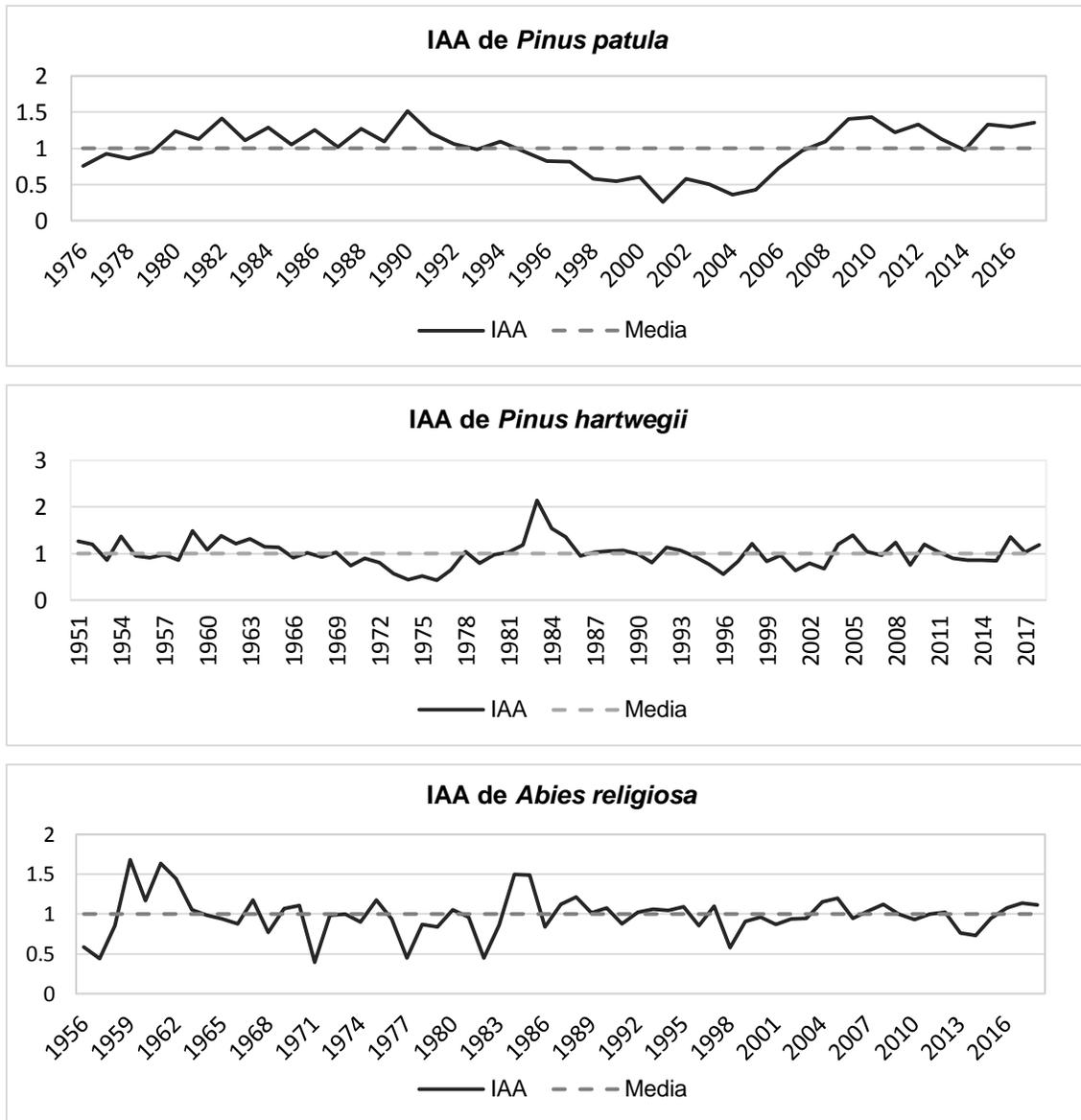


Figura 4.13. Índice de Ancho de Anillo de las tres especies analizadas donde se pueden identificar los periodos húmedos y secos en la barranca Seca.

Al sobreponer el IAA de las tres coníferas se observa un patrón general en las fluctuaciones de las curvas. Sin embargo, cabe señalar que las curvas de *Abies religiosa* y *Pinus hartwegii*, presentan mayor coincidencia, lo cual se puede asociar a los disturbios en las muestras de *Pinus patula* y a que las series de esta especie cubren menos años (Figura 4.14). Además, al comparar las curvas anteriores con las anomalías de precipitación de la estación climatológica Coscomatepec, es

posible observar que el IAA de las tres especies coincide de manera general con la curva de la precipitación, aunque presenta mejor relación con *Pinus hartwegii*. Los años donde convergen los anillos estrechos y la disminución de la precipitación son: 1953, 1960, 1962, 1966, 1982, 1999, 2001, 2003.

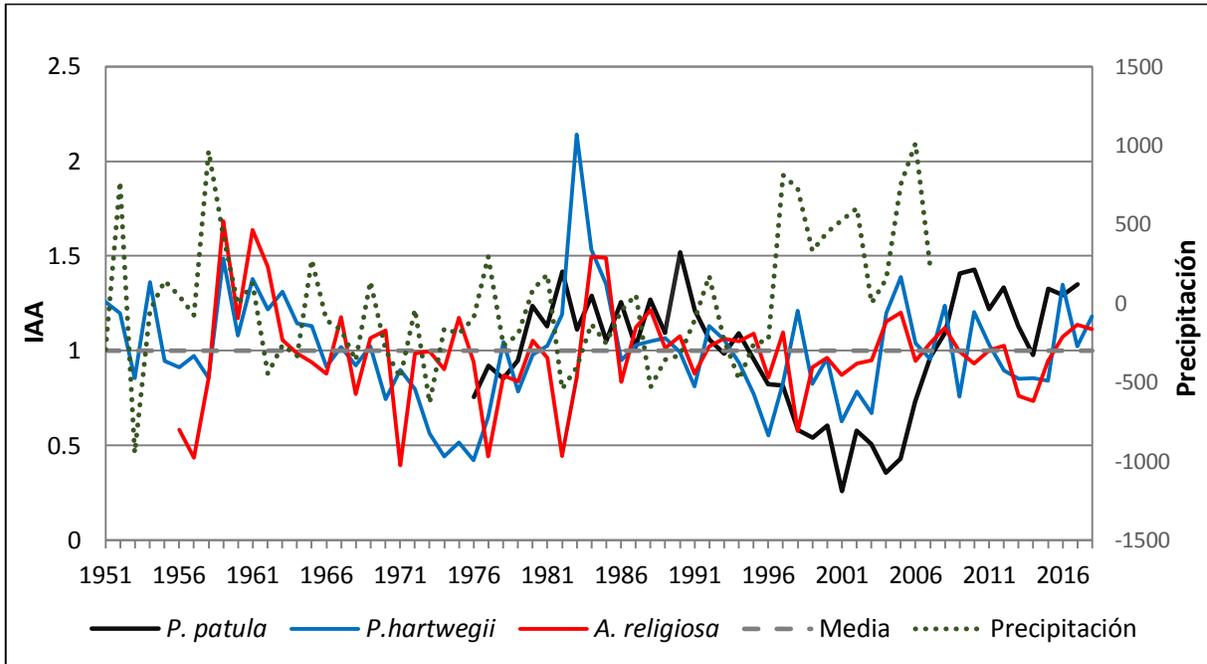


Figura 4.14. El IAA de las tres coníferas analizadas, donde se puede observar una coincidencia general en las fluctuaciones de las curvas, principalmente entre *Pinus hartwegii* y *Abies religiosa*. La línea punteada indica las anomalías de precipitación de la estación Coscomatepec.

Construir el IAA de anillo fue importante en esta investigación no sólo porque proporciona una cronología de referencia para la zona de estudio, sino que también es una base para la reconstrucción de procesos geomorfológicos, al asociar los disturbios identificados en los anillos de los árboles por procesos de remoción en masa y lahares con periodos de intensa precipitación, la cual puede ser el detonador de dichos procesos.

4.3. Dendrogeomorfología

El número de disturbios asociados a procesos de remoción en masa y a lahares en las barrancas Seca y Ojo salado fueron en total 99, de los cuales 49 corresponden a TRD, 27 a impactos, 10 a realces en crecimiento, 6 a crecimiento suprimido, 3 a

crecimiento excéntrico, 3 a madera de compresión, y 1 a tejido calloso. Los árboles de *Abies religiosa*, fueron los únicos que formaron TRD.

4.3.1. Reconstrucción espacio-temporal de procesos de remoción en masa

Las laderas de la barranca Seca están compuestas por coladas de lava del Pico de Orizaba y de los domos Chicimencos, así como por el basamento de rocas calizas. Su fuerte inclinación ($>45^\circ$), ha favorecido la ocurrencia de procesos gravitacionales a lo largo de la barranca. A ~2,800 msnm se encuentra un deslizamiento de tipo rotacional en donde la estabilidad del depósito ha permitido el crecimiento de árboles, los cuales se usaron para analizar dicho proceso.

La edad de estos árboles permitió definir una edad mínima para el deslizamiento, para ello se calibraron las muestras agregando los anillos faltantes hasta la médula, y los faltantes hasta la altura del árbol donde se tomó la muestra (Ver Anexo 2.1). El árbol más longevo del depósito tiene una edad de 57 años (1960 anillo más interno), de modo que la edad mínima para este deslizamiento se estima en esos años. A partir de lo anterior se puede deducir que este depósito alcanzó un periodo de estabilidad en 1960.

Además, los árboles ubicados en este depósito presentan disturbios por el impacto de rocas que han caído a causa del retroceso de la corona de deslizamiento. A partir de la distribución de los árboles afectados y de la frecuencia de los eventos se puede decir que la zona más dinámica se localiza en el sector occidental del depósito (Figura 4.15). Los árboles ubicados en esa porción son los que registran mayor número de caída de rocas y coinciden en algunos casos con los que se presentan en otros árboles del depósito. Los eventos que destacan por el número de árboles que los registran y el número de disturbios que presentan son: 1995, 2000, 2002, 2011 y 2014.

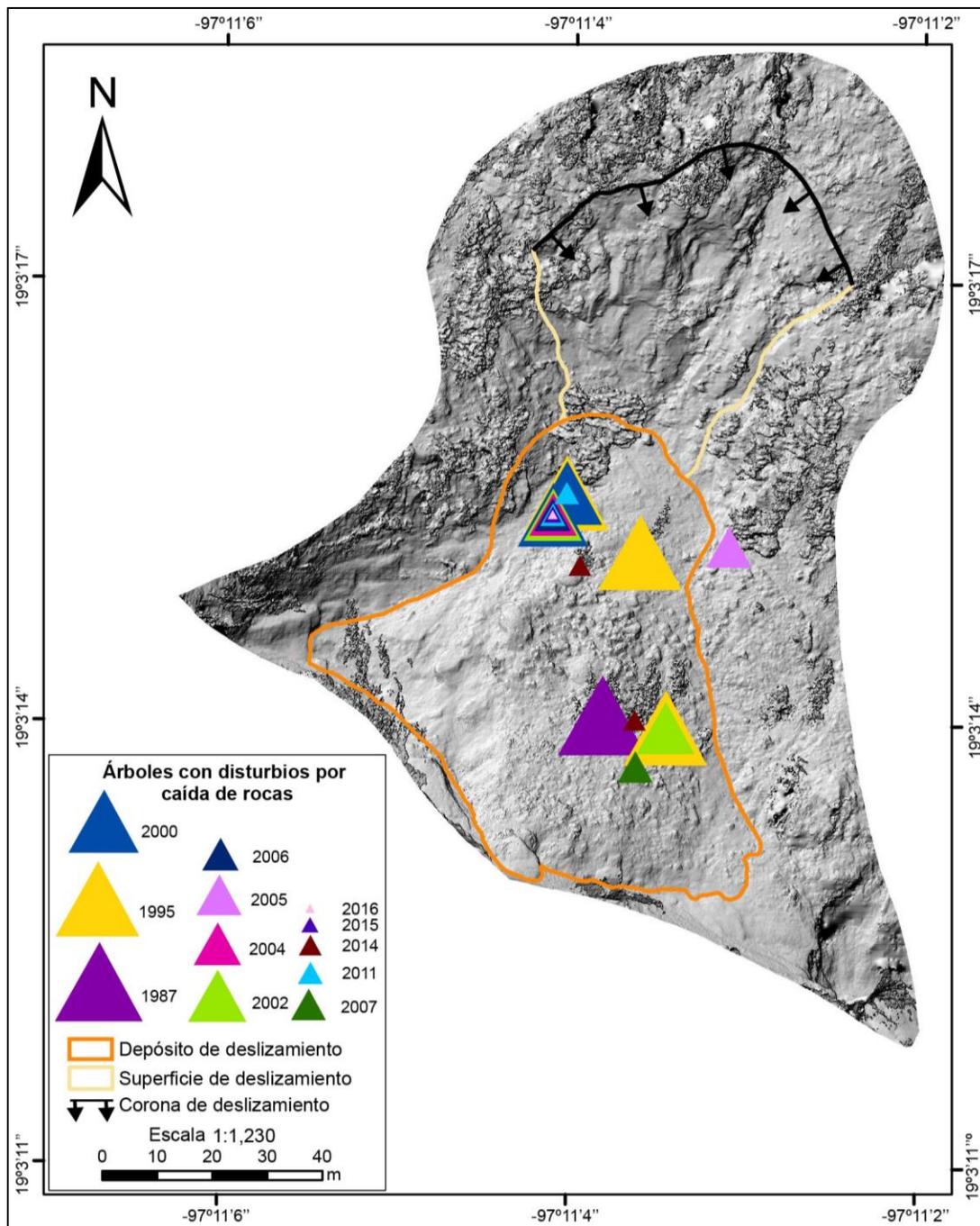


Figura 4.15. Modelo sombreado y distribución espacial de los árboles afectados por caída de rocas en un deslizamiento localizado a ~2800 msnm en la Barranca Seca. El tamaño de los triángulos está en función de la antigüedad de los eventos, mientras más antiguo mas grande. Las coordenadas son aproximadas ya que la toma de las imágenes con el dron fue oblicua.

Asimismo, entre 3,444 – 3,417 msnm se identificaron otros árboles afectados por procesos de remoción en masa en la ladera sur de la Barranca Seca (Figura 4.16). En la porción occidental del mapa se localizan dos árboles en el depósito de un

deslizamiento antiguo que presentan TRD y tejidos callosos, disturbios que se asocian principalmente a impactos, por lo que se puede asumir que estos árboles fueron afectados por la caída de rocas. Por otra parte, en el sector oriental se encuentra un deslizamiento de tipo traslacional en el cual aún es posible reconocer la corona, esto podría hablar de la juventud de este proceso, supuesto que se afirma con la edad de los árboles muestreados en el depósito que va de 6 a 31 años. La inestabilidad del material del depósito ha permitido que se desarrollen deslizamientos posteriores de menor dimensión que también han impactado, sepultado e inclinado a los árboles. (Figura 4.17).

Los años que presentan evento por algún proceso gravitacional en más de un árbol, en este sector altitudinal (3,444 – 3,417 msnm) de la Barranca Seca y registran mayor número de disturbios son: 2000, 2001 y 2017.

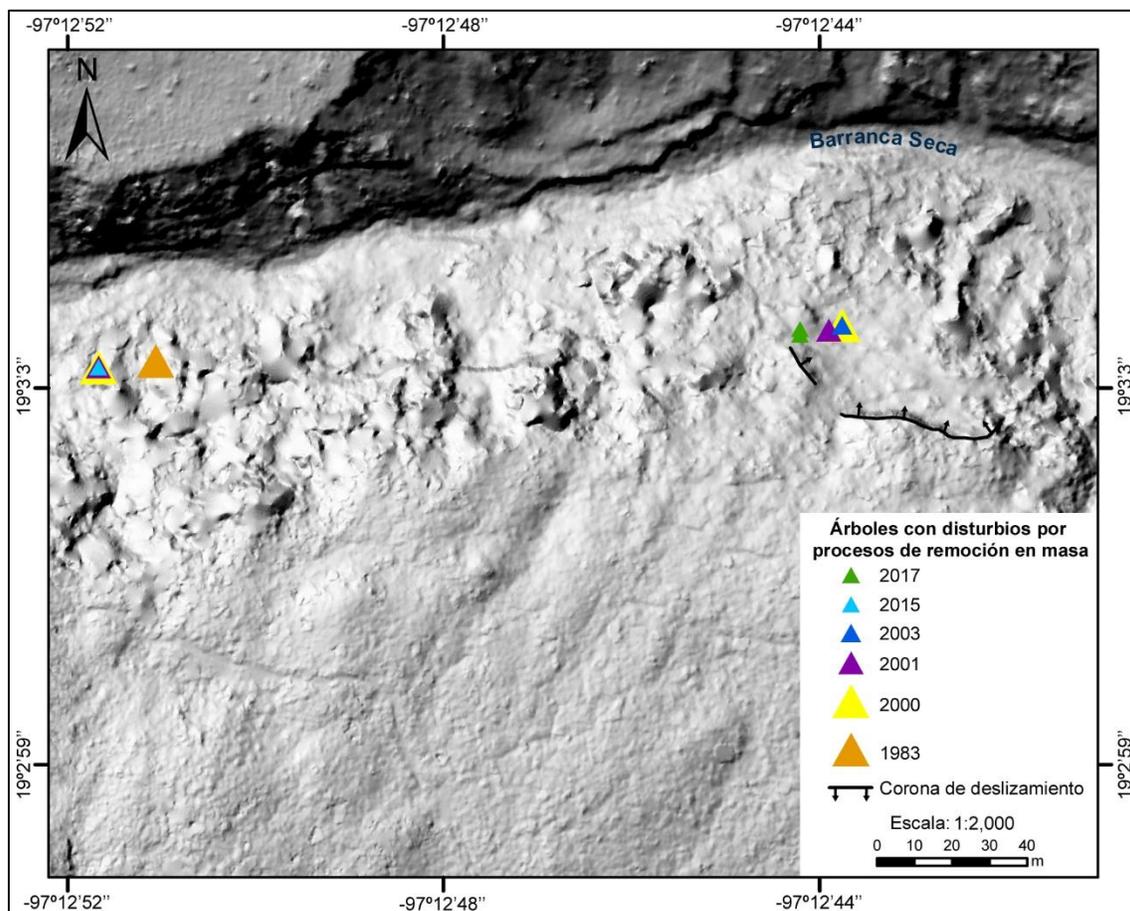


Figura 4.16. Modelo sombreado y distribución de los árboles afectados por procesos gravitacionales (deslizamientos y caída de rocas) en la Barranca Seca entre 3,444 – 3,417 msnm.



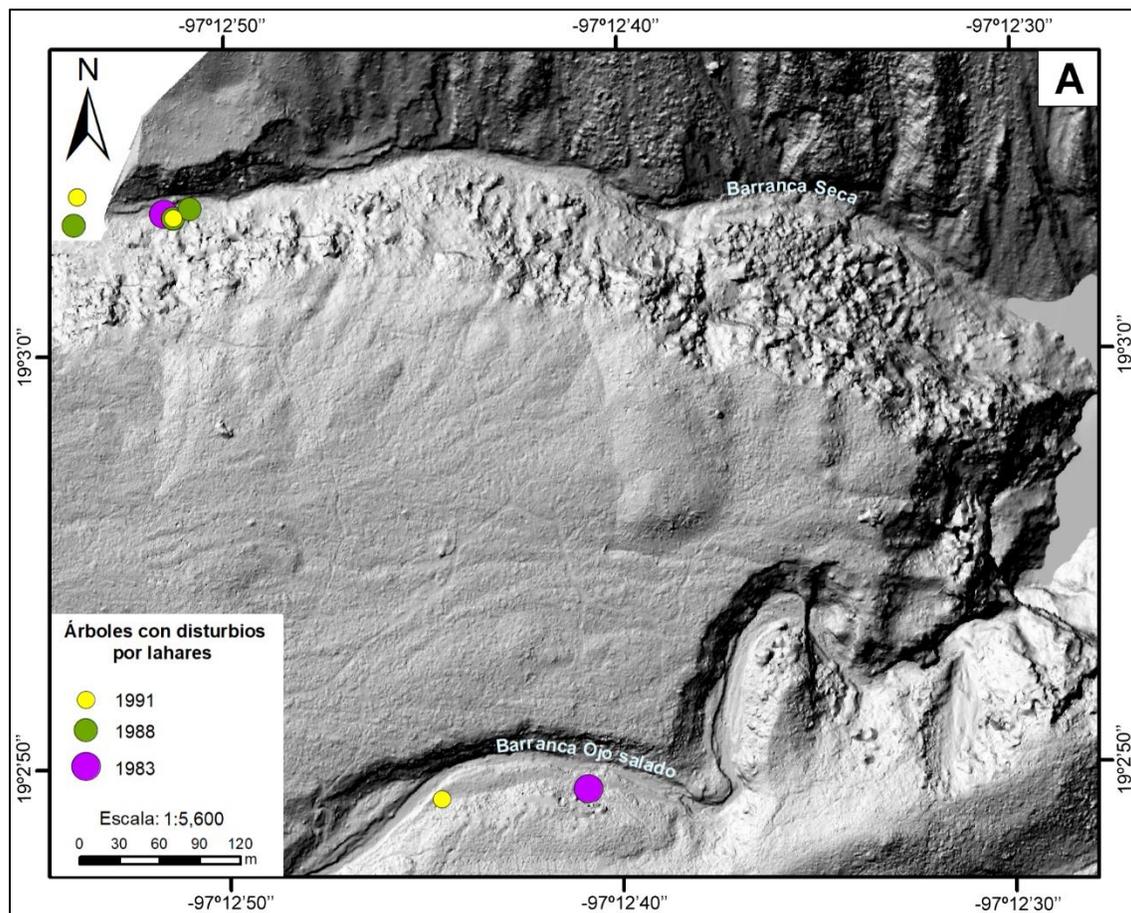
Figura 4.17. Se observa la corona principal del deslizamiento y la corona de un deslizamiento posterior de menor dimensión que se desarrolló sobre el depósito del primer deslizamiento. La línea punteada delimita el depósito del deslizamiento más pequeño. En la parte inferior de la imagen es posible observar que los materiales del depósito sepultaron parcialmente algunos renuevos.

4.3.2. Reconstrucción espacio-temporal de lahares

Por otro lado, la colecta de muestras de árboles con disturbios localizados cerca del cauce principal de la Barranca Seca y la Barranca Ojo Salado entre 3,455-3,409 msnm, permitió reconstruir la distribución de lahares en este rango altitudinal de las barrancas. La representación espacial de los árboles afectados se hizo en función de la temporalidad de los eventos 1980-1999 (Figura 4.18 A), 2000-2009 (Figura 4.18 B) y 2010-2018 (Figura 4.18 C).

Los eventos que presentan mayor alcance espacial ya que se extienden a menor altitud y/o se registran en árboles de ambas barrancas son: 1983, 1991, 2000, 2003

y 2012. Otros eventos que sobresalen por el número de árboles en los que se registran y el número de disturbios que generaron son: 2001, 2014 y 2015. De manera general se observa que los árboles afectados por lahares se restringen a ciertos sectores de las barrancas, esto se debe a que fuera de esos sectores no hay árboles al alcance de los flujos y, además, el difícil acceso a ciertas zonas limitó el muestreo. Sin embargo, eso no significa que los lahares no hayan tenido mayor distribución espacial.



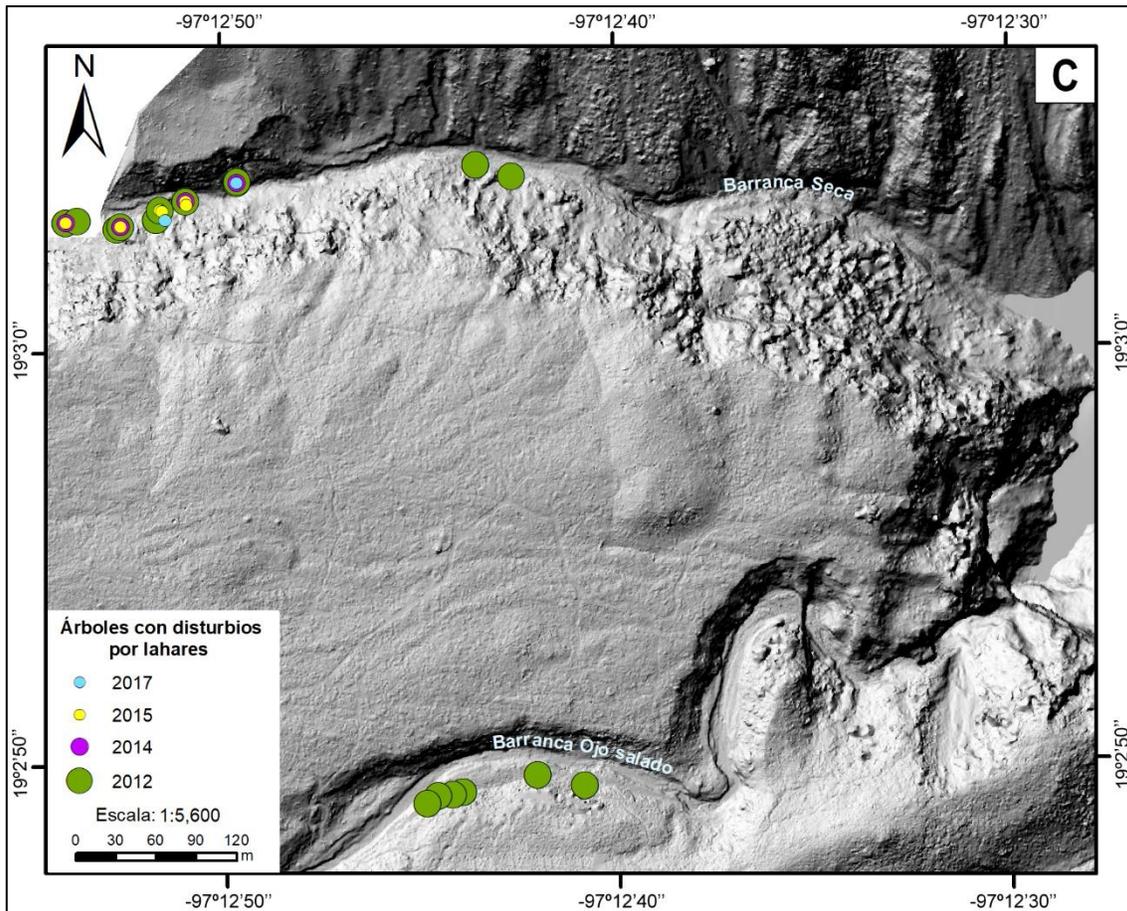
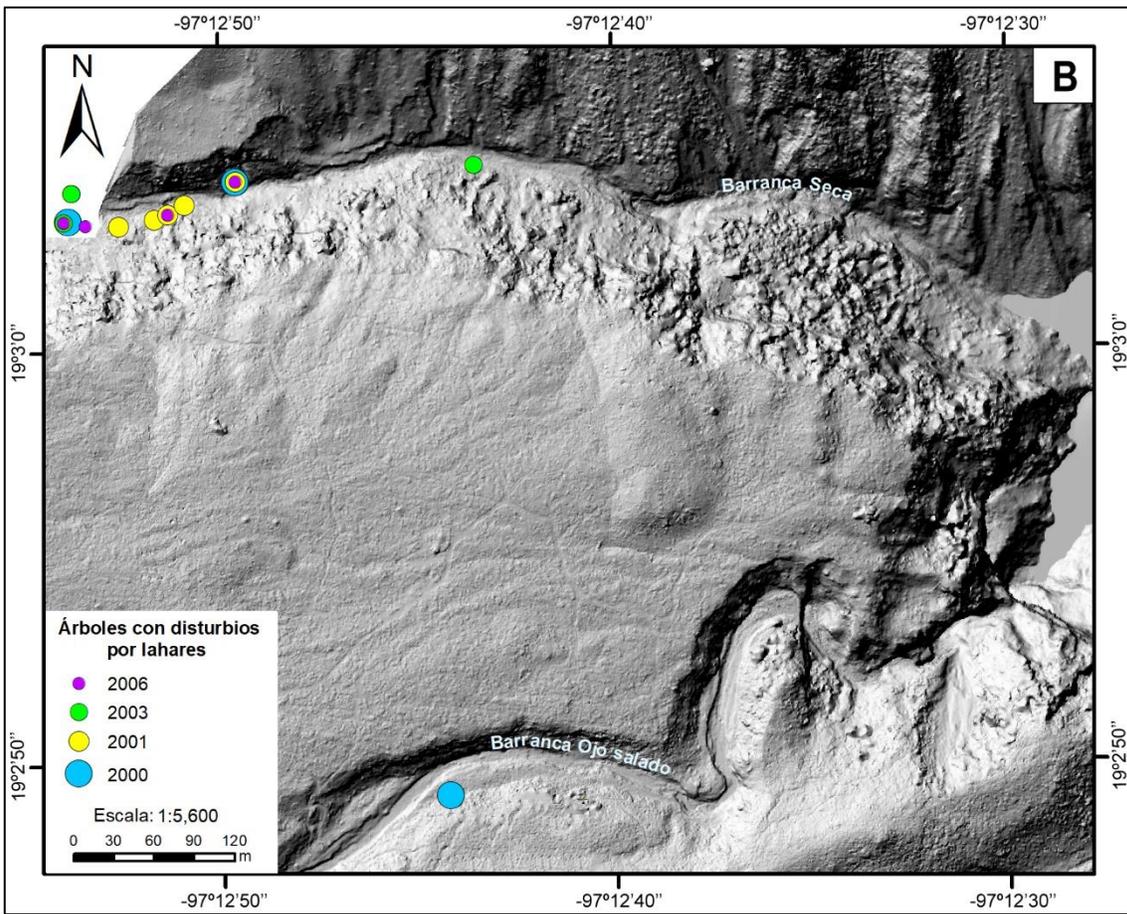


Figura 4.18. Modelos sombreados hechos con dron y la distribución espacial de los árboles afectados por lahares en las barrancas Seca y Ojo salado. (A) lahares más antiguos, (B) lahares intermedios y (C) lahares recientes.

El registro de disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles se realizó desde 1956 (Ver anexo 2). No obstante, antes de 1983 no se reconocieron disturbios asociados a algún proceso geomorfológico. Por tal razón, la reconstrucción temporal se hizo desde 1983 hasta el 2018 (Figura 4.19). La comparación entre la ocurrencia de procesos de remoción en masa y lahares en el área de estudio permitió analizar la conexión temporal que existe entre estos procesos. Los años que tienen mayor coincidencia son: 1983, 2000, 2001, 2003, 2006, 2014, 2015, 2017. Si bien es posible observar correspondencia entre las tres reconstrucciones, es notorio que existe mayor conexión entre los eventos asociados a lahares y los procesos de remoción en masa (caída de rocas y deslizamientos) localizados en la misma posición altitudinal (3,455-3,409 msnm) de la barranca.

Cabe señalar que el evento del 2012 sólo se encuentra en los árboles afectados por lahares, sin embargo, es el evento que registró mayor número de disturbios (28), principalmente impactos y realces de crecimiento.

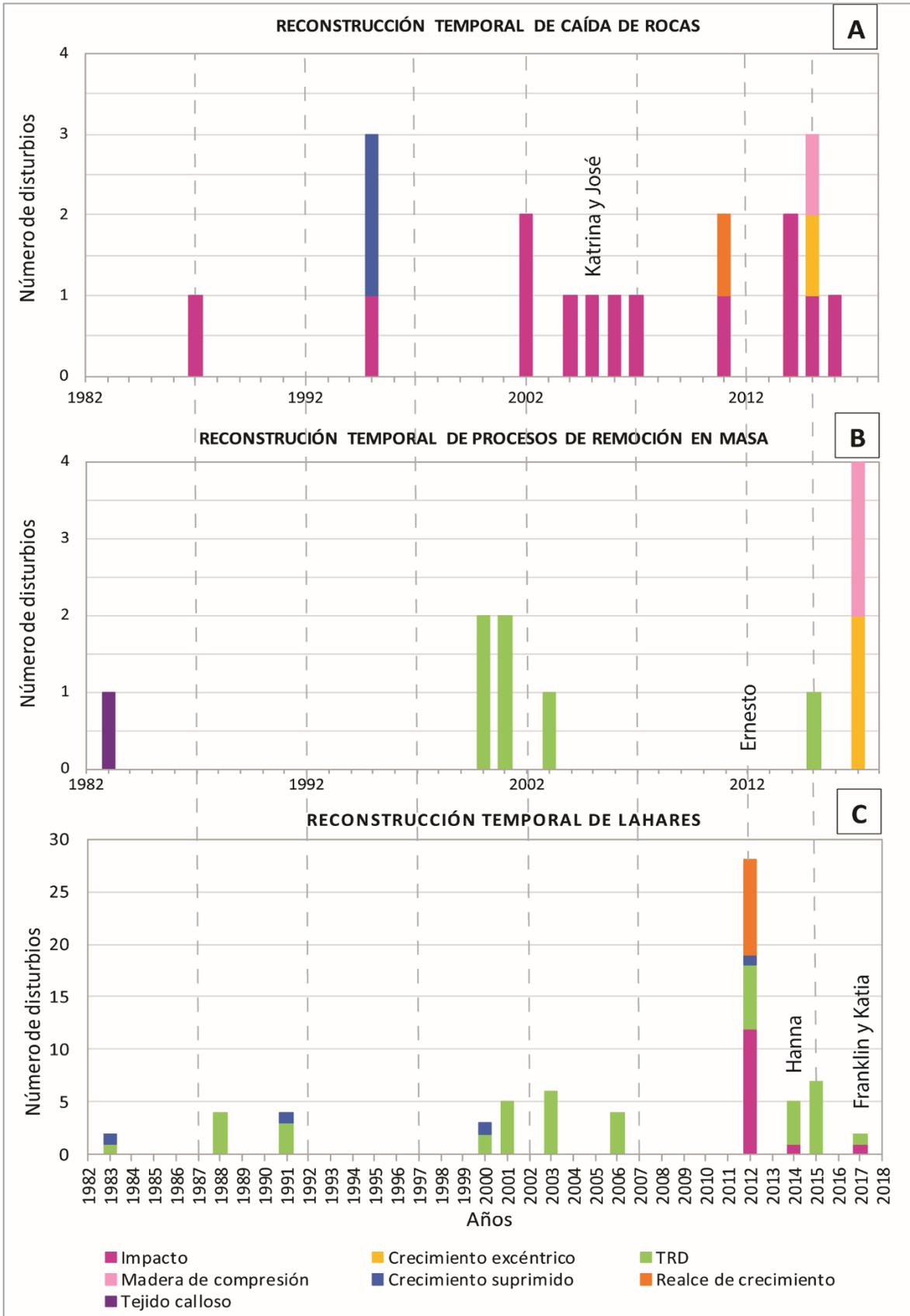


Figura 4.19. Reconstrucción temporal de procesos geomorfológicos en las barrancas Seca y Ojo Salado desde 1983 hasta 2018. En algunos eventos se señalan los nombres de los posibles huracanes o tormentas tropicales que desencadenaron los procesos geomorfológicos.

4.3.3. Relación de los procesos geomorfológicos con fenómenos hidrometeorológicos

También, se encontró que algunos de los procesos geomorfológicos registrados en los anillos de los árboles coinciden con huracanes y tormentas tropicales que llegaron al territorio mexicano por la costa del Atlántico: 2005 (Katrina-categoría V y José-tormenta tropical), 2012 (Ernesto-categoría V), 2014 (Hanna-tormenta tropical) y 2017 (Franklin-categoría I y Katia-categoría II) (NOAA, 2019; CNA-SMN, 2019).

La tormenta tropical José arribó a Veracruz entre 22-23 de agosto del 2005 generando fuertes precipitaciones en las zonas circundantes. En la estación climatológica Coscomatepec se registró un total de 74 mm en 48 horas. Días después, el huracán Katrina pasó cerca del territorio veracruzano provocando precipitaciones que se registraron en la misma estación con un total 101 mm del 29 al 31 de agosto.

Por otra parte, el huracán Ernesto llegó a territorio mexicano en agosto del 2012 provocando fuertes precipitaciones en el centro y sur de México alcanzando hasta 344 mm en 24 horas (CNA-SMN, 2012). Las muestras que registraron este evento presentaron impactos en la madera tardía, es decir, en el periodo de junio a octubre. Por lo tanto, es muy probable que el lahar del 2012 haya ocurrido por las intensas lluvias provocadas por el huracán Ernesto (Figura 4.20).



Figura 4.20. Cuña de *P. hartwegii* que presentó un impacto por lahar en la madera tardía del anillo de crecimiento 2012.

La tormenta tropical Hanna comenzó a formarse en la frontera sur de Veracruz el 19 de octubre del 2014, inestabilidad que causo fuertes precipitaciones en esa zona (CNA-SMN, 2014). La estación Huatusco, localizada al noreste del área de estudio, registró un total de 114 mm en 48 horas.

La posición de los disturbios en el anillo del 2017 de las muestras coincide con la temporada de huracanes de ese año (Figura 4.21). En agosto del 2017 el huracán Franklin arribó a las costas veracruzanas provocando precipitaciones de hasta 410 mm en un lapso de 3 días (CNA-SMN, 2017a). Posteriormente en septiembre del mismo año entró a Tecolutla, Veracruz el huracán Katia, generando precipitaciones de hasta 279 mm en 48 horas (CNA-SMN, 2017b).



Figura 4.21. Eventos posiblemente asociados a los huracanes del 2017. (A) Cuña de *P. hartwegii* con impacto por lahar en el 2017. También se observa un impacto por lahar en el 2014, posiblemente causado por la tormenta tropical Hanna. (B) Sección transversal de un árbol que fue impactado e inclinado por los materiales de un deslizamiento. La madera de reacción, anillos excéntricos y anillos falsos son respuesta de la inclinación del tronco e inician el año posterior al evento, es decir en el 2018.

Por otro lado, cabe resaltar que los eventos fechados en la zona de estudio coinciden con reconstrucciones dendrogeomorfológicas de lahares en barrancas de otros volcanes del centro de México como el valle Alcalican al suroeste del Iztaccíhuatl (Prado-Lallande, 2017), la barranca Nexpayantla localizada al noreste del Popocatepetl (Franco Ramos *et al.*, 2016a) y en las barrancas Axal (Franco Ramos *et al.*, 2019a) y Axaltzintle (Franco Ramos *et al.*, 2016b) localizadas al

noreste y sur de la Malinche respectivamente. Los años que se más se repiten son 2000 y 2001, con evento en todas las barrancas excepto en Alcalican. Otros eventos importantes que coinciden con este estudio ocurrieron en 2003 y 2005, en las barrancas de la Malinche. El evento del 2012 coincide con los reportados en las barrancas Axal (La Malinche), Nexpayantla (Popocatepetl) y Alcalican (Iztaccíhuatl), mientras que los eventos de 1988 y 1995, sólo se registran en las barrancas Axal y Nexpayantla. Además, los eventos en la Barranca Seca en los años 1995, 2005 y 2011 coinciden con los observados por caída de rocas en el volcán Cofre de Perote (Franco Ramos *et al.*, 2017a).

Con base en lo anterior, se puede suponer que lluvias torrenciales causadas por huracanes favorecen la inestabilidad de laderas y la ocurrencia de procesos geomorfológicos, no solo a escala local, sino también a escala regional en las montañas del centro de México.

4.3.4. Otros disturbios en los anillos de crecimientos

Cabe señalar que en siete núcleos de crecimiento de *Abies religiosa* se identificaron irregularidades y ruptura de las células de la madera temprana en los anillos 1986 y 1987, lo que podría tratarse de anillos de congelamiento o *frost rings* (Figura 4.22). De acuerdo con Fritts (2001) los *frost rings* son lesiones que se producen cuando el cambium activo es expuesto a temperaturas por debajo del punto de congelación. Las traqueidas maduras se arrugan y las células que no están definidas en el momento de congelamiento se aplastan. Las células regeneradas se agrandan y deforman, pero las células posteriores asumen gradualmente el tamaño y forma normales. De acuerdo con los datos de la estación climatológica Coscomatepec, en los meses de enero a marzo de 1986 se registró un descenso de temperatura respecto al promedio de esos meses y presentó mínimas extremas de 1°C en enero, 6°C en febrero y de 5°C en marzo. Mientras que para 1987 las mínimas extremas fueron ligeramente más bajas con 2°C en enero, 0°C en febrero y 3°C en marzo. Por otro lado, la lluvia fue escasa correspondiente al periodo seco de invierno de 1986 y 1987, con una lluvia promedio total de enero a marzo de 43.5 mm. De este

modo, se sugiere que las anomalías en los anillos se debieron a condiciones climáticas, y no a proceso geomorfológicos.

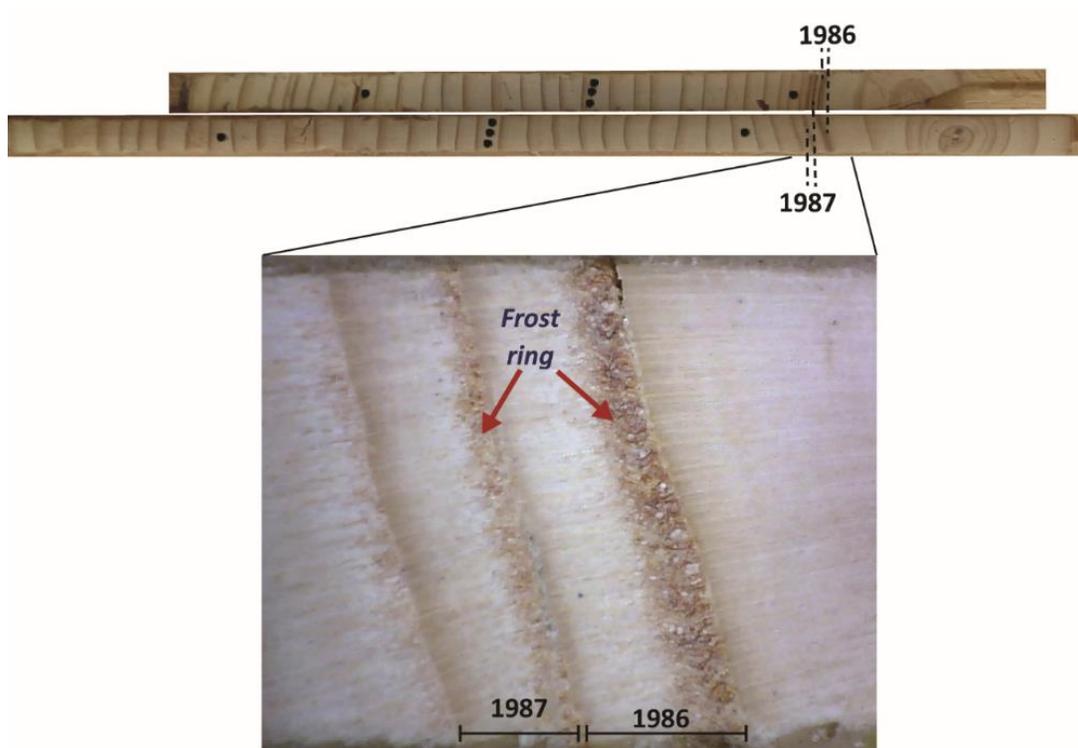


Figura 4.22. En la parte superior se muestran dos núcleos de *Abies religiosa* de diferentes árboles y en la parte inferior se hizo un zoom a una de las muestras en donde se pueden apreciar con mejor definición los *frost rings*.

Conclusiones generales

El mapa geomorfológico de la vertiente noreste del Pico de Orizaba permitió reconocer y clasificar las unidades geomorfológicas de acuerdo con su génesis, morfología y edad. Lo anterior fue una base para analizar la dinámica geomorfológica de esta región y sobre todo la dinámica de las barrancas Seca y Ojo salado. Además, este mapa se constituye como un aporte al conocimiento científico, ya que no se había realizado un mapa geomorfológico de tal detalle y extensión de esa vertiente del volcán.

Los levantamientos fotogramétricos con dron hicieron posible construir modelos digitales de elevación de alta resolución de dos zonas de la barranca en las que no existe cartografía a tal detalle, lo cual permitió localizar los árboles muestreados de manera precisa, además de reconocer las unidades y procesos geomorfológicos de la zona.

La comparación del IAA de las cronologías de las tres especies permitió identificar un patrón general, lo cual afirma que los árboles de un mismo sitio responden a las condiciones ambientales de manera similar, aun cuando se trata de diferentes especies y su crecimiento también esté condicionado por la anatomía propia de cada especie.

Los resultados dendrogeomorfológicos obtenidos, corroboran el potencial de las especies utilizadas. Si bien ya se habían realizado trabajos con *Pinus hartwegii* y *Abies religiosa*, no se había probado el potencial de *Pinus patula* y los resultados arrojan que a pesar de las dificultades que presenta esta especie por formar anillos falsos, es útil para hacer reconstrucciones de procesos geomorfológicos.

Las reconstrucciones espaciales y temporales de procesos de remoción en masa y lahares demuestran que la dendrogeomorfología es un método útil para fechar y estudiar tales procesos geomorfológicos, sobre todo en aquellos lugares donde no hay registros de su frecuencia y distribución. Además, la precisión estacional que aporta la dendrogeomorfología, hace posible que los resultados o *proxys* se conecten con datos de lluvia, sismos, huracanes, erupciones volcánicas, etc., con

el fin de reconocer la causa y efecto de estos procesos. En esta investigación, los eventos se asociaron principalmente a lluvias torrenciales causadas por huracanes y tormentas tropicales que arribaron al territorio mexicano. Algunos eventos importantes son 1988, 2000, 2005, 2012 y 2017. Entre ellos el lahar de 2012 fue el que tuvo mayor alcance en los árboles y mayor distribución espacial.

En varios casos, los eventos por lahar que afectaron los árboles de la barranca principal se presentan en árboles de su afluente, lo cual, permite asumir que se trató de eventos de importante magnitud. Además, el análisis conjunto de los tres procesos (deslizamientos, caída de rocas y lahares) permitió reconocer que existe conexión entre la ocurrencia de los procesos de ladera y los lahares. A partir de lo anterior, se puede afirmar que los procesos no fueron detonados por factores locales, sino por factores de alcance regional como huracanes y tormentas tropicales. De este modo, esta investigación puede ser útil para los planes de manejo y prevención de peligros naturales en el área del Parque Nacional Pico de Orizaba.

Cabe señalar que, como cualquier método de fechamiento, la dendrogeomorfología tiene algunas limitantes, una de ellas y la más importante es la ausencia de árboles o arbustos con potencial dendrocronológico y que sean alcanzados por algún proceso geomorfológico. Otra limitante es la devastación del bosque por las actividades antrópicas (desforestación, incendios), ya que eliminan árboles que podrían ser valiosos archivos naturales que aporten datos a las investigaciones de las ciencias de la Tierra. Además, la dificultad de llegar a ciertas zonas de la barranca Seca impidió aumentar el muestreo de árboles y con ello poder ampliar el análisis en cuanto a la frecuencia y distribución de los procesos geomorfológicos en el área de estudio.

Bibliografía

- Aceves, J.F., Legorreta, G., Lugo-Hubp, J., Umaña-Romero, J. y Legorreta-Cuevas, H.A. (2016). Sistemas de información geográfica y cartografía geomorfológica aplicados al inventario de deslizamientos y cartografía de susceptibilidad en la cuenca del río El Estado, Pico de Orizaba, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (91), 43-55.
- Alcalá-Reygosa, J., Palacios, D., Schimmelpfennig, I., Vázquez-Selem, L., García-Sancho, L., Franco-Ramos, O., Villanueva, J. y Zamorano, J.J. (2018). Dating late Holocene lava flows in Pico de Orizaba (Mexico) by means of in situ-produced cosmogenic ³⁶Cl, lichenometry and dendrochronology. *Quaternary Geochronology*, 47, 93-106.
- Alcántara, I. (2000). "Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología". *Investigaciones Geográficas, Boletín*, 41, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Alestalo, J. (1971). *Dendrochronological interpretation of geomorphic processes: Fennia*.
- Alvarado-González, R. (2003). Cartografía geomorfológica del complejo volcánico Sierra de San Juan, Nayarit, México. (Tesis licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México, 139 p.
- Álvarez del Castillo, C. (1987). La vegetación de la Sierra de Ajusco. Instituto Nacional de Antropología e Historia. Cuaderno de trabajo, 33.
- Amoroso, M.M. y Suárez, M.A. (2015). La aplicación del análisis de los anillos de crecimiento a interrogantes ecológicos: Un breve repaso de la Dendroecología en Hispanoamérica. *Ecosistemas*, 24(2).
- Andrade-García, P. (2016). Análisis del deslizamiento en la carretera Tijuana-Ensenada (km 93 +50) a partir modelos de relieve de alta resolución espacial. (Tesis de Maestría). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Ávila, C. H., Aguirre, J. R. y García, E. (1994). Variación estructural del bosque de oyamel (*Abies hickelli* Flous & Gaussen) en relaciones con factores ambientales en el Pico de Orizaba, México. *Investigación Agraria, Sistemas y Recursos Forestales*, 3(6).
- Ávila, C. H. y López-Mata, L. (2001). Distribución y análisis estructural de *Abies hickelli* (Flous & Gaussen) en México. *Interciencia*, 26(6), 244-251.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque del Pozo, J. M. y Díez Herrero, A. (2010). Flash-flood impacts cause changes in wood anatomy of *Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia* and *Quercus pyrenaica*. *Tree Physiology*, 30, 773– 781.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Eguibar, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Stoffel M. y Gutiérrez-Pérez, I. (2011). Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic palaeostage indicators. *Hydrological Processes*, 25, 970-979.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., Trappmann, D., Shekhar, M., Bhattacharyya, A. y Stoffel, M. (2017). Regional flood-frequency reconstruction for Kullu district, Western Indian Himalayas. *Journal of Hydrology*, 546, 140-149.

- Bekker, M. F. (2010). Tree rings and earthquakes. En M. Stoffel; M. Bollschweiler; D.R. Butler y B.H. Luckman. (Eds.), *Tree-Rings and Natural Hazard: a state-of-the-Art*. Advances in Global Change Research, 41.
- Beverage, J. P. y Culbertson, J. K. (1964). Hiperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulic Division, American Society of Civil engineering*, 90, 117-128.
- Bhattacharyya, A., Stoffel, M., Shekhar, M., Ballesteros-Cánovas, J. A., y Trappmann, D. (2017). Dendrogeomorphic potential of the Himalaya - case studies of process dating of natural hazards in Kullu valley, Himachal Pradesh. *Current Science*, 113(12), 2317-2324.
- Bierman, P.R., Montgomery, D.R. (2011). Key concepts in Geomorphology. WH Freeman Company Publishers. 494 p.
- Biondi, F. (2001). A 400-year tree-ring chronology from the tropical treeline of North America. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 30(3), 162-166.
- Biondi, F, Galindo I; Gavilanes, J.C. y Elizalde, A. (2003). Tree growth response to the 1913 eruption of Volcán de Fuego de Colima, Mexico. *Quaternary Research*, 59, 293-299.
- Blair, T.C., McPherson J.G. (1994). "Alluvial fan processes and forms" En: A.D. Amrahams, A.J. Parsons (Eds.) *Geomorphology of desert environments*. Springer, Dordrecht.
- Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Martín-Duquea, J.F., Rubiales J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M. y Sanz, M.A. (2005). Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. *Catena*, 64, 81-102.
- Bollschweiler, M. (2007). Spatial and temporal occurrence of past debris flows in the Valais Alps-results from tree-ring analysis. (Tesis doctoral). Departamento de Geociencias, Universidad de Friburgo, Suiza.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Ehmsch, M. y Monbaron, M. (2007). Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity with dendrogeomorphological methods. *Geomorphology*, 87, 337-51.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M. y Schneuwly, D. (2008a). Dynamics in debris-flow activity on a forested cone – a case study using different dendroecological approaches. *Catena* 72, 67-78.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M. y Schneuwly, D. (2008b). Traumatic resin ducts in *Larix deciduas* stems impacted by debris flows. *Tree Physiology*, 28, 255-263.
- Bollschweiler, M. y Stoffel, M. (2010). Tree rings and debris flows: Recent developments, future directions. *Progress in Physical Geography*, 34(5), 625-645
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L. y Palacios, D. (2010). Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl volcano, Mexico. *The Holocene*, 20 (2), 265-274.
- Borgatti, L. y Soldati, M. (2010). Landslides as a geomorphological proxy for climate change: A record from the Dolomites (northern Italy). *Geomorphology*, 120(1-2), 56-64.
- Braam, R.R., Weiss, E.E.J. y Burrough, P.A. (1987). Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena*, 14, 573-584.
- Brunsdon, D. (1979). Mass movements. En C.E. Embleton y J. B. Thornes (Eds.), *Progress in Geomorphology*. Arnold.

- Bull, W.B. (1997). The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1, 220-270.
- Bull, W.B., Brandon, M.T. (1998). Lichen dating of earthquake-generated regional rockfall events, Southern Alps, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 60-84.
- Caballero, L. y Capra, L., (2014). The use of Flo2D numerical code in lahar hazard evaluation at Popocatepetl volcano: a 2001 lahar scenario. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(12), 3345–3355.
- Calder, E.S., Lavallée, Y., Kendrick, J.E. y Bernstein, M. (2015). Lave Dome Eruptions. En: H. Sigurdsson (Ed), *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, 343-362 p.
- Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., y Garduño-Monroy, V.H. (2002). Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, México. Behavior and implication for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13(1-2), 81-110.
- Capra, L., Poblete, M. y Alvarado, R. (2004). The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (central México): textural and sedimentological constraints on their origin and hazard. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131 (3), 351-369.
- Capra, L., Borselli, L., Varley, N., Gavilanes-Ruiz, J.C., Norini, G., Sarocchi, D., Caballero, L. y Cortes, A. (2010). Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: surface hydro-repellency as initiation process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189, 105–117.
- Capra, L., Roverato, M., Gropelli, G., Sulpizio, R., Arámbula-Mendoza, R., Reyes, G., Lube, G. y Cronin, S.J. (2013). Hurricane-triggered lahars at Volcán de Colima: evidences of flow dynamic from monitoring and field survey. Abstract with program IAVCEI, Kagoshima, Japan.
- Carrara, P. E. y O'Neill, J. M. (2003). Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana. *Quaternary Research*, 59, 25-35.
- Carrasco-Núñez, G. (1993). Structure-eruptive history and some major hazardous events at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México. (Tesis doctoral). Michigan Technological University. Hoghton, Estados Unidos. 191 p.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J.W. y Rose, W.I. (1993). A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(1-2), 35-46.
- Carrasco-Núñez, G. y Ban, M. (1994). Geologic map and structure sections of the summit area of Citlaltépetl Volcano, México, with a summary of the geology of the Citlaltépetl volcano summit area: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Cartas Geológicas y Mineras no. 9, scale 1:50,000.
- Carrasco-Núñez, G. y Rose, W.I. (1995). Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico, 8.5-9.0 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 197-215.
- Carrasco-Núñez, G. (1997). Lava flow growth inferred from morphometric parameters—a case study Citlaltépetl volcano. *Geological Magazine*, 134, 151-162.
- Carrasco-Núñez, G. y Gómez-Tuena A. (1997). Volcanogenic sedimentation around Citlaltépetl (Pico de Orizaba) and surroundings, Veracruz, México. En: Aguirre, G. J., Aranda, J.J., Carrasco, G. y Ferrari, L., (Eds.), *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico- a*

selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions. D.F. México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Excursión 16, 131-151.

- Carrasco-Núñez, G. (2000). Structure and proximal stratigraphy of Citlaltepelt Volcano (Pico de Orizaba), Mexico. En: Delgado, H., Aguirre, G., Stock, J.M., (Eds.), *Cenozoic volcanism and tectonics of México*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 334, 247-262.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M.F. y Rodríguez, S.R. (2006). Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158(1-2), 151-176
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. (1993). *Volcanic successions*. Chapman & Hall. London. 528 p.
- Casteller, A., Stockli, V., Villalba, R. y Mayer, A. C. (2007). An evaluation of dendroecological indicators of snow avalanches in the Swiss Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 39, 218-228.
- Cerano Paredes, J., Villanueva Díaz, J., Cervantes Martínez, R., Vázquez Selem, L., Trucios Cacicano, R. y Guerra de la Cruz V. (2014). Reconstrucción de precipitación invierno-primavera para el Parque Nacional Pico de Tancitaro, Michoacán. *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 83, Instituto de Geografía, UNAM, México, 41-54,
- Cisneros, V.M. (1981). Estudio para la caracterización del marco geográfico regional de la zona central del estado de Veracruz. Centro Regional Universitario Oriente. UACH. Huatusco, México, 22 p.
- Clague, J. J. (2010). Dating Landslides with Trees. En: M. Stoffel, M. Bollschweiler, D. Butler, B. Luckman. (Eds.) *Tree Rings and Natural Hazards*. Advances in Global Change Research, vol. 41. Dordrecht, Holanda: Springer.
- CNA-SMN (2012). Resumen del huracán "Ernesto" del Océano Atlántico. Consultado en octubre, 2019 en <https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Ciclones%20Tropicales/Ciclones/2012-Ernesto.pdf>
- CNA-SMN (2014). Resumen de la tormenta tropical "Hanna" del Océano Atlántico. Consultado en octubre, 2019 en <https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Ciclones%20Tropicales/Ciclones/2014-Hanna.pdf>
- CNA-SMN (2017a). Resumen del huracán "Franklin" del Océano Atlántico. Consultado en octubre, 2019 en <https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Ciclones%20Tropicales/Ciclones/2017-Franklin.pdf>
- CNA-SMN (2017b). Resumen del huracán "Katia" del Océano Atlántico. Consultado en octubre, 2019 en <https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Ciclones%20Tropicales/Ciclones/2017-Katia.pdf>
- CNA-SMN (2018). Archivo de datos climatológicos del Servicio Meteorológico Nacional. Consultado en octubre, 2019 en <https://smn.cna.gob.mx/tools/RECURSOS/EstacionesClimatologicas.kmz>
- CNA-SMN (2019). Información Histórica. Consultado en octubre, 2019 en <https://smn.conagua.gob.mx/es/ciclones-tropicales/informacion-historica>

- Constante-García, V., Villanueva-Díaz J., Cerano-Paredes, J. y Estrada-Ávalos, J. (2010). Parámetros para definir el potencial dendrocronológico. INIFAP CENID RASPA. Folleto Técnico No. 14, Gómez Palacio, Durango.
- Corominas, J., Moya. (1999). Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, 30(1-2), 79-93.
- Cortés-Ramos, J. (2016). Determinación de los regímenes glaciales en los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuatl: Factores físicos del retroceso y evolución glaciaria en México. (Tesis doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México. 347 p.
- Crauzas, W. (1994). Pico de Orizaba or Citlaltépetl: Geology Archaeology, history, natural history and mountaineering routes: Geopress International, Ohio, USA, 594 p.
- Cronin, J.S., Neall, V.E., Lecointre, J.A. y Palmer, A.S. (1997). Changes in Whangaehu river lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Ruapehu volcano, New Zealand. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 76, 47-61.
- Cruden D.M. y Varnes D.J. (1996). Landslides types and processes. En A.K. Turner y R L. Schuster (Eds.) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, Special Report 247, National Academy Press, Washington D.C.
- Cruz-Muñoz, A. R., Rodríguez-Fernández, L., Calva-Vázquez, G. y Ruvalcaba-Sil, J. L. (2008). Effects due to Popocatepetl volcano eruptions on the elemental concentrations in tree growth rings. *X-Ray Spectrom*, 37, 163-168.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, Gilles, Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, Luigi, Ortega-Obregón, C., y López-Martínez, M. (2012). Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 29(1), 179-203.
- D'Arrigo, R., Frank, D., Jacoby, G. y Pederson, N. (2001). Spatial response to major volcanic events in or about AD 536, 934 and 1258: Frost rings and other dendrochronological evidence from Mongolia and Northern Siberia. *Climatic Change*, 49, 239–246.
- Damon, P.E. y Montesinos, E. (1978). Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geological Society Digest*, 11, 155-168.
- Danzi, M., Di Crescenzo, G., Ramondini, M., and Santo, A. (2012). Use of unmanned aerial vehicles (UAVs) for photogrammetric surveys in rockfall instability studies. *Rendiconti Online Società Geologica Italiana*, 24, 82–85.
- Dávila, N., Capra, L., Gavilanes-Ruiz, J.C., Varley, N., Norini, N.G. y Gómez-Vazquez, A. (2007). Recent lahars at Volcan de Colima (Mexico): drainage variation and spectral classification. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165, 127–141.
- De la Cruz-Reyna, S. y Carrasco-Núñez, G. (2002). Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 307-318.
- Dikau, R.D., Brunsten, L., Schrott y M.-L. Ibsen (Eds.) (1996). *Landslide Recognition: identification movement and cause*: John Wiley and Sons. Chichester.
- Domínguez, F. A. (1991). Nueva localidad para *Abies vejari*, Martínez. *Ciencia forestal en México*, 16(70).

- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M. y Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(2000), 1-26.
- Eisenbeiss, H. (2009). UAV photogrammetry. ETH Zurich, Switzerland.
- EPOCH (European Community Programm, 1993). The temporal occurrence and forecasting of landslides in the European community (Ed: Flageollet, J.C.). Contract No. 90 0025,
- Evans S.G. (1997). Fatal landslides and landslide risk in Canada. En: D.M. Cruden, R. Fell (Eds.) *Landslide risk assessment* (pp 185–196). Rotterdam, Holanda: Balkema.
- Fantucci, R. (2007). Dendrogeomorphological analysis of shore erosion long Bolsena lake (Central Italy). *Dendrochronologia* 24, 69-78.
- Favillier, A., Guillet, S., Morel, P., Corona, C., Lopez-Saez, J., Eckert, N., Ballesteros-Cánovas, J.A., Peiry, J.L. y Stoffel, M. (2017a). Disentangling the impacts of exogenous disturbances on forest stands to assess multi-centennial tree-ring reconstructions of avalanche activity in the upper Goms Valley (Canton of Valais, Switzerland). *Quaternary Geochronology*, 42, 89-104.
- Favillier, A., Mainieri, R., Lopez-Saez, J., Berger, F., Stoffel, M. y Corona, C. (2017b). Dendrogeomorphic assessment of rockfall recurrence intervals at Saint Paul de Varcès, Western French Alps. *Géomorphologie relief processus environnement*, 23(2).
- Fernández de Castro, G. Vazquez L., Palacio, J.L., Peralta A., García A. (2018). Geomorfometría y cálculo de erosión hídrica en diferentes litologías a través de fotogrametría digital con drones. *Investigaciones geográficas*.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. y Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27 (4), 303-306.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 84-92.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S. y Romero, F. (2000). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block: Geological Society of America Special Paper, 334, 65-84.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T. Manea V.C. y Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, (522-523), 122-149.
- Francis, P. y Oppenheimer, C. (2004). *Volcanoes*. Oxford University Press, Oxford. 521 p.
- Franco-Corona, A. (2018). Impacto de la actividad volcánica en el límite superior del bosque del Popocatepetl. (Tesis de maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México. 127 p.
- Franco-Ramos, O. (2005). Geomorfología del volcán Popocatepetl. (Tesis licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México, 150 p.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L., y Capra, L. (2013). Spatio-temporal reconstruction of lahars on the southern slopes of Colima volcano, Mexico- A dendrogeomorphic approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 267, 30-38.
- Franco-Ramos, O. (2014). Estudio dendrogeomorfológico de procesos de remoción en masa. Lahares en el volcán de Colima y la Malinche, caída de rocas en el Cofre de Perote. (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México. 129 p.

- Franco-Ramos, O., Castillo, M. y Muñoz-Salinas, E. (2016a). Using tree-ring analysis to evaluate the intra-eruptive lahar activity in the Nexpayantla Gorge, Popocatepetl Volcano (Central Mexico). *Catena*, 147, 205-215.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M. y Vázquez-Selem, L. (2016b). Tree-ring based record of intraeruptive lahar activity: Axaltzintle valley, Malinche volcano, Mexico. *Geochronometria*, 43, 74–83.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M. y Vázquez-Selem, L. (2017a). Tree-ring based reconstruction of rockfalls at Cofre de Perote volcano, Mexico. *Geomorphology*, 290, 142–152.
- Franco-Ramos, O., Vázquez-Selem, L., Zamorano Orozco J.J. y Villanueva-Díaz, J. (2017b). Edad, dinámica geomorfológica y tipología de barrancos en el sector norte del Popocatepetl, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(1), 1-9.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M., Ballesteros-Cánovas J.A. (2019a). Reconstruction of debris-flow activity in a temperate mountain forest catchment of central Mexico. *Journal of Mountains*, 16(9), 2096-2109.
- Franco-Ramos, O., Vázquez-Selem, L., Stoffel, M., Cerano-Paredes, J. y Villanueva-Díaz, J. (2019b). Dendrovolcanic study of the 22 January 2001 pyroclastic flow and post-eruptive tree colonization on Popocatepetl volcano, Mexico. *Catena*, ISSN (0341-8162).
- Fritts, H.C. (2001). *Tree Rings and Climate*. Nueva Jersey, Estados Unidos: The Blackburn Press. 567 p.
- Gärtner, H. (2007). Tree roots- Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology*, 86, 243-251.
- Gómez-Tuena A., Orozco-Esquivel, M.T. y Ferreri, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58(3), 227-283.
- Gordillo-Reyna, C. (2018). Cartografía geomorfológica del complejo volcánico Tláloc-Telapón. (Tesis licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México, 146 p.
- Guerra-Peña, F. (2003). Las doce principales reglas de la interpretación fotogeológica y las bases fundamentales de que se derivan. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*. 50, 42-66.
- Gutiérrez-Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Pearson/Prentice Hall. Madrid, España. 898 p.
- Guzzetti, F., Stark C.P. y Salvati P. (2005). Evaluation of flood and landslide risk to the population of Italy. *Environ Manage*, 36(1), 15–36.
- Guzzetti F. y Reichenbach P. (2010). Rockfalls and their hazard. En: M. Stoffel, M. Bollschweiler, D. Butler, B. Luckman. (Eds.) *Tree Rings and Natural Hazards. Advances in Global Change Research*, vol. 41. Dordrecht, Holanda: Springer.
- Harris, A.J.L. y Rowland, S.K. (2015). Lava Flows and Rheology. En: H. Sigurdsson (Ed), *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, 321-342 p.
- Heine, K. (1983). Mesoformen der Periglazialstufe der semihumiden Randtropen, dargestellt an Beispilen der Cordillera Neovolcanica, Mexiko. Abh. Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physicalische Klasse, Series III, 35, 403–424.

- Hitz, O. M., Gärtner, H. y Monbaron, M. (2008). Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena*, 72, 248-258.
- Holmes, R. L. (1983). "Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement", *Tree-Ring Bulletin*, 43, 69-78.
- Höskuldsson, A. (1992). Le complexe volcanique Pico de Orizaba–Sierra Negra–Cerro Las Cumbres (Sud-Est Mexicain): Structure, dynamismes eruptifs et évaluations des aires (Tesis doctoral) Clermont-Ferrand Université Blaise Pascal. 210 p.
- Höskuldsson A. y Robin C. (1993). Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 55, 571-587.
- Huante, P., Rincon, E. y Swetnam, T.H. (1991). Dendrochronology of *Abies religiosa* in Michoacan, México. *Tree-ring Bulletin*, 51, 15-28.
- Hubbard, B.E., Sheridan, M.F., Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R. y Rodríguez, S.R. (2007). Comparative lahar hazard mapping at Volcan Citlaltépetl, Mexico using SRTM, ASTER and DTED-1 digital topographic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160, 99-124.
- Huggel, C., Schneider, D., Julio-Miranda, P., Delgado-Granados, H. y Kääh, A. (2000). Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: A case study on lahars from Popocatepetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 99–110.
- Huggett, R.J. (2003). *Fundamentals of geomorphology*. Routledge. London. 374 p.
- Hughes M., Swetnam T. y Diaz H. (Eds.). (2011). *Dendroclimatology. Developments in Paleoenvironmental Research*, vol 11. Springer.
- Hupp, C.R. (1984). Dendrogeomorphic evidence of debris flow frequency and magnitude at Mount Shasta, California. *Environmental Geology and Water Sciences* 6, 121–28.
- Hutchinson, J. N. (1988). General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proceedings, Fifth International Symposium on Landslides* (Ed: Bonnard, C.), Rotterdam: Balkema.
- Jasper, K., Gurtz, J., y Lang, H. (2002). Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*, 267, 40-52.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial forms y processes, and new perspective*. Arnold. Londres. 383 p.
- Kogelnig-Mayer, B., Stoffel, M., Schneuwly-Bollschweiler, M., Hübl, J. y Rudolf-Miklau, F., (2011). Possibilities and limitations of dendrogeomorphic time-series reconstructions on site influenced by debris flows and frequent snow avalanche activity. *Artic, Antarctic and Alpine Research*, 43(4), 649-658.
- Larsen, M.C., Wiecek, G.F., Eaton, S. y Sierra, H.T. (2001). The Venezuela landslide and flash flood disaster of December 1999. En: Mungai, A. (Ed.), 2nd Plinius Conference on Mediterranean Storms, 16-18 October 2000. Siena, Italia.
- Lavigne F., Thouret J-C, Hadmoko D.S., Sukatja C.B. (2007). Lahars in Java: initiations, dynamics, hazard assessment and deposition processes. *Forum Geografi*, 21, 17–32.

- Legorreta, G. y Lugo-Hubp, J. (2014). Zonación de peligros por procesos gravitacionales en el flanco suroccidental del volcán Pico de Orizaba, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (84), 20-31.
- Legorreta, G., Bursik, M., Solene, P., Lugo-Hubp, J., Paredes-Mejía, L.M. y Aceves, F. (2014). Inventario multitemporal, análisis de susceptibilidad y estimación de volumen de deslizamientos en el flanco SW del volcán Pico de Orizaba, Puebla-Veracruz. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 343-354.
- Legorreta, G., Bursik, M., Zamorano, J.J., Lugo-Hubp, J., Matínez-Hackert, B. y Bajo-Sánchez, J. (2017). Estimación del volumen de los depósitos asociados a deslizamientos a través de geoformas, en el flanco SW del volcán Pico de Orizaba, Puebla-Veracruz. *Investigaciones Geográficas, Instituto de Geografía, UNAM*, (92).
- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W., Chipman, J.M. (2004). *Remote sensing and image Interpretation*: Jonh Wiley & Sons.
- Lockwood, P., John y Hazlett W., Richard. (2010). *Volcanoes: global perspectives*: Wiley-Blackwell.
- Lopes M.F.A.A. (2015). Aplicação de VANT em estudos geomorfológicos dos litorais rochosos: o exemplo de S. Paio, Vila do Conde. (Tesis de maestría). Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Brasil.
- Lopez-Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Rovéra, G., Astrade, L. y Berger, F. (2011). Mapping of erosion rates in marly badlands based on anatomical changes in exposed roots and LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1162-1171.
- Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Astrade, L., Berger, F., Malet, J.P., (2012a). Dendrogeomorphic reconstruction of past landslide reactivation with seasonal precision: Bois Noir landslide, southern French Alps. *Landslides*, 9, 189–203.
- Lopez-Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Schoeneich, P., Berger, F., (2012b). Probability maps of landslide reactivation derived from tree-ring records: Pra Bellon landslide, southern French Alps. *Geomorphology*. 138, 189–202.
- Lopez-Saez, J., Morel, P., Corona, C., Bommer-Dennis, B., Schlunegger, F., Berger, F. y Stoffel, M. (2017). Tree-ring reconstruction of reactivation phases of the Schimbrig landslide (Swiss Alps). *Géomorphologie relief processus environnement*, 23(3), 265-276.
- Luckman, B.H. (2004). Rockfall. En: A. Goudie (Ed.) *International Association of Geomorphologists, Dictionary of Geomorphology*. Londres: Routledge.
- Lugo-Hubp, J. (1988). Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos). Instituto de Geografía. UNAM. 128 p.
- Lugo-Hubp, J., Zamorano, J.J., Capra, L., Inbar, M. y Alcántara-Ayala, I. (2005). Los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999, causas y efectos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(2): 212-228.
- Lugo-Hubp, J. (2011) *Diccionario Geomorfológico*. Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México, México. 479 p.
- MacDonald, G.A., (1953). Pahoehoe, 'a'a and block lava. *American Journal of Science*, 251, 169-191.
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58(3), 379-424.

- Madrigal-Sánchez X. (1967). Contribución al conocimiento de la ecología de los bosques de oyamel (*Abies religiosa* H.B.K. Schl. et Cham.) en el Valle de México. Bol. Téc. N°. 18. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Secretaría de Agricultura y Ganadería. México.
- Malik, I. y Wistuba, M. (2012). Dendrochronological methods for reconstructing mass movements – an example of landslide activity analysis using tree-ring eccentricity. *Geochronometria*, 39(3), 180-196.
- Martínez, J. (2001). Mastofauna de la vertiente occidental (oeste) del Parque Nacional Pico de Orizaba, Puebla (Fase 1). Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. Escuela de Biología. Informe final SNIB-CONABIO proyecto No. R044. México, D.F.
- Melgarejo-Vivanco, J.L. (1980). El Códice Vindobonensis. Xalapa, Instituto de Antropología Universidad Veracruzana.
- Mooser, F., Meyer, A.H. y Mc Birney, A.R. (1958). Catalogue of the active volcanoes of the World. International Volcanoes Association, Part VI Central America, 6, 144-145.
- Moya, J., Corominas, J. y Pérez-Arcas J. (2010). Assessment of the Rockfall Frequency for Hazard Analysis at Solà d'Andorra (Eastern Pyrenees). En: M. Stoffel, M. Bollschweiler, D. Butler, B. Luckman. (Eds.) *Tree Rings and Natural Hazards. Advances in Global Change Research*, vol. 41. Dordrecht, Holanda: Springer.
- Mundo, I. A., Barrera, M.D. y Roig, F.A. (2007). Testing the utility of *Nothofagus pumilio* for dating a snow avalanche in Tierra del Fuego, Argentina. *Dendrochronologia*, 25, 19–28.
- Muntán, E., Andreu, L., Oller, P., Gutierrez, E. y Martinez, P. (2004). Dendrochronological study of the Canal del Roc Roig avalanche path: first results of the Aludex project in the Pyrenees. *Annals Glaciology*, 38, 173–179.
- Muñoz, N. y Charrier, R. (1996). Uplift of the W. border of altiplano, N. Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 171–181.
- Muñoz-Salinas, E., (2007). Los Lahares del Popocatepetl: Obtención y Tratamiento de la Información para la Prevención de Riesgos. (Tesis doctoral). Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Geografía e Historia, Madrid, España.
- Muñoz-Salinas, E., Manea, V.C., Palacios D. y Castillo-Rodríguez, M. (2007). Estimation of lahar flow velocity on Popocatepetl volcano (Mexico). *Geomorphology*, 92(1-2), 91-99.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo-Rodríguez M., Manea, V., Manea, M. y Palacios, D. (2009a). Lahar flow simulations using LAHARZ program: Application for the Popocatepetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182, 13–22.
- Muñoz-Salinas, E., Renschler, C. y Palacios, D. (2009b). A GIS-based method to determine the volume of lahars: Popocatepetl volcano, Mexico. *Geomorphology*, 111(1), 61-69.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo-Rodríguez M., Manea, V., Manea, M. y Palacios, D. (2010). On the geochronological method versus flow simulation software application for lahar risk mapping: a case study of Popocatepetl volcano, Mexico. *Geografiska Annaler*, 92(3), 311–328.
- Nelson, S.A. y González-Cáver, E. (1992). Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, México. *Bulletin Volcanology*, 55, 85-96.
- Nixon G.T. (1982). The relationship between Quaternar volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 514-523.

- NOAA (2019). Historical Hurricane Track NOAA Database. Consultado en octubre, 2019 de <https://coast.noaa.gov/hurricanes/>
- Okaya, N., Tawackoli, S. y Giese, P. (1997). Area-balanced model of the late Cenozoic tectonics and evolution of the central Andean arc and back arc (lat 20 degrees–22 degrees S). *Geology*, 25, 367–370.
- Ollier, C. (1969). *Volcanoes*. The MIT Press. London. 177 p.
- Ollier, C. (1981). *Tectonics and Landforms*. Longman. London and New York. 324 p.
- Ollier, C. y Pain, C. (2000). *The origin of the mountains*. Routledge. London and New York. 378 p.
- Palacios, D. y Vázquez-Selem, L. (1996). Geomorphic Effects of The Retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba Volcano (Mexico). *Geografiska Annaler*, 78(1), 19-34.
- Palacios, D., Zamorano, J.J. y Gómez, A., (2001). The impact of present lahars on the geomorphologic evolution of proglacial gorges: Popocatepetl, Mexico. *Geomorphology*, 37, 15–42
- Paolini, L., Villalba, R. y Grau, H.R. (2005). Precipitation variability and landslide occurrence in a subtropical mountain ecosystem of NW Argentina. *Dendrochronologia*, 22, 175–180.
- Papadopoulos, A.M., Mertzanis, A. y Pantera, A. (2007). Dendrogeomorphological observations in a landslide on Tymfristos mountain in Central Greece. En: Stokes, A., Spanos, I., Norris, J. E. y Cammeraat, E. (Eds.) *Eco- and ground bio-engineering: The use of vegetation to improve slope stability*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 223–230.
- Parrilla, G. y Zamorano, J. J. (1996). Análisis de un flujo de depósitos (debris flow) en la ladera norte del Pico de Orizaba (México). En A. Grandal, y J. Pagés (Eds.), *IV Reunión de Geomorfología*, 337-347.
- Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A. y Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the Central Sector of the Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, 146, 352–364.
- Pasquaré G., Forcella f., Tibaldi A., Vezzoli, L. y Zanchi, A. (1996). Structural behaviour of a continental volcanic arc: The Mexican volcanic Belt. In F.C. Wezel (Ed.) *the origins of arcs*. Elsevier, Amsterdam, 509-527.
- Pedraza, J. (1996). *Geomorfología, principios, métodos y aplicaciones*. Editorial Rueda, Madrid, España. 414 p.
- Pelfini, M. y Santilli, M. (2008). Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology*, 101(4), 721-730.
- Perret, S., Baumgartner, M., Kienholz, H. (2006a). Inventory and analysis of tree injuries in a rockfall damaged forest stand. *European Journal of Forest Research*, 125:101–110
- Perret, S., Stoffel, M. y Kienholz, H. (2006b). Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps – a dendrogeomorphological case study. *Geomorphology*, 74(1-4), 219-231.
- Pierson, T.C. y Major J.J. (2014). Hydrogeomorphic Effects of Explosive Volcanic Eruptions on Drainage Basins. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42, 469-507.

- Prado-Lallande, A. (2017). Geomorfología, dendrocronología y análisis sedimentológico en la cuenca alta del valle Alcalican, SW del volcán Iztaccihuatl. (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México. 106 p.
- Rinn, F. (2003). TSAP-Win. Time Series Analysis and Presentation for D Dendrochronology and Related Applications. Version 4.64 for Microsoft Windows. User Reference, Rinntech, Heidelberg, Germany. 22 p. <http://www.rinntech.de>
- Ritter, D. F., Craig-Kochel, R., Miller, J R. (1995). *Process geomorphology*. Estados Unidos: Brown Publishers.
- Robin, C. (1982). Relations volcanologie-magmatologie-géodynamique: Application a passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud Mexicain (axe Trans-mexicain et Province Alcaline Orientale). *Annal Acience l'Université Clermont Ferrand*, 2(30), p. 503.
- Robinson, W.J. y Evans, R. (1980). A microcomputer-based tree-ring measuring system. *Tree-Ring Bulletin* 40, 59-64.
- Rodríguez, D.M., Córdoba, G. y Delgado-Granados, H. (2017). Evaluación probabilística del peligro por lahares en el flanco NE del Volcán Popocatepetl. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(1), 243-260.
- Rossotti, A. (2005). Reconstrucción de la historia eruptiva de la Pómez Citlaltépetl" (Volcán Pico de Orizaba). (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México. México. 142 p.
- Ruiz-Carulla, R., Corominas, J. y Hürlimann, M. (2017). Experiencias con drones para el estudio de movimientos de ladera. En E.Alonso, J. Corominas y M. Hürlimann (Eds.) IX Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Barcelona, España: CIMNE.
- Ruiz-Martínez, V.C. (2004). Estudio paleomagnético del Cinturón Volcánico Transmexicano: Implicaciones tectónicas. (Tesis doctoral). Universidad Complutense de Madrid. Madrid, España. 248 p.
- Ruiz-Martínez, V.C., Urrutia-Fucugauchi, J. y Osete, M.L. (2010). Palaeomagnetism of the Western and Central sectors of the Trans-Mexican volcanic belt implications for tectonic rotations and palaeosecular variation in the past 11 Ma. *Geophysical Journal International*, 180, 577-595.
- Ruiz-Villanueva, V., Díez-Herrero, A., Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A. y Stoffel, M. (2013). Characterization of flash floods in small ungauged mountain basins of central Spain using an integrated approach. *Catena*, 110, 32-43.
- Rzedowski, J., (2006). Vegetación de México. 1ra. Edición digital, Comisión Nacional para el conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México. 504 p.
- Salaorni, E., Stoffel, M., Tutubalina, O., Chernomorets, S., Seynova, I. y Sorg, A. (2016). Dendrogeomorphic reconstruction of lahar activity and triggers: Shiveluch volcano, Kamchatka Peninsula, Russia. *Bolletín Volcanology*, 79(1), 6.
- Salzer, M.W. y Hughes, M.K. (2007). Bristlecone pine tree rings and volcanic eruptions over the last 5000 yr. *Quaternary Research*, 67, 57-68.
- Sánchez-García, K.R. (2018). Cartografía geomorfológica del volcán de Iztaccihuatl, México. (Tesis licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México, 187 p.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Sarocchi, D., Bursik, M.I. y Rupp, B. (2008). The rain-triggered Atenquique volcaniclastic debris flow of October 16, 1955 at Nevado de Colima Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132(1-2), 69-83.

- Scarth, A. (1994). *Volcanoes*. First US edition Texas A&M University press. 273 p.
- Scheffers, A.M., May, S. y Kelletat, D. (2015). *Landforms of the World with Google Earth. Understanding our environment*. Springer Dordrecht Heidelberg New York London. 391 p.
- Schmincke, H.U. (2004). *Volcanism*. Springer-Verlag. Germany. 324 p.
- Schneuwly, D.M. y Stoffel, M. (2008a). Spatial analysis of rockfall activity, bounce heights and geomorphic changes over the last 50 years – A case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 102(3-4), 522-531.
- Schneuwly, D.M. y Stoffel, M. (2008b.). Tree-ring based reconstruction of the seasonal timing, major events and origin of rockfall on a case-study slope in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 203-211.
- Schneuwly, D.M., Stoffel, M., Bollschweiler, M. (2009). Formation and spread of callus tissue and tangential rows of resin ducts in *Larix decidua* and *Picea abies* following rockfall impacts. *Tree Physiol* 29:281–289.
- Schneuwly, D.M. (2010). Reconstruction and Spatial Analysis of Rockfall Frequency and Bounce Heights Derived from Tree Rings. En: M. Stoffel, M. Bollschweiler, D. Butler, B. Luckman. (Eds.) *Tree Rings and Natural Hazards*. Advances in Global Change Research, vol. 41. Dordrecht, Holanda: Springer.
- Schweingruber, F.H., (1983). *Der Jahrring. Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie*. Paul Haupt, Bern, Stuttgart, Wien.
- Schweingruber, F.H. (1996) *Tree Rings and Environment-Dendrochronology*. Haupt, Bern.
- Schweingruber, F.H., Börner, A. y Schulze, E.D. (2006). *Atlas of woody plant stems. Evolution, structure and environmental modifications*. Berlin, Alemania: Springer.
- Scott, K.M., Vallance, J.W. y Pringle, P.T. (1995). Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington. U.S. *Geological Survey Professional Paper*, 1547, 1-56.
- Scott, K.M., Vallance, J.W., Kerle, N., Macías, J.L., Strauch, W. y Devoli, G. (2005). Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: occurrence, bulking and transformation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 59–79.
- Scuderi, L.A. (2017). Quantification of long-term erosion rates from root exposure/tree age relationships in an alpine meadow catchment. *Geomorphology*, 283, 114-121.
- Selby, M.J. (1993). *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press. Oxford. 451 p.
- SEMARNAT (2015). Programa de Manejo Parque Nacional El Pico de Orizaba. Recuperado en febrero, 2019 de https://www.conanp.gob.mx/que_hacemos/pdf/programas_man_ejo/2015/PICO_DE_ORIZABA.pdf.
- Shroder, J. (1978). Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9, 168-185.
- Sidle R.C. y Onda Y. (2004). Hydrogeomorphology: overview of an emerging science. *Hydrological processes*, 18, 597–602.
- Šilhán, K. (2010). Dendrogeomorphology of spatiotemporal activity of rockfall in the Flysch Carpathians: a case study on the western slope of Mt. Smrk (Moravskoslezské Beskydy Mts, Czech Republic). *Moravian Geographical Reports*, 18, 33–42.

- Šilhán, K., Pánek, T. y Hradecký, J. (2012). Tree-ring analysis in the reconstruction of slope instabilities associated with earthquakes and precipitation (the Crimean Mountains, Ukraine). *Geomorphology* 173–174, 174–184.
- Šilhán, K., Pánek, T., Dušek, R., Havlů, D., Brázdil, R., Kašičková, L. y Hradecký, J. (2013a). The dating of bedrock landslide reactivations using dendrogeomorphic techniques: the Mazák landslide, outer Western Carpathians (Czech Republic). *Catena*, 104, 1–13.
- Šilhán, K., Pánek, T., y Hradecký, J. (2013b). Implications of spatial distribution of rockfall reconstructed by dendrogeomorphological methods. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13, 1817-1826.
- Šilhán, K., (2016). How different are the results acquired from mathematical and subjective methods in dendrogeomorphology? Insights from landslide movements. *Geomorphology*, 253, 189–198.
- Šilhán, K., Prokešová, R., Medveďová, A. y Tichavský, R. (2016). The effectiveness of dendrogeomorphic methods for reconstruction of past spatio-temporal landslide behaviour. *Catena*, 147, 325-333.
- Silva, D.C., Toonstra, G.W. A., Souza, H.L. S., Pereira, T.A.J. (2014). Qualidade de Ortomosaicos de Imagens de Vant processados Com os Softwares APS, PIX4D E PHOTOSCAN. En: Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação, 5, Recife-PE.
- Silva, D.F.S. (2017). Avaliação do alcance de deslizamentos em função da geometria da encosta - estudo de caso: estrada de Ferro Vitória-Minas. (Tesis de maestría) - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Simonov, Y. (1985) *Análisis morfogenético*. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS (en ruso).
- Smith, G.A. y Fritz, W.J. (1989). Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, 17.
- Solomina, O., Pavlova, I., Curtis, A., Jacoby, G., Panomareva, V. y Pevzner, M. (2008). Constraining recent Shiveluch volcano eruptions (Kamchatka, Russia) by means of dendrochronology. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8.
- St. George, S. y Nielsen, E. (2000). Signatures of high-magnitude 19thcentury floods in *Quercus macrocarpa* tree rings along the Red River, Manitoba, Canada. *Geology*, 28, 899–902.
- St. George, S. y Nielsen, E. (2003). Palaeoflood records for the Red River, Manitoba, Canada, derived from anatomical tree-ring signatures. *The Holocene*, 13(4), 547–555.
- Stahle, D. W., Villanueva-Díaz, J., Cleaveland, M.K., Therrell, M.D., Paull, G.J., Burns, B.T., Salinas, W., Suzan, H. y Fulé P.Z. (2000). “Recent tree-ring research in Mexico”, en F.A. Roig, (Comp.), *Dendrocronología en América Latina*, Editorial de la Universidad Nacional del Cuyo (EDIUNC), Mendoza, Argentina. 285-306.
- Stefanini, M. C. (2004). Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. *Geomorphology*, 63, 191-202.
- Stoffel, M. (2005). Spatio-temporal variations of rockfall activity into forests- results from treering and tree analysis. (Tesis doctoral). Departamento de Geociencias, Universidad de Friburgo, Suiza.

- Stoffel, M., Lievre, I., Monbaron, M. y Perret, S. (2005a). Seasonal timing of rockfall activity on a forested slope at Taschgufer (Valais, Swiss Alps) – a dendrochronological approach. *Geomorphology*, 49(1), 89–106.
- Stoffel, M., Schneuwly, D., Bollschweiler, M., Lievre, I., Delaloye, R., Myint, M. y Monbaron, M. (2005b). Analyzing rockfall activity (1600–2002) in a protection forest - a case study using dendrogeomorphology, *Geomorphology*, 68(3–4), 224–241.
- Stoffel, M. y Beniston, M. (2006). On the incidence of debris flows from the early Little Ice Age to a future greenhouse climate, a case study from the Swiss Alps. *Geophysical Research Letters* 33.
- Stoffel, M. y Perret, S. (2006). Reconstructing past rockfall activity with tree rings: some methodological considerations. *Dendrochronologia*, 24(1), 1–15.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M. y Hassler, G.R. (2006). Differentiating events on a cone influenced by debris-flow and snow avalanche activity – a dendrogeomorphological approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(11), 1424–1437.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2008). Tree-ring analysis in natural hazards research- an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 187-202.
- Stoffel, M., Conus, D., Grichting, M.A., Lièvre, I. and Maître, G. (2008). Unraveling the patterns of late Holocene debris-flow activity on a cone in the central Swiss Alps, chronology, environment and implications for the future. *Global and Planetary Change* 60, 222–34.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2009). What tree-ring can tell about Earth-surface processes: teaching the principles of dendrogeomorphology. *Geography Compass*, 3(3), 1013-1037.
- Stoffel, M. (2011). Tree rings and natural hazards: principles and applications. *Riscuri ùl Catastrofe*, 9, 61-72.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Vázquez-Selem, L., Franco-Ramos, O. y Palacios, D. (2011). Dendrogeomorphic dating of rockfall on low-latitude, high-elevation slopes: Rodadero, Iztaccihuatl volcano, Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1209-1217.
- Stoffel, M. y Corona, C. (2014). Dendroecological dating of geomorphic disturbance in tree. *Tree-ring research*, 70(1), 3-20.
- Strunk, H. (1989). Dendrogeomorphology of debris flows. *Dendrochronologia* 7, 15–25.
- Strunk, H. (1991). Frequency distribution of debris flow in the Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement*, 83, 71–81.
- Strunk, H. (1992). Reconstructing debris flow frequency in the southern Alps back AD 1500 using dendrogeomorphological analysis. Erosion, debris flow and environment in Mountain Regions. Proceedings of the Chengdu symposium, 209. IAHS publ, pp 299–306.
- Strunk, H. (1997). Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*, 31, 137-151.
- Suarez-Díaz, J. (1998). *Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales*. Bucaramanga, Colombia: Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos.
- Summerfield, M.A. (1991). *Global Geomorphology. A introduction to the study of landforms*. Lonfman Scientific & Technical. Singapur. 137 p.

- Suzan, H. y Franco, M. (1981). Estudios dendrocronológicos en México en poblaciones de *Pinus hartwegii*. En: Memorias del VII Congreso Mexicano de Botánica. 277-278.
- Tarbut, E. J. y Lutgens, F.K. (2005). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. Pearson Prentice Hall. Madrid, España. 686 p.
- Thorper, R.S. (1977). Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern México: *Tectonophysics*, 40, 19-26.
- Thouret, J.C., Lavigne, F., Kelfoun, K. y Bronto, S. (2000). Toward a revised hazard assessment at Merapi volcano, Central Java. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 100, 479-502
- Tichavský, R., Šilhán, K. y Stoffel, M. (2017). Age-dependent sensitivity of trees disturbed by debris flows – implications for dendrogeomorphic reconstructions. *Quaternary Geochronology*, 42, 63-75.
- Torres-Beltrán, C. (2013). Análisis de los cambios del límite superior del bosque en el volcán Iztaccíhuatl. (Tesis licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México. 83 p.
- Trenhaile, A. S. (2010). *Geomorphology. A Canadian perspective*. Oxford University Press. Oxford. 558 p.
- USGS. The Landslide Handbook. (2008). A guide to understanding landslides.
- Vallance, J.W. (2000). Lahars. En: H. Sigurdsson, B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer, y J. Stix (Eds.). *Encyclopedia of volcanoes* (pp. 601 – 616). Londres, Inglaterra: Academic Press.
- Vallés-González, G. (2017). El uso de dron para la cartografía y el análisis geomorfológico de procesos torrenciales. Experiencias de la cuenca el Rebaixader (Pirineo Central). (Trabajo final de grado, tesina). Universitat Politècnica de Catalunya, España.
- Van Den Eeckhaut, M., Muys, B., Van Loy, K., Poesen, J., Beeckman, H., 2009. Evidence for repeated re-activation of old landslides under forest. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 352–365.
- Van Zuidam R.A. (1986). Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping: The Hague, The Netherlands, Smits Publishers, 442 p.
- Vandekerckhove, L., Muys, B., Poesen, J., De Weerd, B. y Coppé, N. (2001). A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena*, 45, 123-161.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. En: R.L. Schuster, R.J. Krizek (Eds.) *Landslides: Analysis and Control. Transportation and Road Research Board*. Washington D.C. National Academy of Science.
- Varnes, D.J. Slope movement types and processes, en: <http://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr176/176-002.pdf>
- Vázquez, R., Capra, L., Caballero, L., Arámbula-Mendoza, R. y Reyes-Dávila, G. (2014). The anatomy of a lahar: Deciphering the 15th September 2012 lahar at Volcan de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 272, 126–136.
- Vázquez, R., Suriñach, E., Capra, L., Arámbula-Mendoza, R. y Reyes-Dávila, G. (2017). Seismic characterisation of lahars at Volcan de Colima, Mexico. *Bolletín Volcanology*, 78(2), 8.

- Vieira M.Â. (2015). Suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente na RDD: Drones, Modelos Digitais de Elevação, Algoritmos de Modelação Hidrológica e modelo matemático de base física e estatística – SHALSTAB. (Tesis maestría). Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Brasil.
- Villalba, R. (2000). Métodos en dendrogeomorfología y su potencial uso en América del sur. Dendrogeomorfología en América Latina. F.A. Roig (comp); EDIUVC, Mendoza, Argentina.
- Villanueva-Díaz, J., Cerano, J., Stahle, D.W., Therrell, M.D., Cleaveland, M. K. y Sánchez, I. (2004). Elementos básicos de la dendrocronología y sus aplicaciones en México. INIFAP, CENID-RASPA. Folleto Técnico No. 2, Gómez Palacio, Dgo. 37 pp.
- Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes J., Constante-García, V., Montes-González, L.E. y Vázquez-Selem, L. (2009). Muestreo Dendrocronológico: colecta, preparación y procesamiento de núcleos de crecimiento y secciones transversales. INIFAP, CENID-RASPA. Folleto Técnico No. 13, Gómez Palacio, Durango.
- Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes J., Stahle, D.W., Constante-García, V. y Estrada-Ávalos, J. (2010). Estandarización y desarrollo de series dendrocronológicas en México. INIFAP. Ciudad de México.
- Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes, J., Stahle, D. W., Constante-García, V., Vázquez-Selem, L., Estrada-Ávalos, J. y Benavides, J., (2010). Árboles longevos de México. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales*, 1(2), 7–29.
- Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes J., Vázquez-Selem, L., Stahle, D.W., Fulé, P.Z., Yocom, L.L., Franco-Ramos, O. y Ruiz-Corral, J.A. (2015). Red dendrocronológica del pino de altura (*Pinus hartwegii* Lindl.) para estudios dendroclimáticos en el noreste y centro de México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (86), 5-14.
- Villers-Ruiz, L., Rojas-García, F. y Tenorio-Lezama, P. (2006). Guía botánica del parque nacional Malinche Tlaxcala-Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México. 196 p.
- Wistuba, M., Malik, I., Gärtner, H., Kojs, P. y Owczarek, P. (2013). Application of eccentric growth as a tool for landslide analyses: the example of *Picea abies* Karst. In the Carpathian and Sudeten Mountains (Central Europe). *Catena*, 111, 41–55.
- Yáñez-García C. y García-Durán, S. (1982). Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz: México. Comisión Federal de Electricidad, Reporte Técnico. 96 p.
- Zhang Y., Fang, K., Zhou, F., Dong, Z., Li Y. y Zhang, P. (2017). Reconstruction of soil erosion rates from exposed roots in southeast China. *Asian Geographer*, 34(2), 95-105.

ANEXOS

ANEXO 1.

Mapa geomorfológico de la vertiente noreste del Pico de Orizaba

Mapa geomorfológico de la vertiente noreste del Pico de Orizaba



I. Relieve endógeno

A) Volcánico acumulativo

- 1.1 Cono principal (Pico de Orizaba)
- Volcanes de lava**
- 1.2. Volcán con cráter abierto
- 1.3. Volcán con cima convexa
- 1.4. Domos

Coladas de lavas

- 1.5. Coladas de lava del volcán "Torrecillas"
- 1.6. Coladas de lava del volcán "Espolón de Oro"
- 1.7. Coladas de lava del volcán "Pico de Orizaba"
- 1.8. Coladas de lava asociadas a volcanes de lava
- 1.9. Coladas de lava asociadas a domos

Geformas asociadas al relieve volcánico

- 1.10. Rampa piroclástica
- 1.11. Terraza piroclástica
- 1.12. Lóbulo piroclástico
- 1.13. Llano
- 1.14. Levée
- 1.15. Escarpe

B) Sedimentario-tectónico

- 1.16. Laderas de montaña de calizas

II. Relieve endógeno modelado

- 2.1. Relicto de volcán con cráter abierto
- 2.2. Domos antiguos

- 2.3. Coladas de lava asociadas a relictos de volcanes con cráter abierto
- 2.4. Coladas de lava asociadas a domos antiguos

III. Relieve exógeno

A) Erosivo fluvial

- Barrancos**
- 3.1. < 10 m
- 3.2. > 10 m
- Circos fluviales**
- 3.3. Circos activos
- 3.4. Circos inactivos

B) Acumulativo fluvial

- 3.5. Abanicos aluviales
- 3.6. Terrazas fluviales

C) Erosivo glacial

- 3.7. Circos glaciales

D) Acumulativo glacial

- 3.8. Morrenas

E) Erosivo gravitacional

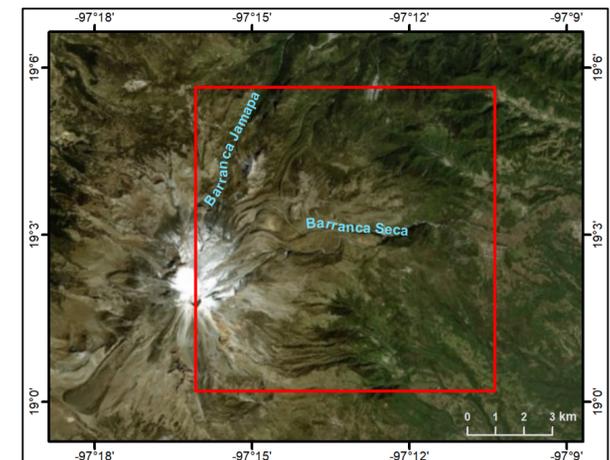
- 3.9. Corona de deslizamiento
- 3.10. Superficie de deslizamiento

F) Acumulativo gravitacional

- 3.11. Lóbulo de deposición
- 3.12. Talud de derrubios

Símbolos complementarios

- Ápice de abanico aluvial



Proyección: Universal transversa de Mercator
 Datum: WGS84
 Escala numérica: 1:30,000

Universidad Nacional Autónoma de México
 Colegio de Geografía
 Facultad de Filosofía y Letras

Autor: Mireya Vazquez Rios
 Asesor: Dr. Osvaldo Franco Ramos

ANEXO 2.

Tablas de disturbios geomorfológicos

Anexo 2.1. Árboles muestreados a ~2,800 msnm.

Tipos de disturbios

I - Impacto

CEX - Crecimiento excéntrico

TRD - Filas tangenciales de ductos de resina traumáticos

MC - Madera de compresión

CS - Crecimiento suprimido

RC - Realce en crecimiento

Intensidad de disturbios

1 Débil TRD; Moderado RC

2 Fuerte RC; Débil MC y CS

3 Moderado MC y CS

4 Moderado TRD y TC; Fuerte MC, CS y Cex

5 I y Fuerte TRD

ID	X	Y	Especie	Cara	Anillo más interno	Anillo Externo	Anillos contados	Edad calibrada	Año de disturbio	Tipo de disturbio	Intensidad del disturbio	Estación de crecimiento	Año de evento	Observaciones	Unidad de relieve
TEL01	691042	2107821	<i>Pinus patula</i>	B	1974	2017	43	48	2011	I	5	LL	2011	Árbol inclinado hacia el canal	Depósito de deslizamiento
TEL01	691042	2107821	<i>Pinus patula</i>	B	1974	2017	43	48	2001	RC	2		2000		
TEL01	691042	2107821	<i>Pinus patula</i>	B	1974	2017	43	48	1995	I	5	LL	1995		
TEL01	691042	2107821	<i>Pinus patula</i>	B	1974	2017	43	48	1977	MC	4		1976		
TEL02	691039	2107817	<i>Pinus patula</i>	Rama B	1983	2017	34	38	2016	I	5	ME	2016	Entre 9-10 m de altura tienen mas impactos	Depósito de deslizamiento
TEL02	691039	2107817	<i>Pinus patula</i>	Rama B y C	1983	2017	34	38	2015	Cex+MC	4		2015		
TEL02	691039	2107817	<i>Pinus patula</i>	Rama C	1983	2017	34	38	2015	I	5	EE	2015		
TEL02	691039	2107817	<i>Pinus patula</i>	Rama B y A	1983	2017	34	38	2011	I	5	ME	2011		
TEL02	691039	2107817	<i>Pinus patula</i>	Rama B	1983	2017	34	38	2012	RC	2		2011		
TEL02	691039	2107817	<i>Pinus patula</i>	Rama	1983	2017	34	38	2006	I	5	EL	2006		
TEL02	691039	2107817	<i>Pinus patula</i>	C	1983	2017	34	38	2004	I	5	EE	2004		

TEL02	691039	2107817	<i>Pinus patula</i>	C	1983	2017	34	38	2002	I	5	EL	2002		
TEL02	691039	2107817	<i>Pinus patula</i>	Rama C	1983	2017	34	38	2001	Cex+MC	4		2000		
TEL02	691039	2107817	<i>Pinus patula</i>	Rama A	1983	2017	34	38	1998	Cex+MC	4		1997		
TEL03	691044	2107808	<i>Pinus patula</i>	C	1982	2017	35	37	2014	I	5	EL	2014	Está sobre una roca del depósito	Depósito de deslizamiento
TEL04	691054	2107810	<i>Pinus patula</i>	D	1987	2017	30	35	2002	CS	4		2001	En la cara C hay un tronco que posiblemente lo impactó	Depósito de deslizamiento
TEL04	691054	2107810	<i>Pinus patula</i>	C	1987	2017	30	35	1996	CS	4		1995		
TEL05	691046	2107779	<i>Pinus patula</i>	C	1969	2017	48	57	1976	RC	2		1975	Está cerca del pie del depósito	Depósito de deslizamiento
TEL06	691054	2107771	<i>Pinus patula</i>	C	1978	2017	39	45	2007	I	5	LL	2007		
TEL07	691048	2107781	<i>Pinus patula</i>	A	1979	2017	38	39	1987	I	5	ME	1987	Está cerca del pie del depósito	Depósito de deslizamiento
TEL08	691054	2107780	<i>Pinus patula</i>	C	1971	2017	46	47	2014	I	5	EL	2014	Está a 10 m del cauce	Depósito de deslizamiento
TEL09	691059	2107779	<i>Pinus patula</i>	A	1976	2017	41	44	2002	I	5	EL	2002		Depósito de deslizamiento
TEL09	691059	2107779	<i>Pinus patula</i>	A y D	1976	2017	41	44	1996	CS	4		1995		
TEL10	691070	2107811	<i>Pinus patula</i>	B	1972	2017	45	50	2005	I	5	EL	2005	Está a un costado del depósito	Ladera

Anexo 2.2. Árboles muestreados entre 3,455-3,409 msnm.

ID	X	Y	Especie	Cara	Anillo más interno	Anillo Externo	Edad en años	Año de disturbio	Tipo de disturbio	Intensidad del disturbio	Estación de crecimiento	Año del evento	Observaciones	Unidad de relieve
Brsec01	688129	2106989	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1966	2018	52	1977	CS	4		1976		Terraza lahárica
Brsec01	688129	2106989	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1966	2018	52	1991	CS	4		1990		
Brsec01	688129	2106989	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1966	2018	52	2012	I	5	LL	2012		
Brsec01	688129	2106989	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1966	2018	52	2014	RC	2		2012		
Brsec02	688121	2106987	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1981	2018	37	1985	I+CS	5		1985		Terraza lahárica
Brsec02	688121	2106987	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1981	2018	37	2001	CS	3		2000		
Brsec02	688121	2106987	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1981	2018	37	2012	I	5	LL	2012		
Brsec02	688121	2106987	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1981	2018	37	2013	RC	2		2012		
Brsec03	688110	2106986	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1973	2018	45	1974	MC	4		1974		Terraza lahárica
Brsec03	688110	2106986	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1973	2018	45	1992	CS	3		1991		
Brsec03	688110	2106986	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1973	2018	45	1997	CS	4		1996		
Brsec03	688110	2106986	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1973	2018	45	2012	I	5	LL	2012		
Brsec03	688110	2106986	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1973	2018	45	2014	RC	2		2012		
Brsec04	688102	2106980	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1975	2018	43	1980	CS	3		1979		Terraza lahárica
Brsec04	688102	2106980	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1975	2018	43	1985	CS	3		1984		
Brsec04	688102	2106980	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1975	2018	43	1998	CS	3		1997		
Brsec04	688102	2106980	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1975	2018	43	2012	I	5	LL	2012		
Brsec04	688102	2106980	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1975	2018	43	2014	RC	2		2012		
Brsec05	688184	2107001	<i>Pinus hartwegii</i>	C	2007	2018	11	2012	I	5	LL	2012		Terraza lahárica
Brsec05	688184	2107001	<i>Pinus hartwegii</i>	C	2007	2018	11	2013	RC	2		2012		

Brsec06	688219	2106994	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1958	2018	60	1961	CS	4		1960		Terraza lahárica
Brsec06	688219	2106994	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1958	2018	60	1984	Cs	2		1983		
Brsec06	688219	2106994	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1958	2018	60	2012	I	5	LL	2012		
Brsec06	688219	2106994	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1958	2018	60	2013	RC	2		2012		
Sec01	687871	2107407	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1979	2018	39	2012	I	5	LL	2012	Señal de incendio	Terraza lahárica
Sec01	687871	2107407	<i>Pinus hartwegii</i>	B	1979	2018	39	2014	RC	1		2012		
Sec02	687874	2107409	<i>Abies religiosa</i>	C	1998	2018	20	2002	TRD	4	ME	2001		Terraza lahárica
Sec02	687874	2107409	<i>Abies religiosa</i>	C	1998	2018	20	2013	TRD	1	ME	2012		
Sec02	687874	2107409	<i>Abies religiosa</i>	C	1998	2018	20	2014	TRD	5	LL	2014		
Sec02	687874	2107409	<i>Abies religiosa</i>	C	1998	2018	20	2015	TRD	4	LL	2014		
Sec02	687874	2107409	<i>Abies religiosa</i>	C	1998	2018	20	2016	TRD	4	EL	2015		
Sec04	687849	2107410	<i>Abies religiosa</i>	B	1955	2018	63	1957	TRD	4	LL	1956	En A tiene un roca	Terraza lahárica
Sec04	687849	2107410	<i>Abies religiosa</i>	B	1955	2018	63	1982	TRD	4	ME	1981		
Sec04	687849	2107410	<i>Abies religiosa</i>	B	1955	2018	63	2003	TRD	4	ME	2002		
Sec04	687849	2107410	<i>Abies religiosa</i>	B	1955	2018	63	2006	TRD	5	EE	2006		
Sec04	687849	2107410	<i>Abies religiosa</i>	B	1955	2018	63	2008	TRD	1	ME	2007		
Sec05	687838	2107434	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2018	35	1985	TRD	1	D-EE	1984		Ladera
Sec05	687838	2107434	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2018	35	1988	TRD	1	EE	1987		
Sec05	687838	2107434	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2018	35	1991	TRD	5	D-EE	1991		
Sec05	687838	2107434	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2018	35	1992	TRD	1	D-EE	1991		
Sec05	687838	2107434	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2018	35	1986	TRD	4	D-EE	1995		
Sec05	687838	2107434	<i>Abies religiosa</i>	D	1983	2018	35	1998	TRD	5	ME	1998		
Sec05	687838	2107434	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2018	35	2004	TRD	1	ME	2003		

Sec05	687838	2107434	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2018	35	2003	TRD	5	D-EE	2003		
Sec05	687838	2107434	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2018	35	2003	TRD	5	EE	2003		
Sec05	687838	2107434	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2018	35	2005	TRD	1	EE	2004		
Sec06	687900	2107415	<i>Abies religiosa</i>	B	1963	2018	55	1964	TRD	1	ME	1963		Depósito de deslizamiento
Sec06	687900	2107415	<i>Abies religiosa</i>	A, B y C	1963	2018	55	1971	TC	4	EE	1971	Posible frost ring	
Sec06	687900	2107415	<i>Abies religiosa</i>	A	1963	2018	55	1974	TRD	4	D-EE	1973		
Sec06	687900	2107415	<i>Abies religiosa</i>	B	1963	2018	55	1974	MC	2		1973		
Sec06	687900	2107415	<i>Abies religiosa</i>	A	1963	2018	55	1981	TRD	4	EE	1980		
Sec06	687900	2107415	<i>Abies religiosa</i>	C	1963	2018	55	1982	TRD	4	D-EE	1981		
Sec06	687900	2107415	<i>Abies religiosa</i>	A, B y C	1963	2018	55	1986	TC	4	D-EE	1986	Posible frost ring	
Sec06	687900	2107415	<i>Abies religiosa</i>	B y C	1963	2018	55	1987	TC	3	EE	1987	Posible frost ring	
Sec06	687900	2107415	<i>Abies religiosa</i>	B	1963	2018	55	2001	TRD	5	D-EE	2001		
Sec06	687900	2107415	<i>Abies religiosa</i>	A	1963	2018	55	2012	I	5	LL	2012		
Sec06	687900	2107415	<i>Abies religiosa</i>	A	1963	2018	55	2013	RC	2		2012		
Sec07	687903	2107422	<i>Abies religiosa</i>	B	1980	2018	38	1983	TRD	5	EE	1983		Depósito de deslizamiento
Sec07	687903	2107422	<i>Abies religiosa</i>	B	1980	2018	38	1986	TC	4	D-EE	1986	Posible frost ring	
Sec07	687903	2107422	<i>Abies religiosa</i>	B	1980	2018	38	1987	TC	3	D-EE	1987	Posible frost ring	
Sec07	687903	2107422	<i>Abies religiosa</i>	B	1980	2018	38	1994	TRD	5	ME	1994		
Sec07	687903	2107422	<i>Abies religiosa</i>	B	1980	2018	38	2011	TRD	4	EE	2010		
Sec07	687903	2107422	<i>Abies religiosa</i>	B	1980	2018	38	2013	TRD	1	EE	2012		
Sec07	687903	2107422	<i>Abies religiosa</i>	B	1980	2018	38	2016	TRD	4	EL	2015		
Sec07	687903	2107422	<i>Abies religiosa</i>	B	1980	2018	38	2016	TRD	1	EE	2015		
Sec08	687905	2107421	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2018	43	1975	TRD	4	EE	1974		Depósito de deslizamiento
Sec08	687905	2107421	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2018	43	1976	TRD	5	EE	1976		
Sec08	687905	2107421	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2018	43	1979	TRD	1	EE	1978		

Sec08	687905	2107421	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2018	43	1980	TRD	1	EE	1979		
Sec08	687905	2107421	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2018	43	1982	MC	3		1981		
Sec08	687905	2107421	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2018	43	1986	TC	4	D-EE	1986	Posible frost ring	
Sec08	687905	2107421	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2018	43	1987	TC	3	D-EE	1987	Posible frost ring	
Sec08	687905	2107421	<i>Abies religiosa</i>	A	1975	2018	43	2014	TRD	4	EE	2013		
Sec08	687905	2107421	<i>Abies religiosa</i>	A	1975	2018	43	2015	TRD	5	EE	2015		
Sec09	687907	2107419	<i>Pinus hartwegii</i>	D	1968	2018	50	1983	MC	4		1982		Depósito de deslizamiento
Sec10	687906	2107416	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1963	2018	55	1976	CS	4		1975		Depósito de deslizamiento
Sec11	687907	2107414	<i>Abies religiosa</i>	B	1994	2018	24	2010	TRD	4	EL	2009		Depósito de deslizamiento
Sec11	687907	2107414	<i>Abies religiosa</i>	B	1994	2018	24	2018	TRD	4	EE	2017		
Sec12	687910	2107418	<i>Abies religiosa</i>	A	1984	2018	34	1986	TRD	5	LL	1986		Depósito de deslizamiento
Sec12	687910	2107418	<i>Abies religiosa</i>	A	1984	2018	34	1986	TC	4	D-EE	1986	Posible frost ring	
Sec12	687910	2107418	<i>Abies religiosa</i>	A	1984	2018	34	1987	TRD	5	D-EE	1987		
Sec12	687910	2107418	<i>Abies religiosa</i>	A	1984	2018	34	1989	TRD	1	LE	1988		
Sec12	687910	2107418	<i>Abies religiosa</i>	A	1984	2018	34	1988	TRD	5	D-EE	1988		
Sec12	687910	2107418	<i>Abies religiosa</i>	C	1984	2018	34	1991	TRD	5	LL	1991		
Sec12	687910	2107418	<i>Abies religiosa</i>	C	1984	2018	34	2002	TRD	4	D-EE	2001		
Sec12	687910	2107418	<i>Abies religiosa</i>	A	1984	2018	34	2002	TRD	5	LL	2002		
Sec12	687910	2107418	<i>Abies religiosa</i>	A	1984	2018	34	2006	TRD	5	LL	2006		
Sec12	687910	2107418	<i>Abies religiosa</i>	C	1984	2018	34	2011	TRD	5	D-EE	2011		
Sec12	687910	2107418	<i>Abies religiosa</i>	A	1984	2018	34	2014	TRD	4	EE	2013		
Sec14	687908	2107406	<i>Abies religiosa</i>	B	1991	2018	27	1997	TRD	5	EE	1997		Depósito de deslizamiento
Sec14	687908	2107406	<i>Abies religiosa</i>	B	1991	2018	27	2000	TRD	4	EE	1999		
Sec14	687908	2107406	<i>Abies religiosa</i>	B	1991	2018	27	2001	TRD	4	D-EE	2000		
Sec14	687908	2107406	<i>Abies religiosa</i>	C	1991	2018	27	2002	TRD	4	EE	2001		

Sec14	687908	2107406	<i>Abies religiosa</i>	C	1991	2018	27	2016	TRD	1	EE	2015		
Sec16	687923	2107407	<i>Abies religiosa</i>	D	1980	2018	38	1983	TC	3	D-EE	1983	Posible frost ring	Depósito de deslizamiento
Sec16	687923	2107407	<i>Abies religiosa</i>	D	1980	2018	38	1986	TC	4	EE	1986	Posible frost ring	
Sec16	687923	2107407	<i>Abies religiosa</i>	D	1980	2018	38	1988	TRD	1	EE	1987		
Sec16	687923	2107407	<i>Abies religiosa</i>	D	1980	2018	38	1987	TC	3	D-EE	1987	Posible frost ring	
Sec18	687922	2107428	<i>Abies religiosa</i>	A y B	1989	2018	29	1990	TRD	1	EE	1989	Posible frost ring	Depósito de deslizamiento
Sec18	687922	2107428	<i>Abies religiosa</i>	B	1989	2018	29	1996	TC	3	D-EE	1996		
Sec18	687922	2107428	<i>Abies religiosa</i>	B	1989	2018	29	2010	TRD	5	EL	2010		
Sec18	687922	2107428	<i>Abies religiosa</i>	A	1989	2018	29	2013	TRD	1	EL	2012		
Sec18	687922	2107428	<i>Abies religiosa</i>	B	1989	2018	29	2015	TRD	4	EL	2014		
Sec18	687922	2107428	<i>Abies religiosa</i>	B	1989	2018	29	2015	TRD	5	ME	2015		
Sec19	687922	2107426	<i>Abies religiosa</i>	A	1983	2018	35	1983	TRD	1	D-EE	1982		Depósito de deslizamiento
Sec19	687922	2107426	<i>Abies religiosa</i>	A y C	1983	2018	35	1986	TC	4	D-EE	1986	Posible frost ring	
Sec19	687922	2107426	<i>Abies religiosa</i>	A y C	1983	2018	35	1987	TC	3	D-EE	1987	Posible frost ring	
Sec19	687922	2107426	<i>Abies religiosa</i>	C	1983	2018	35	1989	TRD	1	D-EE	1988		
Sec19	687922	2107426	<i>Abies religiosa</i>	C	1983	2018	35	2002	TRD	1	EE	2001		
Sec19	687922	2107426	<i>Abies religiosa</i>	C	1983	2018	35	2016	TRD	1	D-EE	2015		
Sec20	687955	2107430	<i>Pinus hartwegii</i>	C	1966	2018	52	1980	MC	3	LL	1980		Depósito de deslizamiento
Sec21	687960	2107442	<i>Pinus hartwegii</i>	D-B	1996	2018	22	2006	CS	4		2005		Depósito de deslizamiento
Sec21	687960	2107442	<i>Pinus hartwegii</i>	D-B	1996	2018	22	2012	I	5	LL	2012		
Sec21	687960	2107442	<i>Pinus hartwegii</i>	D-B	1996	2018	22	2014	I	5	ME	2014		
Sec21	687960	2107442	<i>Pinus hartwegii</i>	D-B	1996	2018	22	2017	I	5	LL	2017		
Sec22	687960	2107443	<i>Abies religiosa</i>	A y D	1994	2018	24	1995	TRD	1	ME	1994		Depósito de deslizamiento
Sec22	687960	2107443	<i>Abies religiosa</i>	D	1994	2018	24	2000	TRD	5	EE	2000		
Sec22	687960	2107443	<i>Abies religiosa</i>	D	1994	2018	24	2001	TRD	5	D-EE	2001		

Sec22	687960	2107443	<i>Abies religiosa</i>	D	1994	2018	24	2004	TRD	5	ME	2004		
Sec22	687960	2107443	<i>Abies religiosa</i>	D	1994	2018	24	2007	TRD	1	ME	2006		
Sec22	687960	2107443	<i>Abies religiosa</i>	A	1994	2018	24	2012	TRD	5	EE	2012		
Sec22	687960	2107443	<i>Abies religiosa</i>	D	1994	2018	24	2014	RC	3		2013		
Sec23	688164	2107447	<i>Pinus hartwegii</i>	B	1963	2018	54	2012	I	5	LL	2012		
Sec24	688138	2107456	<i>Abies religiosa</i>	C	1991	2018	27	2000	CS	2		1999		Terraza lahárica
Sec24	688138	2107456	<i>Abies religiosa</i>	C	1991	2018	27	2004	TRD	4	D-EE	2003		
Sec24	688138	2107456	<i>Abies religiosa</i>	C	1991	2018	27	2009	CS	2		2008		
Sec24	688138	2107456	<i>Abies religiosa</i>	C	1991	2018	27	2012	I	5	LL	2012		
Sec24	688138	2107456	<i>Abies religiosa</i>	C	1991	2018	27	2013	CS	4		2012		
Sec24	688138	2107456	<i>Abies religiosa</i>	C	1991	2018	27	2016	I	5	LL	2016		
Sec28	688106	2107417	<i>Abies religiosa</i>	A	1991	2018	27	2001	TRD	1	D-EE	2000		Depósito de deslizamiento
Sec28	688106	2107417	<i>Abies religiosa</i>	C	1997	2018	21	2003	TRD	5	ME	2003		
Sec29	688102	2107416	<i>Abies religiosa</i>	C	1998	2018	20	2001	TRD	5	EE	2001		Depósito de deslizamiento
Sec30	688095	2107416	<i>Pinus hartwegii</i>	C	2011	2018	7	2018	Cex+MC	4		2017		Depósito de deslizamiento
Sec31	688095	2107414	<i>Pinus hartwegii</i>	C	2011	2018	7	2018	Cex+MC	4		2017		Depósito de deslizamiento
TELA01	687833	2107412	<i>Abies religiosa</i>	C	1994	2017	23	1996	TRD	1	D-EE	1995		Terraza lahárica
TELA01	687833	2107412	<i>Abies religiosa</i>	B y C	1994	2017	23	2004	TRD	4	EE	2003		
TELA01	687833	2107412	<i>Abies religiosa</i>	B	1994	2017	23	2004	TRD	4	ME	2003		
TELA01	687833	2107412	<i>Abies religiosa</i>	B y C	1994	2017	23	2006	TRD	4	EE	2005		
TELA01	687833	2107412	<i>Abies religiosa</i>	B	1994	2017	23	2007	TRD	4	LL	2006		
TELA01	687833	2107412	<i>Abies religiosa</i>	C	1994	2017	23	2012	I+TRD	5	LL	2012		
TELA01	687833	2107412	<i>Abies religiosa</i>	B	1994	2017	23	2013	TRD	4	EL	2012		
TELA01	687833	2107412	<i>Abies religiosa</i>	B	1994	2017	23	2014	TRD	5	LL	2014		
TELA01	687833	2107412	<i>Abies religiosa</i>	B	1994	2017	23	2015	TRD	5	LL	2015		

TELA02	687836	2107413	<i>Abies religiosa</i>	A	1988	2017	29	1989	TRD	4	LL	1988		Terraza lahárica
TELA02	687836	2107413	<i>Abies religiosa</i>	A	1988	2017	29	1995	TRD	1	EE	1994		
TELA02	687836	2107413	<i>Abies religiosa</i>	C	1988	2017	29	2001	TRD	1	EL	2000		
TELA02	687836	2107413	<i>Abies religiosa</i>	A	1988	2017	29	2005	TRD	1	LL	2004		
TELA02	687836	2107413	<i>Abies religiosa</i>	A	1988	2017	29	2006	TRD	4	LL	2005		
TELA02	687836	2107413	<i>Abies religiosa</i>	A Y C	1988	2017	29	2010	TRD	4	EE	2009		
TELA03	687841	2107414	<i>Pinus hartwegii</i>	B y D	1955	2017	62	2013	RC	2		2012		Terraza lahárica