



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN GEOGRAFÍA  
FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS  
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

**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**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
DOCTOR EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

**OSVALDO FRANCO RAMOS**

TUTORES PRINCIPALES:

**DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM**  
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, UNAM

**DR. MARKUS STOFFEL**  
POSGRADO EN GEOGRAFÍA

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR Y SÍNODO:

**DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO OROZCO**  
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, UNAM

**DR. JOSÉ VILLANUEVA DÍAZ**  
POSGRADO EN GEOGRAFÍA

**DRA. ESPERANZA MUÑOZ SALINAS**  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

MÉXICO, D.F.

OCTUBRE, 2014.



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

*Con mucho amor para Carla y Nico... mi compañía,  
fuerza y los seres más maravillosos que la vida me ha  
permitido conocer.*

*A mis padres, hermanos y sobrinos.*

## **Agradecimientos**

Al mi asesor de tesis Dr. Lorenzo Vázquez Selem, por todo su apoyo incondicional y por haberme influenciado en el mundo de los fechamientos y los paleoambientes. Lorenz te agradezco tu tiempo y dedicación para lograr una meta más.

Al mi segundo asesor Dr. Markus Stoffel, por enseñarme el camino de la dendrogeomorfología y seguir muy de cerca esta investigación. Además, por brindarme todo su apoyo en mi estancia de investigación en el Laboratorio de Dendrogeomorfología de la Universidad de Berna, Suiza.

Un agradecimiento especial a los integrantes del sínodo integrado por el Dr. José Juan Zamorano, Dr. José Villanueva Díaz y la Dra. Esperanza Muñoz Salinas, quienes por sus comentarios y sugerencias oportunas, mejoraron en gran medida la calidad de esta investigación.

A la Dra. Lucía Capra Pedol por destacadas aportaciones en el apartado de los lahares del Volcán de Colima, ya que su vasto y actualizado conocimiento en el tema, enriquecieron notablemente los resultados y discusión de esta parte de la tesis.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por haber sido mí hogar durante toda mi trayectoria académica, el cual ha sido sustancial para mi formación científica y humana. En especial a la Coordinación de Estudios de Posgrado (CEP), por el apoyo logístico y económico durante estancias de investigación y trabajo de campo en el doctorado.

Mi más sincera gratitud al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca de doctorado asignada por un período de cuatro años. Beneficiado por este soporte económico, puede dedicarme exclusivamente a la investigación de tesis y terminar en un tiempo razonable.

A la beca del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM, cuya fase final de la tesis fue enmarcada en el proyecto: *Evolución de los ambientes de montaña del centro de México durante el Holoceno con base en registros geomorfológicos, dendrocronológicos y paleoecológicos* con clave de registro IN105213.

Al Ing. Alfredo Rodríguez Manjarrez (Centro de Ciencias de la Atmosfera, UNAM), por la asesoría y soporte técnico en la preparación de las muestras para análisis dendrocronológico.

A los dendrogeomorfólogos del DendroLab de la Universidad de Berna, Suiza: Daniel Trappmann, Annina Sorg, Sébastien Guillet, Christophe Corona, Alejandro Casteller, y Juan Antonio Ballesteros Canovas, a quienes tuve el privilegio de conocer y compartir experiencias en el tema, así como su compañía y apoyo durante mi estancia de investigación. Merci viu mau!!

Al Sr. Jaime Torres Valdez y familia, por todo su apoyo y amabilidad, así como por aceptarme como un integrante más en su familia.

A los estudiantes, que con su ayuda y armonía en trabajo de campo, el muestreo dendrogeomorfológico pudo realizarse de la mejor manera: Carla Torres Beltrán, Julian Cerano Paredes, Andrés Lallande y Salvador Ponce.

Finalmente, agradezco a mis amigos geomorfólogos por estar en las buenas y malas, así como por compartir e intercambiar ideas en este mundo de las Ciencias de la Tierra y gratos momentos en la vida: Miguel Castillo, Sergio Salinas, Alejandro Pérez y Miguel Santos.

<b>Índice de la tesis</b>	<b>Pag.</b>
<b>Resumen</b>	
<b>Abstract</b>	
<b>Capítulo 1. Introducción general</b>	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Justificación	3
1.3. Hipótesis	5
1.4. Objetivo general	6
1.5. Objetivos específicos	6
1.6. Estructura de la investigación	7
<b>Capítulo 2. Marco teórico. Dendrogeomorfología</b>	9
2.1. Principios dendrogeomorfológicos	9
2.2. Lahares y disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles	14
2.3. Caída de rocas y disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles	20
2.4. Colonización vegetal y edad mínima de nuevos relieves	25
2.5. Otras aplicaciones de la dendrocronología a las Ciencias de la Tierra	28
<b>Capítulo 3. Metodología</b>	30
3.1. Cartografía geomorfológica	30
3.2. Estrategias de muestreo en campo	32
3.3. Análisis en laboratorio y Sistemas de Información Geográfica (SIG)	35
<b>Capítulo 4. Análisis dendrogeomorfológico para la reconstrucción espacio-temporal de lahares en la vertiente sur del Volcán de Colima</b>	40
4.1. Volcán de Colima	40
4.2. Sitio de estudio	43
4.3. Muestreo de árboles ( <i>P. leiophylla</i> )	47
4.4. Resultados	48
4.5. Discusión	53
4.6. Conclusiones	56
<b>Capítulo 5. Estudio de lahares intra-eruptivos a partir del análisis de anillos de crecimiento de <i>A. religiosa</i> en la barranca Axaltzintle, volcán La Malinche</b>	58
5.1. Volcán La Malinche	58
5.2. Sitio de estudio	60
5.3. Muestreo de árboles ( <i>A. religiosa</i> )	62
5.4. Resultados	64
5.5. Discusión	68
5.6. Conclusiones	73

<b>Capítulo 6. Estudio de caída de rocas a partir del análisis de anillos de crecimiento de <i>P. hartwegii</i> en el valle La Teta, volcán Cofre de Perote</b>	75
6.1. Volcán Cofre de Perote	75
6.2. Sitio de estudio	78
6.3. Muestreo de árboles ( <i>P. hartwegii</i> )	79
6.4. Resultados	80
6.5. Discusión	85
6.6. Conclusiones	91
<b>Capítulo 7. Discusión y conclusiones generales</b>	93
<b>Referencias</b>	99
<b>Anexo</b>	

## ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

Pag.

### Capítulo 1

Figura 1.1. Métodos de datación del Cuaternario.

1

Figura 1.2. Localización de los sitios de estudio.

5

### Capítulo 2

Figura 2.1. A y B. Anillos anuales de crecimiento en coníferas y en angiospermas.

10

Figura 2.2. Dendrocronología y fechado cruzado (*cross-dating*) a partir de curvas de crecimiento de diferente origen, pero en condiciones ambientales similares.

12

Figura 2.3. Relación sistemática entre *proceso-evento-respuesta* aplicada en dendrogeomorfología.

14

Figura 2.4. Reacciones externas e internas de en los anillos de crecimiento de árboles afectados por procesos geomorfológicos.

18

Figura 2.5. Etapas del crecimiento de árboles durante la colonización en nuevos relieves.

27

### Capítulo 3

Figura 3.1. Diagrama de flujo de las fases metodológicas.

31

Figura 3.2. Delimitación de formas de relieve y rasgos asociados a procesos geomorfológicos.

32

Figura 3.3. Herramientas utilizadas para el muestreo dendrogeomorfológico.

33

Figura 3.4. Estrategias de muestreo en campo.

34

Figura 3.4 bis. Caras del tronco para la colecta de muestras dendrogeomorfológicas.

34

Figura 3.5. Colecta de núcleos de crecimiento en árboles con cicatrices de impacto.

35

Figura 3.6. Estación de conteo y medición de anillos de crecimiento Leica- LINTAB.

36

Figura 3.7. Correlación entre curvas de crecimiento de diferentes núcleos de un mismo árbol y la curva "referencia", a través del programa TSAPWin.

37

Figura 3.8. Ejemplo de tabla con información dendrogeomorfológica que caracteriza los eventos y reacciones ocurridas en cada muestra analizada.

38

### Capítulo 4

Figura 4.1. Localización del Volcán de Colima y barrancas Montegrando y Arena.

42

Figura 4.2. Sección esquemática que muestra las principales unidades geomorfológicas en las barrancas Montegrando y Arena.

44

Figura 4.3. Depósitos de lahares de distintas edades en las barrancas Montegrando y Arena.

45

Tabla 4.1. Inventario de muestras dendrocronológicas por cada barranca.

47

Figura 4.4. Colecta de núcleos de madera y secciones transversales de árboles en la Montegrando y Arena.

48

Figura 4.5. Tamaño del muestreo y frecuencia de lahares en las barrancas Montegrando y Arena.

48

Tabla 4.2. Tipo, número y porcentaje de disturbios en los crecimientos de anillos por cada barranca de estudio.

49

Figura 4.6. Mapa geomorfológico y árboles afectados por los lahares de AD 1994 y 2004 en la barranca Montegrando.

50

Figura 4.7. Mapa geomorfológico y posición de los árboles dañados por los eventos de 1994 y 2005 en la barranca Arena.

52

Tabla 4.3. Cronología de lahares reconstruidos con dendrogeomorfología y otras fuentes en las barrancas del sur del Volcán de Colima.

55



## Capítulo 5

Figura 5.1. Localización del volcán La Malinche y barranca Axaltzintle.	59
Figura 5.2. Aspecto de las unidades geomorfológicas en el interior de la barranca Axaltzintle.	60
Tabla 5.1. Número de muestras por unidad de relieve en la barranca Axaltzintle.	63
Figura 5.3. Colecta de árboles vivos ( <i>Abies religiosa</i> ) afectados por lahares.	63
Tabla 5.2. Tipo, número y porcentaje de los disturbios en los anillo de crecimiento de los árboles.	64
Figura 5.4. Cronología de anillo total (IAA), tamaño de muestreo y la reconstrucción de lahares intra-eruptivos.	65
Figura 5.5. Sector del mapa morfológico de la barranca Axaltzintle y la disposición de los árboles afectados por los eventos de 1998 y 2005.	67
Figura 5.6. Sector de la barranca Axaltzintle que muestra las formas de relieve y los árboles dañados por los lahares de 1970 y 2000.	67

## Capítulo 6

Figura 6.1. Localización del Cofre de Perote y valle La Teta.	76
Figura 6.2. Aspecto geomorfológico de la cabecera del valle glacial La Teta.	78
Figura 6.3. Extracción de muestras en troncos impactados por rocas.	80
Tabla 6.1. Disturbios en los anillos de crecimiento de <i>P. hartwegii</i> asociados a caídas de roca.	81
Tabla 6.2. Edad del arbolado y períodos de retorno por caída de rocas en el valle La Teta.	82
Figura 6.4. Mapa de interpolación de edades de <i>P. hartwegii</i> en el valle La Teta.	83
Figura 6.5. Tamaño del muestreo y reconstrucción de eventos por año en el valle La Teta.	84
Figura 6.6. Mapa de interpolación de períodos de retorno de caída de rocas en el valle La Teta.	85
Tabla 6.3. Eventos de caída de rocas y su relación con sismos y lluvias torrenciales.	87

## Resumen

En México, el fechamiento y estudio de procesos geomorfológicos bajo un enfoque dendrocronológico ha sido muy poco utilizado. Fenómenos como los lahares y la caída de rocas pueden alterar y dañar significativamente el crecimiento natural de todo un rodal de árboles o de árboles individuales, produciendo disturbios en el desarrollo de los anillos de crecimiento. La identificación de tales disturbios en los anillos de crecimiento permite establecer la edad, la frecuencia y la distribución espacial de fenómenos geomorfológicos como los mencionados.

La presente investigación representa una de las primeras aplicaciones de los métodos dendrogeomorfológicos en México. Además, representa la novedad de evaluar el potencial de distintas especies de árboles en tres sitios de estudio. El primer caso de estudio se localiza en la vertiente sur del Volcán de Colima, en las barrancas Montegrande y La Arena. En estas se reconocieron al menos 20 lahares históricos que ocurrieron entre los años 1913 y 2011. Siete de los lahares identificados no aparecían en ningún registro previo (1969, 1979, 1984, 1986, 1987, 1996 y 2001). Estos análisis se realizaron con base en los disturbios en anillos de crecimiento de 78 árboles vivos de la especie *Pinus leiophylla*. Los disturbios más recurrentes fueron las supresiones en los anillos de crecimiento y las cicatrices de impacto. Los lahares se relacionan con actividad eruptiva actual y eventos hidrometeorológicos extremos como los huracanes.

El segundo caso de estudio se sitúa en el volcán La Malinche, en la barranca Axaltzintle. En ésta se identificaron 19 lahares intra-eruptivos de 1916 a 2011, a partir de anomalías en los crecimientos de 86 árboles vivos de la especie *Abies religiosa*. Las anomalías más comunes observadas fueron las filas tangenciales de ductos de resina traumáticos, supresiones en los crecimientos y cicatrices de impacto. Los eventos de mayor distribución fueron los de 1998 y 2005, cuyo detonante principal fueron las lluvias torrenciales relacionadas con anomalías climáticas como el ENSO.

El tercer caso de estudio se llevó a cabo en el volcán Cofre de Perote, en el valle La Teta, donde se identificaron los lugares de caída de rocas en el talud detrítico situado cerca de la parte cumbral del edificio volcánico. El estudio se realizó a partir del reconocimiento de las anomalías en los anillos de crecimiento de 110 árboles vivos de la especie *Pinus hartwegii*, donde los principales disturbios fueron las cicatrices de impacto y supresiones abruptas. Se identificaron 73 eventos de caída de rocas de 1780 a 2011, el mayor número de disturbios se observaron en los años 1995, 1998 y 2005. Los factores detonantes más importantes fueron las lluvias torrenciales (50% del total) y los sismos (25 % del total).

Con los tres ejemplos que se presentan en esta investigación, se demuestra que la aplicación de métodos dendrocronológicos, con base en coníferas del centro de México, al estudio de procesos morfodinámicos, puede proporcionar información temporal precisa (con una resolución anual) sobre la ocurrencia de un evento y su distribución en el espacio. Este trabajo tiene implicaciones en estudios de riesgo por peligros geológicos y geomorfológicos en México.

## **Abstract**

The study and dating of geomorphic processes by means of dendrochronology has been practiced barely in Mexico. Phenomena such as lahars and rockfalls can impact and damage the natural growth of forest stands or individual trees thereby producing growth disturbances (GD) in tree-ring records. The identification and dating of such GD allows determining the age, frequency and spatial distribution of past geomorphic events. This research makes use of dendrogeomorphic methods to assess the potential of some conifer species of central Mexico at three study sites. The first study site was on the southern slopes of Colima Volcano (Montegrande and Arena ravines), a total of 20 lahar events occurring after the AD 1913 eruption have been reconstructed based on GDs in 78 living *Pinus leiophylla* trees. Seven of the identified events had not previously been reported on historical records. The most important GDs identified at the study site were abrupt growth suppression and injuries. The second study site was at La Malinche Volcano (Axaltzintle ravine), 19 intra-eruptive lahars were identified for the period AD 1916 to 2011, based on 86 living *Abies religiosa* trees. The most significance GDs were tangential rows of traumatic resin ducts, growth suppressions and injuries. The most significant events in the record took place in AD 1998 and 2005 and were induced by torrential rainfalls possibly related to ENSO. The third study site was near the summit of Cofre de Perote Volcano (La Teta valley), where we study rockfall events on a debris talus. This study was done on 110 living *Pinus hartwegii* trees. The main GDs here were injuries and growth suppressions. A total of 73 rockfall events were identified between AD1780 and 2011, with the highest activity in 1995, 1998, and 2005. Triggering of rockfalls were mostly related to extreme hydrometeorological events (50%) and earthquakes (25%). This thesis shows quite clearly that dendrogeomorphic methods applied on conifer species from central Mexico can provide accurate temporal information (annual) about the frequency and spatial distribution of geomorphic events, which can be useful in the study of natural hazards.

# Capítulo 1. Introducción general

## 1.1. Antecedentes

En los planes de prevención y mitigación de peligros naturales, es importante tener registrados el mayor número de eventos geodinámicos del pasado, para conocer con qué intensidad y con qué frecuencia se ha presentado un fenómeno. Por lo general no existen tales registros, son muy limitados o poco precisos. En este sentido, se han aplicado diversos métodos de datación para eventos del Cuaternario como el radiocarbono, los isótopos cosmogénicos, la liqenometría y la dendrocronología (Figura 1.1). A diferencia de otros métodos de datación, la dendrocronología permite detectar con exactitud y precisión eventos geológicos o geomorfológicos de los últimos cientos de años, a veces hasta varios miles de años (Wiles *et al.*, 1996; Bull, 2007).

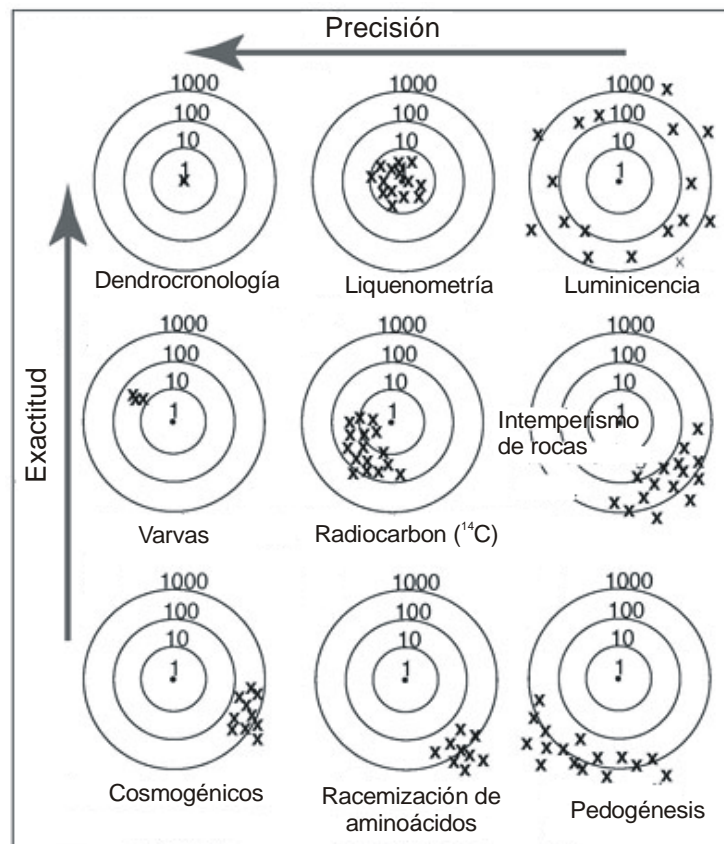


Figura 1.1. Métodos de datación del Cuaternario, donde se destaca la alta precisión y exactitud de la dendrocronología para eventos del pasado reciente. El valor de los círculos corresponde a los años en escala logarítmica (Modificado de Bull, 2007).

El estudio y fechamiento de procesos geomorfológicos, a partir de los disturbios en los anillos de crecimiento de árboles, se conoce como dendrogeomorfología (Alestalo, 1971). Los procesos morfodinámicos alteran y dañan significativamente el crecimiento natural de todo un rodal de árboles o en particular de un individuo, de este modo surge el concepto de *proceso-evento-respuesta* (Shroder, 1978). Este método puede proporcionar información temporal precisa (estacional o anual) de la ocurrencia de un evento y su distribución en el espacio, con miras a reforzar los estudios de riesgos naturales (Stoffel y Bollschweiler, 2008). El principal aporte de la dendrogeomorfología para estos fines, tiene que ver con el análisis espacial y temporal de fenómenos naturales, debido a que determina la distribución, la frecuencia y la magnitud de eventos geomorfológicos. Se trata de un método novedoso y preciso que permite reconstruir procesos del pasado reciente como flujos de escombros, lahares, caídas de roca, flujos de lava, avalanchas, entre otros. Éste puede responder a las preguntas siguientes: ¿Qué tan frecuente es un proceso?, ¿Cuándo ocurrió?, ¿Qué tan grande fue un evento? o ¿Qué tan antigua es una superficie geomórfica? (Stoffel y Bollschweiler, 2009).

En los últimos años, la dendrocronología se ha aplicado de muchas maneras para entender la dinámica de diversos fenómenos geológicos y geomorfológicos, como la frecuencia y magnitud de caídas de rocas (Stoffel *et al.*, 2005; Schneuwly *et al.*, 2009 a y b; Trappmann y Stoffel, 2012; Corona *et al.*, en prensa), reconstrucciones espacio-temporales de flujos de escombros (Strunk, 1997; Bollschweiler *et al.*, 2007, 2008 a y b; Stoffel *et al.*, 2008; Stoffel 2010; Procter *et al.*, 2012), avalanchas de nieve y deslizamientos (Kogelnig-Mayer *et al.*, 2011; Stefanini, 2004; Lopez Saez *et al.*, 2012; Šilhán *et al.*, 2013a; Carrara y O'Neil, 2003), análisis de erosión (Vandekerckhove *et al.*, 2001; Gärtner, 2007; Fantucci, 2007; Hitz *et al.*, 2008; Lopez *et al.*, 2011; Stoffel *et al.*,

2012), inundaciones (Jasper *et al.*, 2002; Ballesteros-Cánovas *et al.*, 2010 y 2011; Ruiz-Villanueva *et al.*, 2013; Yanosky y Jarrett, 2002), edades absolutas de nuevos relieves (Pierson, 2007; Koch, 2009; Kroh, 2008), en menos casos para fechar procesos volcánicos como caída de tefra, flujos piroclásticos, lahares (Pearson *et al.*, 2005; Solomina *et al.*, 2008) y en dinámica del relieve en América Latina (Villalba, 2000).

En México, el estudio de algunas coníferas subtropicales ha demostrado que forman anillos anuales bien definidos, idóneos para estudios dendrocronológicos (Stahle *et al.*, 2000; Villanueva *et al.*, 2010). Sin embargo, las aplicaciones a las ciencias de la Tierra han sido escasas y se citan a continuación. Biondi *et al.* (2003) investigaron los cambios en los anillos de crecimiento de *P. hartwegii* por la erupción de 1913 del volcán de Colima. Cruz-Muñoz *et al.* (2008), analizaron los efectos químicos en los anillos de crecimiento de árboles que viven alrededor del volcán Popocatepetl. Sheppard *et al.* (2008) identificaron cambios anatómicos y químicos en los anillos de crecimiento de *Pinus* afectados por la ceniza que arrojó el volcán Parícutín durante su actividad de 1943 a 1952. Bollschweiler *et al.* (2010) y Franco-Ramos *et al.* (2013) reconstruyeron lahares históricos en coníferas de los volcanes más activos de México: Popocatepetl y Colima. Stoffel *et al.* (2011) mostraron un buen potencial de *P. hartwegii* para elaborar reconstrucciones de caídas de roca en el límite superior del bosque, al norte del Iztaccíhuatl a los ~4000 msnm.

## *1.2. Justificación*

En México no existen suficientes estudios que determinen la magnitud y la frecuencia de los procesos de ladera en zonas de montaña, mismos que son importantes desde el punto de vista científico, así como del conocimiento aplicado para la evaluación de peligros geológicos. Desde el punto de vista científico es necesario determinar si la tectónica o el

clima incrementan el desencadenamiento de procesos de remoción en masa en las zonas de montaña. Desde la perspectiva de los peligros geomorfológicos, estos últimos ocasionan grandes pérdidas de vidas humanas y económicas que hacen patente la necesidad de un registro histórico de la frecuencia y distribución de los procesos geomorfológicos que ocurren en los relieves montañosos. De los métodos geocronológicos utilizados en la geomorfología para la evaluación de procesos, la dendrogeomorfología es la única que permite hacer fechamientos históricos con un error de  $\pm 1$  año, así como evaluar el tipo y distribución de procesos (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

En la presente investigación se adaptan los métodos dendrogeomorfológicos desarrollados en otros ambientes geomorfológicos, a las condiciones de México para el estudio de procesos de remoción en masa en tres volcanes del Cinturón Volcánico Transmexicano donde se utilizaron distintas especies de árboles (Figura 1.2). Esos casos de estudio son: (1) lahares en el Volcán de Colima (*P. leiophylla*), (2) lahares intra-eruptivos en La Malinche (*A. religiosa*) y (3) caídas de roca en el Cofre de Perote (*P. hartwegii*). Este trabajo representa una nueva perspectiva en los estudios geomorfológicos de México, ya que es posible fechar con precisión los eventos y a partir de ello establecer sus frecuencias, distribución y conexiones causales, así como evaluar la estabilidad/inestabilidad geomorfológica en escalas de tiempo decadales y seculares. Además, se evalúa el potencial de algunas especies que habitan las montañas de México, para estudios dendrogeomorfológicos en el pasado reciente.



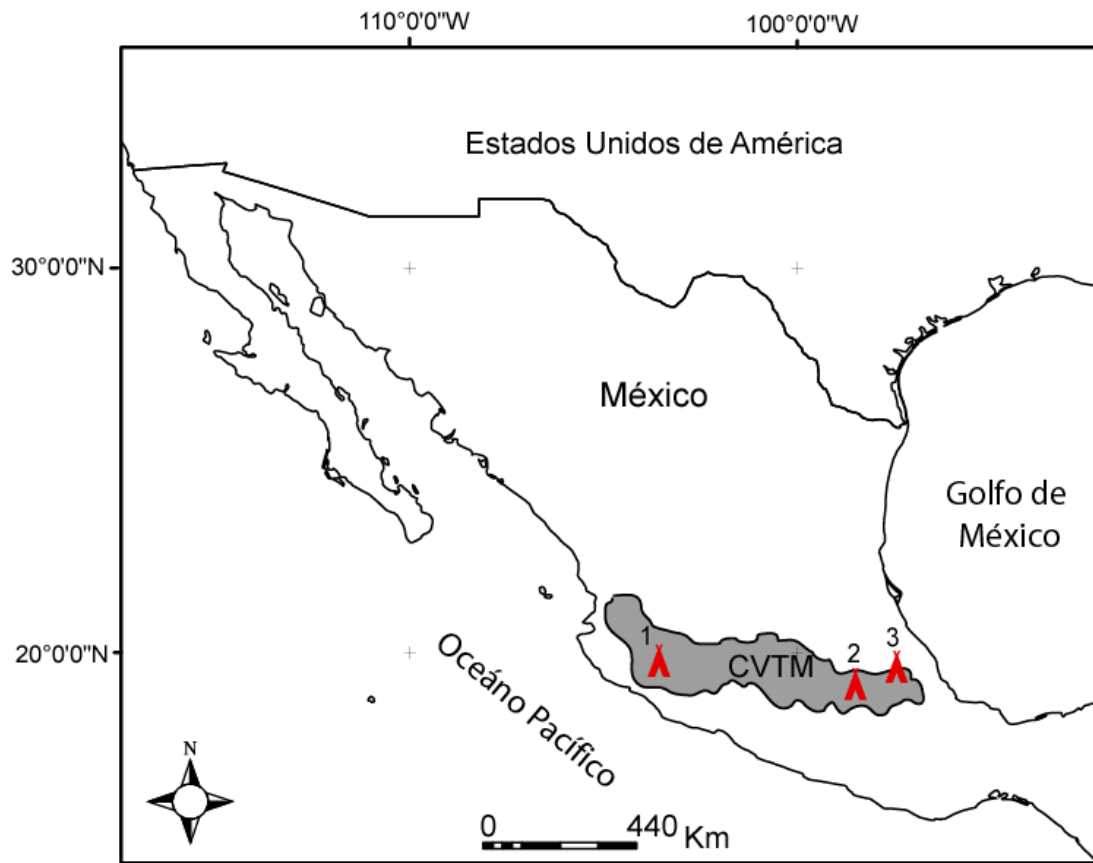


Figura 1.2. Áreas de estudio que forman parte del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). Volcán de Colima, 3860 msnm (1), volcán La Malinche, 4,461 msnm (2) y volcán Cofre de Perote, 4282 msnm (3).

### 1.3. Hipótesis

Mediante el uso de la dendrogeomorfología en distintas especies de coníferas (i.e. *P. leiophylla*, *A. religiosa* y *P. hartwegii*), típicas de las zonas intertropicales y de montaña del centro de México, se puede estudiar la frecuencia y distribución de procesos geomorfológicos y así evaluar los procesos superficiales del pasado reciente en terrenos volcánicos. *A priori* se esperan eventos de mayor magnitud y frecuencia en zonas de montaña controladas por una actividad eruptiva actual (Volcán de Colima), ya que ésta junto con las condiciones climáticas (lluvias torrenciales y huracanes) favorece la remoción de materiales en laderas y transporte en ríos. Debido a que el análisis dendrogeomorfológico permite tener una cronología detallada con una resolución anual o subanual en un área de afectación, es posible identificar con dicha técnica las zonas susceptibles a un peligro geomorfológico.

#### *1.4. Objetivo general*

El objetivo central de la presente investigación es analizar la frecuencia y distribución de procesos geomorfológicos (i.e. lahares y caída de rocas), con base en métodos dendrogeomorfológicos, para reconstruir y estimar zonas de mayor o menor estabilidad geomorfológica en terrenos volcánicos del centro de México.

#### *1.5. Objetivos específicos*

- Evaluar el potencial dendrogeomorfológico de varias especies de coníferas que crecen en las montañas del centro de México, en particular del género *Pinus* y de *Abies religiosa*.
- Cartografiar a detalle las formas de relieve (i.e. terrazas, canales, y taludes detríticos) asociados a la dinámica volcánica y geomorfológica.
- Identificar los disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles como cicatrices de impacto, troncos sepultados, inclinados, decapitados y áreas sin vegetación, y asociarlos a distintos tipos de eventos geomorfológicos.
- Analizar los patrones dendrocronológicos y calibración de las muestras colectadas en campo, detectando patrones de crecimiento de los anillos, anomalías asociadas a procesos y edades mínimas.
- Elaborar cronologías de referencia (árboles no afectados por algún proceso geomorfológico local), curvas de crecimiento de cada individuo y fechamiento cruzado (*cross dating*) de las muestras, para comparar con las series dendrocronológicas de cada sitio.
- Comparar las series dendrogeomorfológicas con los datos meteorológicos y sísmicos de las estaciones cercanas a las zonas de estudio, así como con los

registros históricos de los eventos geomorfológicos, con el objetivo de identificar el origen del daño en los anillos de crecimiento de árboles.

- Generar mapas donde se represente la distribución espacial de determinados eventos geomorfológicos según su momento de ocurrencia. Estos mapas se realizarán a través de Sistemas de Información Geográfica (SIG). Los límites en la distribución de un determinado evento se analizarán por medio de la interpolación de los árboles con algún disturbio en un mismo año (intervalos de recurrencia), así como la edad mínima de los árboles.
- Fechar y determinar la frecuencia espacio-temporal de lahares y caída de rocas.

### *1.6. Estructura de la investigación*

**Capítulo 1.** Se exponen los trabajos relacionados con dendrogeomorfología a nivel mundial y las aplicaciones en México, su importancia y el potencial dendrocronológico de las especies de árboles que habitan los relieves volcánicos del centro de México. Además se plantean los problemas a investigar en cada sitio de estudio y finalmente se enlistan los objetivos centrales y particulares de la investigación.

**Capítulo 2.** Se presenta el marco teórico con las bases de la dendrogeomorfología y sus aplicaciones a las Ciencias de la Tierra. En particular se presentan los estudios sobre los disturbios en los anillos de crecimiento de árboles afectados por lahares y caída de rocas.

**Capítulo 3.** Se mencionan los materiales y métodos dendrogeomorfológicos desarrollados en otros países y su adaptación a las especies de coníferas que crecen en los volcanes del centro de México.

**Capítulo 4.** Se aplica la dendrogeomorfología para fechar, corroborar y ampliar la cronología de lahares ocurridos en el volcán de Colima, a partir del análisis de los disturbios en los anillos de crecimientos en *Pinus leiophylla*, una de las especies de

árboles que habita el flanco sur del volcán (Franco-Ramos *et al.*, 2013). Los resultados de este capítulo fueron publicados en una revista internacional que forma parte del SCI (*Science Citation Index*) (ver anexo al final de la tesis).

**Capítulo 5.** Se presenta un estudio con base en métodos dendrogeomorfológicos, donde se estudian los lahares intra-eruptivos y como afectan a los *Abies religiosa*, especie que predomina en la barranca Axaltzintle, localizada al NE del volcán La Malinche.

**Capítulo 6.** Se analizan los disturbios en los anillos de crecimiento de *Pinus hartwegii*, ocasionados por desprendimientos de roca en el valle La Teta, localizada al NW el Cofre de Perote. Con base en lo anterior, se elaboran períodos de recurrencia por caída de rocas y su distribución espacial.

**Capítulo 7.** Se presenta la discusión y conclusiones generales de la tesis, donde se manifiestan los principales alcances y limitaciones obtenidas en la investigación, así como los aportes más significativos.

## Capítulo 2. Marco teórico.

### Dendrogeomorfología

La dendrogeomorfología es un método de fechamiento poco explorado en México, no obstante la disponibilidad de especies de árboles que crecen en climas con estaciones bien marcadas, lo que permite la formación de anillos de crecimiento anual bien definidos. Los disturbios en los anillos se pueden considerar como biomarcadores naturales que permiten conocer cuándo y dónde ocurrió un evento geomorfológico.

#### *2.1. Principios dendrogeomorfológicos*

La dendrocronología surge como disciplina en 1901 con las primeras observaciones de Andrew E. Douglass, quien notó diferencias en el ancho de los anillos de un pino en Arizona, EUA, y concluyó que el crecimiento de los mismos es influenciado por el clima y por las condiciones locales del hábitat (Fritts, 2001).

El crecimiento de los anillos de los árboles está condicionado por factores internos (bióticos y genéticos), así como por factores externos (abióticos) como son: la luz, la temperatura, el aporte de agua, los nutrientes del suelo, el viento, la competencia con otros individuos, las plagas, las actividades antrópicas y los procesos geomorfológicos (Fritts, 2001; Stoffel y Bollschweiler, 2008).

El crecimiento de los árboles en cada sitio de estudio y especie es distinto. Las coníferas tienen dos períodos. El primero tiene lugar durante la estación húmeda del año donde las células o traqueidas crecen rápido, son más grandes, menos densas y con

paredes delgadas que permite el transporte de nutrientes. En este periodo se desarrolla una banda radial de color claro también llamada madera temprana. El segundo periodo ocurre en la época seca del año cuando la producción de madera o *cambium* disminuye, por lo tanto las traqueidas crecen poco, son más pequeñas, densas y con paredes más gruesas que le dan soporte a la madera. El color de esta banda es oscuro y se le conoce como madera tardía. La suma de las dos bandas forma un anillo anual. En algunas especies puede tener límites difusos y generar anillos dobles o falsos, que pueden hacer pensar que se trata de dos años, en lugar de uno (Esau, 1997; Villanueva *et al.*, 2004; Schweingruber, *et al.*, 2006) (Figura 2.1A).

En las latifoliadas el crecimiento es distinto a las coníferas. En este caso la madera está constituida de vasos verticales, fibras y radios. En especies como *Quercus*, los vasos alineados de la madera temprana son más anchos que los de la madera tardía (anillos porosos) y de este modo se tiene un anillo anual (Esau, 1997; Villanueva *et al.*, 2004) (Figura 2.1B).

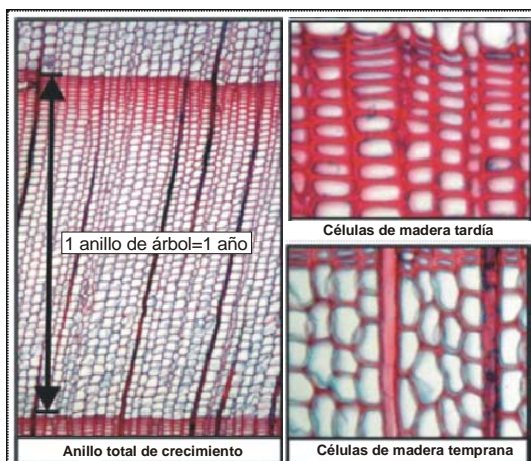


Figura 2.1A. Anillos anuales de crecimiento en coníferas. Foto cortesía Laboratorio de Dendrogeomorfología, Universidad de Berna; Suiza.

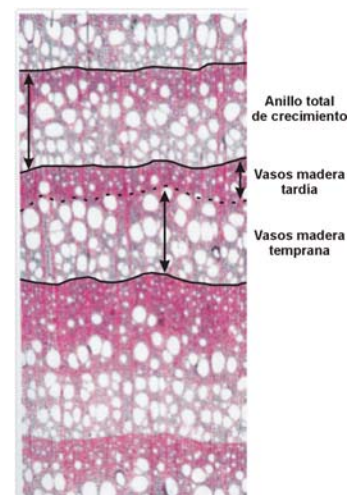


Figura 2.1B. Anillos anuales de crecimiento en latifoliadas. Foto tomada de Schweingruber *et al.* (2006).

Se ha observado que en algunas coníferas del centro de México, la madera temprana o de primavera se desarrolla de abril a principios de julio. La madera tardía o de verano ocurre a finales de julio y hasta septiembre, cuando aun las temperaturas no son tan frías (Villanueva, 2012 comunicación personal). La identificación interanual de disturbios en anillos de crecimiento permite diferenciar si el evento fue una avalanchas de nieve o un flujos de escombros (Stoffel, 2005).

De manera regional, el desarrollo de los árboles está condicionado principalmente por la temperatura y la precipitación, lo que genera ciertas similitudes en los patrones de crecimiento de los árboles en un área. De este modo es posible realizar lo que se conoce como co-fechado (*cross dating*) de las muestras colectadas en un sitio y asignar edades a series desconocidas, extender cronologías, identificar anillos perdidos o determinar edades más precisas del relieve (Schweingruber, 1983) (Figura 2.2).

Para realizar el co-fechado se toman núcleos de árboles de distintas lugares, como en los bordes de un río, en las terrazas y laderas de valle, incluso en árboles muertos y en los troncos que utilizan para las construcciones (Figura 2.2). Para cada núcleo se establece un conteo de los anillos desde la corteza (que corresponde con la fecha cuando se realiza el muestreo) hacia en "corazón" del árbol. Posteriormente se establece la anchura de cada anillo, sabiendo que el crecimiento de los anillos está condicionado en gran medida por el clima. En un año húmedo el anillo será más ancho, en un año seco el anillo será más estrecho, por lo tanto se establecen patrones de crecimiento de un sitio de estudio. Para el co-fechado se comparan visual y estadísticamente la correlación entre patrones de crecimiento de los distintos núcleos, y se debe de observar que los anillos que corresponden a años secos deben de mostrar para una misma zona un

estrechamiento y para años húmedos un incremento. Así, mediante la comparación y correlación de los anillos de crecimiento de distintas muestras, se puede elaborar una cronología maestra o de referencia. De este modo se puede saber, por ejemplo, cuándo el tronco de una casa fue cortado o cuándo murió un árbol. Esto es debido a que se debe encontrar un patrón en los tamaños de anillos, que encaje con la cronología de referencia y así determinar la edad.

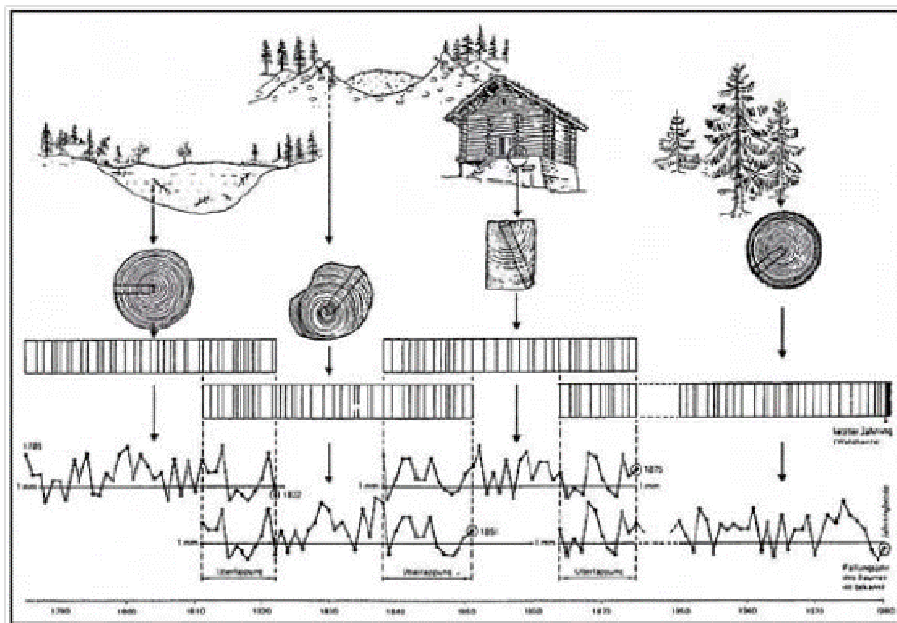


Figura 2.2. Dendrocronología y co-fechação (*cross-dating*) a partir de curvas de crecimiento de diferente origen, pero en condiciones ambientales similares. Las similitudes en los anchos de los anillos permiten sobreponer las distintas curvas de crecimiento, calibrar, asignar edades y elaborar una cronología maestra (Tomado de Schweingruber, 1983).

Debido a las múltiples aplicaciones de la dendrocronología y al comportamiento peculiar de los árboles en cada uno de los eventos geodinámicos, la dendrocronología se ha subdividido en ramas como la dendrogeomorfología, dendrovolcanología, dendrosismología, dendrohidrología, dendroglaciología y dendroquímica (Solomina, 2002).

La dendrogeomorfología surge por primera vez a inicios de los 1970's por Alestalo (1971), quien asocia principios dendroecológicos y geomorfológicos para reconstruir



cronológicamente procesos, utilizando anomalías en los anillos de crecimiento de árboles afectados por algún evento geomorfológico. De esta manera la dendrogeomorfología aporta a la morfogénesis información temporal precisa (anual o estacional) sobre la ocurrencia de un evento en la superficie terrestre, su distribución espacial y su dinámica. También se puede llegar a saber qué tan grande fue un evento en términos de su magnitud y de su alcance espacial, con miras a reforzar los planes de prevención de riesgos naturales (Stoffel y Bollschweiler, 2008 y 2009).

Las bases del método dendrogeomorfológico surgen a partir del principio introducido por Shroder (1978) a finales de los 70`s, que más tarde fue adaptado en los ambientes alpinos de Suiza por Stoffel y Bollschweiler (2008 y 2009). El método consiste en la relación de *proceso-evento-respuesta* de fenómenos de la superficie terrestre. El proceso corresponde a los fenómenos geomorfológicos que se llevan a cabo en un tiempo y espacio determinados, como caídas de roca, lahares, flujos de escombros, inundaciones, avalanchas de nieve, etc. El evento es cuando un árbol o rodal son afectados por alguno de los procesos mencionados. La forma de afectación puede ser impactos, inclinación, sepultamiento, decapitación, entre otros. La respuesta de los árboles ante esta situación, se conocerá a partir de anomalías o disturbios en los patrones de crecimiento. Así aparecerán cicatrices de impacto (*injuries*), ductos de resina traumáticos (*tangencial rows of traumatic resin ducts*, TRD), madera de reacción (*reaction wood*), supresión en crecimiento (*growth reduction*), realce en crecimiento (*growth increase*), anillos excéntricos (*eccentric growth*), tejidos callosos (*callus tissue*), por mencionar los más representativos (Figura 2.3).

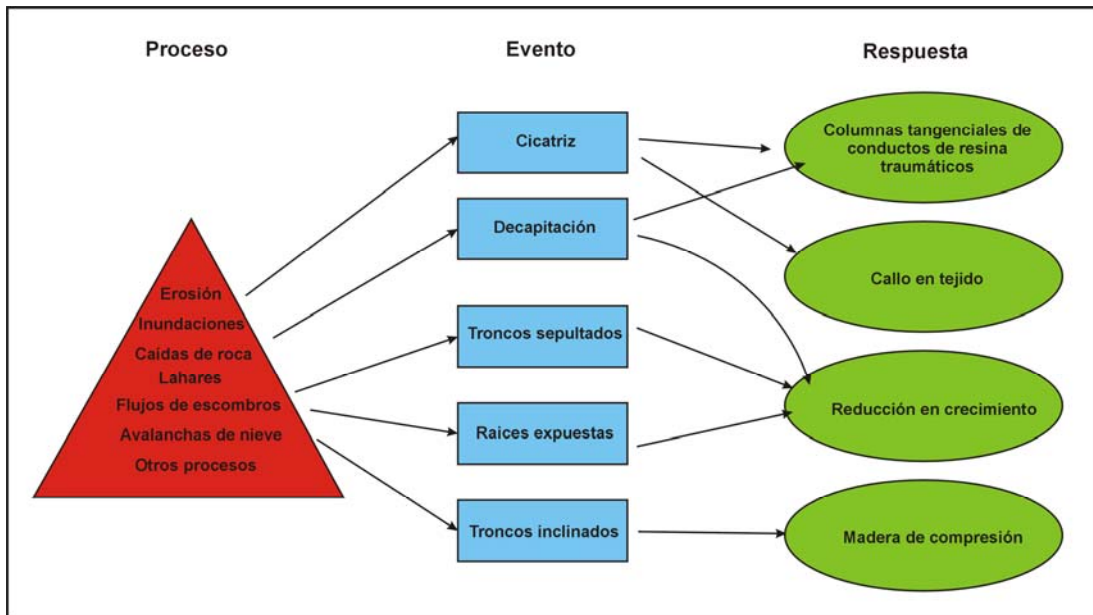


Figura 2.3. Relación sistemática entre *proceso-evento-respuesta* aplicada en dendrogeomorfología por Shroder (1978) (Modificado de Stoffel y Bollschweiler, 2009).

## 2.2. Lahares y disturbios en los anillos de crecimiento de árboles

Los lahares son una mezcla de agua y sedimento que desciende a gran velocidad sobre las laderas volcánicas. Estos se generan por el aporte súbito de agua, que remueve los detritos poco consolidados. El agua puede provenir del vapor condensado emitido por el volcán, de los poros saturados, de la fusión de hielo glaciar o nival, del desbordamiento de lagos en el cráter o por lluvias torrenciales (Smith y Fritz, 1989; Vallance, 2000; Thouret y Lavigne, 2000; Muñoz Salinas, 2007). Los lahares pueden ser de tipo primario o sineruptivo, asociados directamente a una erupción volcánica (Capra *et al.*, 2002; Cortes *et al.*, 2010). En otros casos, los lahares se forman poco después de una erupción, llamados secundarios o post-eruptivos (Saucedo *et al.*, 2010); o bien causados por eventos hidrometeorológicos extremos como los huracanes que impactan terrenos volcánicos (Saucedo *et al.*, 2008, Capra *et al.*, enviado), también conocidos como lahares intra-eruptivos. Por otro lado, en zonas de montaña con climas periglaciales los lahares ocurren por la fusión de nieve y/o lluvias intensas de corta duración, así como lluvias moderadas

prolongadas (Schneuwly-Bollschweiler y Stoffel, 2012). También suelen presentarse con mayor frecuencia en laderas previamente quemadas por incendios forestales, seguidas de lluvias torrenciales de mucha intensidad y corta duración (Cannon *et al.*, 2008), o bien, asociados a anomalías climáticas regionales como El Niño/Oscilación del Sur o ENSO (Vargas *et al.*, 2006).

Los depósitos asociados a esta dinámica hidro-volcánica se pueden clasificar con base en sus características sedimentológicas y texturales, partiendo de la concentración de sólidos en el flujo y del porcentaje de arcilla en la matriz. De este modo se tienen depósitos de flujo de escombros (> 50 % vol. de sedimentos) y pueden ser cohesivos (>3 % de arcilla) o no cohesivos (< 3 % de arcilla) y depósitos de flujo hiperconcentrados, son mas diluidos entre 20 - 50% vol. de sedimentos (Capra *et al.*, 2002; Scott *et al.*, 2001). Texturalmente los depósitos de flujo de escombros son bimodales (dos tamaños predominantes de clastos). Los clastos de mayor tamaño están dispersos en una matriz limo-arcillosa. Geomorfológicamente, los depósitos tienen forma tabular que vistos en planta presentan morfología lobular en el frente y lateralmente forman levées. Los depósitos son compactos, masivos, heterolitológicos y heterométricos con clastos subredondeados a redondeados. La base y techo del depósito tiende a ser plana. En la matriz se observan poros, los clastos pueden observarse como pseudo-estratificados, con gradación débil que puede ser inversa y/o normal en el mismo depósito. Presentan una variabilidad en tamaños de los clastos (mal clasificados) y pueden contener carbón o troncos de árboles (Vallance, 2000; Capra *et al.*, 2002).

Los depósitos hiperconcentrados presentan características sedimentológicas entre los flujos de escombros y los depósitos fluviales. El volumen de sedimentos se encuentra entre 20% y 50% de volumen de la masa total. Texturalmente son unimodales (predominio de un solo tamaño de partícula). En estos flujos, las partículas durante su transporte pueden colisionar. Los depósitos que generar están bien clasificados, presentan una somera alineación de los clastos, forman lentes y una débil estratificación cruzada. Los depósitos rellenan depresiones y presentan morfología tabular de pocos centímetros a varios metros de espesor (Vallance, 2000; Capra *et al.*, 2002; Scott *et al.*, 2001).

En zonas de montaña los flujos de escombros son los procesos más destructivos y de mayor distribución de la remoción en masa. Cada año mueren cientos de personas en todo el mundo a causa de eventos de este tipo, que además provocan severos daños a la agricultura, bosque, viviendas e infraestructura (Dikau, 2004; Jakob y Hungr, 2005; Jakob, 2010). Los relieves volcánicos con lluvias torrenciales como los que dominan amplias zonas de Centro y Suramérica, favorecen el desarrollo de lahares. Sin embargo, muchos de ellos no han sido reportados. Eventos importantes en la región son los que devastaron gran parte de Nicaragua y Honduras en 1998 por el paso del huracán Mitch, los cuales dejaron miles de muertos y damnificados (Guinau *et al.*, 2007; Vallance *et al.*, 2004); los eventos de 1963-1964 en la ladera SW del volcán Irazú (Costa Rica) que ocasionaron sepultamiento de cientos de casas, carreteras, vegetación y ~20 personas muertas (Waldron, 1967); los lahares de las últimas dos décadas en el centro de Chile (Sepúlveda *et al.*, 2006) o los de 1999 en Venezuela que causaron más de 30,000 muertos (Larsen *et al.*, 2001). Eventos más antiguos en esta región, son los ocurridos desde hace miles de años en el río Huachecsa, que afectaron a antiguas civilizaciones de Perú

(Skermer y VanDine, 2005) y los documentados en la costa oeste de Suramérica desde el Holoceno al presente (Vargas *et al.*, 2006). En México se pueden destacar los lahares ocurridos en el Pleistoceno al sur del volcán Nevado de Toluca (Capra y Macías, 2000), los eventos históricos generados en el volcán Popocatepetl (Capra *et al.*, 2004; Bollschweiler *et al.*, 2010), Colima (Davila *et al.*, 2007; Capra *et al.*, 2010; Franco-Ramos *et al.*, 2013; Vázquez *et al.*, 2014) y los lahares de mayor impacto ocurridos en las laderas del volcán Chichón en 1982, que causaron miles de muertes y sepultamiento de comunidades aledañas (Macías *et al.*, 2008).

Cuando los depósitos de un lahar sepultan parcial o totalmente un árbol, este hecho limita en gran medida el aporte de agua y nutrientes del suelo hacia el árbol y ocasiona una supresión abrupta en el crecimiento de los anillos, que generalmente se observa en el siguiente período de crecimiento (Figura 2.4D). Además, es común que los árboles sepultados por un flujo de escombros o hiperconcentrado, poco tiempo después del evento generen raíces adventicias muy cerca de la superficie para que el árbol se adapte a dichas limitaciones. La edad de los rebrotes de nuevas raíces en los depósitos, se puede utilizar para saber cuándo ocurrió un relleno detrítico (Strunk, 1997). En otros casos, los árboles pueden ser inclinados por el peso del material detrítico. Así los árboles afectados forman anillos excéntricos y/o madera de reacción, poco después del evento (Bollschweiler *et al.*, 2007) (Figura 2.4E).

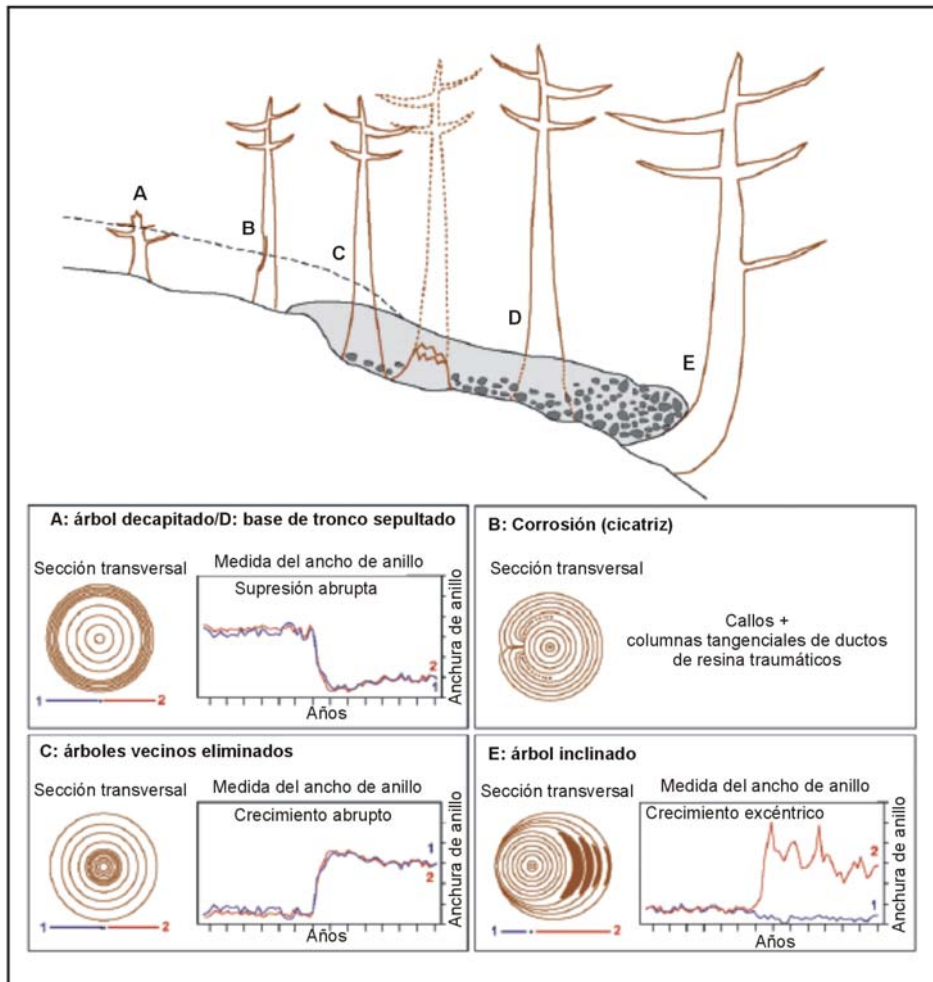


Figura 2.4. Daño en los árboles afectados por lahares y los disturbios asociados en los anillos de crecimiento (Modificado de Bollschweiler *et al.*, 2010).

Además un lahar puede impactar las caras expuestas de los troncos y generar cicatrices (en muchos casos con ceniza y clastos adheridos al tronco), por la corrosión de los materiales detríticos al descender a gran velocidad por las barrancas. Si el daño ocurrió en las etapas tempranas de crecimiento del anillo, el disturbio generará la destrucción parcial o total de las células (traqueidas) en ese año. De esta manera, el año de afectación producirá un anillo delgado, pero en siguiente período de crecimiento, cuando el *cambium* se reactive e inicie la formación de nueva madera, ésta crecerá más rápido desde los bordes laterales de la cicatriz hacia el centro (*overgrowing injury*), hasta que gradualmente sea cerrada en su totalidad (Figura 2.4B). Si los impactos ocurrieron hace mucho tiempo, los anillos de crecimiento afectados forman tejidos

callosos sobre todo el sector del tronco corroído por detritos (Schweingruber *et al.*, 2006; Bollschweiler, 2007). Por otro lado, un evento de gran magnitud puede desprender varios árboles del suelo y ocasionar un aumento considerable en el ancho de los anillos de los árboles vecinos que sobreviven, al no tener más competencia de luz, agua y nutrientes del suelo (Figura 2.4C) (Bollschweiler *et al.*, 2010).

Si el volumen y peso del material detrítico es considerable, es posible que el depósito incline los árboles hacia un flanco, lo que dará como resultado la formación de anillos excéntricos y madera de reacción (ver Figura 2.4E). La excentricidad de los anillos puede ser unidireccional o multidireccional dependiendo de la complejidad del evento (Stoffel, 2005; Bollschweiler, 2007; Villalba, 2000).

En algunas coníferas de Europa se generan filas TRD, poco después del emplazamiento de un flujo de escombros. La posición y densidad de los TRD en los anillos de crecimiento, indican la fecha del evento con una precisión estacional o anual; así como la intensidad del mismo (Figura 2.4B). Es importante considerar que TRD, se desarrollan a pocos centímetros de la cicatriz, aunque de manera atenuada. En el plano radial estos ductos se generan en algún porcentaje de área de la madera no dañada, siendo la parte central del daño, la de mayor desarrollo radial de los ductos de resina. La intensidad de los ductos de resina depende de las dimensiones de la cicatriz de impacto, estación de crecimiento, especie, edad del árbol y posición de la muestra (Bollschweiler *et al.*, 2008b).

En volcanes activos los flujos piroclásticos y tefra también afectan de manera directa a los árboles, quemándolos o sepultándolos por los materiales incandescentes, detritos y

ceniza. Con base en las reacciones de los anillos de crecimiento de árboles vivos, cosechadas con madera muerta, se han datado erupciones históricas como en el volcán activo de Shiveluch (Solomina *et al.*, 2008).

Los disturbios en los anillos de crecimiento de árboles dañados por lahares, son similares a los ocurridos por flujos de escombros en montañas no volcánicas (como los Alpes suizos). De este modo Bollschweiler *et al.* (2010) identificaron lahares históricos en el volcán Popocatepetl, a partir de supresiones abruptas, cicatrices de impacto, madera de compresión en *Pinus* y TRD en *Abies religiosa*.

En volcanes de mayor actividad y dinámica como el volcán de Colima, el paso constante de lahares rellenan y forman terrazas al interior de las barrancas. Estos materiales laháricos, pueden impactar o eliminar árboles, así como sepultar la base de los troncos con varias capas de detritos. En este contexto Franco-Ramos *et al.* (2013), identificaron que los principales disturbios en los anillos de crecimiento, asociados a esta dinámica lahárica son períodos de colonización vegetal en terrazas, supresiones, realces abruptos, cicatrices de impacto y tejidos callosos.

### 2.3. *Caída de rocas y disturbios en los anillos de crecimiento de árboles*

Los relieves montañosos son áreas de mucha inestabilidad geomorfológica debido a sus abruptas pendientes, escasa vegetación y en algunos casos al fracturamiento y al desgaste por actividad volcánica, glacial y periglacial. Estas condiciones favorecen la ocurrencia de caídas de roca, avalanchas de nieve, deslizamientos y flujos de escombros (Ritter *et al.*, 1995).



La caída de rocas (*rockfall*) es de los procesos más peligrosos para la infraestructura y población aledaña a las montañas, así como para visitantes y excursionistas (Wieczorek y Snyder, 2004). Son movimientos masivos de roca en caída libre, los cuales son muy rápidos y normalmente no se acompañan de ningún otro elemento sólido. Los bloques caen desde las laderas escarpadas (mayores a 45°) y son favorecidos en roca alterada y fracturada. Los materiales rebotan y ruedan hasta alcanzar su ángulo de reposo (~32°) formando conos de detritos con morfología semi-cónica y taludes detríticos a manera de rampas al pie de los escarpes. Los bloques más grandes suelen desplazarse mayores distancias que los pequeños. A diferencia de las avalanchas de roca, las caídas suelen ser más frecuentes a lo largo de un año o días (Ritter *et al.*, 1995; Selby, 1982). La caída de rocas tiene distintas dimensiones, van desde fragmentos individuales de roca hasta eventos catastróficos de varios millones de metros cúbicos. Las caídas de menor dimensión (< 10 m<sup>3</sup>) y mayor frecuencia, dan inicio a la formación de taludes detríticos (Luckman, 2004).

De acuerdo con Dorren (2003), localmente el desgaste de la roca causado por ciclos de congelamiento y descongelamiento, favorecido por la morfología de la ladera y las condiciones ambientales, son los principales factores para que un bloque o fragmento de roca puedan caer ladera abajo. A escala regional, las rupturas en la corteza terrestre puede propiciar la caída de rocas de gran volumen. Bull y Brandon (1998) consideran que sismos mayores a una magnitud de 7°, pueden provocar la caída masiva de bloques que generan lóbulos que pueden alcanzar hasta 400 km de distancia desde el lugar de origen del desplazamiento. Los sismos moderados con magnitudes de entre 5.5° y 7.0° pueden desencadenar caídas de rocas y bloques a unos 15 km de distancia del foco. Se tienen varios ejemplos al respecto, como el sismo de magnitud 6.5° ocurrido al norte de

Suiza en 1356 AD, que generó importantes caídas de roca (Becker y Davenport, 2003). En muchos casos son eventos de gran magnitud que llegan a cubrir decenas de metros cuadrados, como el ocurrido en 1989 en el centro de California por un sismo de magnitud 6.9° (Keefer, 2000), así como los miles de procesos de ladera ocasionados por el sismo magnitud 7.3° en Taiwan en 1999 (Khazai y Sitar, 2003).

El peligro se incrementa cuando estos fenómenos son poco conocidos y se presentan en zonas sísmicas densamente pobladas, como el caso de Centro América donde sismos de magnitud mayor a 6.5° han dejado cientos de víctimas por deslizamientos (Bommer y Rodríguez, 2002). También en laderas de montañas del centro de México, sismos de magnitud mayor a 6° han generado desprendimientos de bloques poniendo en peligro a comunidades cercanas (Salazar-Salinas, 1922; Ramírez-Herrera *et al.*, 2012). Otro típico mecanismo disparador de caídas de roca son los fenómenos hidrometeorológicos, como la presencia de lluvias torrenciales de corta duración sobre laderas de montaña (Cardinali *et al.*, 2006; Schneuwly y Stoffel, 2008b).

Stoffel (2005) sugiere tres zonas en la dinámica de caídas de roca: (i) zona de partida, (ii) tránsito y (iii) depósito. La primera zona corresponde al área inestable de la ladera con escarpes de pendiente mayor a 31°. El material alterado y suelto en esta área inicia su caída después de un detonante. La zona de tránsito es aquella entre el lugar de partida y donde el material cae. Después del movimiento, los bloques se detienen en superficies menores a 30° de inclinación, esta es la zona denominada de depositación o de acumulación. La línea que va del centro de gravedad de la zona de partida al depósito se le conoce como ángulo de fracción equivalente y puede indicar la longitud de la superficie de desprendimiento.

Una vez que la roca es desprendida de la pared, ésta se mueve ladera abajo de distintas formas, dependiendo del grado de inclinación de la ladera. De esta manera existen tres tipos de movimiento: a) caída libre, b) rebote y c) rodamiento de roca sobre una superficie (Dorren, 2003).

En montañas cubiertas de bosque, la interacción entre las rocas que caen y los árboles, es muy importante para los estudios de dendrogeomorfología. Además de que la masa forestal puede servir de barrera y frenar el movimiento de rocas desprendidas, los árboles afectados pueden aportar información valiosa de cuándo ocurrió un evento, así como su frecuencia y magnitud (Hétu y Gray, 2000; Stoffel, 2005; Schneuwly, 2009).

Los detritos desprendidos pueden impactar, rompen ramas, inclinar o decapitar árboles, formando individuos con aspecto de candelabro. En taludes detríticos activos donde hay bosque, las cicatrices de impacto en los troncos son comúnmente observados de manera aislada e individual (Dorren *et al.*, 2007). También es habitual encontrar troncos de árboles inclinados por la presión de un bloque que descansa sobre ellos, en la mayoría de los casos con un mayor ángulo de inclinación respecto al talud. En respuesta los árboles generarán cicatrices de impacto (en algunos casos aun con el bloque incrustado), TRD, supresión súbita en el crecimiento, anillos excéntricos, tejidos callosos y madera de reacción (Stoffel, 2005; Stoffel *et al.*, 2005; Schneuwly *et al.*, 2009 a y b; Villalba, 2000; Parret *et al.*, 2006; Schneuwly y Stoffel 2008a; Šilhán *et al.*, 2013b) (ver figuras 2.4 A, B y E).

En las coníferas la madera de reacción es conocida como madera de compresión. Se forma en la cara inclinada del tronco, aguas abajo, lo que provoca aumento en la

producción de madera. De esta manera, las traqueidas se vuelven redondas y ocasionan un aumento en el espacio intercelular; mismo que es rellenado por mayores cantidades de lignina que da como resultado un tono más oscuro en la madera. En las latifoliadas, a la madera de reacción se le conoce como de tensión. Se origina en la cara opuesta a la inclinación del tronco, generalmente situada aguas arriba. Esta reacción se forma por el desarrollo de fibras gelatinosas con alta cantidad de celulosa y poco contenido de lignina, por lo tanto se observaran tonos azulosos en los anillos afectados por el evento. A diferencia de las coníferas, la madera de tensión se puede reconocer en los crecimientos de las raíces de los troncos (Schweingruber *et al.*, 2006).

Una buena manera de analizar la frecuencia y distribución de la caída de rocas, es a partir de la identificación de TRD, ya que esta anomalía responde mejor a los impactos por desprendimientos (Stoffel, 2008). Debido a la expansión radial de los ductos, éstos pueden ser identificados por medio de núcleos de madera y de este modo no alterar demasiado el bosque. No obstante, en algunas especies de coníferas hay que considerar el periodo de crecimiento donde ocurre el evento, así como la edad de los árboles, el tamaño de la cicatriz y la posición de la muestra respecto al daño. En árboles viejos, con heridas grandes y en una posición más cercana al daño, los TRD se desarrollan son más densos y definidos que en árboles jóvenes, en los que se generan pequeñas cicatrices y en caras del árbol más alejadas del daño (Schneuwly *et al.*, 2009b).

Otras características que se pueden observar en bosques afectados por caída de rocas son árboles decapitados, en forma de candelabro y/o muy ramificados en la base. Las reacciones típicas de los árboles a estos eventos, son la supresión abrupta de los anillos de crecimiento (Ver Figura 2.4A) y/o la presencia de tejidos callosos si el evento

ocurrió hace algunas decenas de años. En algunos casos, el desprendimiento masivo de rocas, durante avalanchas o deslizamientos puede eliminar a la mayoría de los árboles de un rodal, sobreviviendo sólo uno o dos individuos en el área. El disturbio asociado a dicho evento, es el realce abrupto en el crecimiento de los árboles sobrevivientes, favorecidos por la falta de competencia de luz, agua y nutrientes del suelo de los árboles muertos (Ver Figura 2.4C) (Stoffel y Bollschweiler, 2009).

En algunos casos la dinámica en la caída de rocas se ha investigado a partir del conteo visual del número de cicatrices de impacto en la superficie de los troncos de los árboles. A pesar de lo práctico que puede ser este método, puede carecer de exactitud y precisión temporal ya que algunas coníferas, como los pinos, cierran rápidamente las heridas, impidiendo la realización de una buena estimación de los impactos y en muchos casos llevando a subestimar los datos (Trappmann y Stoffel, 2012).

En México, el estudio pionero donde se analizaron caídas de roca con anillos de crecimiento corresponde a Stoffel y colaboradores (2011), quienes a partir de disturbios encontrados en muestras de pinos (*Pinus hartwegii*), determinaron la frecuencia de caída de rocas en la cara norte del volcán Iztaccíhuatl. Los autores reportaron un buen potencial del método dendrogeomorfológico en *Pinus* sobre montañas localizadas en latitudes bajas, alrededor del límite superior del bosque (~4000 msnm).

#### 2.4. *Colonización vegetal y edad mínima de nuevos relieves*

La dendrogeomorfología también se ha utilizado como método de datación numérica, para asignar edades a formas de relieve, sobre todo las originadas en la segunda mitad del Holoceno en terrazas, barrancos, morrenas, laderas de valle, etc. Cuando el proceso

geomorfológico disminuye o termina por completo, se inicia la colonización o re-colonización vegetal sobre las rocas y/o depósitos. En estas superficies, a partir del mapeo geomorfológico y análisis dendrocronológico, se puede establecer la velocidad de la colonización y en algunos casos se puede estimar la edad del relieve con muy buena precisión (Villalba, 2000; Stoffel y Bollschweiler, 2008).

Kroh *et al.* (2008) consideran que la sucesión vegetal en nuevas formas de relieve es variable y depende de los componentes físicos y químicos del depósito, la proximidad del banco de semillas, la competencia con otras especies, así como la homogeneidad del relieve y resistencia de los detritos. Por otro lado, Koch (2009) reconoce que el ritmo de colonización del bosque está controlado en gran parte por la geología, topografía, microclima y oscilaciones climáticas regionales por largos períodos. De esta manera, es necesario conocer las condiciones bio-físicas de la nueva superficie creada para realizar las calibraciones temporales pertinentes y tener una edad absoluta de las nuevas superficies geomorfológicas. Debido a que es necesario un tiempo para la colonización vegetal de un depósito, el cual no es fácil calcular, la edad de un árbol sobre un determinado depósito a fechar, debe de considerarse como edad mínima.

Un estudio relevante sobre edades mínimas en terrenos volcánicos es el de Pierson (2007), quien aporta datos interesantes de la colonización vegetal o *ecesis* y asigna edades absolutas a las nuevas formas de relieve post-volcánico, analizando los anillos de crecimiento del abeto Douglas (*Pseudotsuga menziesii*). Además, realiza una comparación entre tres zonas volcánicas de las Cascadas (E.U.A.) para estimar cuánto tarda un árbol en recolonizar, lo cual depende del período de germinación y de las condiciones bio-físicas del sitio.

En algunos casos el tiempo entre la formación de relieve y el re-establecimiento de árboles puede variar de 1 a 200 años. De este modo se proponen dos momentos de *ecesis*. El primero es el período de germinación, que es el número de años entre la formación- estabilización de la nueva superficie de relieve (año A) y la germinación de las semillas (año B). El segundo corresponde al tiempo de crecimiento a la altura del pecho, corresponde al número de años desde la germinación hasta el crecimiento del árbol a 1.4m de altura (año C). El año D es cuando se realiza la colecta de un árbol que haya crecido hasta la altura del pecho a ~1.4m (altura estandarizada de muestreo con taladro dendrocronológico). La edad absoluta del relieve, a partir de dendrocronología se podrá obtener si se conoce el período de tiempo de los años A-B que corresponde con el *ecesis* y se le añade al período C-D (Pierson, 2007) (Figura 2.5).

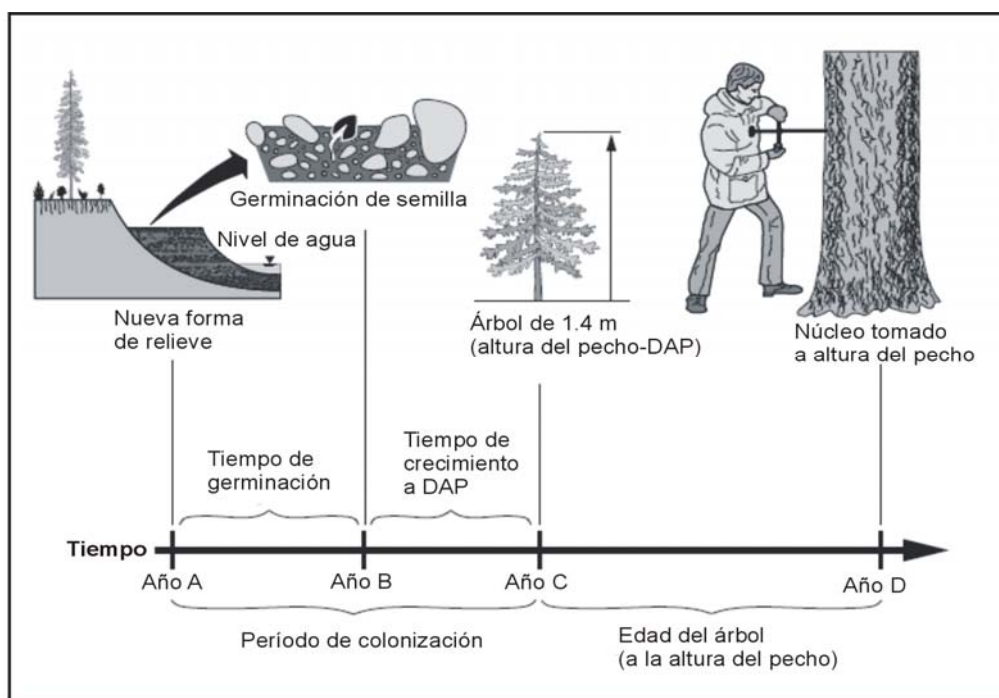


Figura 2.5. Etapas del crecimiento de árboles durante la colonización en nuevos relieves (Tomado de Pierson, 2007).

En terrenos volcánicos recientes de las Cascadas (E.U.A), se calcula que el período de germinación del abeto Douglas (*Pseudotsuga menziesii*) después de la estabilización geomorfológica llega a ser de cuatro años, mientras que el tiempo que tarda el árbol en

crecer a la altura del pecho, a unos 1.4 m desde la base, es de 10 años. De esta manera la calibración de la *ecesis* llega a ser de hasta 15 años. El error puede reducirse a  $\pm 5$  años si la muestra es tomada al nivel de la base del tronco (Pierson, 2007). En México, en las terrazas recientes formadas por depósitos de lahares del volcán Popocatepetl (barranca Huiloac), el ritmo de colonización es relativamente rápido de acuerdo con Muñoz-Jiménez *et al.* (2005), ya que son aproximadamente dos años los que transcurren entre la estabilización de la superficie de las terrazas y la germinación de un pino.

No obstante, por las condiciones de estrés en suelos someros, los pinos crecen a un ritmo lento y en muchos casos no sobreviven a la primera década. De este modo Franco-Ramos (2009) calcula 10 años del período de *ecesis* en muestras tomadas a 1.4 m de altura en *Pinus hartwegii* y con base en ello asigna edades mínimas en su estudio sobre la edad y la estabilidad de los barrancos del norte del Popocatepetl.

Para reducir los errores de las edades de los depósitos, se deben coleccionar núcleos de los árboles más viejos, lo más cerca posible de la base del árbol y penetrar hasta la médula del tronco. Después las edades deben calibrarse considerando los anillos dobles, falsos y/o perdidos, así como al período de *ecesis* y conociendo las distintas generaciones de bosque (Koch, 2009; Pierson, 2007).

## 2.5. *Otras aplicaciones de la dendrocronología a las Ciencias de la Tierra*

La dendrocronología ha tenido otros usos importantes en el estudio de procesos geomorfológicos y geológicos, como son las inundaciones (Martens, 1993; Jasper *et al.*,



2002; Ballesteros-Cánovas *et al.*, 2010 y 2011; Ruiz-Villanueva *et al.*, 2013), o la erosión laminar y en cárcavas con base en los disturbios anatómicos en troncos y raíces de los árboles (Vandekerckhove *et al.*, 2001; Bodoque *et al.*, 2005; Gärtner, 2007; Fantucci, 2007; Hitz *et al.*, 2008; Lopez *et al.*, 2011). También este método se ha aplicado para analizar avalanchas de nieve (Kogelnig-Mayer *et al.*, 2011), deslizamientos (Stefanini, 2004), para datar erupciones volcánicas por caída de tefra (Biondi *et al.*, 2003; Sheppard *et al.*, 2008), así como para estudios dendroquímicos en volcanes activos (Pearson *et al.*, 2005; Cruz-Muñoz *et al.*, 2008), dinámica glacial (Wiles *et al.*, 1999; Watson y Luckman, 2004) y sismos (Bekker, 2010).

## Capítulo 3. Metodología

Los métodos utilizados para realizar reconstrucciones espacio-temporales, a partir del análisis de anillos de crecimiento de los árboles para lahares en el Volcán de Colima, La Malinche y caída de rocas en el Cofre de Perote, se basan en técnicas dendrocronológicas convencionales (Schweingruber, 1983; Stokes y Smiley, 1996; Fritts, 2001; Smith, 2008). Principalmente se consideraron los criterios de Alestalo (1971); Shroder (1978); Strunk (1997); Wiles *et al.* (1996); Villalba (2000); Pierson (2007); Stoffel y Bollschweiler (2008 y 2009); Kogelnig-Mayer *et al.* (2011); Stoffel y Corona (2014). La metodología seguida en esta investigación constó de cuatro fases: (1) cartografía geomorfológica, (2) estrategias de muestreo en campo, (3) análisis en laboratorio y Sistemas de Información Geográfica, y (4) resultados (Figura 3.1).

### *3.1. Cartografía geomorfológica*

La primera fase consiste en el reconocimiento en campo de la dinámica geomorfológica, en particular de los depósitos, relieves y los rasgos morfológicos asociados en cada sitio de estudio. Con el apoyo de imágenes de satélite (SPOT, GoogleEarth), datos de GPS y fotografías aéreas, se elaboraron los mapas geomorfológicos a detalle de cada sitio de estudio, donde las escalas de trabajo óptimas son entre 1:100 y 1:10,000. De este modo se logró representar de forma precisa las formas de relieve y rasgos geomorfológicos asociados a procesos superficiales, así como la ubicación de los árboles muestreados para cada caso de estudio (ver un ejemplo en la figura 3.2).

Figura 3.1. Diagrama metodológico en el cual se muestran las fases de trabajo que se siguieron en la presente investigación.

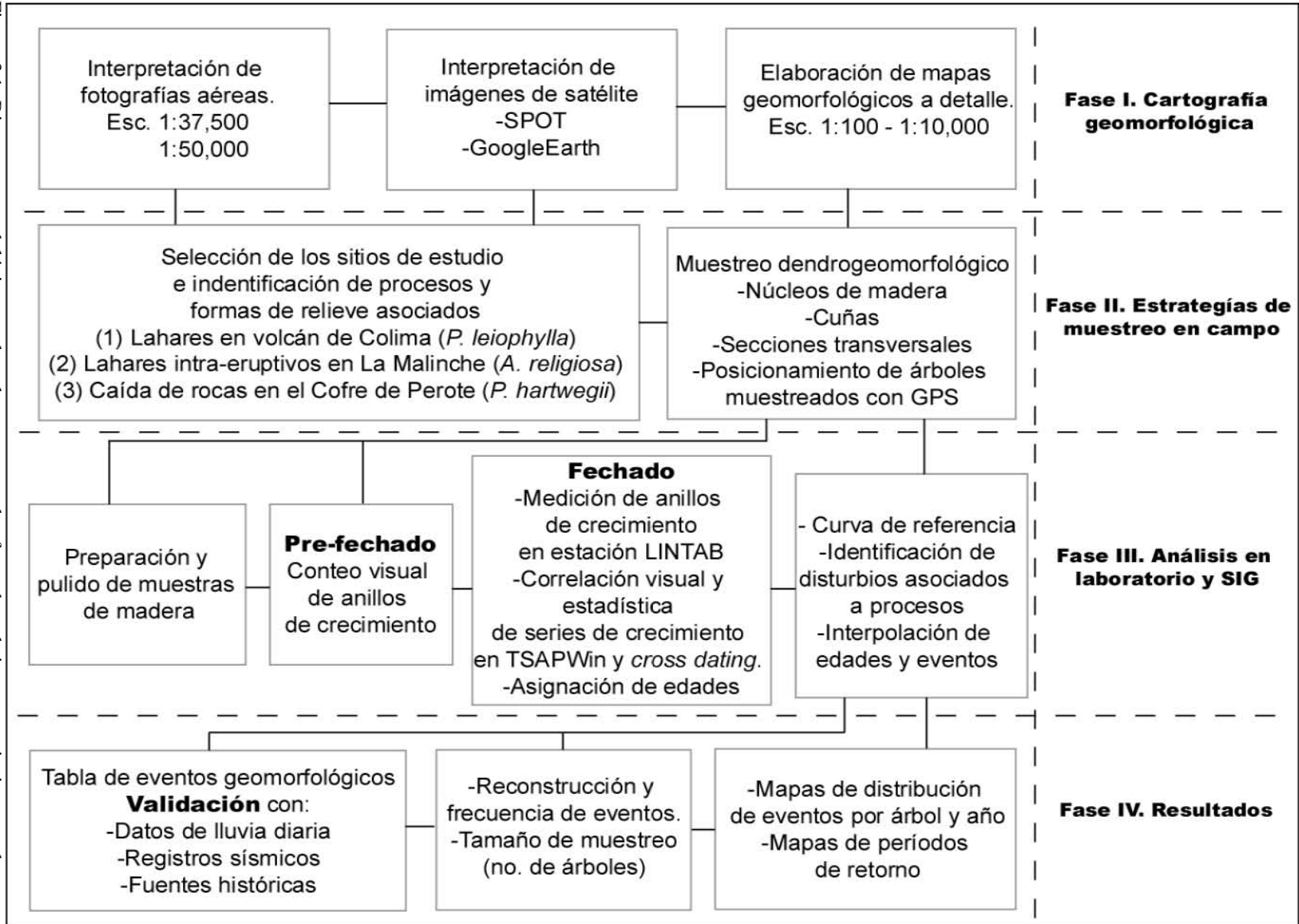




Figura 3.2. Ejemplo de la delimitación de lóbulos de caída de rocas (líneas blancas) y escarpes donde inician los desprendimientos de roca (líneas amarillas). Los puntos rojos son los árboles muestreados en campo sobre un talud detrítico para análisis de frecuencia y distribución de eventos. Imagen de GoogleEarth del Cofre de Perote.

### 3.2. Estrategias de muestreo en campo

La segunda fase corresponde a las estrategias de muestreo de árboles en campo. Esta fase es indispensable para la identificación de las especies a estudiar, así como para la selección de los sitios de interés, considerando los individuos con claras evidencias de afectación por algún evento, como troncos con cicatrices de impacto, inclinados, sepultados, decapitados, o bien, dispuestos sobre superficies geomórficas relativamente recientes (Stoffel, 2005; Bollschweiler, 2007). Las coníferas que se seleccionaron para este estudio fueron *P. leiophylla*, *A. religiosa* y *P. hartwegii*. Cada árbol fue georeferenciado con el apoyo de GPS, cinta métrica y brújula. Para la colecta de los núcleos de madera se utilizaron barrenos de extracción de distinta longitud y al menos 6 mm de diámetro; así como una motosierra y un serrucho de mano para la obtención de secciones transversales y cuñas (Figura 3.3 A-F).



Figura 3.3. Herramientas para el muestreo dendrogeomorfológico en campo. Colecta de árboles con motosierra (A), se pueden extraer cuñas (B) y secciones transversales (C). Otra manera para muestreo de árboles es por medio de barrenos *Pressler* (D y E) para obtener núcleos de madera (F) y de este modo impactar lo menos posible al bosque. (G) Tratamiento de núcleos de madera en campo y formato de llenado para la información dendrogeomorfológica del sitio de estudio.

En cada árbol se colectaron al menos dos muestras. En individuos inclinados se tomaron dos núcleos de madera en el ángulo máximo, una en el sector del tronco más expuesto al proceso morfológico a estudiar, con orientación ladera arriba (lado C) y la otra muestra del lado opuesto, que es la cara más protegida a los procesos y en dirección ladera abajo (lado D). La utilidad de coleccionar las caras C y D, es para identificar con mayor claridad la presencia de madera de reacción, supresión de crecimiento y/o crecimiento excéntrico de los anillos anuales. En árboles sepultados, los núcleos se extrajeron lo más cerca posible del relleno detrítico o en la cara expuesta del tronco. Los lados A y B también

pueden ser afectadas por algún proceso geomorfológico y son útiles para reconocer otras anomalías del pasado, así como para identificar anillos perdidos o falsos y precisar el co-fechado entre las muestras de cada árbol (Stoffel, 2005; Bollschweiler, 2007) (Figuras 3.4 y 3.4 bis).

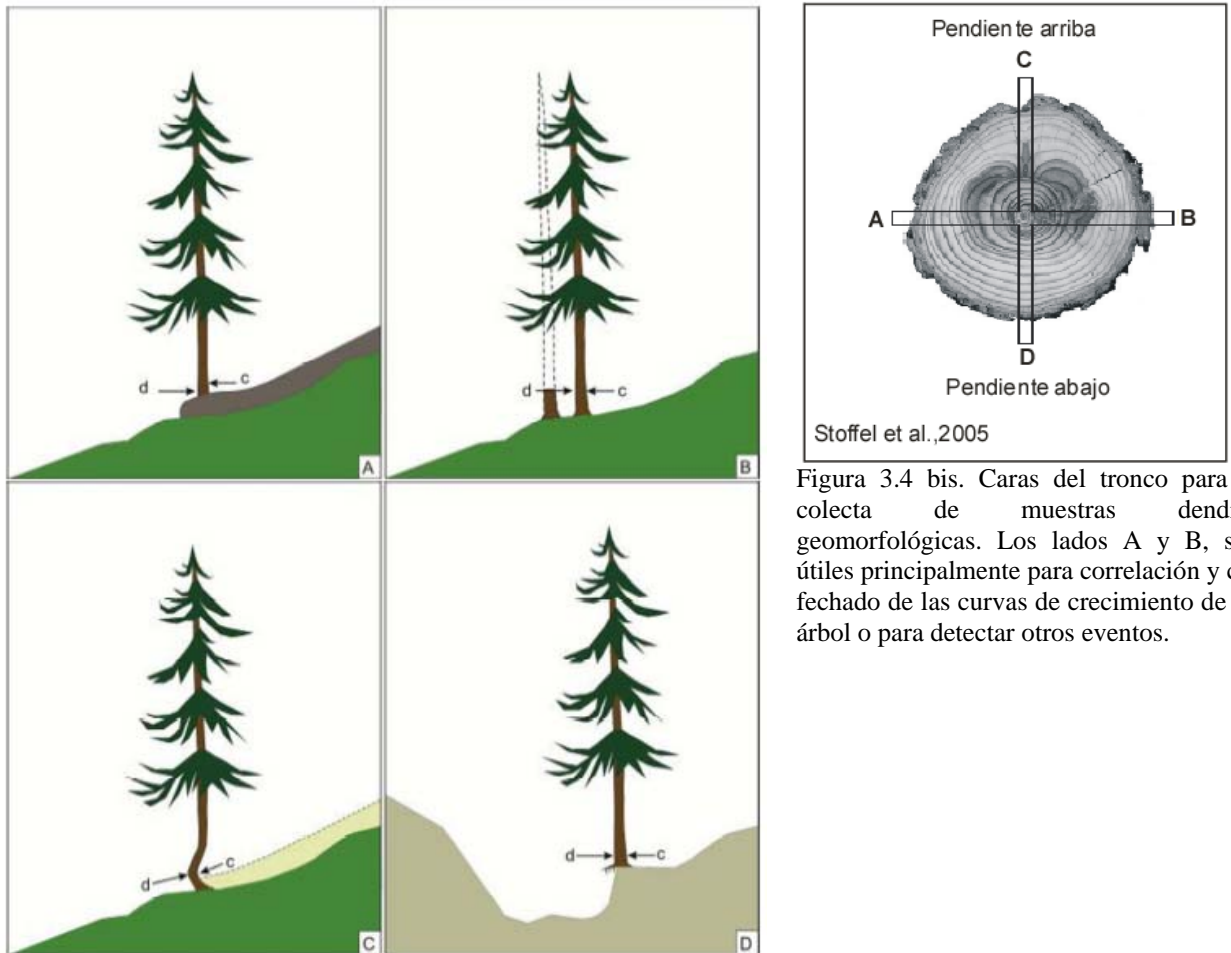


Figura 3.4. Estrategias de muestreo en campo. A-D indican los distintos procesos geomorfológicos y el aspecto de los árboles en el relieve; c es la cara del árbol en dirección pendiente arriba y la más expuesta a los procesos; d es la cara opuesta de c y las más protegida a los procesos morfodinámicos. Cortesía DendroLab; Universidad de Berna, Suiza

Figura 3.4 bis. Caras del tronco para la colecta de muestras dendrogeomorfológicas. Los lados A y B, son útiles principalmente para correlación y co-fechado de las curvas de crecimiento de un árbol o para detectar otros eventos.

En árboles con cicatrices de impacto, los núcleos de madera se colectaron lo más cerca posible de la herida para detectar disturbios como cicatrices, recubrimiento lateral de madera, tejidos callosos y TRD. No obstante, la toma de secciones transversales en

árboles dañados, proporcionó una visión más completa para el fechado y análisis de los disturbios en la madera (Stoffel y Bollschweiler, 2008) (Figura 3.5).

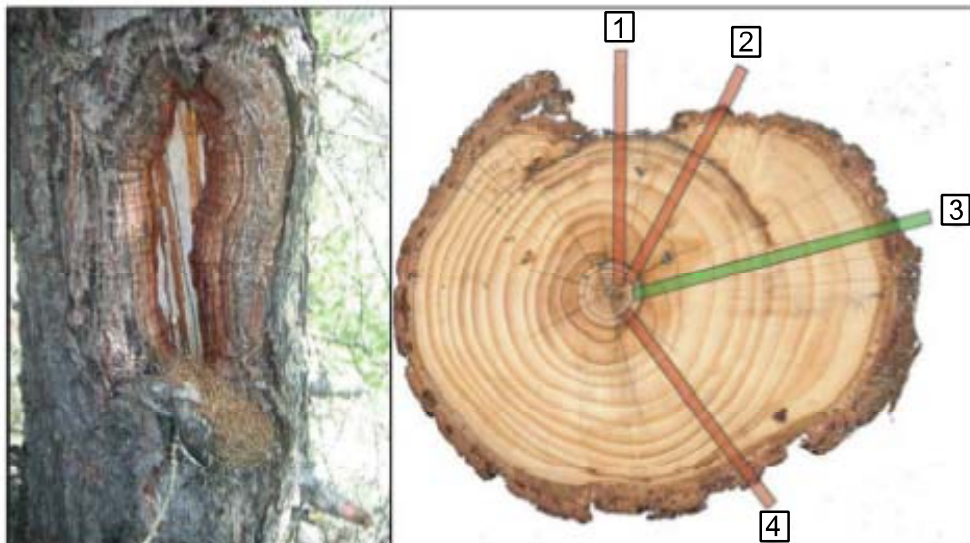


Figura 3.5. Colecta de núcleos de crecimiento en árboles con cicatrices de impacto. A la muestra 1 le faltaran los anillos posteriores al impacto. El núcleo 2 atraviesa la cicatriz y se rompe. La colecta 3 (color verde) es el núcleo óptimo que dará la mejor información dendrogeomorfológica (edad del evento que dañó al árbol), ya que incluye la cicatriz de impacto (línea radial café oscuro), TRD (en algunas coníferas) y todos los anillos de crecimiento que gradualmente la han recubierto. La extracción 4 es tomada muy lejos de la cicatriz, donde los disturbios presentan una nula o débil señal (Modificado de Stoffel y Bollschweiler, 2008).

El muestreo de los árboles se completó con las generalidades del sitio (fecha de colecta, lugar); así como con rasgos específicos sobre la especie, la altura del árbol, el tipo de proceso, las formas del relieve, las características y los daños en los árboles, la ubicación geomorfológica de los individuos, el diámetro del tronco a la altura del pecho, la altura de la cara muestreada (A, B, C ó D), la situación de los árboles vecinos, el croquis, las fotos y otras observaciones importantes del sitio (Stoffel y Bollschweiler, 2008) (Figura 3.3 G).

### 3.3. Análisis en laboratorio y Sistemas de Información Geográfica (SIG)

La tercera fase correspondió al trabajo en laboratorio y SIG, con base en los criterios estandarizados de Stoffel (2005) y Bollschweiler (2007). El primer paso consistió en la preparación de las muestras. Los núcleos de madera, las cuñas y las secciones

transversales fueron debidamente montados y pulidos. A continuación se realizó un pre-  
fechado que consistió en contar los anillos visualmente en un microscopio. Se inicia del  
anillos más externo al más interno en la muestra (hacia la médula del árbol), marcando  
un punto para 10 años, dos puntos 50 años y tres puntos para 100 años (Figura 3. 6B).  
Además, se observaron patrones en los crecimientos entre las muestras. Después se  
elaboró el fechado de las muestras. Para este paso los anillos de crecimiento se midieron  
utilizando un micrómetro Leica con una precisión de 1/100 mm, conectada a una platina  
deslizable LINTAB y a una computadora.



Figura 3.6. A) Estación de conteo y medición de anillos de crecimiento Leica- LINTAB. B) Conteo de núcleos de madera.

Una vez medidos los anillos de crecimiento, se elaboraron cronologías de cada muestra, para su correlación visual y estadística utilizando el programa TSAP-Win (Análisis de series de tiempo y presentación, Rinntech, 2012) (Figura 3.6A). Para saber la calidad del fechado, se realizó un co-fechado o *cross dating* entre las series de crecimiento de



un mismo sitio de estudio y de este modo se identificó si los patrones de crecimiento tenían alta o baja correlación. En los casos de baja correlación, se identificaron posibles anillos faltantes o dobles, para ajustar los patrones de crecimiento (Figura 3.7). Una vez obtenida una correcta correlación, se asignaron las fechas definitivas a cada anillo de crecimiento.

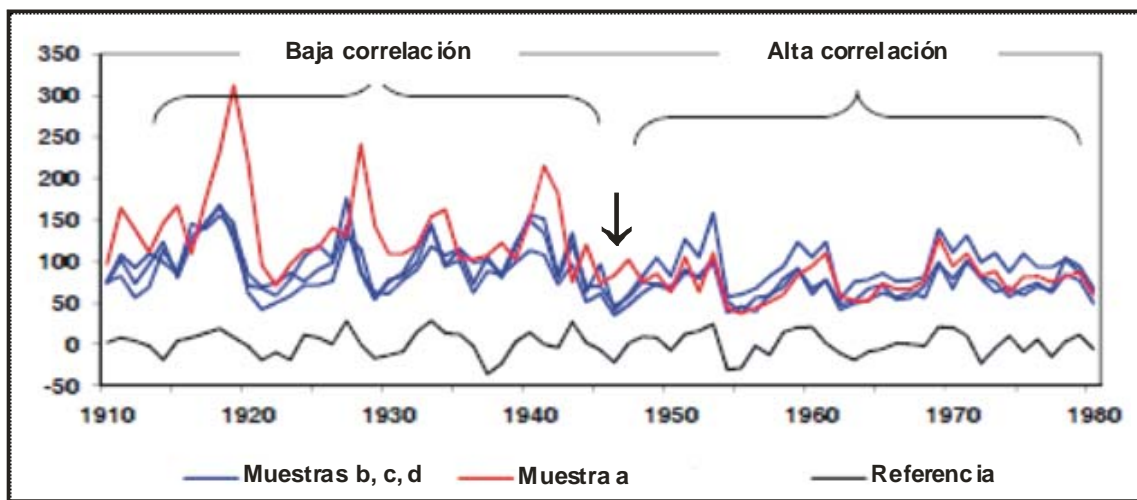


Figura 3.7. Correlación entre curvas de crecimiento de diferentes núcleos de un mismo árbol y la curva referencia, a través del programa TSAPWin. De este modo es posible observar zonas con baja correlación, asociado a anillos faltantes (flecha en línea roja) o dobles en la secuencia (Cortesía DendroLab; Universidad de Berna, Suiza).

A continuación del fechado de las muestras, éstas se compararon con una cronología maestra o de referencia para detectar anomalías en el patrón normal, como realces o reducciones abruptas de los anillos, así como cambios en la estructura anatómica de los individuos afectados (madera de reacción). La cronología maestra o de referencia se construye a partir de las curvas de crecimiento mejor correlacionadas entre sí, y sin disturbios significativos en los anillos de crecimiento. De este modo se compararon la cronología de referencia con las curvas de crecimiento de cada muestra, para poder discernir entre las anomalías de los crecimientos ocasionados por procesos geomorfológicos y los cambios generados por factores climáticos, antrópicos, incendios, plagas, etc. (Stoffel y Corona, 2014).

Después del fechado de las muestras, se elaboró una tabla de eventos dendrogeomorfológicos de cada sitio (Figura 3.8). Esta tabla se consideró como un inventario de las anomalías observadas en los anillos de crecimiento de cada árbol, asociadas a la dinámica geomorfológica existente. Los rubros que constituyen la tabla de eventos dendrogeomorfológicos fueron: clave de la muestra, coordenadas UTM (X y Y), último anillo fechado, edad de la muestras, cara del tronco, año de respuesta al evento, tipo de disturbio (cicatrices, TRD, tejidos callosos, madera de compresión, supresión y realces abruptos en los crecimientos), año específico del evento y en algunos casos la posición interanual de los disturbios (Stoffel y Bollschweiler, 2012 comunicación personal).

ID	X	Y	Muestra	Primer anillo	Año de reacción	Observación	Intensidad de respuesta	Estación	Año de evento
MAL0236	605181	2128320	a	1979	2011	TRD	3	LE	2011
MAL0223	605061	2128318	b	1959	2006	TRD	2	EE	2005
MAL0103	604669	2128049	c	1954	2005	I	4	EE	2005
MAL0229	605080	2128351	d	1964	2006	TRD	2	EE	2005
MAL0108	604686	2128057	d,a	1942	2006	TRD	3	EE	2005
MAL0113	604735	2128059	a+d	1952	2006	GS	2		2005
MAL0136	604747	2128048	c+b	1959	2006	GS	1		2005
MAL0202	604979	2128295	b,c+b,d	1967	2006	TRD	3	EE	2005

Figura 3.8. Ejemplo de tabla con información dendrogeomorfológica que caracteriza los eventos y reacciones ocurridas en cada muestra analizada. Los colores representan la intensidad de los disturbios.

La intensidad de la respuesta de los árboles se evaluó con base en los criterios de Kogelnig-Mayer *et al.* (2011) que incluyen cuatro categorías: débil ( $T_w$ ), media ( $T_m$ ), fuerte ( $T_s$ ) y máxima intensidad ( $T_i$ ). Esta última categoría corresponde con un impacto. Con base en la intensidad de los disturbios encontrados en los anillos de crecimiento, se pudieron identificar, jerarquizar y correlacionar los eventos geomorfológicos en cada sitio estudiado.

La ubicación y distribución espacial de cada árbol analizado, se visualizó mediante un SIG. El análisis de eventos es a partir de la elaboración de capas por cada año de ocurrencia de algún evento, considerando el número de árboles afectados, el año específico (o al menos muy similar) y la intensidad de la respuesta al proceso (Stoffel y Bollschweiler, 2012 comunicación personal). En el caso de las caídas de roca, se elaboraron interpolaciones espaciales a través del módulo *Geostatistical Analyst* del programa ArcGis 9. Se utilizó el método *Ordinary Kriging* considerando cinco individuos cercanos y un mínimo de dos árboles en secciones angulares.

En la fase de resultados, se validaron las reconstrucciones de eventos geomorfológicos obtenidos en cada sitio de estudio. Ésta se realizó a partir de la comparación con otras fuentes de información como archivos históricos (sequías e inundaciones), cronologías eruptivas, datos de precipitación, sismos, actividad antrópica, etc., (Stoffel y Bollschweiler, 2008 y 2009). De este modo fue posible reconstruir eventos geomorfológicos, analizar su frecuencia y distribución espacial, así como explorar las causas que los produjeron, siendo estos tres aspectos esenciales en cualquier investigación sobre riesgos naturales.

# CASOS DE ESTUDIO

## Capítulo 4. Análisis dendrogeomorfológico para la reconstrucción espacio-temporal de lahares en la vertiente sur del Volcán de Colima.

### 4.1. Volcán de Colima

El Volcán de Colima (19° 30'44.8'' N; 103° 37'01.6'' W; 3860 msnm) se localiza en el sector oeste del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), al sur del graben de Colima y es la estructura volcánica más joven, con un cono terminal formado en el Holoceno perteneciente al Complejo Volcánico de Colima (CVC) (Figura 4.1). Su composición química es de andesítica a dacítica, típica de estratovolcanes complejos, originados por la alternancia de periodos de construcción y destrucción (edificios volcánicos, calderas, flujos de lava, domos y avalanchas de escombros). La actividad histórica del volcán de Colima ha sido variada en estilos eruptivos e intensidad explosiva. Se han reportado tres erupciones plinianas en los años 1576, 1818 y 1913; doce de tipo Soufrière y aproximadamente nueve de tipo Merapi (Robin *et al.*, 1991; Luhr, 2002; Saucedo *et al.*, 2010; Roverato, 2012).

Uno de los eventos explosivos de mayor significancia fue el de 1913, mismo que modificó considerablemente la morfología del cráter y generó el emplazamiento de potentes flujos piroclásticos y lahares en las barrancas del sur (Robin *et al.*, 1991; Bretón-González *et al.*, 2002; Saucedo *et al.*, 2010). Después de un lapso de aparente quietud eruptiva, nuevas manifestaciones se registraron en 1961-1962; 1963-1974; 1975-1979; 1981-1982; 1985-1987; 1991; 1994; 1998-1999; 2001 (Bretón-González *et al.*, 2002; Saucedo *et al.*, 2005; Zobin *et al.*, 2007) y los lahares más recientes ocurridos del 2004 al 2012 (Davila *et al.*, 2007; Capra *et al.*, 2010; Capra *et al.*, en prensa; Vázquez *et al.*, 2014).

El Volcán de Colima es de los más activos de México. Desde tiempos históricos los poblados localizados en sus faldas han sido constantemente amenazados en los períodos de intensa actividad eruptiva. La vertiente sur del volcán es la más susceptible a ser afectada, ya que en las últimas décadas ahí se han emplazado flujos de lava, flujos piroclásticos y lahares (Luhr, 2002; Saucedo *et al.*, 2005). Desde la reactivación explosiva en 1991, grandes volúmenes de material piroclástico fueron emplazados sobre las principales barrancas, incrementando la magnitud y frecuencia de lahares durante la estación de lluvias, que va de junio a octubre (Davila *et al.*, 2007; Capra *et al.*, 2010). Eventos importantes de lahar ocurrieron en 1991-92, 1994-1995, 2000, 2003, 2007 (Gavilanes-Ruiz, 2004), el de octubre de 2011 por un evento hidrometeorológico excepcional asociado a un huracán (Capra *et al.*, enviado) y el más reciente en septiembre de 2012 (Vázquez *et al.*, 2014).

Los lahares en la vertiente sur del volcán de Colima, han ocurrido por colapsos de edificios (Capra y Macías, 2002; Cortes *et al.*, 2010), lahares post-eruptivos con emplazamiento de flujos de pómez como el evento ocurrido en la erupción Pliniana de 1913 (Saucedo *et al.*, 2010); o flujos desarrollados por condiciones hidrometeorológicas extremas como el registrado en 1955 en la barranca Atenquique y generado en las laderas SE del Nevado de Colima, mismo que mató a ~23 habitantes (Saucedo *et al.*, 2008).

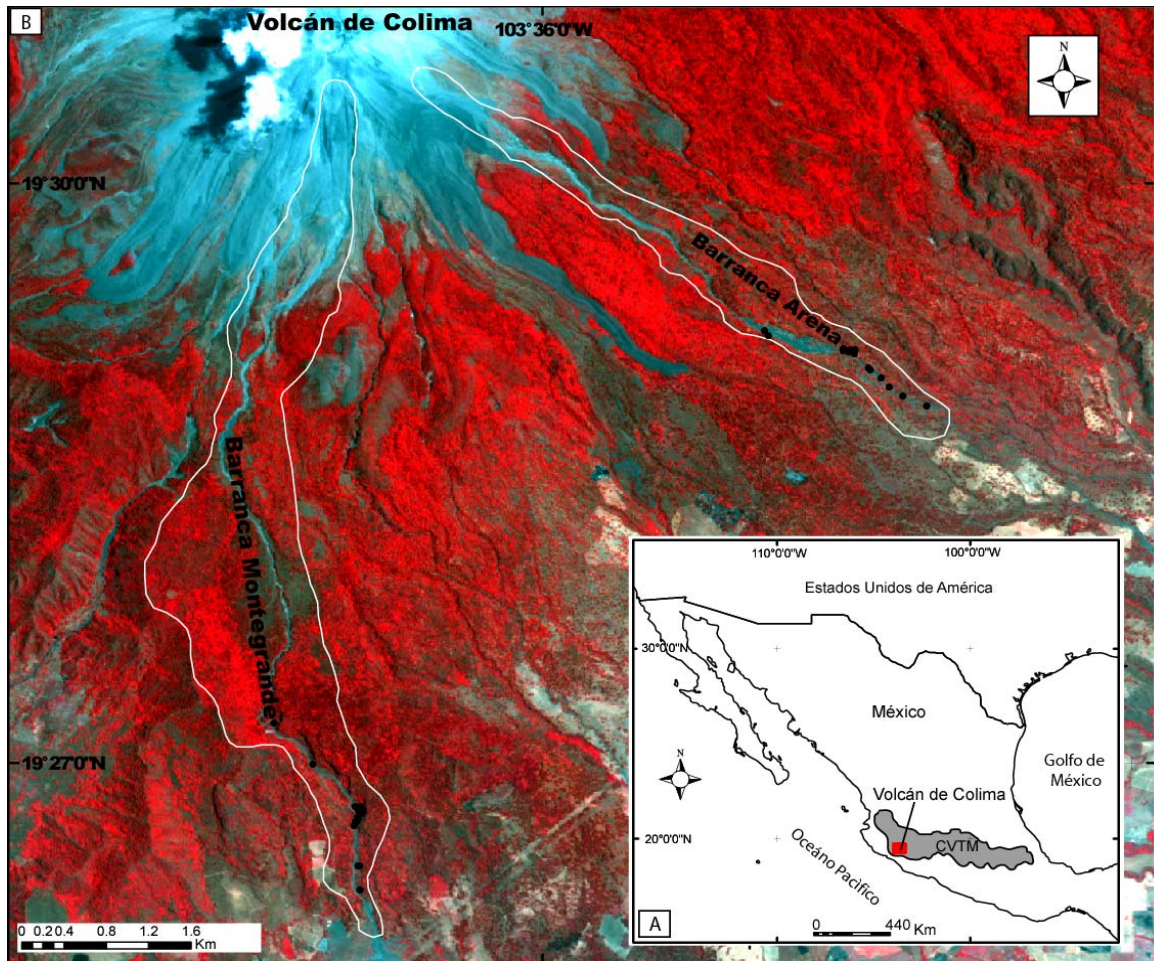


Figura 4.1. Volcán de Colima se localiza en el sector oeste del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). La imagen de satélite SPOT (compuesto RGB bandas 1, 3 y 2. Resolución de 10 m) muestra el sur del volcán y las dos barrancas de estudio Montegrander y Arena. Las líneas blancas son los límites de las cuencas. Los puntos de color negro son los árboles muestreados en la presente investigación. El compuesto RGB falso color de la imagen, refleja la vegetación en color rojo.

Otros estudios en las barrancas del sur del volcán (Davila *et al.*, 2007; Capra *et al.*, 2010), muestran que algunos lahares se desarrollan en la temporada de lluvias (junio a octubre), y alcanzan distancias de ~15 km. Los detritos dispuestos durante las fases eruptivas generan lahares de mayor magnitud que en los períodos de menor actividad volcánica. Las lluvias al sur del Colima, inducen lahares que son caracterizados por dos tipos de flujos: (i) flujos de escombros (>50% vol. de sedimento), que forman depósitos masivos, con clastos soportados por una matriz arenosa; (ii) flujos hiperconcentrados (20-50% vol. de sedimento), que son más diluidos y forman horizontes masivos y arenosos. También se han utilizado monitoreos sísmicos para identificar lahares recientes en un periodo de seis

años (Davila *et al.*, 2007; Zobin *et al.*, 2009; Capra *et al.*, 2010). Actualmente, la interpretación de los datos obtenidos de geófonos, videocámaras y estaciones de lluvia en las barrancas más activas del volcán, permite analizar a detalle el origen y comportamiento de un lahar, como el ocurrido el 15 de septiembre de 2012 en la barranca Montegrande (Vázquez *et al.*, 2014).

#### *4.2. Sitio de estudio*

Las barrancas del sur-sureste del volcán (Montegrande y Arena) son formas de relieve exógeno que cortan dos depósitos de avalanchas de escombros del Pleistoceno tardío, sobrepuestos hasta el río Naranjo. El evento más antiguo sucedió hace más de 25 mil años (avalancha San Marcos); el más reciente ocurrió hace ~15 mil años A.P. (avalancha Tonila). En estos relieves de avalancha se han desarrollado las barrancas Montegrande, Arena-Rosario, El Muerto, Beltran, Los Lobos y Platanera (Roverato, 2012).

La cuenca de la barranca Montegrande se localiza en la cara sur del cono principal; nace a los 3600 msnm, con morfología longitudinal cóncava y cubre un área de 6.2 km<sup>2</sup> hasta la cota de 1650 msnm (Figura 4.1). Estas características pueden favorecer la captura de grandes volúmenes de agua de lluvia. El sector más alto de esta cuenca (3600 a 2700 msnm) tiene pendientes abruptas de 30° de inclinación promedio, mientras que el sector bajo (2700 a 1700 msnm) es de 14° en promedio. La cuenca de la barranca Arena nace en el flanco SE del volcán, a los 3400 msnm, su morfología longitudinal es cóncava y cubre un área de 2.3 km<sup>2</sup> hasta los 1730 msnm (Figura 4.1). El sector alto de esta cuenca tiene pendientes similares a la Montegrande, de 30° promedio desde su inicio hasta la cota de los 2600 msnm, mientras que en la parte baja (2600 a 1800 msnm) son de 15° en promedio. El menor tamaño de la cuenca de la Arena, así como su desconexión con el edificio volcánico principal por flujos de lava recientes (Luhr, 2002), puede reducir en



gran medida la captación de agua pluvial en comparación con la Montegrande. Los ríos que circulan en las barrancas Montegrande y Arena, cruzan los poblados de Quisería y San Marcos (respectivamente), hasta unirse con la barranca el Naranjo.

En el interior de ambas barrancas se reconocen tres unidades geomorfológicas principales (Figura 4.2). La primera de ellas (T-1) es una terraza amplia y discontinua que se encuentra en los bordes del canal principal, encajonada por depósitos de avalancha de escombros. Su morfología es tabular, con una inclinación longitudinal de  $\sim 8^\circ$ , con un espesor de 1 a 4 metros y de anchura variable entre algunos metros y varias decenas de metros; longitudinalmente alcanzan algunas decenas de metros en cada tramo.

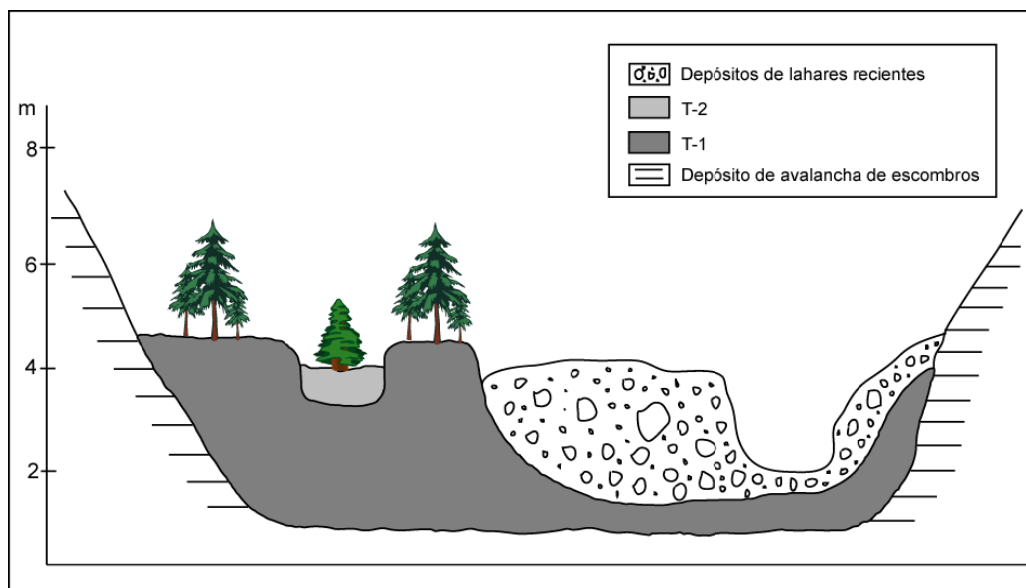


Figura 4.2. Sección esquemática que muestra las principales unidades geomorfológicas en la zona de estudio.

La T-1 está constituida por depósitos de flujos piroclásticos de escoria y pómez de la erupción pliniana de 1913 (Saucedo *et al.*, 2010), por encima se reconocen depósitos de flujos de escombros de la misma fase eruptiva. En general, son depósitos masivos, heterolitológicos, con clastos de redondeados a sub-redondeados envueltos en una matriz de ceniza fina. Estas terrazas (T-1) son de aspecto viejo y estable, cubiertas por un denso bosque de pino-encino (Figura 4.3).

La segunda unidad geomorfológica (T-2) son terrazas originadas al interior de los canales erosionados de la T-1, actualmente con pocas evidencias de actividad (sólo canales incipientes). Su morfología es tabular y ligeramente inclinada, 5° en promedio. Su tamaño es más modesto e irregular que la T-1 y está compuesta de depósitos de flujos de escombros de más de 1 m de espesor, heterolitológicos, con clastos de centímetros a decímetros, soportados por una matriz arenosa, intercalados con depósitos delgados de flujos hiperconcentrados. Se considera que la unidad T-2 es más reciente que la T-1, ya que está formada por rellenos recientes con incipientes canales, además de presentar un suelo delgado de pocos centímetros y un bosque disperso, con árboles de aspecto más joven. En la T-2 es común observar árboles sepultados, inclinados e impactados por material lahárico (terraza inestable) (Figura 4.3).

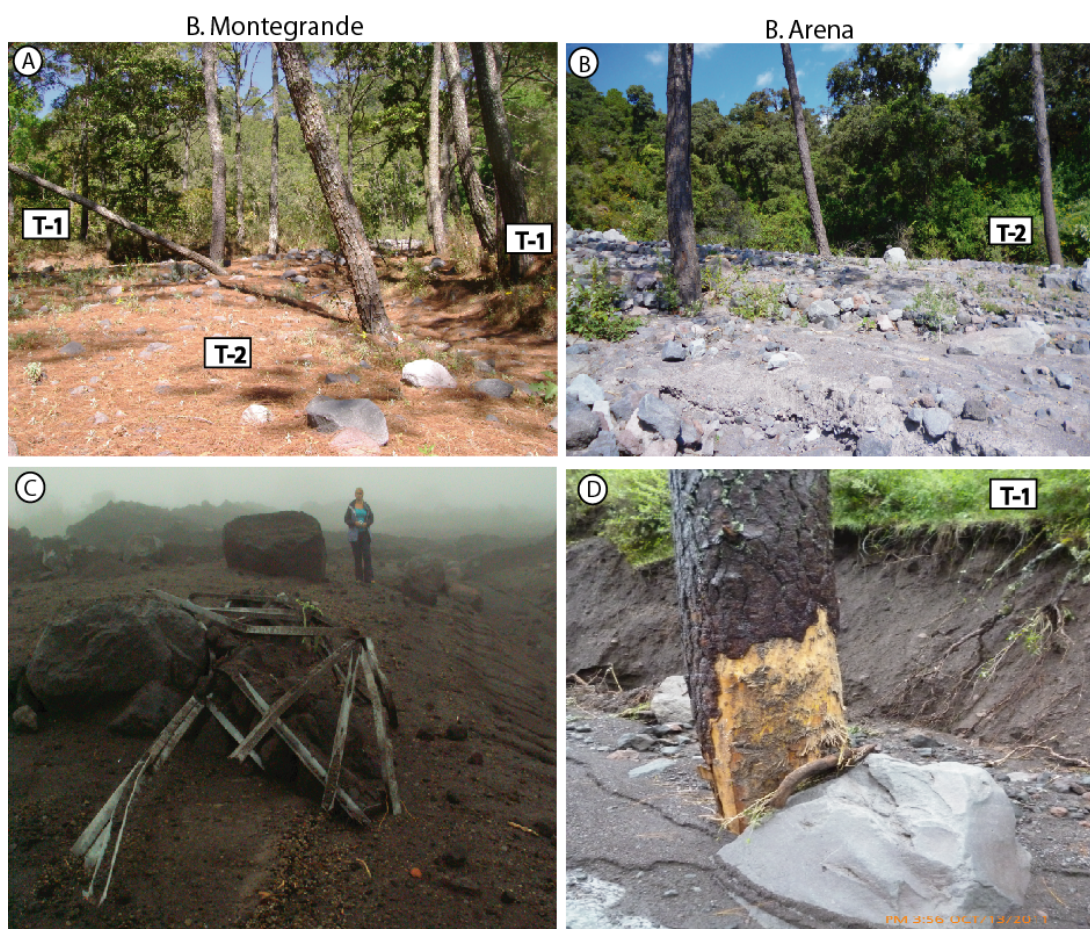


Figura 4.3. Depósitos de lahares de distintas edades en las barrancas de estudio, donde se observan las terrazas (A), árboles sepultados (B), impactados (D), así como una torre de electricidad completamente destruida por el evento de 2007 (C).

La tercera unidad de relieve corresponde a los depósitos de lahares recientes que se localizan en el interior de los canales principales de la Montegrande y Arena. Estos depósitos llegan a alcanzar los 4 m de espesor y consisten en la alternancia de depósitos de flujos de escombros (con bloques de ~3 m de diámetro) e hiperconcentrados. En los sectores más estables es posible observar una vegetación incipiente, caracterizada por herbáceas de pocos centímetros de altura (Figura 4.3).

Las tres unidades morfológicas identificadas en la Montegrande y Arena, sugieren que los lahares son los procesos actuales más comunes del Volcán de Colima. Los flujos de escombros son los causantes de daños a infraestructura como en 1999 y 2007, donde las torres de electricidad en la parte baja de la Montegrande (Figura 4.3 C), fueron completamente destruidas afectando severamente a la vegetación.

El estrato arbóreo que cubre la zona de estudio es un bosque de pino-encino, constituido principalmente por *Pinus leiophylla* Schiede ex. Schltdl. et Cham. Tiene una amplia distribución en México, desde la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Transmexicano hasta algunos sectores en la Sierra Madre del Sur, en un rango altitudinal de 1500 a 3300 msnm (Farjon *et al.*, 1997). En México se han estudiado unas 20 especies de pino para fines dendrocronológicos (Stahle *et al.*, 2000; Villanueva-Díaz *et al.*, 2010). Al parecer no existe ningún estudio dendrocronológico específico para *P. leiophylla*, si bien Shepperd *et al.* (2008) incluyen esta especie en su análisis dendroquímico, para identificar disturbios por la erupción del volcán Parícutín, no menciona más detalles al respecto.

### 4.3. Muestreo de árboles (*P. leiophylla*)

Para realizar la reconstrucción de lahares al SE del Volcán de Colima, se seleccionaron dos sectores que se localizan entre los 1700 y 1900 msnm de las barrancas Montegrando y Arena, ambas con claras evidencias de lahares (Figura 4.3). Se muestrearon 78 árboles vivos (*Pinus leiophylla* Schiede ex. Schltdl. et Cham.), sepultados, inclinados o impactados por la dinámica lahárica. En la barranca Montegrando se estudiaron 56 árboles vivos, de los cuales se extrajeron 115 núcleos de madera, 3 secciones transversales y 2 cuñas, para un total de 120 muestras. En la barranca Arena se colectaron 22 árboles, de los cuales 44 fueron núcleos, 2 secciones transversales y 2 cuñas, con un total de 48 muestras (Tabla 4.1).

	Montegrando	Arena	Total
Núcleos de madera	115	44	159
Secciones transversales	3	2	5
Cuñas	2	2	4
Total	120	48	168

Tabla 4.1. Inventario de muestras dendrocronológicas por cada barranca, con un total de 78 árboles analizados.

En árboles inclinados se tomaron dos muestras en el ángulo máximo de inclinación, una en la cara del tronco más expuesta a los procesos que mira hacia arriba (lado C) y la otra muestra del lado opuesto a la exposición de procesos, hacia abajo (lado D) (Figura 4.4-I). En árboles sepultados los núcleos se colectaron lo más cerca posible de la base del tronco. En pinos con cicatrices de impacto, las muestras se colectaron lo más cerca posible de la herida. Sin embargo, para estos casos la toma de secciones transversales y cuñas (Figura 4.4-II), proporcionó una visión más completa de las anomalías en la madera.

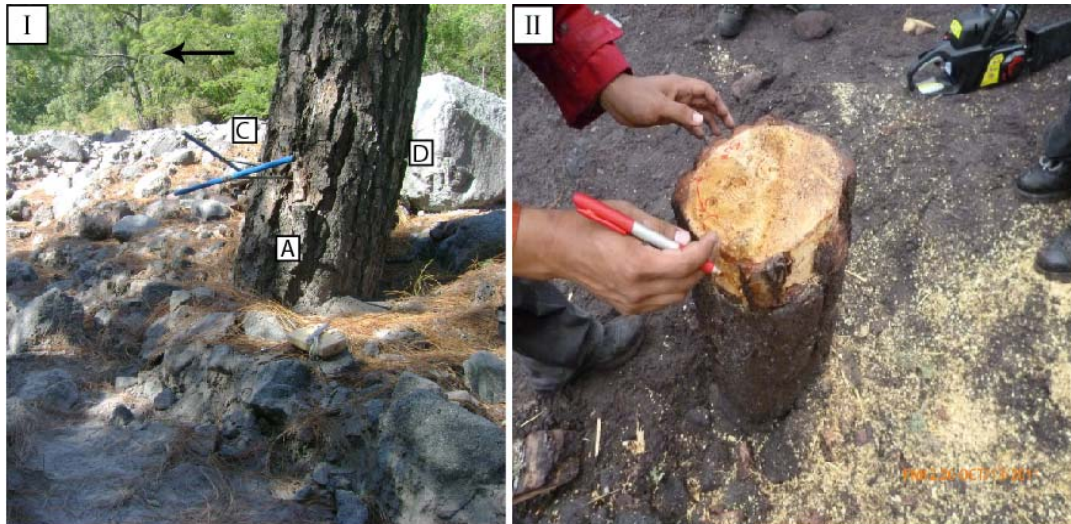


Figura 4.4. Colecta de núcleos de madera (I) y secciones transversales (II) en árboles sepultados e impactados por lahares en la Montegrande y Arena.

#### 4.4. Resultados

##### Barranca Montegrande

La edad media del arbolado en la barranca Montegrande es de 79 años (DESVEST: 9.2 años). El árbol más viejo se fechó en AD 1920, mientras que el individuo más joven es de AD 1978. Generalmente los árboles más viejos se encuentran en las terrazas más altas (T-1), estables y alejadas del cauce principal, de este modo la edad mínima del arbolado sugiere una amplia colonización vegetal posterior a la erupción de 1913 (Figura 4.5).

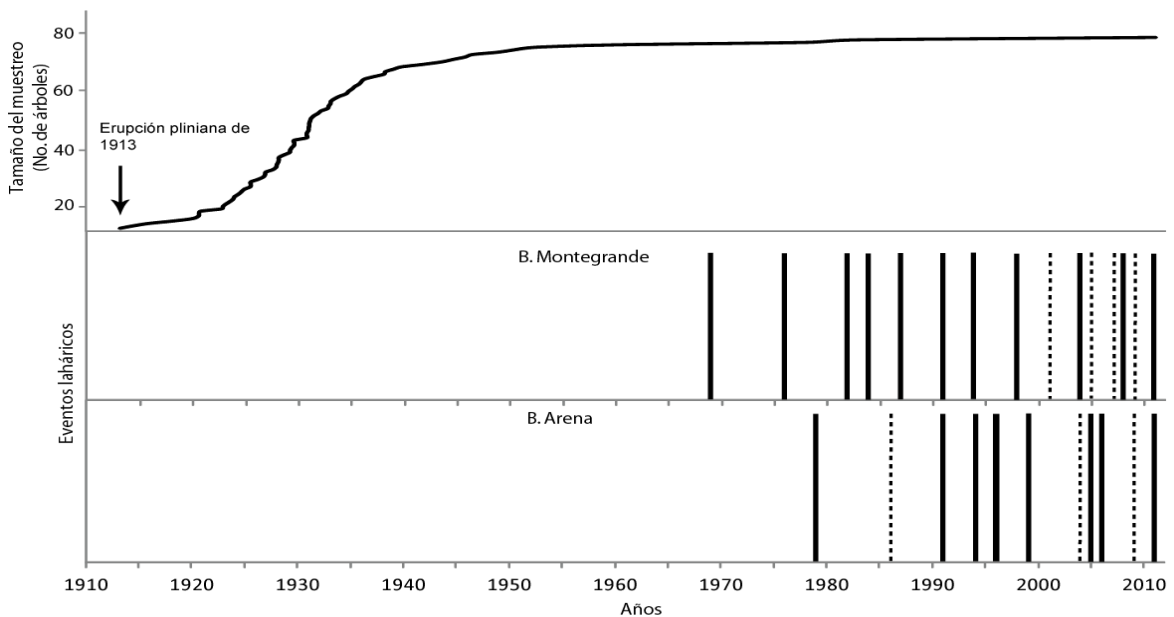


Figura 4.5. Tamaño del muestreo y frecuencia de lahares por cada barranca. Las líneas negras y continuas son los eventos identificados con un importante número de anomalías en los anillos. Las líneas discontinuas corresponden a los eventos reconstruidos con menos evidencias dendrogeomorfológicas.

De las 120 muestras analizadas en el sector de la barranca Montegrando, se identificaron 158 disturbios en el crecimiento de los anillos asociados a la dinámica lahárica. El disturbio más común fue la supresión en el crecimiento con el 56 % del total; los tejidos callosos (17%) y las cicatrices de impacto (9 %) fueron la segunda y tercera anomalía más vista y de mayor intensidad dendrogeomorfológica observada en los anillos de crecimiento. En menor porcentaje se observaron realces abruptos en los crecimientos (7%), anillos con crecimientos excéntricos (6%) y en pocos casos se reconoció madera de compresión con solo el 5 % del total (Tabla 4.2).

Tipo de disturbio	B. Montegrando		B. Arena		Total	
	No.	%	No.	%	#	%
Madera de compresión	8	5	5	7	13	6
Cicatrices de impacto	14	9	10	14	24	10
Tejido calloso	27	17	6	8	33	14
Supresión en crecimiento	89	56	35	47	124	53
Realce en crecimientos	11	7	15	20	26	11
Anillos excéntricos	9	6	3	4	12	5
<b>Total</b>	<b>158</b>	<b>100</b>	<b>74</b>	<b>100</b>	<b>232</b>	<b>100</b>

Tabla 4.2. Tipo, número y porcentaje de disturbios en los crecimientos de anillos por cada barranca de estudio.

Con base en el análisis de los disturbios de los crecimientos, en la barranca Montegrando se reconstruyeron 15 eventos, de los cuales 11 eventos se identificaron con un gran número de anomalías en los anillos de crecimiento y datan de AD 1969, 1976, 1982, 1984, 1987, 1991, 1994, 1998, 2004, 2008 y 2011. Por otro lado, se reconstruyeron cuatro lahares con menos evidencias dendrogeomorfológicas y datan de AD 2001, 2005, 2007 y 2009 (Figura 4.5).

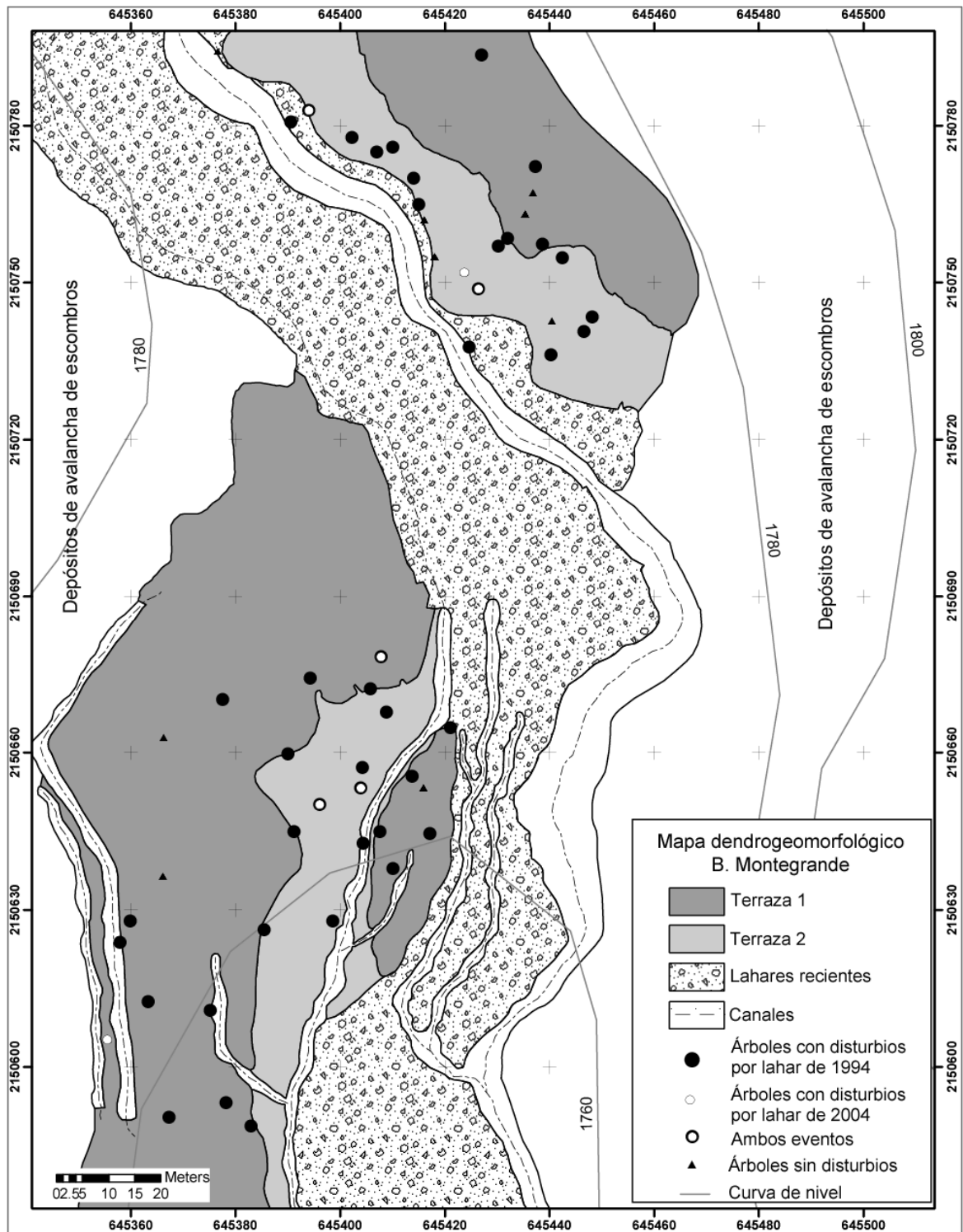


Figura 4.6. Mapa geomorfológico y árboles afectados por los lahares de AD 1994 y 2004 en la barranca Montegrande.

Uno de los eventos más importantes en cuanto al grado de disturbio y cantidad de árboles afectados fue el de AD 1994 (30% del total de disturbios), que abarcó buena parte de las terrazas en el interior de la barranca. El relleno lahárico sepultó y ocasionó supresiones en

los anillos de crecimiento de 25 árboles que están sobre la terraza baja (T-2), e incluso 17 individuos que están sobre la terraza antigua (T-1) fueron afectados por los materiales que alcanzaron a desbordar. En 5 árboles ubicados cerca de los bordes de los canales activos, se identificaron cicatrices de impacto (~1 m de largo) y tejidos callosos al estar expuestos al paso de los detritos y bloques. El lahar de 2004 afectó a un menor número de árboles, ocasionando supresiones abruptas y tejidos callosos en individuos ubicados sobre la terraza baja (T-2) y en la ribera de los canales activos (Figura 4.6).

### Barranca Arena

La edad media del arbolado en la barranca Arena es de 76 años (DESVEST: 16 años). El árbol más viejo ha sido fechado en AD 1913, mientras que el individuo más joven es de AD 1983. De la misma manera que la barranca Montegrande, la mayoría de los árboles más viejos se encontraron en las terrazas más altas (T-1), estables y alejadas del cauce principal. La edad del arbolado también sugiere una amplia colonización vegetal posterior al emplazamiento de los flujos piroclásticos y lahares de la erupción de 1913 (Figura 4.5).

De las 48 muestras de árboles analizadas, se reconocieron 74 disturbios en los crecimientos asociados a la dinámica de lahares. La señal de disturbio más frecuente fue la supresión abrupta de los crecimientos con el 47 %; las cicatrices de impacto (14 %) y callos en tejido (8 %) representan menor porcentaje de los disturbios, pero son anomalías de mayor significancia dendrogeomorfológica por tener una fuerte señal. En varios individuos se encontraron realces abruptos en los crecimientos (20 %). En menor medida, se observó madera de compresión (7 %) y anillos excéntricos (4 %) (Tabla 4.2).



Con base en el análisis de anillos de crecimiento se reconocieron 11 lahares, incluyendo 8 eventos con un importante número de disturbios en los anillos de crecimiento de varios árboles. Estos lahares se fecharon en AD 1979, 1991, 1994, 1996, 1999, 2005, 2006 y 2011. Sólo tres de ellos se reconstruyeron con menos evidencias en los disturbios de los árboles correspondientes a los eventos de AD 1986, 2004 y 2009 (Figura 4.5). En el mapa geomorfológico de la barranca Arena, se representan los árboles sepultados e impactados por los lahares de 1994 (19 % del total de disturbios) y 2005 (11%), localizados en las terrazas jóvenes (T-2) y sectores cercanos al canal principal (Figura 4.7). Las principales anomalías fueron supresiones abruptas y cicatrices de impacto de hasta 50 cm de largo.

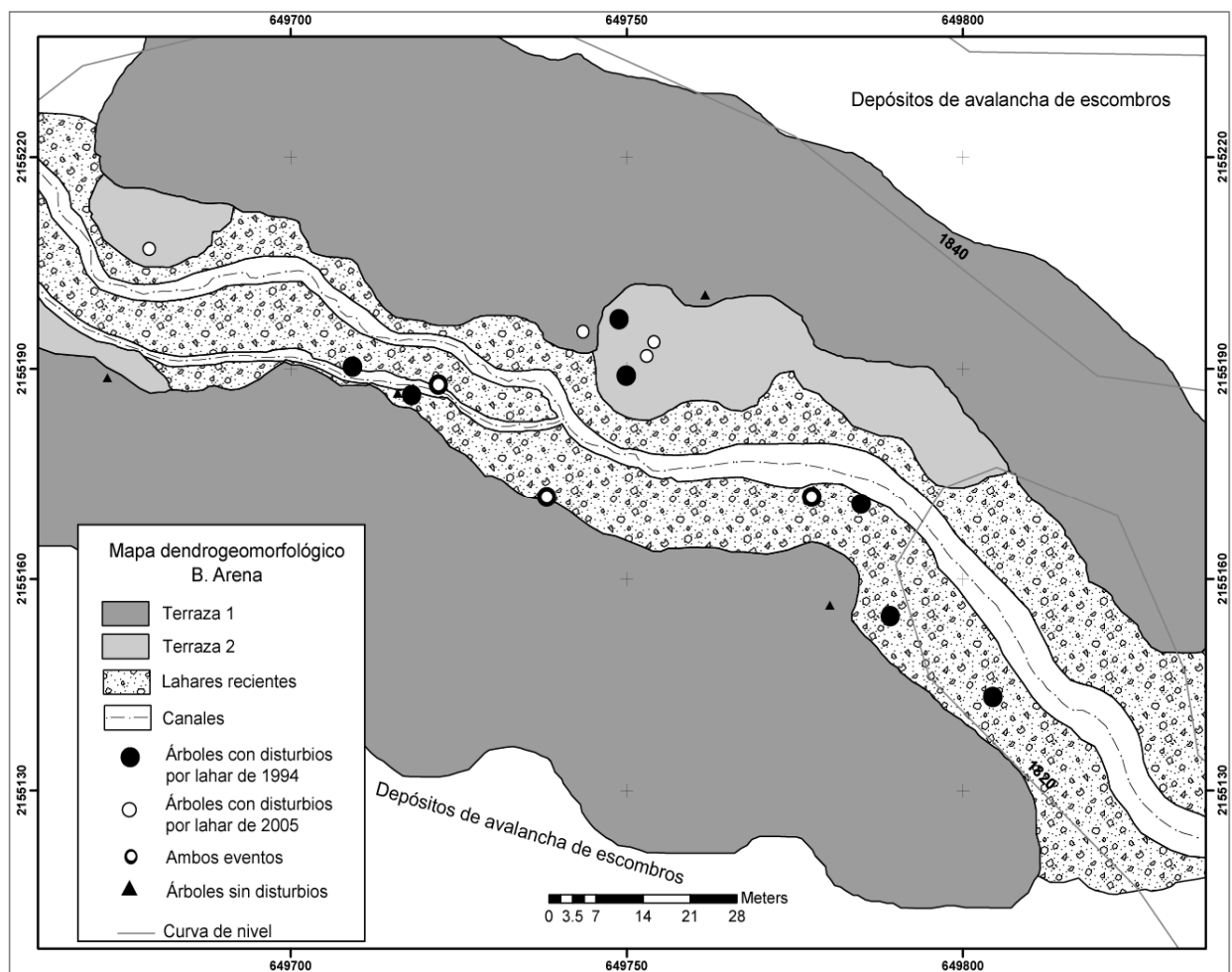


Figura 4.7. Mapa geomorfológico y posición de los árboles dañados por los eventos de 1994 y 2005 en la barranca Arena.

#### 4.5. *Discusión*

En este estudio se reportan los datos obtenidos a partir del análisis de los anillos de crecimiento de árboles afectados por lahares en las barrancas Montegrande y Arena. La edad promedio del arbolado en ambas barrancas fue de 78 años (DESVEST: 11 años). La curva de edad del arbolado (Figura 4.5), muestra una marcada colonización posterior al evento de 1913, ya que la mayoría de los árboles muestreados (80%) crecieron entre 1920 y 1940 cuando las condiciones post-eruptivas se estabilizaron al interior de las barrancas. El individuo más longevo (98 años al momento del muestreo en noviembre de 2011) se localiza en la barranca Arena, sobre la cumbre de una ladera de ~8 m de altura, sobre las terrazas asociadas a la erupción de 1913 identificadas por Saucedo *et al.* (2010). Esta zona está protegida del paso de lahares y posiblemente sea el único árbol sobreviviente de la primera generación de árboles establecidos inmediatamente después de la gran erupción de 1913 (Figuras 4.6 y 4.7). La falta de un mayor número de árboles viejos en la zona, se debe a las limitaciones frecuentes que Koch (2009) menciona para estudios de edades mínimas de relieve, principalmente en cuanto al muestreo de los árboles más viejos y vivos de la primera generación, así como la presencia de especies con crecimientos anuales en bosques mixtos subtropicales, como es la vertiente sureste del volcán de Colima. Por otro lado, las barrancas Montegrande y Arena han sido afectadas por una intensa dinámica eruptiva y de explotación forestal posterior a la erupción de 1913.

Con base en el análisis de los 232 disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles en las barrancas Montegrande y Arena, más de la mitad corresponden a supresiones en los anillos debido al sepultamiento de los árboles por depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados, sobre las terrazas bajas de ambas barrancas. La correlación con la cronología eruptiva del volcán de Colima y el análisis de datos de precipitación de eventos

extraordinarios, permiten reconocer un total de 20 lahares, 9 en la Montegrande, 5 en la Arena y 6 emplazados en ambas barrancas (Figura 4.5). Los eventos registrados en ambas barrancas pueden corresponder a eventos hidrometeorológicos extremos de gran magnitud. En contraste, los lahares identificados en una sola barranca y a partir de un menor número de evidencias en los anillos de crecimiento, probablemente se relacionan con lluvias moderadas, típicas de la estación de verano. Los datos de lluvia presentados en este apartado, dan una idea de los fenómenos hidrometeorológicos asociados a los lahares detectados con disturbios en los anillos de crecimiento, es decir, los lahares de gran volumen se relacionan más con lluvias intensas en la zona.

Del total de los eventos registrados, 14 (70%) coinciden con registros de actividad volcánica y son AD 1969, 1976, 1979, 1982, 1984, 1986, 1987, 1991, 1994, 1998, 1999, 2001, 2004 y 2005 (Tabla 4.3). Los eventos relacionados con actividad eruptiva, principalmente tienen que ver con el colapso parcial del domo emplazado en el interior del cráter del Volcán de Colima, y el desarrollo de depósitos de flujos de bloques y ceniza, material deleznable y fácilmente erosionado por las lluvias. Para los eventos anteriores a 1988, existen pocos y débiles disturbios en los anillos de crecimiento, y sólo se presentaron en alguna de las dos barrancas (Montegrande o Arena). Los datos aquí presentados muestran claramente su ocurrencia. Suponemos que estos lahares ocurrieron durante lluvias de corta duración y en el pico máximo de intensidad, como sucede al inicio de la temporada de lluvias.

Lahares identificados con dendrogeomorfología			Lahares reportados en las barrancas del sur del volcán de Colima							Datos de lluvia máximos			
Año	Montegrande	Arena	L	Z	SC	SA	M	C	A	Referencias	Cantidad (mm)	Acumulación en días	Huracanes y tormentas tropicales
1913-16	** Terraza lahárica	** Terraza lahárica	◆	X		◆	X	X	◆	Saucedo et al., 2010; Gavilanes-Ruiz., 2004	-	-	-
*1969	X									-	132	4	-
*1976	X		X					X	X	Gavilanes-Ruiz., 2004	167	2	-
*1979		X								-	90	2	"ANDRES"
*1982	X							X		Gavilanes-Ruiz., 2004	152	1	-
*1984	X									-	132	3	-
*1986		X								-	101	3	-
*1987	X									-	172	2	-
1988	Sin disturbios importantes							X	X	Gavilanes-Ruiz., 2004	106	2	-
*1991	X	X			X					Rodriguez-Elizarrarás et al., 1991	65	2	-
1992	Sin disturbios importantes						X			Gavilanes-Ruiz., 2004	203	2	-
*1994	X	X			X	X			X	Saucedo et al., 2005	104	2	-
1996		X								-	146	3	"HERNAN"
*1998	X				X					Gavilanes (personal com.)	110	2	-
*1999		X						◆		Dávila et al., 2007	198	1	"GREG"
2000	Sin disturbios importantes		X	◆	X					Gavilanes-Ruiz., 2004	151	3	"NORMAN"
*2001	X									-	98	3	-
2003	Sin disturbios importantes					◆	◆			Varley (personal com.)	122	2	-
*2004	X	X	>5				>5	X		Davila et al., 2007	121	2	-
*2005	X	X	>5				>5	X		Davila et al., 2007	89	3	"DORA"
2006		X	>5				>5	X		Davila et al., 2007	150	3	"NORMAN"
2007	X		>5				>5	1		Capra et al., 2010	83	3	-
2008	X		>5				>5	2		Capra et al., 2010	110	3	"ODILE"
2009	X	X	>5				>5	2		Capra et al., en prensa	115	5	-
2010	Sin disturbios importantes		3				>5	3		Capra et al., en prensa	> 200	~4	-
2011	X	X	>5				> 5	2		Capra et al., en prensa	> 300	1	"JOVA"
2012	Sin muestreo						X			Vazquez et al., 2014	20	Max. 95mm/h	-

\*\* Por edad calibrada

>5= Múltiples eventos con base en registros sísmicos

◆= Daños a infraestructura y animales

L= La Lumbre; Z= El Zarco; SC= Cordoban; SA= San Antonio; M= Montegrande; C= Cafecito; A= Arena

X= Lahar \* Actividad volcánica reportada

Tabla 4.3. Cronología de lahares reconstruidos con dendrogeomorfología en las barrancas Montegrande y Arena. Los eventos se relacionan con períodos explosivos, registros de lluvia torrencial y se comparan con lahares previamente reportados en las barrancas del sur del volcán de Colima. La precipitación pluvial diaria acumulada corresponden a la estación meteorológica San Marcos (CLICOM, 2006). El registro de huracanes y tormentas tropicales es de la base de datos NOAA (<http://csc.noaa.gov/hurricanes/#>).

Los lahares de AD 1991, 1994, 2004, 2005, 2009 y 2011 provocaron una fuerte intensidad de los disturbios en los árboles de la Montegrande y Arena, por lo tanto estos eventos muy probablemente fueron causados por fenómenos hidrometeorológicos extraordinarios, con lluvias prolongadas en ambas barrancas (Tabla 4.3). Además, los de 1991, 1994, 2004 y 2005 ocurrieron en el mismo año de actividad explosiva del Colima, lo que pudo favorecer el aporte de material por los depósitos de flujos piroclásticos emitidos por el volcán. En contraste, los eventos de 2009 y 2011 se presentaron en una fase inter-eruptiva

del volcán. Sin embargo, los lahares de 2011 se originaron durante el huracán Jova, que dejó más de 300 mm de lluvia en 24 hrs, desencadenando lahares en todas las barrancas, como el caso de la Lumbre (Capra *et al.*, enviado). Con base en lo anterior, se puede decir que los lahares más importantes parecen ocurrir en períodos de actividad explosiva o durante eventos hidrometeorológicos extremos (Tabla 4.3).

Después del período eruptivo de 1913-16 y hasta el 2012 se tienen registrados al menos 26 lahares, a partir de disturbios en los anillos de crecimiento (20 eventos), registros históricos (19 eventos) y 13 eventos coinciden por ambos métodos. Siete lahares que no habían sido reportados (1969, 1979, 1984, 1986, 1987, 1996 y 2001) y concuerdan con actividad eruptiva (excepto en 1996). De este modo, se aportan nuevos eventos a la cronología lahárica del Volcán de Colima.

Cinco lahares fueron reportados por datos históricos (1988, 1992, 2000, 2003, 2010), ocurridos en distintas barrancas de la vertiente sur del volcán, pero no generaron claras señales de disturbios en los anillos de crecimiento analizados en este trabajo (Tabla 4.3).

Las causas posibles son: (i) insuficiente número de árboles muestreados; (ii) algunos flujos son más diluidos y generan daños incipientes en los árboles; o (iii) volumen limitado de los flujos. En suma, la reconstrucción de lahares a partir de métodos dendrogeomorfológicos puede aportar sólo un mínimo de eventos. No obstante, el estudio de anillos de crecimiento puede extender y completar cronologías de lahares en volcanes activos.

#### *4.6. Conclusiones*

La actividad lahárica en las barrancas Montegrande y Arena fue analizada a partir del número e intensidad de los disturbios de los anillos de crecimiento de árboles impactados

(*Pinus leiophylla*). A pesar de que los métodos dendrogeomorfológicos aportan un mínimo de lahares al año en volcanes activos, este enfoque fue útil para la reconstrucción de eventos, cubriendo varias décadas en el pasado y agregando siete eventos a la cronología existente. Para mejorar la reconstrucción es necesario tener mayor información de magnitudes de eventos y encontrar evidencias de cinco lahares previamente reportados y que no fueron identificados con dendrocronología.

Sugerimos que el volumen de lahares y la geometría del canal así como el tipo de flujo (flujo de escombros o hiperconcentrado) pueden determinar la dispersión de los materiales dentro del canal y sobre las terrazas y condicionar el número e intensidad de los árboles dañados. A pesar de las limitaciones, el análisis dendrogeomorfológico en *Pinus leiophylla* fue una herramienta invaluable para el registro de procesos post-eruptivos en volcanes de México. Para ampliar el estudio de procesos fluvio-volcánicos en el Volcán de Colima, con base en los disturbios en los anillos de crecimiento, será necesario seleccionar mas sitios de estudio experimentando con otras especies de coníferas e incluyendo especies tropicales.

## Capítulo 5. Estudio de lahares intra-eruptivos a partir del análisis de anillos de crecimiento de *A. religiosa* en la barranca Axaltzintle, volcán La Malinche.

### 5.1. Volcán La Malinche

La Malinche (4,461 msnm; 19°14'N, 98°00'W) es un estratovolcán del Cuaternario de composición andesítica-dacítica que se localiza en el sector centro-este del Cinturón Volcánico Transmexicano, (Figura 5.1A). Se caracteriza por grandes períodos eruptivos de construcción y destrucción de domos y edificios volcánicos. Si bien actualmente es un volcán inactivo, la erupción más reciente ocurrió hace 3100 años (Castro-Govea y Siebe, 2007), por lo cual no puede considerarse como un volcán extinto.

Los avances y retrocesos glaciares modelaron intensamente las laderas volcánicas durante el Pleistoceno Tardío y Holoceno, originando formas de relieve glacial (morrenas, depósitos de till, circos glaciales, valles en forma de “U”) y periglacial (glaciares rocosos, taludes detríticos, flujos de escombros) (Vázquez-Selem y Heine, 2004, Castillo-Rodríguez *et al.*, 2007). Fueron varios los avances glaciales que modelaron las laderas de la Malinche desde hace 195,000 años A.P. Este escenario permitió la excavación de grandes valles en forma de “U”, circos glaciales, morrenas y depósitos de till en un rango altitudinal de 2,500 y 3,400 msnm.

En los últimos dos avances glaciares en el centro de México, el primero alrededor de 8,000 años A.P. y el más reciente en la Pequeña Edad de Hielo (<1,000 años A.P.), predominaron procesos periglaciales que desgastaron y desestabilizaron los circos y valles glaciares, originando glaciares rocosos, extensos mantos detríticos (*scree slopes*) y flujos

de escombros (Vázquez-Selem y Heine, 2004; Castillo-Rodríguez *et al.*, 2007). Actualmente, por encima de los 4,000 msnm, existen condiciones periglaciales que favorecen una intensa dinámica morfológica, como caídas de roca y flujos de escombros al interior de los valles glaciales (Castillo-Rodríguez *et al.*, 2007).

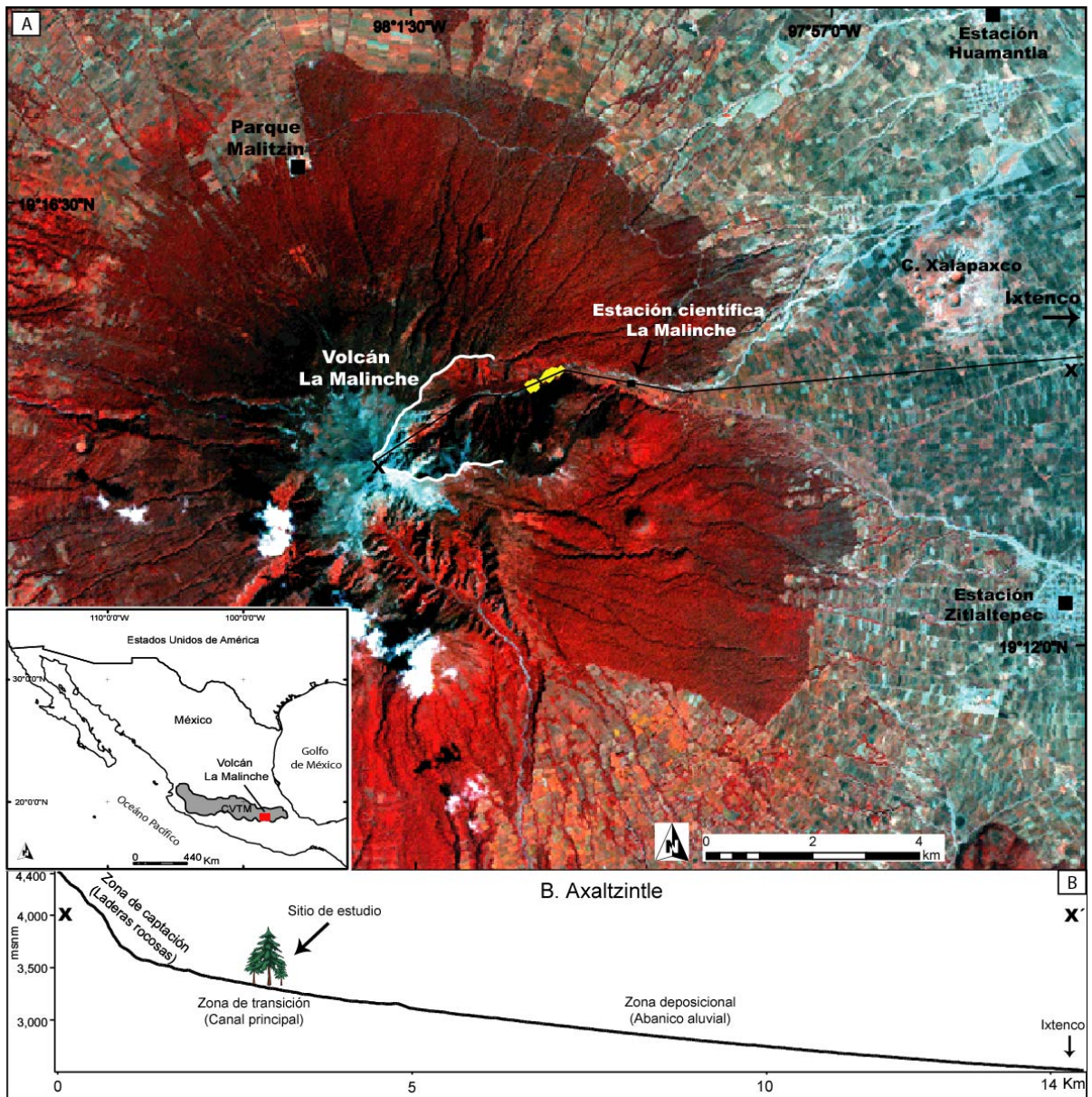


Figura 5.1. A) Imagen de satélite LANDSAT en compuesto RGB de falso color, que muestra la localización del volcán La Malinche, centro-oriente del Cinturón Volcánico Transmexicano. Los puntos en amarillo son los sitios de muestreo. B) Perfil longitudinal de la barranca Axaltzintle al NE del volcán.



## 5.2. Sitio de estudio

La barranca Axaltzintle se localiza en el sector NE de La Malinche. La cuenca alta de esta barranca se encuentra entre los 4400 y 3500 msnm y es la zona de origen de los lahares, cubre un área de  $\sim 8 \text{ km}^2$  con pendientes promedio de  $30^\circ$ , lo que favorece la erosión, concentración de escurrimientos y detritos que confluyen en el cauce principal de la barranca y posteriormente son transportados a zonas más bajas para formar un amplio abanico aluvial (Figura 5.1B).



Figura 5.2. A) Aspecto de las unidades geomorfológicas y del bosque de *Abies religiosa* en el interior de la barranca Axaltzintle a  $\sim 3300$  msnm. B) Terrazas laháricas y árboles con cicatrices de impacto de hasta 1 m de altura. C) Árboles sepultados e impactados en el borde del canal por eventos recientes.

En el interior de la barranca Axaltzintle, se pueden reconocer tres unidades principales del relieve (Figura 5.2A). La primera es una terraza alta (T-1), que se encuentra al pie de las laderas interiores de la barranca, con una anchura y longitud de decenas de metros, con un espesor promedio de 2 m, constituida por al menos 4 secuencias de depositación de lahares, en muchos casos delimitadas por pastos, hojarasca, raíces y depósitos fluviales. Su morfología es tabular, con pendientes suaves de 2° a 5°, morfológicamente estables constituidas por materiales detriticos finos y donde estan insertos clastos de <60 cm de diámetro, coronados por un suelo incipiente de 15 cm de espesor y un bosque denso de *Abies* de <100 años de edad (Figura 5.2B). La segunda unidad es una terraza baja (T-2), más modesta en sus dimensiones, discontinua, de pocos metros de anchura y longitud y con espesores de entre 50 cm y 1 m; formada por al menos 3 secuencias de depositos de lahares intercaladas por capas delgadas de material fluvial. Su morfología es plana, con predominio de detritos poco consolidados de hasta ~80 cm de diámetro y matriz. Los flujos que generaron los depósitos de la T-2, impactaron y sepultaron árboles jóvenes (Figura 5.2C). La tercera unidad es el canal activo de ~ 10 m de ancho, por donde transitan flujos de agua y sedimento de distinta composicion, hacia sectores mas bajos. En su superficie se observan los depósitos más recientes, con predominio de detritos, troncos de árboles muertos y bloques de hasta >1 m de diámetro (Figura 5.2A).

Para algunos volcanes del centro de México, incluyendo La Malinche, períodos de extrema sequía y lluvias torrenciales relacionados con fases cálidas y frías del ENSO se ha podido comprobar con reconstrucciones dendroclimáticas (Villanueva *et al.*, en prensa). Un ejemplo de esta relación se presenta en los años 1997 y 1998, los cuales correspondieron a una fase cálida y seca del ENSO (El Niño) que generó anillos de crecimiento muy estrechos. A este evento le siguió un período frío y húmedo del ENSO (La Niña) a finales de 1998 y 1999, lo cual formó anillos de crecimiento más anchos en

los árboles (Villanueva *et al.*, en prensa). La sequía de El Niño en 1998 generó más de 400 incendios forestales en las laderas de La Malinche (Villers *et al.*, 2002). Sin embargo, en el período húmedo de la segunda mitad de 1998, ocasionó eventos torrenciales como el del 14-16 de septiembre, que dejó 136 mm de lluvia en tres días consecutivos (estación Zitlaltepec; CNA-SMN, 2013). En otras montañas, este comportamiento torrencial ha sido el agente disparador de procesos de remoción en masa, como deslizamientos y flujos de escombros (Vargas *et al.*, 2006).

Los sitios de estudio de la presente investigación, se encuentran alrededor de los 3300 msnm en el interior de la barranca Axaltzintle (Figura 5.1). El promedio anual en un lapso de seis años (2006-2011) fue de 470 mm, donde los años más lluviosos fueron 2008 y 2011, con lluvias intensas en verano (estación La Malinche, datos no publicados). De acuerdo con Rojas García (2008), esta barranca es constituida por un denso bosque de oyamel (*Abies religiosa*). Esta comunidad perennifolia crece preferentemente en las barrancas con pendientes abruptas, húmedas, protegidas de los fuertes vientos y de la insolación. En el centro de México, los anillos de crecimiento de *A. religiosa* son sensibles a las variaciones anuales del clima, principalmente a la precipitación de primavera (Huante *et al.*, 1991). Además, la correlación en el co-fechado de esta especie es muy alta, aumentando su potencial dendrocronológico y dendroclimático (Cerano-Paredes *et al.*, 2014).

### 5.3. Muestreo de árboles (*A. religiosa*)

Se seleccionaron árboles vivos con claras evidencias de afectación por lahares (sepultados, inclinados o impactados) en el borde del canal y en las terrazas a lo largo de la barranca, sector localizado entre los 3200 y 3300 msnm (Figura 5.3A). En las tres unidades de

relieve (terraza 1, terraza 2 y canal) se muestrearon un total de 86 árboles vivos de *Abies religiosa*, de los cuales se extrajeron 157 núcleos de crecimiento, 6 cuñas y 5 secciones transversales sumando un total de 168 muestras (Tabla 5.1). Para el muestreo se utilizó una motosierra mediana, de 18” para la colecta de secciones transversales y cuñas (Figura 5.3B), así como barrenos de 40 y 60 cm de longitud y 6 mm de diámetro para extracción de núcleos de crecimiento (Figura 5.3C).

	T-1	T-2	Canal	Total
Árboles muestreados de <i>A. religiosa</i>	56	21	9	86
Núcleos de madera	111	35	11	157
Secciones transversales	1	3	1	5
Cuñas	1	1	4	6
Total	113	39	16	168

Tabla 5.1. Número de muestras por unidad de relieve en la barranca Axaltzintle.



Figura 5.3. A) Colecta de árboles vivos (*Abies religiosa*) afectados por lahares en el borde de la terraza baja T-2. B) Muestra de sección transversal, se observa una cicatriz y TRD del año AD 2005 parcialmente cubierta por madera con 6 anillos de crecimiento. C) Núcleo de madera de con supresión abrupta en AD 1987.

#### 5.4. Resultados

Al interior de la barranca Axaltzintle se observa un bosque joven de abetos (*Abies religiosa*) con una edad promedio de 49 años (DESVEST: 16) y un rango de 95 a 20 años. El primer anillo del árbol más viejo data de AD 1916; la edad del primer anillo del árbol más joven es de AD 1991. Cabe resaltar que el 60% de los árboles muestreados fueron fechados entre 1940 y 1970, lo que hace suponer que corresponde a un período de colonización vegetal. Por otro lado, las edades mínimas de la unidades de relieve de la barranca son: AD 1916 para la terraza más estable (T-1), AD 1937 para la terraza más joven e inestable (T-2) y AD 1944 para el canal principal.

De las 168 muestras analizadas se identificaron un total de 217 disturbios en los crecimientos (DC) de los anillos asociados a lahares. Los más comunes fueron TRD con el 48 %, seguido de la supresión abrupta de las cronologías con un 30 %, las cicatrices de impacto ocupan el tercer lugar con 10 % del total. En menor porcentaje se identificó el desarrollo de anillos excéntricos con el 5 %, madera de compresión con solo el 3 %, algunos realces en crecimientos con 2 % y finalmente tejidos callosos con el 1 % del total (Tabla 5.2).

<b>Tipo de disturbio en crecimiento</b>	<b>No.</b>	<b>%</b>
Ductos de resina traumáticos (TRD)	105	48
Supresión en crecimiento (SC)	66	30
Cicatrices de impacto (CI)	22	10
Anillos excéntricos (AEx)	11	5
Madera de compresión (MC)	6	3
Realce en crecimiento (RC)	5	2
Tejido calloso (TC)	2	1
<b>Total</b>	<b>217</b>	<b>100</b>

Tabla 5.2. Tipo, número y porcentaje de los DC de *A. religiosa* por la dinámica de lahares en la barranca Axaltzintle.

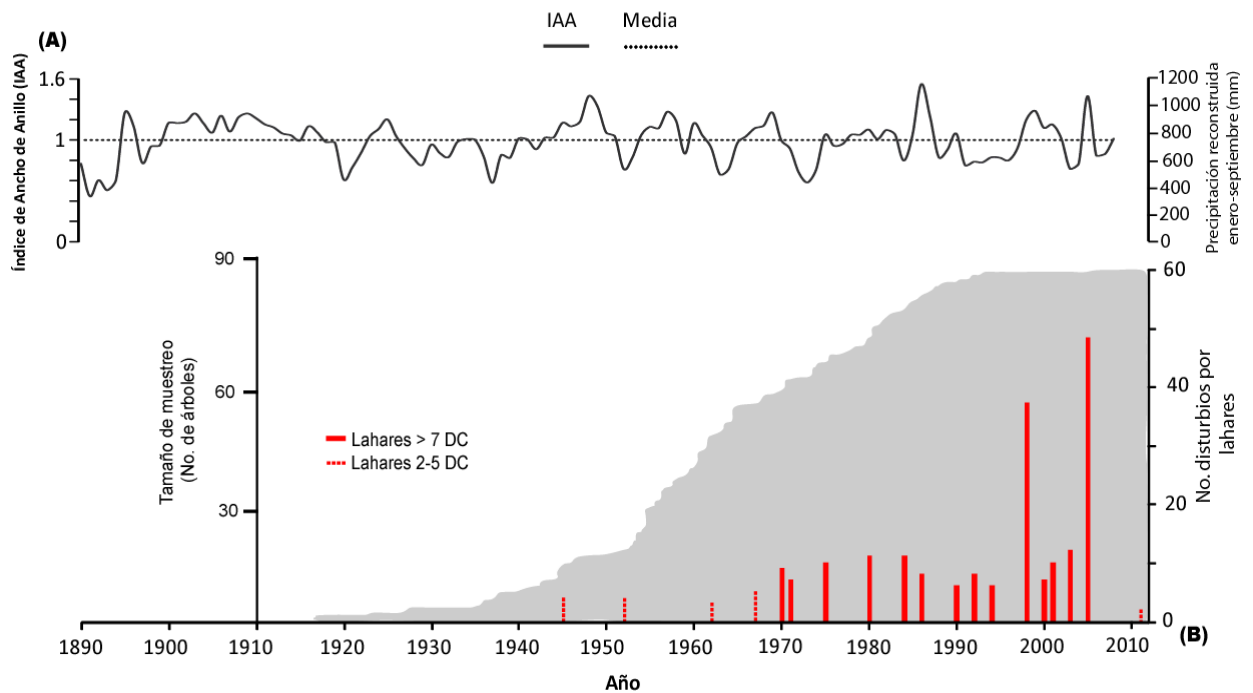


Figura 5.4. (A) Índice de Ancho de Anillo (línea continua) y precipitación reconstruida (mm) en *P. hartwegii* del volcán La Malinche (Tomado de Villanueva *et al.*, en prensa). (B) Reconstrucción de lahares en la barranca Axaltzintle en *A. religiosa*. El relleno gris en el gráfico representa el tamaño de muestreo (número de árboles). Las líneas rojas verticales representan los lahares reconstruidos con importantes disturbios en los anillos de crecimiento (> 7DC). Las líneas rojas discontinuas son los eventos con menos disturbios (2-5 DC).

En la figura 5.4A se muestra el Índice de Ancho de Anillo total de 1980 a 2008, elaborado en árboles de *P. hartwegii* por Villanueva *et al.*, (en prensa), donde los valores por encima del valor medio o 1 corresponden a años húmedos, en cambio los valores por debajo de la media, se pueden interpretar como años secos. De este modo se puede conocer si existe una relación entre la variabilidad climática regional y la ocurrencia de lahares. A partir de los disturbios en los anillos de crecimiento de *A. religiosa*, se identificaron un total de 19 lahares intra-eruptivos de 1916 a 2011 que pueden ser vistos en la Figura 5.4B. Catorce fueron reconstruidos a partir de un importante número de disturbios en los crecimientos (> 7 DC) y datan de AD 1970, 1971, 1975, 1980, 1984, 1986, 1990, 1992, 1994, 1998, 2000, 2001, 2003 y 2005. En el caso de otros cinco lahares, se encontraron menos disturbios (2 - 5 DC) debido a la disminución del tamaño de muestreo, a las condiciones desfavorables del canal (e.g. incisión del canal o bancos de sedimentación) o eventos de menor impacto. No obstante, existen suficientes evidencias para considerar los siguientes años con

actividad lahárica: AD 1945, 1952, 1962, 1967 y 2011. De todos los eventos cabe resaltar los ocurridos en AD 1998 y AD 2005, ya que al parecer fueron eventos muy potentes que afectaron a la mayoría de los árboles (72% del total); en algunos casos los eventos impactaron al mismo individuo y principalmente los que se encuentran en la terraza 2 y en el interior del canal principal (Figuras 5.4B y 5.5). Los disturbios más comunes en estos eventos fueron las cicatrices de impacto, TRD y supresión abrupta de los crecimientos.

Otros eventos importantes ocurrieron en AD 1970, 2000, 2001 y 2003 con un total de 38 árboles afectados, de los cuales los principales disturbios fueron supresiones en crecimiento de anillos, cicatrices de impacto y TRD en la mayoría de ellos (Figuras 5.4B y 5.6). En algunos casos, un mismo evento produjo más de una anomalía en el mismo individuo, como el impacto e inclinación de un árbol joven por el lahar del 2000, seguido de la formación de madera de compresión en el año 2001.

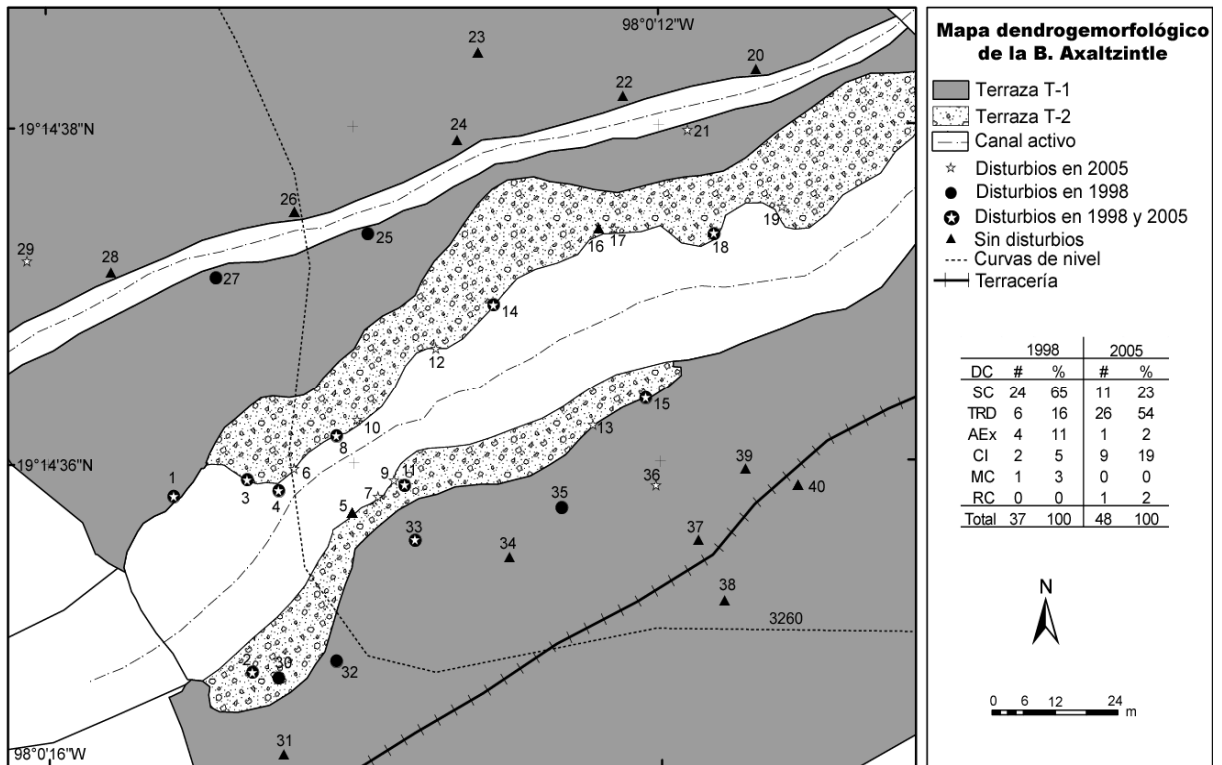


Figura 5.5. Mapa dendrogeomorfológico de un sector de la barranca Axaltzintle y la disposición de los árboles afectados por los eventos de 1998 y 2005. La tabla indica el porcentaje y tipo de disturbios en crecimiento (DC). SC= supresión en crecimiento, TRD= ductos de resina traumáticos, AEx= anillos excéntricos, CI= cicatriz de impacto, MC= madera de compresión, RC=realce en crecimiento.

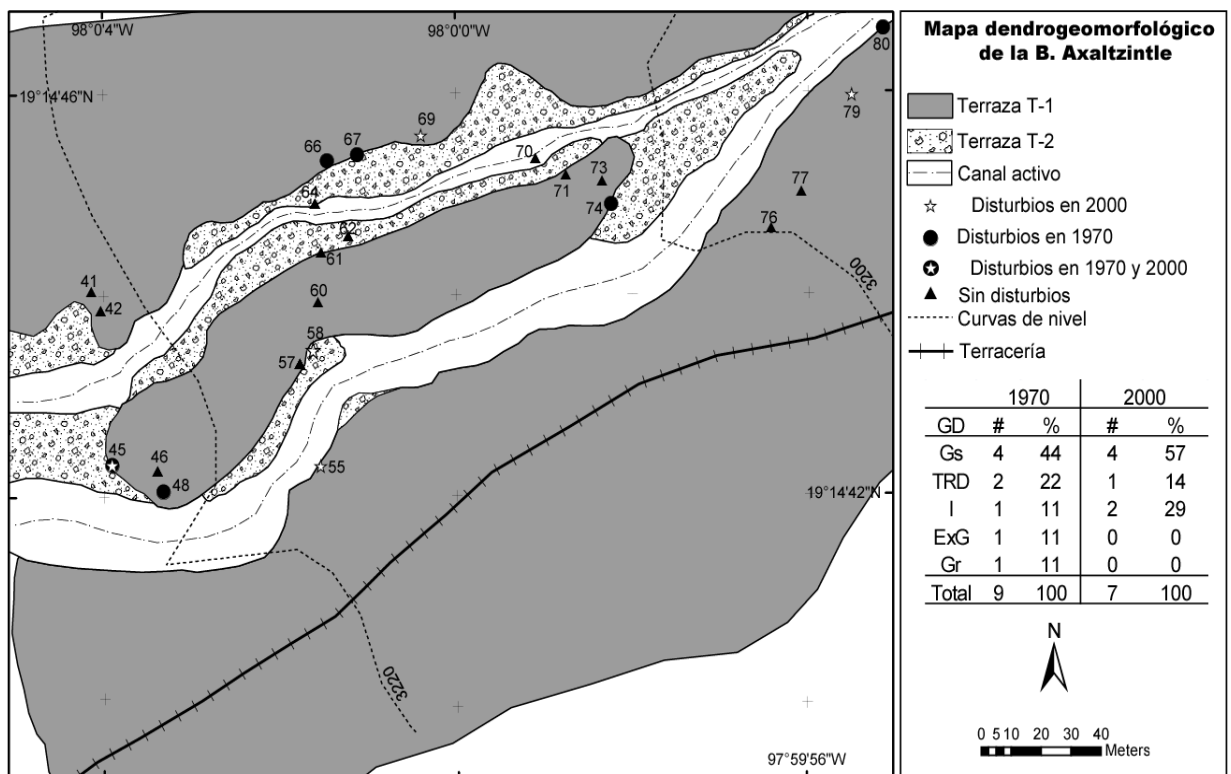


Figura 5.6. Sector de la barranca Axaltzintle donde se muestran las formas de relieve y los árboles dañados por los lahares de 1970 y 2000. La tabla muestra el tipo y porcentaje de los DC. SC= supresión en crecimiento, TRD= ductos de resina traumáticos, AEx= anillos excéntricos, CI= cicatriz de impacto, RC=realce en crecimiento.



## 5.5. *Discusión*

Con base en 168 curvas de crecimiento de *Abies religiosa*, en la barranca Axaltzintle existe un bosque relativamente joven, con una edad promedio de 49 años, situación que no sólo se relaciona con eventos geomorfológicos, sino también con la posibilidad de aprovechamiento del bosque por las comunidades vecinas y/o con incendios forestales.

De los 217 disturbios observados en anillos de crecimiento de 86 individuos de *A. religiosa*, los más comunes fueron los TRD con casi la mitad de las anomalías (48 %), seguidos de supresiones abruptas en los crecimientos (30 %) y cicatrices de impacto (10 %) (Tabla 5.2). En este estudio los TRD encontrados, se pueden comparar con los observados en otras especies como *Larix decidua*, *Picea abies* y *Abies alba* (Bollschweiler *et al.*, 2008b; Schneuwly *et al.*, 2009b; Stoffel, 2008), ya que se desarrollan en los bordes de las cicatrices de impacto por flujos de escombros o caídas de roca de los Alpes suizos.

En México, el estudio de anillos de crecimiento de *A. religiosa* ha sido útil para datar lahares recientes del volcán Popocatepetl (Bollschweiler *et al.*, 2010). No obstante, los TRD también pueden formarse como un sistema de defensa ante otros agentes externos como plagas (Byun-McKay *et al.*, 2003). Por lo tanto es fundamental realizar *a priori* un estudio detallado geomorfológico, así como identificar cicatrices de impacto, tejidos callosos, madera de reacción o supresiones en los anillos de crecimiento que acompañen a los TRD. De este modo los TRD que se desarrollan en *A. religiosa*, pueden aumentar su potencial y precisión para datar procesos geomorfológicos. Incluso si se identifican en una etapa específica de crecimiento, puede llegar a tener una resolución subanual.

En este estudio, a partir de los análisis dendrocronológicos y la interpretación de los datos de precipitación de las estaciones meteorológicas, se reconocieron varios lahares intra-eruptivos (Figura 5.4B). De estos 14 fueron reconstruidos a partir de un importante número de evidencias dendrogeomorfológicas (AD 1970, 1971, 1975, 1980, 1984, 1986, 1990, 1992, 1994, 1998, 2000, 2001, 2003 y 2005), los cuales pueden relacionarse con eventos hidrometeorológicos extremos, que impactaron y sepultaron un gran número de árboles. De las dos estaciones con un mayor número de datos y además cercanas al sitio de estudio, la estación Zitlaltepec (~ 10 km), registró más lluvia que la estación Huamantla (~11 km) (CNA-SMN, 2013). Debido a los patrones de lluvia local y la distancia entre el sitio de estudio y las estaciones meteorológicas, no fue posible observar una clara correlación entre los períodos de máxima lluvia diaria en estas dos estaciones con los lahares reconstruidos mediante dendrocronología. No obstante, la mayoría de los eventos laháricos se relacionan con lluvias en verano (junio-octubre) con un promedio de 100 mm en tres días.

En los eventos de mayor magnitud como los de 1998 y 2005, se registraron lluvias intensas en verano >100 mm durante tres días consecutivos, con una máxima promedio en un día de 70 mm. Un comportamiento similar ocurre entre las lluvias torrenciales de corta duración que se presentan entre junio y octubre y el origen de los lahares recientes en el volcán de Colima (Capra *et al.*, 2010; Capra *et al.*, enviado; Vázquez *et al.*, 2014). En la estación meteorológica La Malinche (datos no publicados), se observaron años lluviosos de 2006 a 2008 con promedio de máximos mensuales >200 mm, sin embargo no hubieron evidencias dendrogeomorfológicas en los árboles muestreados. Por otro lado, se registró una disminución considerable en la precipitación de 2009 y 2010, con un promedio de máximos mensuales de 98 mm, coincidiendo con períodos en los cuales no se

identificaron lahares. La falta de disturbios en los anillos de crecimiento, hace suponer que el déficit de lluvia en estos años no favoreció la generación de lahares, o bien, fueron eventos de muy baja magnitud. Para extender y/o detallar la cronología lahárica en la zona, será necesario ampliar el tamaño del muestreo.

Los lahares datados en AD 1945, 1952, 1962 y 1967 (Figura 5.4B), fueron identificados con menos señales dendrogeomorfológicas y pocos árboles afectados. Estos eventos se pueden relacionar con lluvias menos intensas y prolongadas con <100 mm de lluvia acumulada en tres días, con un valor promedio de las máximas diarias para esos cinco años de 40 mm (CNA-SMN, 2013). El promedio de las máximas mensuales en 2011 fue de 160 mm, y pudo ser lo que provocó un pequeño lahar identificado para ese mismo año. La falta de una estación meteorológica en la cuenca alta de la barranca Axaltzintle dificulta relacionar los patrones de lluvia y la generación de lahares.

Cabe resaltar los eventos ocurridos en AD 1998 y AD 2005 que afectaron de algún modo a la mayoría de los árboles muestreados, con un 40% del total de los disturbios analizados (Figura 5.5). Probablemente estos eventos fueron asociados a lahares de gran magnitud, que a su vez coinciden con años de extrema sequía (El Niño), y lluvias torrenciales posteriores relacionado con la fase fría del ENSO (La Niña) (Villanueva *et al.*, en prensa). El origen del evento de 1998 pudo haber sido el evento torrencial del 14-16 de septiembre que dejó ~140 mm de lluvia acumulada en tres días (estación Zitlaltepec: CNA-SMN, 2013), precedido por un período seco a finales de 1997 e inicios de 1998. El lahar de 2005 fue sucedido por otro momento de sequía severa en 2004 (año Niño) (Villanueva *et al.*, en prensa) y desencadenado por las lluvias torrenciales de verano, como las ocurridas del 29 al 31 de agosto de 2005 (estación Zitlaltepec: CNA-SMN, 2013) que dejaron ~100 mm de

lluvia en tres días. Este comportamiento es muy similar al ocurrido en la costa oeste de Sudamérica (Vargas *et al.*, 2006), donde la dinámica de ENSO ha favorecido lluvias torrenciales y la ocurrencia de importantes flujos de escombros en años recientes como los de 1961/1962, 1982/1983, 1987/1988 y 1997/1998. Otros lahares reconstruidos en esta investigación que se pueden relacionar con el ENSO son: 1945, 1970, 1971, 1975, 1984, 1986, 2000, 2001 y 2003. No se observa una coincidencia entre los eventos reportados por Vargas *et al.* (2006) y los identificados en este trabajo, posiblemente debido a la diferencia en latitud y a las condiciones ambientales del centro de México.

Por otro lado, el tipo de disturbios en los anillos de crecimiento puede estar condicionado por el volumen, relación sedimentos-agua, composición, espesor y textura de los depósitos de lahar. El evento de 1998 afectó a 37 árboles, originando principalmente supresiones abruptas en los crecimientos (65%), aunado a TRD (16%) y escasas cicatrices de impacto (5%) en árboles localizados principalmente sobre las terrazas más recientes (T-2) y canal principal. Quizá este evento haya sido de tipo flujo de escombros y forme parte de la primera secuencia de depositación de la terraza 2, constituido por clastos menores a 60 cm de diámetro y matriz de arenas (Figuras 5.4B y 5.5).

Otros eventos importantes como los de 2000 y 2001 generaron anomalías en 18 árboles existentes en la terraza 2 y en el borde del canal principal, donde los disturbios más significativos fueron TRD (59%), seguido de las cicatrices (23%) y supresiones abruptas en los crecimientos (18%) (Figuras 5.4B y 5.6). De manera similar ocurrió con el evento de 2003, afectando a 11 árboles dispuestos en la T-2 y canal principal.

El lahar de 2003 dañó a 11 árboles, sobre todo en las terrazas próximas al canal principal, dejando marcadas cicatrices de impacto. La lluvia máxima registrada para este evento de la estación Zitlaltepec fue de 285 mm en tres días, con una máxima diaria de 270 mm, lo que sugiere un gran aporte de agua en poco tiempo y el desarrollo de un lahar extenso. Sin embargo, con base en dendrogeomorfología pocos árboles fueron afectados lo que se interpreta como un evento de baja magnitud o muy diluido. Ese patrón de lluvia no se observa en la estación Huamantla (70 mm de lluvia en tres días), lo que hace suponer que fue un evento torrencial local y que no afectó (o no de manera significativa) a la cuenca Axaltzintle, o bien, puede tratarse de un error en el registro meteorológico.

Los árboles dañados por el evento más reciente en 2005, coinciden en gran medida con los individuos dañados previamente por el de 1998 y posiblemente también haya sido de tipo flujo de escombros, ya que se observa un depósito rico en sedimentos (~1 m de diámetro) sobre la superficie de la T-2. Los disturbios observados por el evento de 2005 incluyen 44 árboles, donde las anomalías más comunes fueron los TRD (54%), un importante número de supresiones abruptas (23%), un mayor número de cicatrices (19%), e incluso el evento inclinó algunos árboles generando anillos excéntricos (2%) (Figuras 5.4B y 5.5).

Los eventos más antiguos como el de 1970, perturbaron árboles principalmente en los bordes de la T-1, siendo el principal disturbio las supresiones abruptas en los crecimientos (45%), acompañados por TRD (22%) y cicatrices de impacto (11%). Posiblemente, este evento se relacione con una de las unidades sedimentarias de mayor espesor en la T-1 (Figuras 5.6).

En la variabilidad climática regional de la Malinche, interpretada a partir del IAA total no se observa una relación clara entre los años más húmedos y secos con la ocurrencia de lahares en la barranca Axaltzintle (Figura 5.4). Del total de los lahares identificados con dendrogeomorfología, diez eventos (1970, 1971, 1980, 1986, 1990, 1998, 2000, 2001, 2003 y 2005) coinciden con años húmedos, con precipitaciones reconstruidas de enero a septiembre superiores a los 700 mm anuales (Villanueva *et al.*, en prensa).

Los nueve lahares restantes reconstruidos con dendrogeomorfología, no se relacionan con el IAA. Esta situación deja de manifiesto que el aporte de agua que desencadenan los flujos de agua y sedimento, en gran medida es por lluvias torrenciales locales. En un período seco representado por en el IAA total, pudo haber ocurrido una lluvia torrencial en horas o días, suficiente para generar un lahar, como el caso del evento de 1998. Por otro lado, se observa que no siempre en períodos húmedos ocurren lahares o que estos sean de gran magnitud, ya que el IAA total representa sólo el promedio anual de la humedad. El IAA total calculado en los árboles del centro de México, puede obedecer también a la temperatura anual, y no solamente a la lluvia como el caso de las cronologías del norte del país (Villanueva *et al.*, en prensa). Además, la falta de árboles viejos de *A. religiosa* que superen el año 1950, dificulta en gran medida la identificación, la amplitud de la cronología de lahares y la relación con el IAA total de la zona de estudio (Figura 5.4 A y B).

## 5.6. Conclusiones

Con base en métodos dendrogeomorfológicos fue posible identificar, fechar y reconstruir el alcance de lahares intra-eruptivos ocurridos en el flanco oriental de La Malinche y para los cuales no existía una cronología previa. Sin embargo, no fue posible identificar el tipo de depósito lahárico (flujo de escombros o flujo de lodo, etc.) y las secuencias

sedimentarias que forman las terrazas. Tampoco se pudo calcular el volumen y magnitud real de cada evento, debido a que la intensidad y tipo de disturbio en los árboles tiene que ver con la posición de cada individuo en el interior de las barrancas, es decir, algunos árboles están más alejados y protegidos de los canales activos, como el caso de las terrazas altas (T-1). Por lo tanto, futuros estudios sedimentológicos, granulométricos, estratigráficos, así como datos de lluvia histórica del sitio de estudio y un mayor número de árboles muestreados, podrían aportar información valiosa que ayude a extender la cronología de lahares, así como entender mejor la relación *proceso-evento-respuesta* de los eventos hidrogeomorfológicos en la barranca Axaltzintle.

El desarrollo de TRD en *A. religiosa* fue de mucha utilidad para la identificación y fechado de lahares intra-eruptivos, ya que se pudo tener una precisión anual. Además, la mayoría de las muestras fueron núcleos de crecimiento, lo que permitió la identificación de eventos geomorfológicos con la menor alteración posible del bosque.

En relación con los peligros naturales, se puede concluir que las terrazas más antiguas y estables (T-1), son las menos amenazadas por la dinámica de lahares, quizá sólo podrían ser afectadas por un evento hidrometeorológico de gran magnitud. En cambio, las terrazas bajas y jóvenes (T-2), así como el canal principal son los relieves más frecuentemente expuestos a lahares, aunque generalmente son eventos de baja magnitud.

La presente investigación aportó información valiosa sobre el potencial dendrogeomorfológico de una conífera (*A. religiosa*), para estudios de frecuencia y distribución de lahares intra-eruptivos, en zonas volcánicas inactivas del centro de México y que puede ser útil para los planes de manejo del Parque Nacional La Malinche.

## Capítulo 6. Estudio de caída de rocas a partir del análisis de anillos de crecimiento de *P. hartwegii* en el valle La Teta, volcán Cofre de Perote.

### *6.1. Volcán Cofre de Perote*

#### Geología y tectónica

El Cofre de Perote (19° 30' N, 97° 10' W; 4282 msnm) es un estratovolcán andesítico originado hace ~1.6 millones de años. Forma parte del sistema volcánico Citlaltépetl-Cofre de Perote, en el extremo oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano (Figura. 6.1 A y B). Este sistema lo componen estratovolcanes, conos de escoria y domos alineados de NE-SW, lo que divide el Altiplano mexicano (cuenca Serdán-Oriental) y la planicie costera del Golfo de México. Estos grandes edificios volcánicos han sido desestabilizados durante el Pleistoceno, generando múltiples colapsos de edificios. Las causas aparentes han sido fuertes sismos, intenso fracturamiento, alteración hidrotermal, lluvias torrenciales y en menor porcentaje actividad magmática (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

El Cofre de Perote es controlado por un sistema de fallas y fracturas (algunas activas) con direcciones preferenciales de NW-SE, N-S y NE-SW, que coinciden con tres estructuras volcánicas. Estas son: Cerro Desconocido, Cofre de Perote y Las Lajas. Además, las pendientes escarpadas y la alteración hidrotermal en la cima, favorecer procesos de remoción en masa provocados por fuertes sismos de magnitud 6° o mayor, principalmente en la vertiente SE del Cofre de Perote (Díaz Castellón *et al.*, 2008).



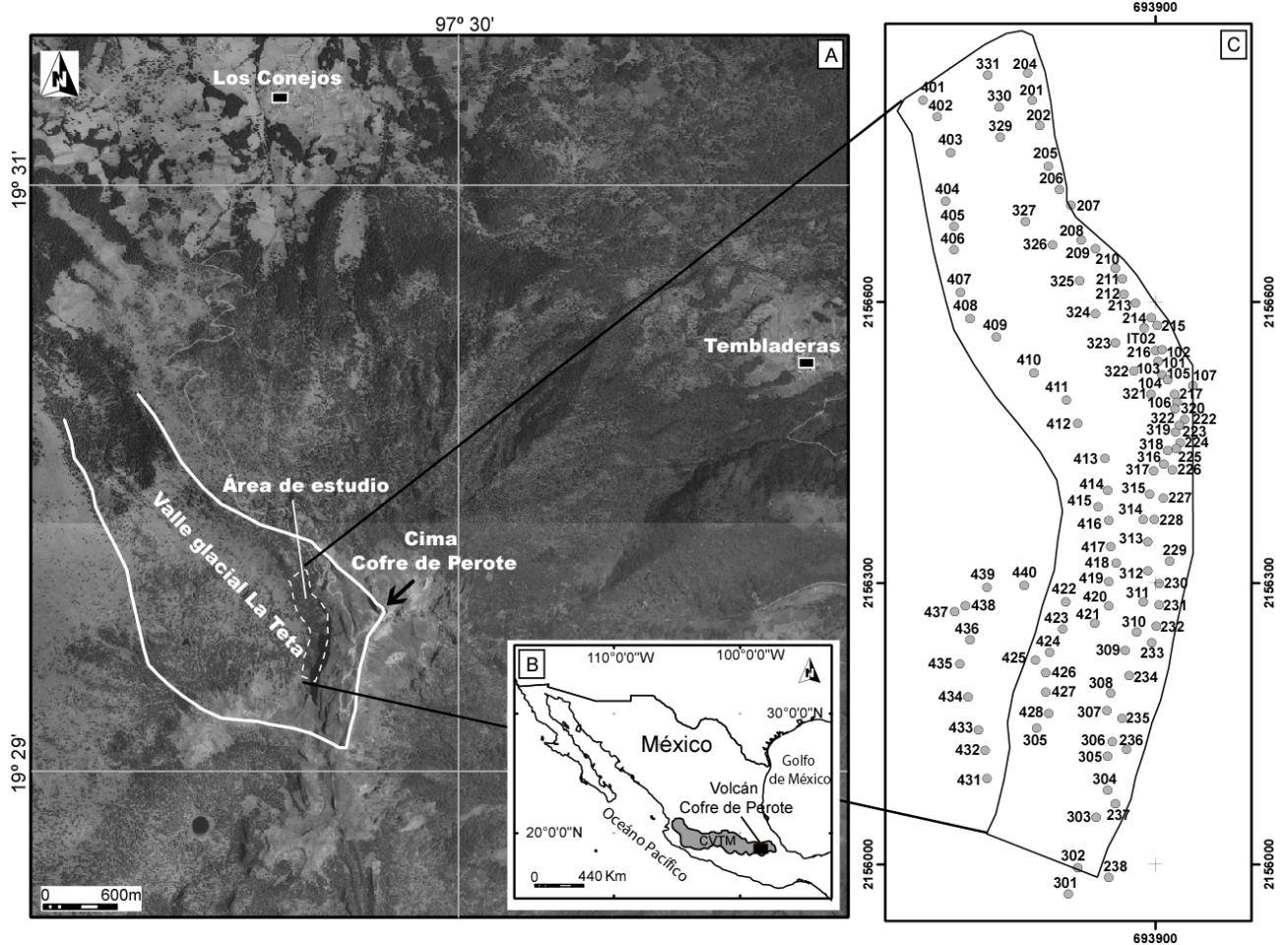


Figura 6.1. La zona de estudio corresponde al talud detrítico del valle La Teta, al NW del volcán Cofre de Perote (A) y forma parte del sector oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano (B). Los árboles muestreados se encuentran sobre el límite superior del bosque ~4000 msnm (C).

La reactivación de fallas regionales ha generado sismos importantes en la zona, incluso algunos de ellos han afectado y desestabilizado parte del edificio del Cofre de Perote. El 3 de enero de 1920 se reportaron avalanchas de roca y flujos de lodo en la cara norte del volcán, asociados a un sismo de magnitud 6.4° con epicentro en Quimixtlán, Puebla. Este movimiento causó importantes afectaciones en la ciudad de Xalapa, Veracruz (García Acosta y Suárez Reynoso, 1996). Otro ejemplo es el sismo de magnitud 7.3° ocurrido el 28 de agosto de 1973 (Figuroa, 1974), que dejó daños en Tembladeras, localizado a ~4 km NE de la cima del Cofre del Perote, y cientos de víctimas en Serdán y Orizaba, Veracruz (Lugo Hubp y Moshe Inbar, 2002).

### Glaciaciones

El modelado glacial ocurrido en el centro de México durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno, originó formas de relieve y procesos en las laderas del Cofre de Perote, favoreciendo condiciones de inestabilidad geomorfológica, de los ~3400 msnm y hasta la cima. Se observan circos glaciares, valles en “U”, morrenas, rocas aborregadas y laderas con escarpes escalonados. En el último máximo avance glacial (20-14 mil años A.P.), las masas de hielo excavaron grandes y profundos valles alrededor de la cima del volcán y formaron morrenas que se extienden hasta los ~3400 m. Al retirarse los glaciares (14-11.5 mil años A.P.) quedó expuesta la morfología glacial en el interior de los valles. Cabe señalar que estas formas de relieve glacial no se distinguen en el flanco E-SE, debido al colapso posterior de este sector del edificio aparentemente ocurrido durante la deglaciación (Carrasco-Núñez *et al.*, 2010). Hace aproximadamente 12 mil años ocurrió un re-avance glacial que formó pequeños arcos morrénicos en dos valles alrededor de los 3850 msnm, como el caso del valle glacial La Teta (Lorenzo Vázquez Selem, 2013 comunicación personal).

### Datos meteorológicos

Los datos meteorológicos de la estación Tembladeras (CNA-SMN, 2013), localizada a ~4 km al NE de la zona de estudio y a una altitud de 3110 msnm, indican condiciones de lluvia de verano (junio a septiembre), con un promedio de lluvia máxima diaria de ~100 mm, durante el período de 1965 a 2011. Sin embargo, se han registrado algunos eventos torrenciales con más de 100 mm de lluvia en 24 horas. El ocurrido el 21 de septiembre de 1974 dejó 300 mm de agua en un día; otros eventos sucedieron el 12 de julio de 1999, donde las lluvias dejaron 200 mm de agua y más recientemente el 1° de julio de 2011, con 160 mm de lluvia en unas horas. Además, las altas montañas del centro de México pueden ser afectadas por nevadas invernales, como el gran evento registrado el 10 y 11 de enero de

1967, donde el 50% del país se cubrió por decenas de centímetros de nieve, y con espesores mayores por encima de los 2000 msnm (CENAPRED, 2010).

## 6.2 Sitio de estudio

El área de estudio corresponde a un talud detrítico que se localiza al pie del valle glacial La Teta, NW del Cofre de Perote (Figura 6.2 A). Cubre una superficie de 0.260 km<sup>2</sup>, donde predominan pendientes superiores a los 30°, constituido por bloques de caída de distintos tamaños, incluso algunos mega-bloques que llegan a tener decenas de metros cúbicos de volumen. Su morfología es irregular, se forman lóbulos asociados a distintos eventos de caída de roca, que provienen de las paredes escalonadas del circo glacial. Antiguos desprendimientos de roca, quedan de manifiesto por la presencia de árboles decapitados (Figura 6.2 B), con cicatrices de impacto en los troncos (Figura 6.2 C) y árboles en forma de candelabro (Figura 6.2 D).



Figura 6.2. Cima del Cofre de Perote y aspecto de la cabecera del valle glacial La Teta (A), la flecha indica un desprendimiento reciente de rocas. Sobre el talud detrítico se observan árboles rotos por grandes bloques (B), troncos con cicatrices de impacto (C) y árboles en forma de candelabro (D).

El bosque que cubre este talud detrítico es de *Pinus hartwegii* Lindl, comunidad que se distribuye en el límite altitudinal superior de la vegetación arbórea, entre los 2900 y 4000 msnm (Narave Flores y Taylor, 1997). El *P. hartwegii* es de las coníferas más longevas de México, se han encontrado árboles de más de 400 años de edad en los volcanes Nevado de Colima, Cofre de Perote y Pico de Orizaba. No obstante, la fuerte presión social en el centro de México ha puesto en riesgo a estos rodales viejos, portadores de información climática, geomorfológica y ecológica de gran valor (Villanueva *et al.*, 2010).

### 6.3. Muestreo de árboles (*P. hartwegii*)

Se realizaron tres transectos sobre el talud detrítico a los ~4000 msnm, sobre el límite superior del bosque (Figura 6.1 A y C). Aproximadamente cada 20 m de distancia, se colectaron muestras de árboles de *Pinus hartwegii*, priorizando los individuos con evidentes daños sólo por caídas de rocas como cicatrices de impacto, inclinados, sepultados o decapitados. Se muestrearon un total de 110 árboles, en tres sectores transversales a lo largo del talud. Con el uso de barrenos y motosierra se extrajeron un total de 212 muestras, 200 núcleos de crecimiento, 7 cuñas y 5 secciones transversales (Figura 6.3 A-C).

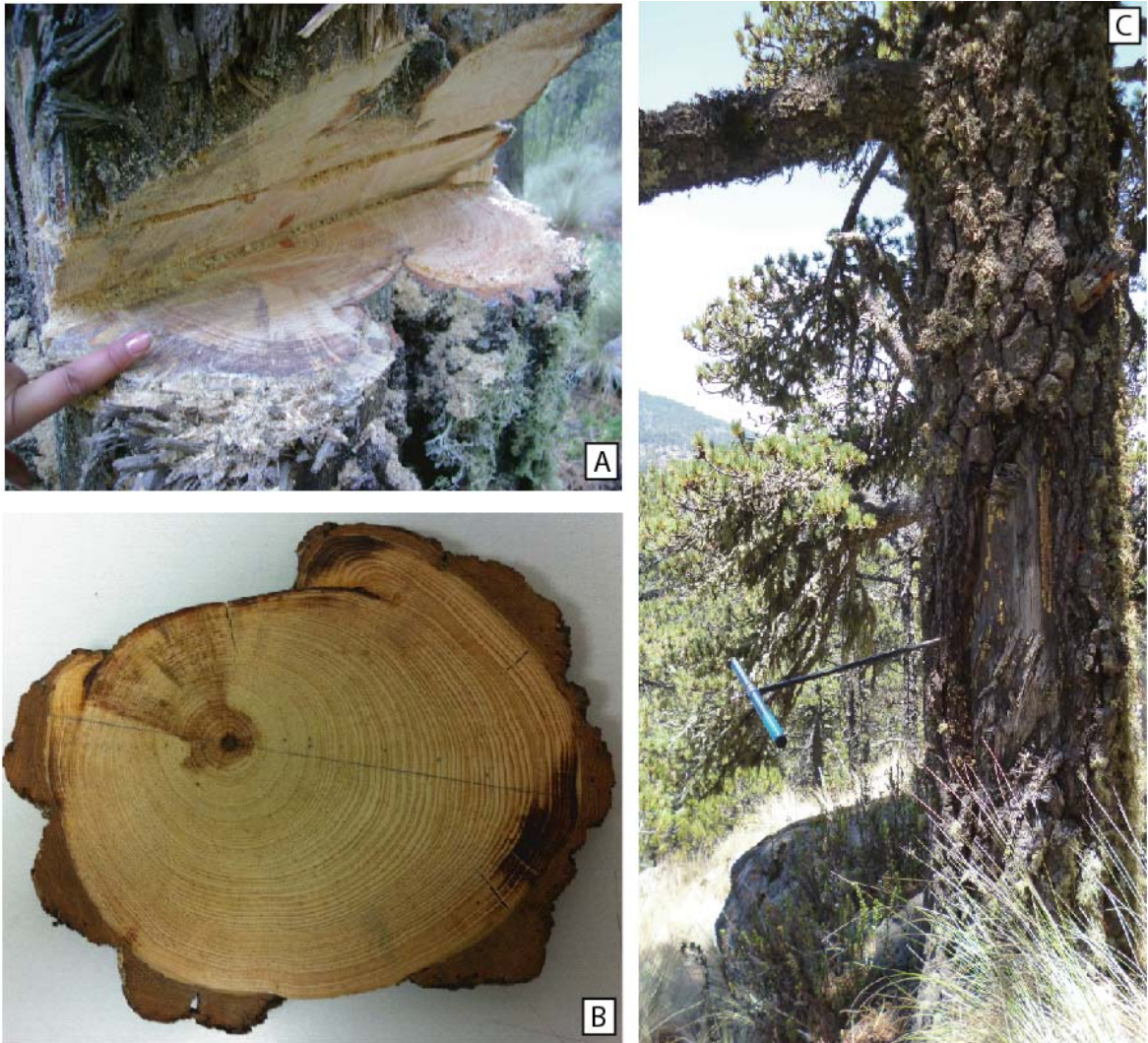


Figura 6.3. Extracción de cuñas o “pays” en troncos impactados (A) y secciones transversales en árboles jóvenes dañados (B). En la mayoría de los casos, se obtuvieron núcleos de madera con barrenos en distintas caras del tronco con cicatriz de impacto (C).

#### 6.4. Resultados

##### Disturbios en los anillos de crecimiento y edad del arbolado

De las 212 muestras analizadas se reconocieron un total de 108 disturbios asociados a caídas de roca (Tabla 6.1), 80% fueron supresiones abruptas en los crecimientos, el 13% cicatrices de impacto y en menor medida tejidos callosos (4%) y sólo en dos muestras se observó madera de compresión (3%).

Disturbios en crecimientos	No.	%
Crecimiento suprimido	84	80
Cicatrices	14	13
Tejido calloso	8	4
Madera de compresión	2	3
<b>Total</b>	<b>108</b>	<b>100</b>

Tabla 6.1. Disturbios en los anillos de crecimiento de *P. hartwegii* asociados a caída de rocas en el valle La Teta.

De los 110 individuos de *P. hartwegii* analizados, la edad promedio a la altura de las muestras colectadas fue de 155 años (DESVEST: 91 años). El árbol más viejo encontrado fue >400 años (AD 1560); el individuo más joven muestreado hasta la fecha de colecta (2011), fue de tan solo 13 años (AD 1998) (Tabla 6.2).

El mapa de la distribución de edades mínimas en la zona de estudio (Figura 6.4), se elaboró a partir de la interpolación de las edades de los árboles, utilizando el método de interpolación *Ordinary Kriging* mediante un Sistema de Información Geográfica (ArcGis 9.3). En el mapa resultante se observa que los rodales más jóvenes que son menores a 150 años, se concentran en los sectores superiores del talud detrítico, próximos a los escarpes de desprendimiento. Además, se pueden distinguir pequeñas áreas con árboles muy jóvenes <50 años, localizados en los lóbulos de roca activos. Por otro lado, los rodales de arbolado de entre 150 y 250 años, se encuentran en los sectores inferiores del talud, más alejados de los escarpes. Pocos árboles tuvieron edades mayores a 300 años, éstos se localizan muy cerca del fondo del valle La Teta, a unos 60 m del incipiente cauce fluvial.

Árbol (ID)	Año del anillo mas interno	Año del anillo mas externo	Edad (años)	Impactos (DC)	Períodos de retorno (años)	Árbol (ID)	Año del anillo mas interno	Año del anillo mas externo	Edad (años)	Impactos (DC)	Períodos de retorno (años)
101	1920	2011	91	-	-	317	1804	2011	207	1	207
102	1915	2011	96	-	-	318	1780	2011	231	2	116
103	1786	2011	225	1	225	319	1927	2011	84	-	-
104	1993	2011	18	-	-	320	1989	2011	22	2	11
105	1996	2011	15	-	-	321	1989	2011	22	3	7
106	1922	2011	89	-	-	322	1863	2011	148	-	-
107	1935	2011	76	1	76	323	1872	2011	139	1	139
201	1852	2011	159	1	159	324	1918	2011	93	1	93
202	1849	2011	162	4	41	325	1925	2011	86	-	-
204	1929	2011	82	-	-	326	1839	2011	172	4	43
205	1704	2011	307	2	154	327	1718	2011	293	1	293
206	1911	2011	100	1	100	329	1829	2011	182	-	-
207	1859	2011	152	1	152	330	1777	2011	234	1	234
208	1931	2011	80	1	80	331	1872	2011	139	-	-
209	1907	2011	104	-	-	401	1783	2011	228	-	-
210	1862	2011	149	1	149	402	1816	2011	195	-	-
211	1923	2011	88	3	29	403	1826	2011	185	-	-
212	1933	2011	78	-	-	404	1800	2011	211	-	-
213	1920	2011	91	1	91	405	1873	2011	138	1	138
214	1928	2011	83	3	28	406	1808	2011	203	-	-
215	1922	2011	89	3	30	407	1776	2011	235	-	-
216	1990	2011	21	1	21	408	1750	2011	261	1	261
217	1998	2011	13	2	7	409	1681	2011	330	-	-
222	1925	2011	86	1	86	410	1872	2011	139	-	-
223	1921	2011	90	-	-	411	1829	2011	182	-	-
224	1920	2011	91	-	-	412	1772	2011	239	-	-
225	1850	2011	161	-	-	413	1807	2011	204	3	68
226	1923	2011	88	-	-	414	1811	2011	200	-	-
227	1824	2011	187	2	94	415	1569	2011	442	-	-
228	1921	2011	90	-	-	416	1860	2011	151	1	151
229	1926	2011	85	-	-	417	1748	2011	263	-	-
230	1920	2011	91	-	-	418	1560	2011	451	-	-
231	1865	2011	146	-	-	419	1857	2011	154	-	-
232	1936	2011	75	-	-	420	1874	2011	137	-	-
233	1920	2011	91	-	-	421	1943	2011	68	-	-
234	1870	2011	141	-	-	422	1654	2011	357	-	-
235	1851	2011	160	-	-	423	1875	2011	136	-	-
236	1973	2011	38	-	-	424	1875	2011	136	-	-
237	1915	2011	96	-	-	425	1899	2011	112	-	-
238	1860	2011	151	-	-	426	1773	2011	238	-	-
301	1912	2011	99	-	-	427	1846	2011	165	1	165
302	1880	2011	131	1	131	428	1841	2011	170	-	-
303	1947	2011	64	-	-	429	1934	2011	77	-	-
304	1940	2011	71	-	-	431	1631	2011	380	-	-
305	1912	2011	99	-	-	432	1875	2011	136	-	-
306	1717	2011	294	2	147	433	1803	2011	208	-	-
307	1914	2011	97	1	97	434	1735	2011	276	-	-
308	1772	2011	239	5	48	435	1929	2011	82	-	-
309	1684	2011	327	3	109	436	1885	2011	126	1	126
310	1915	2011	96	1	96	437	1848	2011	163	-	-
311	1681	2011	330	2	165	438	1634	2011	377	-	-
312	1849	2011	162	-	-	439	1850	2011	161	-	-
313	1817	2011	194	-	-	440	1739	2011	272	2	136
314	1920	2011	91	-	-	IT02	1915	2012	97	1	97
315	1923	2011	88	1	88	Total	-	-	-	73	-
316	1923	2011	88	1	88	Media	-	-	155	2	111

Tabla 6.2. Edad del arbolado y estimación de los períodos de retorno de caída de rocas en años. Los valores correspondientes a los períodos de retorno se obtuvieron al dividir la edad de los individuos entre el número de impactos o disturbios.

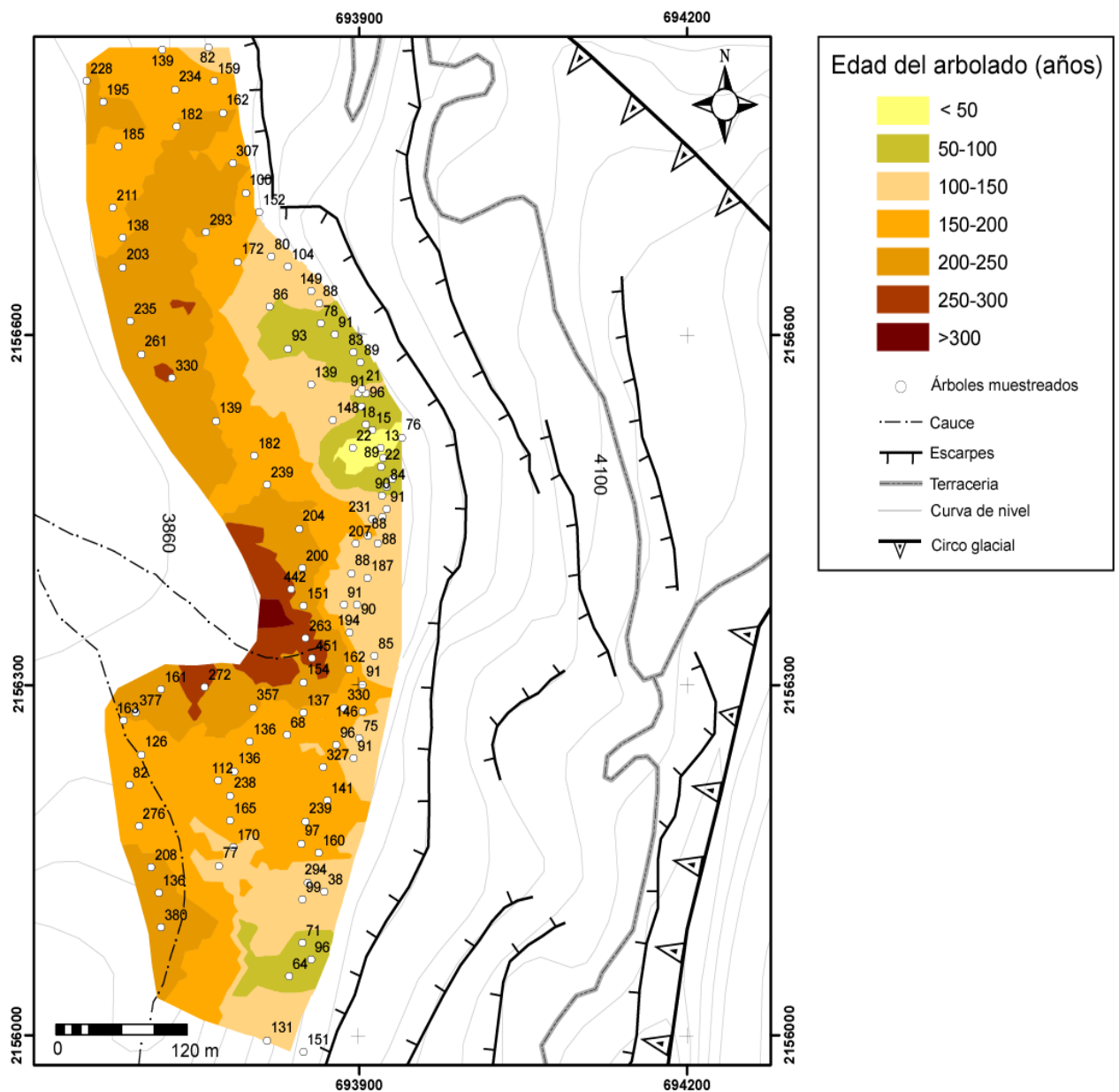


Figura 6.4. Mapa de distribución de edades de *P. hartwegii* en el valle La Teta, a partir de la interpolación de edades de árboles muestreados a  $\sim 1.35$  m. Los más jóvenes se observan sobre la superficie más inestable que está próxima a los escarpes de desprendimiento. Los sectores más estables del talud, permiten la sobrevivencia de los árboles y su longevidad. Método de interpolación *Ordinary Kriging*.

### Reconstrucción de eventos de caída

Con base en los disturbios con fuerte señal por impactos de rocas, como cicatrices de impacto, tejidos callosos y supresiones abruptas en árboles decapitados, sepultados por bloques, en forma de candelabro y/o ramificados; se reconstruyeron un total de 73 eventos



de 1780 a 2011 (Figura 6.5). Un mayor registro de caída de rocas se observó en los últimos 50 años (1960-2011), con más de la mitad del total identificados. Los eventos máximos ocurrieron en 1995, 1998 y 2005, con 5, 11 y 7 impactos respectivamente. Otro evento significativo se observó en 1910 con 4 árboles impactados. El resto de las caídas de roca ocurrieron con menor frecuencia, de 1 a 3 árboles fueron impactados. Esta situación se puede deber a la posición de los árboles respecto a los desprendimientos de rocas, así como al menor número de árboles longevos en zonas morfológicamente activas.

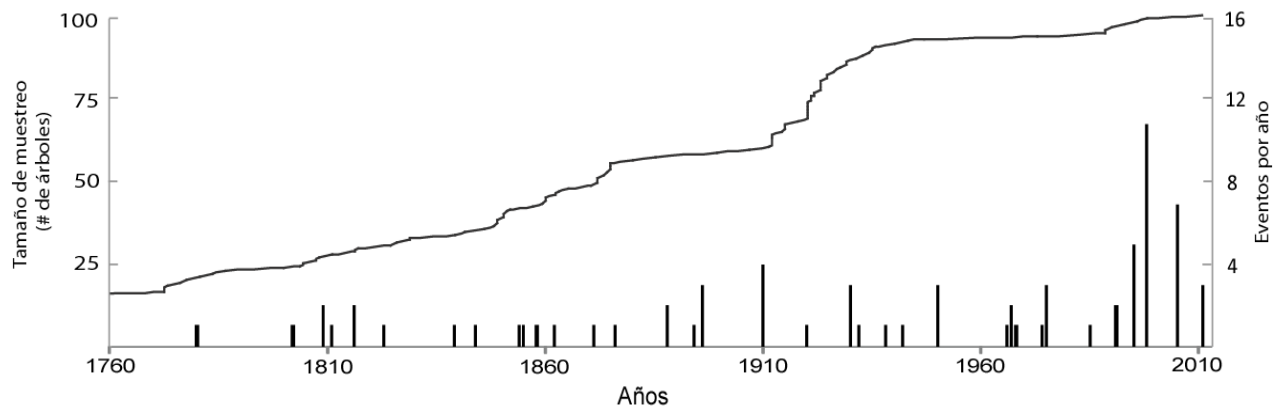


Figura 6.5. Tamaño del muestreo (número de árboles muestreados, línea continua) y reconstrucción de eventos por año (barras verticales) en el valle La Teta. Nótese un mayor registro de eventos de caída después de 1960.

### Períodos de retorno y distribución espacial

Los intervalos de recurrencia se estimaron al dividir el número de impactos entre la edad de cada árbol dañado; el intervalo promedio es de un evento en ~110 años (Tabla 6.2). En el mapa se obtuvo por el método de interpolación *Ordinary Kriging* mediante un Sistema de Información Geográfica (Figura 6.6). Se observa una distribución variable, donde la mayor frecuencia de caída de rocas se encuentra en el sector centro del talud y en la zona próxima al escarpe principal, de más de un evento de caída en 60 años. Estos sectores coinciden con los lóbulos más inestables, de arbolado joven y con impactos recientes. Los sectores con menor frecuencia de eventos (un evento en ~300 años), coincide con los

lóbulos más antiguos y estables, así como en áreas más distales del escarpe, protegidas por el bosque o por rasgos morfológicos como crestas de lava.

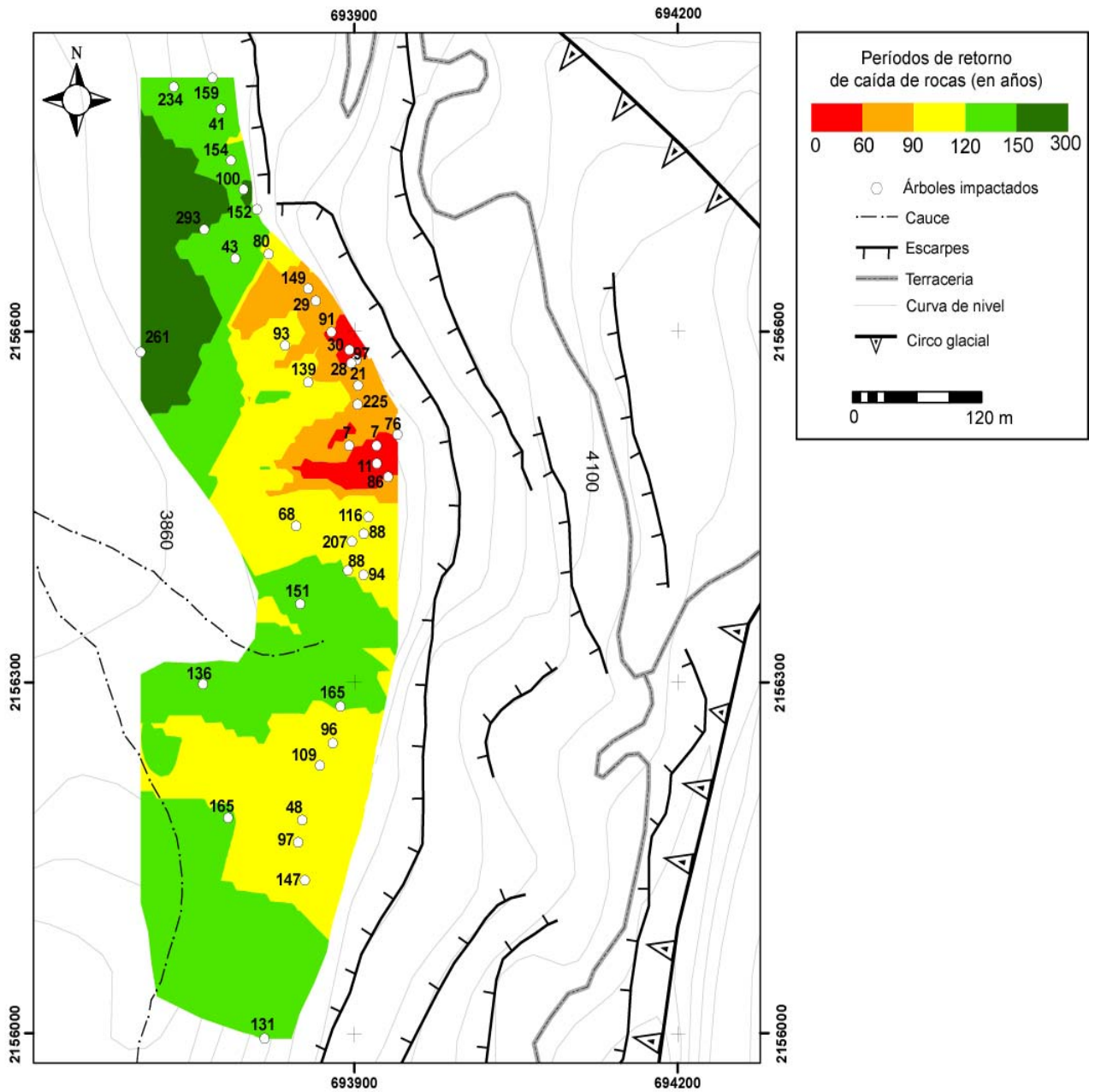


Figura 6.6. Mapa de distribución de las áreas con el mismo período de recurrencia por caída de rocas en el valle La Teta. Los valores se obtuvieron del método de interpolación *Ordinary Kriging*.

### 6.5. Discusión

En el talud detrítico del valle La Teta se dataron árboles centenarios de *Pinus hartwegii*. La edad del arbolado medida a la altura del pecho, generalmente coincide con las formas de

relieve y su dinámica geomorfológica (Figura 6.4). Los árboles más viejos (>300 años) se localizan en superficies más estables, al pie del talud detrítico y en lóbulos antiguos, con suelos delgados y pedregosos donde predominan condiciones de estrés hídrico, que retrasan su crecimiento. Caso contrario sucede con el arbolado joven (<50 años), presente en sitios próximos a los escarpes (zona de desprendimientos de rocas) y en lóbulos de caída de rocas recientes, donde las condiciones de inestabilidad limitan el crecimiento y desarrollo de los árboles. De acuerdo con Villanueva *et al.* (2010), el *P. hartwegii* es de las coníferas más longevas de México, con más de 600 años de edad, con un apreciable archivo ecológico, geomorfológico y ambiental. No obstante, el fechamiento de estos individuos viejos se dificulta por la presencia de microanillos, anillos perdidos y anillos falsos.

A partir del análisis de los disturbios en los anillos de crecimiento de 110 árboles de *P. hartwegii*, se identificaron 108 anomalías asociadas con caída de rocas en el área de estudio, siendo las más comunes las supresiones abruptas, las cicatrices de impacto y los tejidos callosos. La falta de *Pinus* u otras especies de coníferas como *Abies religiosa*, con cicatrices de impacto visibles y otros disturbios como los TRD; así como el restringido número de secciones transversales y cuñas (6% del total) y la constante afectación por incendios forestales que también ocasionan disturbios en los anillos de crecimiento (Julián Cerano Paredes, 2013 comunicación personal), pueden dificultar el análisis de la caída de rocas y su amplitud temporal y espacial.

Año de caídas de rocas con base en dendrogeomorfología	No. de impactos	Evento en árbol	Sismos		Datos meteorológicos		
			Magnitud (Escala de Richter)	Localización	Cantidad de lluvia (mm)	Duración de lluvia en días	Huracanes y/o tormentas tropicales
1780	1	Decapitación/ramificación	-	-	-	-	-
1802	1	Sepultamiento por bloque	-	-	-	-	-
1809	2	Sepultamiento por bloque	-	-	-	-	-
1811	1	Decapitación/ramificación	-	-	-	-	-
1816	2	Sepultamiento por bloque	-	-	-	-	-
1823	1	Impacto y sepultamiento por bloque	-	-	-	-	-
1839	1	Sepultamiento por bloque	-	-	-	-	-
1844	1	Decapitación/ramificación	-	<i>*Fuentes terremotos se registraron en muchos estados del país. Ver., Pue., DF., Oax., Gro., Zac., Mich., SLP., Qro., Mor., Jal., Gto., Ags.</i>	-	-	-
1854	1	Impacto y sepultamiento por bloque	-	<i>*Fuentes sismos en D.F., Puebla, Jalapa, Orizaba, Cordoba y Ver. Ver.</i>	-	-	-
1855	1	Impacto y sepultamiento por bloque	-	<i>*Temblor en D.F., Atlixco, Pue., Jalapa, Orizaba y Cordoba, Ver.</i>	-	-	-
1858	1	Decapitación/ramificación	-	<i>*Fuerte terremoto en Jalapa, Cordoba, Teocelo, Ver. Puebla y D.F. y en varios estados.</i>	-	-	-
1862	1	Ramificación	-	-	-	-	-
1871	1	Sepultamiento por bloque	-	<i>*Sismo en Veracruz, Ver.</i>	-	-	-
1876	1	Impacto y sepultamiento por bloque	-	<i>*Ligero temblor oscilatorio en Cordoba Ver. Y Oax.</i>	-	-	-
1888	2	Ramificación	-	<i>*Varios sismos en Orizaba Ver.</i>	-	-	-
1894	1	Impacto, decapitación y ramificación	-	<i>* Varios sismos en Orizaba Ver.</i>	-	-	-
1896	3	Decapitación/ramificación	-	<i>*Sismos en Jalapa y Orizaba, Ver.</i>	-	-	-
1910	4	Impacto, decapitación y ramificación	-	<i>*Fuentes sismos Orizaba Ver.</i>	-	-	-
1920	1	Impacto, decapitación y ramificación	*6.4	<i>*Gran sismo de Xalapa. 650 muertos (Epicentro en Quimixtlán, Puebla)</i>	-	-	-
1930	3	Sepultamiento por bloque	-	-	-	-	Tormenta tropical "Sin Nombre"
1932	1	Sepultamiento por bloque	-	-	-	-	Tormenta tropical "Sin Nombre"
1938	1	Ramificación	-	-	-	-	-
1942	1	Sepultamiento por bloque	**6.7	<b>**SE de Veracruz</b>	-	-	-
1950	3	Impacto, inclinación y sepultamiento por bloque	-	-	-	-	Huracan "ITEM"
1966	1	Impacto	-	-	120	1	Tormenta tropical "HALLIE"
1967	2	Decapitación y sepultamiento por bloque	-	-	***Gran nevada en centro y norte de México, con espesores de nieve de decenas de cm	-	-
1968	1	Inclinación y sepultamiento por bloque	-	-	96	2	-
1974	1	Impacto	-	-	510	2	-
1975	3	Impacto y sepultamiento por bloque	-	-	244	2	Depresión tropical "Sin Nombre"
1985	1	Sepultamiento por bloque	-	-	165	1	-
1991	2	Sepultamiento por bloque	-	-	112	1	-
1995	5	Impacto y sepultamiento por bloque	-	-	137	2	Huracan "ROXANNE"
1998	11	Impacto y sepultamiento por bloque	-	-	110	2	-
2005	7	Sepultamiento por bloque e inclinación	-	-	120	1	Tormenta tropical "GERT"
2011	3	Impacto y sepultamiento por bloque	-	-	342	3	Tormentas tropicales "NATE" y "ARLENE"

Tabla 6.3. Eventos de caída de rocas identificados a partir de métodos dendrogeomorfológicos en el valle La Teta y su relación con sismos y lluvias torrenciales. Referencias: \*García Acosta y Suárez Reynoso (1996); \*\*SSN (2014); \*\*\*CENAPRED (2010). Los datos de lluvia diaria se obtuvieron de la estación meteorológica Tembladeras, localizada a ~4 km al NE del sitio de estudio (CNA-SMN, 2013). El registro de huracanes y tormentas tropicales es de la base de datos NOAA (<http://csc.noaa.gov/hurricanes/#>).

En este trabajo, para la reconstrucción de eventos y el análisis espacial de caída de rocas, sólo se consideraron los árboles con fuerte señal dendrogeomorfológica, es decir, que presentaron cicatrices y tejidos callosos. También como en otros casos de estudio en *Pinus* (Stoffel *et al.*, 2011), se incluyeron supresiones abruptas en individuos con evidente daño por caída de rocas (decapitados, sepultados y en forma de candelabro). De este modo se identificaron 73 impactos de caída de rocas de 1780 a 2011, poco más de la mitad fueron observados en los últimos 50 años. Los resultados se compararon con datos sísmicos (García Acosta y Suárez Reynoso, 1996; SSN, 2014) y datos meteorológicos de la estación Tembladeras (CNA-SMN, 2013).

Considerando los años con registro dendrogeomorfológico de caída de rocas, la menor ocurrencia de eventos se presentó en AD 1844, 1854, 1855, 1858, 1871, 1876, 1888, 1894, 1896, 1910, 1920 y 1942 (Figura 6.5), mismos que coinciden con actividad sísmica regional mayor a 6° de magnitud, cuyos epicentros se reportaron a menos de 80 km del Cofre de Perote, en las ciudades de Jalapa, Orizaba y Córdoba, Veracruz (García Acosta y Suárez Reynoso, 1996). En el sismo de magnitud 6.4° que ocurrió en 1920, hubieron importantes desprendimientos de rocas en la vertiente norte del Cofre de Perote (Salazar-Salinas, 1922). Sin embargo, en los resultados de este estudio sólo un árbol presentó disturbios en 1920 (Tabla 6.3).

La caída de rocas y avalanchas detríticas provocadas por fuertes sismos han sido reportadas en distintas partes del mundo (Keefer 1984; Marzorati *et al.*, 2002), incluyendo el centro de México (Ramírez-Herrera *et al.*, 2012). Aunque en estos casos son eventos de mayor magnitud y extensión, que pueden devastar todo a su paso, incluyendo los árboles. Esta situación se puede observar en otros sectores del valle la Teta, así como en la vertiente

norte del Cofre de Perote. Existen lóbulos de avalancha de rocas y bloques sin cubierta vegetal, que posiblemente se relacionen con el sismo de 1920, o con eventos más antiguos y de mayor magnitud. El sismo ocurrido en 1973 de magnitud 7.3°, que afectó al pueblo de Tembladeras (~ 4 km del área de estudio), al parecer fue intenso ya que rompió parte de su infraestructura. No obstante, con base en los disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles muestreados, no se identificaron impactos de roca asociados con este fenómeno (Tabla 6.3).

El mayor registro de disturbios por impactos de roca ocurrió en AD 1966, 1967, 1968, 1974, 1975, 1985, 1991, 1995, 1998, 2005 y 2011 (Figura 6.5). Es muy probable que se relacionen con fenómenos hidrometeorológicos torrenciales (Tabla 6.3), como ha sucedido en otros ambientes de montaña reportados por Cardinali *et al.* (2006). Las cicatrices de impacto y los tejidos callosos de estos eventos, se observaron en la transición entre la madera temprana y la madera tardía, período de crecimiento que en el centro de México puede ser de mayo a septiembre (José Villanueva, 2012 comunicación personal). Esta condición hace suponer que los eventos hidrometeorológicos torrenciales, fueron los principales mecanismos disparadores de las caídas de roca. La lluvia máxima de verano para esos años fue >100 mm en uno o dos días consecutivos, en algunos casos asociada a la presencia de huracanes y/o tormentas tropicales en el Golfo de México (Tabla 6.3).

Los eventos de mayor magnitud, en cuanto al tipo de disturbio y número de árboles afectados, fueron los de 1995 (5 impactos), 1998 (11 impactos) y 2005 (7 impactos) (Figura 6.5). Estos árboles se encuentran dispersos en la superficie del talud más próxima al origen de los desprendimientos de roca (escarpes). Las lluvias torrenciales en verano ocurridas en estos años, pudieron haber sido el factor desencadenante, ya que superaron los

100 mm de lluvia en dos días consecutivos. Los desprendimientos de roca más recientes datados en 2011, dejaron al menos 3 árboles impactados localizados en el lóbulo detrítico más inestable y joven de la zona. Sin embargo, las observaciones de campo permitieron reconocer otros 4 árboles de ~100 años, con impactos recientes y que posiblemente también se relacionen con el evento de 2011. La presencia de lluvias torrenciales en julio de este año, dejó una máxima de lluvia acumulada en tres días de ~350 mm y coincide con dos tormentas tropicales para ese año en el Golfo de México, “NATE” y “ARLENE” (Tabla 6.3).

Otro agente disparador en estos eventos pudieron ser las nevadas. En enero de 1967, se presentaron las nevadas más intensas de las últimas décadas en el norte y centro de México (CENAPRED, 2010), con espesores de varios metros en las zonas de montaña. La fusión posterior de grandes cantidades de nieve, pudieron desestabilizar el escarpe y favorecer la caída de rocas en algunos sectores del talud. En dos árboles (actualmente con forma de candelabro), se observaron supresiones abruptas en los crecimientos en 1967 (Tabla 6.3). Cabe mencionar que el peso de la nieve para ese año, también pudo romper ramas y copas de algunos árboles.

Los desprendimientos de roca ocurridos en AD 1780, 1802, 1809, 1811, 1816, 1823, 1839, 1862, 1930, 1932, 1938 y 1950, no se pudieron relacionar con datos meteorológicos o sísmicos, debido a la antigüedad de los eventos y a la ausencia de información para esos años (Tabla 6.3). Tampoco se observó una relación importante de estos eventos de caída con el IAA en *P. hartwegii* del Cofre de Perote realizado por Villanueva *et al.* (en prensa). Por las condiciones geográficas de la zona de estudio y la presencia de tormentas

tropicales y huracanes para algunas fechas, es probable que estos eventos también se relacionen con fenómenos meteorológicos extremos o con sismos.

El mapa de interpolación aportó un panorama general de los períodos de recurrencia de caída de rocas en la zona de estudio (Figura 6.6). A pesar del reducido número de árboles interpolados con disturbios, el análisis espacial de esta dinámica geomorfológica pudo ser corroborado en trabajo de campo. Los sectores más inestables del talud son los lóbulos de caída recientes y próximos a los escarpes. Este resultado puede ser de utilidad en los planes de manejo ambiental del Parque Nacional Cofre de Perote.

Beneficiados por la resolución anual de los disturbios por caída de roca, así como la amplitud del muestreo de árboles y las estrategias de colecta en campo, se pudo conocer la frecuencia de eventos y su distribución espacial en el talud detrítico del valle La Teta, dinámica desconocida hasta el momento. El presente estudio reafirmó los resultados obtenidos previamente por Stoffel *et al.* (2011), quienes reportan un buen potencial de *Pinus hartwegii* para las reconstrucciones espacio-temporales de caída de rocas en montañas superiores a los 4000 msnm y de latitudes bajas como son las del Cinturón Volcánico Transmexicano.

## 6.6. Conclusiones

En el talud detrítico del valle La Teta, se reconstruyeron espacio-temporalmente caídas de roca por medio de métodos dendrogeomorfológicos, dinámica geomorfológica poco estudiada en los bosques templados del límite superior del bosque y en volcanes inactivos del centro de México. Cabe destacar la precisión anual con la que se han fechado los eventos de caída de roca, precisión que ninguna otra técnica de fechamiento puede aportar. A pesar de la dificultad para fechar árboles longevos en la zona de estudio (*P.*



*hartwegii*), este bosque representa un importante archivo natural para estudiar la frecuencia y distribución de procesos geomorfológicos u otros fenómenos ambientales con base en dendrocronología.

Las lluvias torrenciales y nevadas por eventos hidrometeorológicos extremos, la actividad sísmica y procesos de congelamiento y descongelamiento de la roca son los principales factores que pueden desencadenar caídas de roca en el área de estudio y presumiblemente en otras laderas de montaña del centro de México. Los eventos asociados a sismos suelen ser de mayor magnitud aunque de menor frecuencia. Las caídas originadas por lluvias torrenciales o nevadas son más frecuentes pero de baja magnitud.

La reciente y novedosa aplicación de métodos dendrogeomorfológicos en bosques templados de México, sugiere superar algunas limitantes del método, como son la disponibilidad de árboles dañados y la exploración con otras especies que formen anillos de crecimiento anuales. Mejores resultados en cuanto a la frecuencia de eventos, se obtendrán con un tamaño de muestreo más amplio e incluyendo otras especies de coníferas como *Abies religiosa*. Además, es necesario contar con datos históricos que se puedan correlacionar con los eventos geomorfológicos reconstruidos con dendrocronología.

## Capítulo 7. Discusión y conclusiones generales

De manera general e integrada, a continuación se discuten las aportaciones y limitaciones del uso de la dendrocronología para fechar eventos geomorfológicos del pasado reciente en México. Las series cronológicas y el análisis de disturbios en los anillos de crecimiento (i.e. cicatrices, supresiones y realces en crecimientos, TRD, madera de compresión, tejidos callosos y anillos excéntricos), en *Pinus leiophylla* para la dinámica de lahares al sur del volcán de Colima; en *Abies religiosa* para fechar lahares intra-eruptivos en la barranca Axaltzintle al NE del volcán La Malinche; y en *Pinus hartwegii* para caída de rocas en la vertiente NW del volcán Cofre de Perote, muestran que estas especies son favorables para el fechamiento anual e identificación de disturbios asociados a procesos geomorfológicos.

Un elemento importante para aplicar con éxito los métodos dendrogeomorfológicos en México, es la presencia de árboles que desarrollen anillos anuales (como pueden ser la mayoría de las coníferas), que sean longevos, y que se encuentren en superficies geomorfológicamente inestables, o bien, en geofomas de reciente formación. A diferencia de otros métodos de fechamiento, la dendrocronología aplicada a la reconstrucción y distribución de procesos de la superficie terrestre, puede tener precisión anual o subanual. Dependiendo de la edad del arbolado, puede abarcar de decenas a centenas de años. Además, en la medida en que el arbolado se distribuye sobre superficies de relieve, permite reconstruir la distribución espacial o el alcance de los fenómenos geomorfológicos con una precisión que no dan otros métodos de reconstrucción paleoambiental. Esto queda ilustrado en los mapas de los tres casos de estudio en la presente tesis (Figs. 4.6, 4.7, 5.5., 5.6, 6.4 y 6.6).

Como cualquier otro método de fechamiento, la dendrogeomorfología tiene algunas limitaciones a considerar. El rango de error en el fechamiento de eventos geomorfológicos por geodendrocronología puede ser tan significativo como el cuidado y experiencia de la persona que lo realice. Una correcta preparación de las muestras de árbol, un óptimo tamaño de muestreo y un análisis sistemático y cuidadoso en laboratorio puede reducir en gran medida el error. La presencia de anillos dobles o anillos faltantes en algunos árboles, por condiciones ambientales, antrópicas y geomorfológicas, puede causar errores importantes en el fechado del +/- 1 año a +/- 5 años o más. En territorios muy inestables, donde al año ocurren varios eventos, como los lahares en volcanes activos, la dendrogeomorfología estará limitada a reportar sólo el evento de mayor magnitud en un año, es decir, un mínimo de eventos en un período de tiempo.

Por otro lado, el método dendrogeomorfológico no podrá aplicarse en superficies geomorfológicamente inestables o recientes. Tampoco donde no crezcan árboles por factores ambientales o que éstos no formen anillos anuales, por ejemplo en condiciones de alta montaña por arriba del límite superior del bosque y en las planicies costeras de México, donde predominan las especies tropicales que no forman anillos de crecimiento anual.

La incertidumbre que puede existir al relacionar los eventos geomorfológicos reconstruidos mediante dendrocronología con los datos sísmicos, volcánicos e hidrometeorológicos, tiene que ver con la lejanía de las estaciones de registro a los sitios de estudio, así como con lo reciente que son las series climáticas y la subjetividad de la información histórica dispuesta.

No obstante, las limitaciones antes mencionadas, los tres estudios de caso de la presente tesis demuestran que la dendrogeomorfología es un instrumento fiable y preciso para determinar la frecuencia y distribución de procesos geomórficos, así como la edad de formas del relieve del pasado reciente, a partir del estudio de los disturbios en los anillos de crecimiento y edad de los árboles.

Las aportaciones más importantes de la tesis en cada caso de estudio son los siguientes:

*Caso de estudio 1.* En el análisis de los lahares en el Volcán de Colima, se identificaron 20 eventos de 1913 a 2011, 9 en la barranca Montegrande, 5 en la Arena y 6 emplazados en ambas barrancas. El origen de los eventos se relaciona con la actividad explosiva reciente y con los eventos hidrometeorológicos extremos post-eruptivos, relacionados con la presencia de huracanes o tormentas tropicales. Aunque ya existía para este volcán una cronología de eventos laháricos basada en datos geológicos e históricos, fue posible agregar siete eventos a dicha cronología (1969, 1979, 1984, 1986, 1987, 1996 y 2001), a partir del estudio de los disturbios en los anillos de crecimiento de *Pinus leiophylla*, una especie hasta ahora apenas utilizada en investigaciones dendrocronológicas en México y con predominio en el sitio de estudio. Cinco lahares reportados en los registros históricos, no pudieron ser identificados con dendrogeomorfología (1988, 1992, 2000, 2003, 2010). La falta de señales en los árboles, se pudo deber a la ocurrencia de lahares muy diluidos y con baja concentración de sedimento, por lo que el proceso no alteró el crecimiento normal de los árboles muestreados.

*Caso de estudio 2.* En la barranca Axaltzintle se reconocieron 19 lahares intra-eruptivos de 1916 a 2011, con base en el análisis de los disturbios en los anillos de crecimiento de *A. religiosa*, de los cuales los impactos y TRD fueron los más importantes. A diferencia de los pinos, el *A. religiosa* si forma TRD en árboles afectados por un lahar. De este modo, el

*A. religiosa* es una especie con gran potencial dendrogeomorfológico, ya que se encuentra en gran parte del territorio mexicano. El interior de la barranca Axaltzintle está cubierta en su mayoría por esta conífera, por lo que fue la única especie muestreada en este trabajo. El principal aporte de este estudio es la cronología de lahares reconstruidos, y hasta el momento son los primeros en su tipo. Los eventos registrados en 1998 y 2005, fueron los de mayor distribución y son los que mejor se relacionan con lluvias torrenciales asociadas a las distintas fases climáticas del ENSO, que influye de manera particular en el centro de México. No obstante, la frecuencia de eventos identificados estuvo restringida a la escasez de árboles viejos que se pudiese muestrear y detectar lahares en años anteriores a 1950. A pesar de las limitaciones, este apartado contribuyó con información valiosa sobre el potencial dendrogeomorfológico en *A. religiosa*, muy útil para estudios de frecuencia y distribución de procesos, en zonas volcánicas del centro de México que no presentan actividad eruptiva actual, como el Parque Nacional La Malinche.

*Caso de estudio 3.* En zonas altas del volcán inactivo Cofre de Perote, se reconstruyó la frecuencia de caída de rocas a partir del estudio de los disturbios en los anillos de crecimiento de *Pinus hartwegii*. En esa montaña existe uno de los rodales más longevos de esa especie hasta ahora identificados en el centro de México, pues los árboles llegan a tener más de 600 años de vida. Se identificaron aproximadamente 73 eventos de 1780 a 2011. Poco más de la mitad se reconoció en los últimos 50 años. Su ocurrencia es favorecida por actividad sísmica y fenómenos hidrometeorológicos extremos. Si bien hacen falta estudios más detallados para establecer las causas de cada evento de caída de rocas, es evidente que el registro obtenido es de interés en reconstrucciones paleosismológicas y de eventos hidrometeorológicos extremos.

Como conclusiones generales de los tres casos de estudio, se puede señalar que no se observó una relación importante entre los procesos geomorfológicos (i.e. lahares y caída de rocas) y el Índice de Ancho de Anillo total (Villanueva *et al.*, en prensa) en los tres sitios de estudio de la presente investigación. En el caso del volcán de Colima, el principal agente detonador es la actividad eruptiva actual y en algunos casos los fenómenos hidrometeorológicos como huracanes que impactan el Pacífico. En el caso de los lahares intra-eruptivos de La Malinche, el principal factor desencadenante son las lluvias torrenciales locales y una amplia cuenca de captación. En el caso de la caída de rocas en el Cofre de Perote, el forzamiento tectónico (actividad sísmica), las lluvias intensas y nevadas locales, son los principales controles naturales de los desprendimientos de roca.

Las investigaciones dendrogeomorfológicas realizadas en este trabajo representan un enfoque preciso, útil, novedoso y relativamente barato para el fechamiento y elaboración de reconstrucciones espacio-temporales en terrenos volcánicos del centro de México, particularmente para el estudio de la dinámica de lahares (eruptivos e intra-eruptivos) y caída de rocas. La conífera con mayor potencial dendrogeomorfológico es el *A. religiosa*, gracias a la formación de TRD en eventos geomorfológicos. Sin embargo, es una especie que sólo crece de forma óptima entre los 2700 y 3800 msnm, sobre todo en zonas húmedas protegidas del viento e insolación intensa, como son los valles, escarpes pronunciados (Villers Ruiz *et al.*, 2006). Por lo anterior, el uso del *A. religiosa* para estudios dendrogeomorfológicos, queda restringido por la altitud de los sitios de muestreo y características del relieve.

La frecuencia de eventos en los tres casos de estudio, está condicionada por el tamaño de muestreo y la disponibilidad de árboles viejos con evidencias de daños por procesos

geomorfológicos. En sectores altamente inestables por factores naturales como la actividad eruptiva de un volcán, o factores antrópicos como es la tala y aprovechamiento de los árboles, es difícil encontrar rodales longevos que permitan reconstruir un mayor número de eventos en el pasado.

Finalmente, los resultados de esta investigación muestran que la frecuencia de lahares en el Colima y La Malinche, está condicionado en gran medida por factores climáticos, en particular por las lluvias torrenciales. Sin embargo, en volcanes con intensa actividad eruptiva como el Colima, que produce importantes cantidades de piroclastos en las laderas, puede haber más de un lahar al año. En este caso la dendrogeomorfología reconocerá sólo un evento al año, aportando un mínimo de lahares a la cronología de un lugar.

## Referencias

- Alestalo, J. 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105, 1–139.
- Ballesteros Cánovas, J.A., Eguibar, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., M., Stoffel., Gutiérrez-Pérez, I. 2011b. 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., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque del Pozo, J. M., 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.
- Bekker, M. F. 2010. Tree rings and earthquakes. En Stoffel, M; Bollschweiler, M; Butler, D. R. and Luckman, B. H. (eds.). *Tree-Rings and Natural Hazard: a state-of-the-art*. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer, 391-397.
- Becker, A. y Davenport, C. A. 2003. Rockfalls triggered by the AD 1356 Basle Earthquake. *Terra Nova* 15 (4), 258-264.
- Biondi, F, Galindo I; Gavilanes, J.C. y Elizalde, A. 2003. Tree growth response to the 1913 eruption of Volcan de Fuego de Colima, Mexico. *Quaternary Research* 59, 293-299.
- 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. PhD thesis. Departamento de Geociencias, Universidad de Friburgo, Suiza. 182 pp.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M. y Scheuwly, 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., Stoffel, M., Ehmisch, M., Monbaron, M. 2007. Reconstructing spatio-temporal patterns of debris flow activity using dendrogeomorphological methods. *Geomorphology* 84(4), 337-351.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L., Palacios, D., 2010. Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl volcano, México. *The Holocene* 20 (2), 265-274.
- Bommer, J.J y Rodríguez, C.E. 2002. Earthquake-induced landslides in Central America. *Engineering Geology* 63, 189-220.
- Bretón-González, M., Ramírez, J.J., Navarro, C., 2002. Summary of the historical eruptive activity of Volcán De Colima, Mexico 1519-2000. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117, 21-46.
- Bull, W. B. 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains: A new approach to Paleoseismology*. Blackwell Publishing. Reino Unido. 316 pp.
- 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.



- Byun-McKay, A., W.L. Hunter, K.-A. Goddard, S.X. Wang, D. Martin, J. Bohlmann y A.L. Plant. 2003. Insect attack and wounding induce traumatic resin duct development and gene expression of (—) pinene synthase in Sitka spruce. *Plant Physiol* 133, 368–378.
- Cannon, S. H., Gartner, J. E., Wilson, R. C., Bowers, J. C. y Laber, J. L. 2008. Storm rainfall conditions for floods and debris flows from recently burned areas in southwestern Colorado and southern California. *Geomorphology* 96, 250-269.
- Capra L. y Macías J. L., 2002. The cohesive Naranjo debris flow deposit (10 km<sup>3</sup>): a dam breakout flow derived from the pleistocene debris-avalanche deposit of Nevado de Colima volcano (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117, 213-235.
- 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., Gavilanes-Ruiz, J.C., Varley, N., Borselli, L., en prensa. Origin, behavior and hazard of rain-triggered lahars at Volcán de Colima. In: Varley, N., Komorowski, J.C. (Eds). *Volcán de Colima: managing the threat*, Springer.
- Capra, L., Macías, J.L. 2000. Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 149-168.
- Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., Garduño, V.H. 2002. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico-behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2362, 1-30.
- Capra, L., Roverato, M., Gavilanes-Ruiz, Gropelli, G., J.C., Arambula, R., Sulpizio, R., Reyes Dávila, G. A., Borselli, R., Sarocchi D., Lube, G., Cronin S., Rodríguez, L.A. enviado. Hurricane-triggered lahars at Volcán de Colima, western Mexico: evidences of flow dynamics from monitoring and field survey. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Capra, L; Poblete, M.A. y Alvarado, R. 2004. The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 131, 351-369.
- Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Reichenbach, P., Bartoccini, P. 2006. Rainfall induced landslides in December 2004 in south-western Umbria, Central Italy: types, extent, damage and risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6, 237-260.
- Carrara, P. E. y O’Neill, J. M. 2003. Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana, USA. *Quaternary Research* 59, 25-35.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón. R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M.F., 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, 151-176.
- Carrasco-Núñez, S., Siebert, L., Díaz-Castellón, R., Vázquez-Selem, L y Capra, L. 2010. Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197, 209-224.

- Castillo-Rodríguez, M; López-Blanco, J. y Palacios, D. 2007. Multivariate analysis of the location of rock glaciers and the environmental implications in a tropical volcano: La Malinche (Central Mexico). *Z. Geomorpho. N. F.* 51, 39-54.
- Castro-Govea, R. y Siebe, C. 2007. Late-Pleistocene-Holocene stratigraphy and radiocarbon dating of La Malinche volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 162, 20-42.
- CENAPRED. 2010. Tormentas severas. Centro Nacional de Prevención de Desastres-Secretaría de Gobernación, México. Fascículo No. 15, 52 pp. [www.cenapred.unam.mx](http://www.cenapred.unam.mx).
- Cerano-Paredes, J., Villanueva Díaz, J., Cervantes-Martínez, R., Vázquez-Selem, L., Trucios-Caciano, R. y Guerra de la Cruz, V. 2014. Reconstrucción de precipitación invierno-primavera para el Parque Nacional Pico de Tancítaro, Michoacán. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM.* Num. 83, 41-54.
- CLICOM., 2006. Mexico Climatological Station Network Data. Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Base de datos 2006.
- CNA-SMN. 2013. Archivo de datos climatológicos del Servicio Meteorológico Nacional. [www.smn.cna.gob.mx](http://www.smn.cna.gob.mx)
- Corona, C., Trappmann, D., Stoffel, M. en prensa. Parameterization of rockfall source areas and magnitudes with ecological recorders – when disturbances in trees serve the calibration and validation of simulation runs. *Geomorphology*.
- Cortes, A., Macías, J.L., Capra, L.L., Garduño-Monroy, V.H., 2010. Sector collapse of the SW flank of Volcán de Colima, México. The 3600 yr BP La Lumbre-Los Ganchos debris avalanche and associated debris flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189 (1–4), 52–66.
- 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.
- Davila, N., Capra, L., Gavilanes-Ruiz, J.C., Varley, N., Norini, G., Gómez Vázquez, A., 2007. Recent lahars at Volcan de Colima (Mexico): Drainage variation and spectral classification. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165, 127-141.
- Díaz Castellón, R., Carrasco Núñez, G., Álvarez-Manilla Aceves, A. 2008. Mechanical instability quantification of slopes at Cofre de Perote volcano, eastern Mexico. *Boletín Sociedad Geológica Mexicana* 60, num. 2, 187-201.
- Dikau, R. 2004. Mass Movement. En Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, 644-652.
- Dorren, L. 2003. A review of rockfall mechanics and modelling approaches. *Progress in Physical Geography* 27 (1) 69-87.
- Dorren, L., Berger, F., Jonsson, M., Krautblatter, M., Mölk, M., Stoffel, M., Wehrli, A. 2007. State of the art in rockfall – forest interactions. *Schweiz Z Forstwes* 158 (6), 128–141.
- Esau, K. 1997. *Anatomía vegetal*. Ediciones Omega. Barcelona. 729 p.
- Fantucci, R. 2007. Dendrogeomorphological analysis of shore erosion long Bolsena lake (Central Italy). *Dendrochronologia* 24, 69-78.
- Farjon, A., B.T. Styles., 1997. *Pinus (Pinaceae)*. *Flora Neotropica Monograph* 75. New York, NY: The New York Botanical Garden.
- Figuroa J., 1974. Sismicidad en Puebla, macrosismo del 28 de agosto de 1973. N° 343, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Franco-Ramos, O. 2009. Procesos morfodinámicos en la vertiente norte del volcán Popocatepetl. Tesis de maestría. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. 113 pp.

- 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.
- Fritts, H.C. 2001. *Tree Rings and Climate*. Ed. The Blackburn Press. New Jersey, USA. 567 pp.
- García Acosta, V. y Suárez Reynoso, G. 1996. Los sismos en la historia de México. UNAM, CIESAS, FCE. México D.F. Tomo 1, 718 pp.
- Gärtner, H. 2007. Tree roots- Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology* 86, 243-251.
- Gavilanes Ruiz, J. C., 2004. Simulación de escenarios eruptivos del volcán de Colima y aportaciones al plan de contingencias del estado de Colima. Tesis de Maestría, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. 123 pp.
- Guinau, M., Vilajosana, I. y Vilaplana, J.M. 2007. GIS-based debris flow source and runout susceptibility assessment from DEM data- a case study in NW Nicaragua. *Natural Hazards earth System Sciences* 7, 703-716.
- Hètu, B., Gray, J. T. 2000. Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial period in the Chic-Choc Mountains in the norther Gaspé peninsula, Québec. *Geomorphology* 32, 335-355.
- Hitz, O. M., Gärtner, H., Monbaron, M. 2008. Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena* 72, 248-258.
- Huante, P., Rincon, E. y Swetnam, T. 1991. Dendrochronology of *Abies religiosa* in Michoacan, Mexico. *Tree-Ring Bulletin* 51, 15-28.
- Jakob, M. 2010. State of the art in debris-flows research: the role of dendrochronology. In Stoffel, M; Bollschweiler, M; Butler, D. R. y Luckman, B. H. (eds.). *Tree-Rings and Natural Hazard: a state-of-the-Art*. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer, 183-192.
- Jakob, M. y Hungr, O. 2005. *Debris-flows Hazards and Related Phenomena*. Springer Berlin Heidelberg. 1-7.
- Jasper K., Gurtz, J., 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.
- Keefer, D.K. 2000. Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution- the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology* 58, 231-249.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Am. Bull* 95, 406-421.
- Khazai, B. y Sitar, N. 2003. Evaluation of factors controlling earthquake-induced landslides causes by Chi-Chi earthquake and comparison with the Northridge and Loma Prieta events. *Engineering Geology* 71, 79-95.
- Koch, J., 2009. Improving age estimates for late Holocene glacial landforms using dendrochronology – some examples from Garibaldi Provincial Park, British Columbia. *Quaternary Geochronology* 4, 130-139.
- Kogelnig-Mayer, B., Stoffel, M., Schneuwly-Bollschweiler, M., Hübl, J., 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* vol. 43, No. 4, 649-658.
- Kroh, G. C. 2008. Conifer colonization of a 350-year old rock fall at Lassen Volcanic National Park in northern California. *Plant Ecol*: 199, 281-294.
- Larsen, M. C., Wieceoreck, G. F., Eaton, S. y Sierra, H. T. 2001. The Venezuela landslide and flash flood disaster of December 1999. En: Mungai, A. (Ed.): 2<sup>nd</sup> Plinius Conference on Mediterranean Storms, 16-18 October 2000. Siena, Italia.

- Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Schoeneich, P. y Berger, F. 2012. Probability maps of landslide reactivation derived from tree-ring records: Pra Bellon landslide, southern French Alps. *Geomorphology* 138, 189-202.
- Lopez, J., Corona, C., Stoffel, M., Rovéra, G., Astrade, L., 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.
- Luckman, B.H., 2004. Rockfall. In: Goudie, A. (Ed.), *International Association of Geomorphologists, Dictionary of Geomorphology*. Routledge, London, p.882.
- Lugo Hubp, J. y Moshe Inbar, M. 2002. (comps.). *Desastres naturales en América Latina*. Fondo de Cultura Económica, México. 501 pp.
- Luhr, J., 2002. Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998-1999 lava flows from Volcan de Colima, Mexico: implications for the end of the current eruptive cycle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117, 169-194.
- Macías J. L., Capra, L., Arce J. L., Espíndola J. M., García-Palomo, A y Sheridan, M. F. 2008. Hazard map of Chichón volcano, Chiapas, México: Constraints posed by eruptive history and computer simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 175, 444-458.
- Martens, M. 1993. Hydrologic inferences from tree-ring studies on the Hawkesbury River, Sydney, Australia. *Geomorphology* 8, 147-164.
- Marzorati, S., Luzi, L., De Amicis, M. 2002. Rock falls induced by earthquakes: a statistical approach. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 22, 565-577.
- Muñoz-Jiménez, J., Rangel-Rios, K. y García Romero, A. 2005. Plant colonization of recent lahar Popocatepetl volcano, Mexico. *Physical Geography* 26 (3), 199-215.
- Muñoz Salinas, E. 2007. *Los lahares del Popocatépetl: obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 230 p.
- Narave Flores, H. y Taylor, K. 1997. *Flora de Veracruz*. Fascículo 98. Instituto de ecología A.C. Xalapa Ver. México.
- Pearson, C., Manning, S. W., Coleman, M., Jarvis, K., 2005. Can tree-ring chemistry reveal absolute dates for past volcanic eruptions? *Journal of Archaeological Science* 32, 1265-1274.
- Perret, S., Stoffel, M., Kienholz, H. 2006. Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps – a dendrogeomorphological case study. *Geomorphology* 74(1-3), 219-231.
- Pierson, T., 2007. Dating young geomorphic surfaces using age of colonizing Douglas fir in southwestern Washington and northwestern Oregon, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 811-831.
- Procter E., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Neumann M. 2012. Exploring debris-flow history and process dynamics using an integrative approach on a dolomitic cone in western Austria. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 913–922.
- Ramírez-Herrera, M.T., Moshe, I., Legorreta Paulín, G. 2012. One hundred years of the rock fall triggered by the 1912 Acambay earthquake, Mexico. *Zeitschrift für Geomorphologie* 56 (4), 495-505.
- Rinntech., 2012. LINTAB-Precision Ring by Ring, <http://www.rinntech.com/Products/Lintab.htm> (Agosto, 2012).
- Ritter, D. F., Craig-Kochel, R., Miller, J R. 1995. *Process geomorphology*. Ed. Brown Publishers. USA. 544 p.
- Robin, C., Camus, G., Gourgaud, A., 1991. Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 45, 209-225.

- Rodríguez-Elizarrarás, S., Siebe, C., Komorowski, J.C., Espíndola, J.M and Saucedo, R. 1991. Field observations of pristine block-and-ash-flows deposits emplaced April 16-17, 1991 at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 48, 399-412.
- Rojas García F. 2008. Consideraciones para el balance de carbono: evaluación del movimiento de biomasa en el Parque Nacional Malinche. Tesis de Maestría, Posgrado de Ciencias Biológicas, UNAM. pp. 70.
- Roverato, M., 2012. Estratigrafía, mecanismos disparadores, transporte y emplazamiento de dos depósitos de avalancha de escombros del Volcán de Colima: comparación con el volcán Taranaki (NZ). Tesis de doctorado. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. Centro de Geociencias; Juriquilla, México. 148 pp.
- Ruiz-Villanueva, V., Díez-Herrero, A., Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A., Stoffel, M. 2013. Characterization of flash floods in small ungauged mountain basins of central Spain using an integrated approach. *Catena*. 110, 32–43.
- Salazar-Salinas, L. 1922. El terremoto del 3 de enero de 1920. *Boletín del Instituto Geológico de México*. Num. 38, 1-17.
- Saucedo, R., Macías, J. L., Gavilanes, J. C., Arce, J. L., Komorowski, J. C., Gardner, J. E., Valdez-Moreno, G., 2010. Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 Plinian eruption of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 191(3-4), 149-166.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Sarocchi, D., Bursik, M.I., Rupp, B., 2008. The rain-triggered Atenquique volcanoclastic debris flow of October 16, 1955 at Nevado de Colima Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132 (1–2), 69–83.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Sheridan M.F., Bursik, M.I., Komorowski, J.C., 2005. Modeling of pyroclastic flow of Colima Volcano, Mexico: implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 139, 103-115.
- Schneuwly, D. 2009. Tree rings and rockfall-Anatomic tree reactions and spatio-temporal rockfall analysis. Tesis doctoral. Departamento de Geociencias, Universidad de Friburgo, Suiza. 153 p.
- Schneuwly, D. M., Stoffel, M. 2008a. Changes in spatio-temporal patterns of rockfall activity on a forested slope – a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology* 102, 522–531.
- Schneuwly, D. M., 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., Dorren, L. K. A., Berger, F. 2009a. Three-dimensional analysis of the anatomical growth response of European conifers to mechanical disturbance. *Tree Physiology* 29, 1247–1257.
- Schneuwly, D., Stoffel, M. y Bollschweiler, M. 2009b. Formation and spread of callus tissue and tangencial rows of resin ducts in *Larix deciduas* and *Picea abies* following rockfall impacts. *Tree Physiology* 29, 281-289.
- Schneuwly-Bollschweiler, M. y Stoffel, M. 2012. Hydrometeorological triggers of periglacial debris flows in the Zermatt valley (Switzerland) since 1864. *Journal of Geophysical Research* 117, 1-12.
- Schweingruber, F. H., 1983. *Der Jahrring. Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie*. Paul Haupt, Bern, Stuttgart, Wien.
- Schweingruber, F. H., Börner, A., Schulze, E. D. 2006. *Atlas of woody plant stems. Evolution, structure and environmental modifications*. Ed. Springer. Berlin. 229 pp.

- Scott, K., Macías, J. L., Naranjo, J. A., Rodríguez, S., McGeehin, J. P. 2001. Catastrophic debris flows transformed from landslide in volcanic terrains: mobility, hazard assessment and mitigation strategies. U. S. Geological Survey Professional Paper, 1630. 59 p.
- Selby, M.J. 1982. Hillslope materials and Processes. Oxford University Press. Oxford USA., 264 pp .
- Sepúlveda, S. A., Rebolledo, S. y Vargas, G. 2006. Recent catastrophic debris flows in Chile: Geological hazard, climate relationship and human response. Quaternary International 158, 83-96.
- Sheppard, P.R., Ort, M. H., Anderson, K. C., Elson, M. D., Vázquez-Selem, L., Clemens, A. W., Little, N. C. y Speakman, R. J. 2008. Multiple dendrochronological signals indicate the eruption of Parícutin volcano, Michoacán, Mexico. Tree-Ring Research 64(2), 97-108.
- Shroder, J., 1978. Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. Quaternary Research 9, 168-185.
- Šilhán, K., Pánek, T., Dušek, R., Havlů, D., Brázdil, R. 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., Hradecký, J. 2013b. Implications of spatial distribution of rockfall reconstructed by dendrogeomorphological methods. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 13, 1817–1826.
- Skermer, N.A. y VanDine, D.F. 2005. Debris flows in history. In Jakob, M. y Hungr, O. (eds.). Debris-flows Hazards and Related Phenomena. Springer Berlin Heidelberg. 25-47.
- Smith, G.A. y Fritz, W.J. 1989. Volcanic influences on terrestrial sedimentation. Geology 17, 375–76.
- Smith, K. T. 2008. An organismal view of dendrochronology. Dendrochronologia 26, 185-193.
- Solomina, O. 2002. Dendrogeomorphology: research requirements. Dendrochronologia 20 (1-2), 233-245.
- 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, 1083-1097.
- SSN. 2014. Servicio Sismológico Nacional. Universidad Nacional Autónoma de México. <http://www.ssn.unam.mx>
- Stahle, D., Villanueva, J., Cleaveland, M.K., Therrell, M.D., Paull, G.J., Burns, B.T., Salinas, W., Suzan, H., Fule, P. 2000. Recent tree-rings research in Mexico. Dendrogeomorfología en América Latina. F.A. Roig (comp); EDIUVIC, 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 tree-ring and tree analysis. PhD. Thesis. Departamento de Geociencias, Universidad de Friburgo, Suiza. 188 pp.
- Stoffel, M. 2008. Dating past geomorphic processes with tangencial rows of traumatic resin ducts. Dendrochronologia 26, 53-60.
- Stoffel, M. 2010. Magnitude-frequency relationships of debris flows – A case study based on field surveys and tree-ring records. Geomorphology 116, 67-76.
- 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. 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. y Corona, C., 2014. Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees. *Tree-Ring Research* 70(1), 3-20.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Vázquez-Selem, L., Franco-Ramos, O., Palacios, D. 2011. Dendrogeomorphic dating of rockfall on low-latitude, high-elevation slopes: Rodadero, Iztaccíhuatl volcano, México. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1209-1217.
- Stoffel, M., Casteller, A., Luckman, B. H., Villalba, R. 2012. Spatiotemporal analysis of channel wall erosion in ephemeral torrents using tree roots—An example from the Patagonian Andes. *Geology* 40(3), 247–250.
- Stoffel, M., Conus, D., Grichting, M.A., Lièvre, I., 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, 222–234.
- Stoffel, M., Lièvre I., Monbaron, M., Perret, S., 2005. Seasonal timing of rockfall activity on forested slope at Täschgufer (Swiss Alps)- a dendrogeomorphological approach. *Z. Geomorph* 49, 89-106.
- Stokes, M. y Smiley, T. 1996. *An Introduction to Tree-Ring Dating*. The University of Arizona Press. USA. 73 pp.
- Strunk, H. 1997. Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena* 31, 137-151.
- Thouret, J. C y Lavigne, F., 2000. Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows. H. Leyrit, C. Montenat (Eds.), *Volcaniclastic Rocks from Magmas to Sediments*, Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, pp. 151–174.
- Trappmann, D. y Stoffel, M. 2012. Counting scars on tree stems to assess rockfall hazards: A low effort approach, but how reliable? *Geomorphology* 180-181, 180-186.
- Vallance, J.W., 2000. Lahars. En: H. Sigurdsson, B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer, and J. Stix (eds). *Encyclopedia of volcanoes* (pp. 601 – 616). Academic Press, London.
- Vallance, J.W., Schilling S.P., Devoli, G., Reid, M.E., Howell, M.M. y Brien, D.L. 2004. Lahar hazards at Casita and San Cristóbal volcanoes, Nicaragua. U.S Geological Survey. Open-File Report 01-468, 1-18.
- Vandekerckhove, L., Muys, B., Poesen, J., De Weerd, B., Coppé, N. 2001. A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena* 45, 123-161.
- Vargas, G., Rutllant, J. y Ortlieb, L. 2006. ENSO tropical-extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°-24° S). *Earth and Planetary Science Letters* 249, 467-483.
- Vázquez R., Capra, L., Caballero, L., Arámbula-Mendoza, R., 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-Selem y Heine, K. 2004. Late Quaternary glaciation of Mexico.- In: EHLERS, J. y Gibbard, P.L. (eds) (2004). *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, Part III*.- Elsevier, 233-242.
- Villalba, R. 2000. *Métodos en dendrogeomorfología y su potencial uso en América del sur*. Dendrogeomorfología en América Latina. F.A. Roig (comp); EDIUVIC, Mendoza, Argentina. p. 103 -134.

- Villanueva Díaz, J., Cerano Paredes, J., Stahle, D.W., Constante García, V., Vázquez Selem, L., Estrada Avalos, J., Benavides Solorio, J. 2010. Árboles longevos de México. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales*. Vol. 1., Núm. 2. 7-29.
- Villanueva Díaz, J., Cerano Paredes, J., Vázquez Selem, L., Stahle, D.W., Fulé, P., Yucom, L., Franco-Ramos, O. y Ruiz-Corral, J.A. en prensa. Red Dendrocronológica del Pino de Altura (*Pinus hartwegii* Lindl.) para estudios dendroclimáticos en México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*.
- Villanueva, J., Cerano, J., Stahle, D.W., Therrell, M.D., Cleaveland, M. K., 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.
- Villers, R. L., Peña, A. E. y Arellano, M. A. 2002. Recurrencia de los incendios forestales en el Volcán La Malinche y la presencia del fenómeno del Niño 1998. En: INEGI. México en su unidad y diversidad territorial. Tomo I, 162-175.
- 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 pp.
- Waldron, H. H. 1967. Debris flows and erosion control problems caused by the ash eruptions of Irazú volcano, Costa Rica. *Geological Survey Bulletin* 1.
- Watson., E. y Luckman, B. H. 2004. Tree-ring-based mass-balance estimates for the past 300 years at Peyto Glacier, Alberta, Canada. *Quaternary Research* 62, 9-18.
- Wieczorek, G. F., Snyder, J. B. 2004. Historical Rock Falls in Yosemite National Park, California. U. S. Geological Survey Open-File Report 03-491, 1-10.
- Wiles, G. C., Post, A., Muller, E. H. y Molina, B. F. 1999. Dendrochronology and Late Holocene History of Bering Piedmont Glacier, Alaska. *Quaternary Research* 52, 185-195.
- Wiles, G., Calkin, P. y Jacoby, G. 1996. Tree-rings analysis and Quaternary geology: Principles and recent applications. *Geomorphology* 16, 259-272.
- Yanosky, T.M. y Jarrett, R.D., 2002. Dendrochronologic evidence for the frequency and magnitude of paleofloods. In: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), *Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology*, 5. American Geophysical Union, Water Science and Application Series, 77-89.
- Zobin, V. M., Plascencia, I., Reyes, G., Navarro, C., 2009. The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179, 157-167.
- Zobin, V. M., Santiago-Jiménez, H., Ramírez-Ruiz, J.J., Reyes-Dávila, G.A., Bretón-González, M., Navarro-Ochoa, C., 2007. Quantification of volcanic explosion from tilt records: Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166, 117-124.



# ANEXO



# Spatio-temporal reconstruction of lahars on the southern slopes of Colima volcano, Mexico – A dendrogeomorphic approach



Oswaldo Franco-Ramos<sup>a</sup>, Markus Stoffel<sup>b,c,\*</sup>, Lorenzo Vázquez-Selem<sup>a</sup>, Lucia Capra<sup>d</sup>

<sup>a</sup> Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, México D.F. México

<sup>b</sup> Dendrolab.ch, Institute of Geological Sciences, University of Bern, Baltzerstrasse 1 +3, CH-3012 Bern, Switzerland

<sup>c</sup> Climatic Change and Climate Impacts, Institute for Environmental Sciences, University of Geneva, 7 route de Drize, CH-1227 Carouge, Switzerland

<sup>d</sup> Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, 76230 Querétaro, México

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received 8 July 2013

Accepted 29 September 2013

Available online 11 October 2013

### Keywords:

Dendrogeomorphology

Colima volcano

Lahars

Tree rings

*Pinus leiophylla*

## ABSTRACT

Historical records of lahar occurrence and distribution are typically scarce in volcanic environments, even more so if they occur outside of human settlements. In the context of hazard assessment and process understanding, documenting their temporal frequency and drivers of activity might be crucial. On forested volcanoes, lahars may significantly damage trees along their flow paths, and sometimes even eliminate entire forest stands. This study is based on growth disturbances in trees affected by lahars (i) to assess the potential of dendrogeomorphic techniques in lahar research and (ii) to analyze the temporal frequency and spatial patterns of lahars at Montegrando and Arena, two of the most active of the ephemeral streams on the southern sector of Colima volcano. A total of 78 *Pinus leiophylla* live trees were sampled along the ravines, yielding evidence for 20 lahar events after the AD 1913 eruption, adding seven events to the historic records. Although the number of lahars reconstructed with tree-ring records can only be considered as a minimum frequency, the method clearly improves the local lahar chronology. Despite the scarcity of meteorological records at the study sites, the timing of reconstructed lahars points to heavy rainfalls after explosive activity as the main driver of events.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

Growth anomalies in trees have been used in varying geomorphic and bioclimatic contexts to reconstruct the temporal frequency, spatial distribution or triggers of hydrogeomorphic processes (Alestalo, 1971; Stoffel et al., 2010). Based on the concept of *process-event-response* (Shroder, 1978), trees will record external disturbances induced by the process under investigation in their growth-ring record and thus yield precise chronometric data with at least annual to seasonal resolution (Stoffel and Bollschweiler, 2008). Past work on hydrogeomorphic processes (Stoffel and Wilford, 2012) focused mostly on the temporal frequency, magnitude and spread of (flash) floods (Yanosky and Jarrett, 2002; Ballesteros Cánovas et al., 2011; Ballesteros et al., 2011; Stoffel et al., 2012; Ruiz-Villanueva et al., in press) and debris flows (Bollschweiler et al., 2007, 2008; Stoffel et al., 2008; Procter et al., 2012), but much less so on the occurrence of volcanic lahars (Pearson et al., 2005; Solomina et al., 2008).

Past tree-ring studies in Mexico have shown that a number of subtropical species forms annual growth rings and that these trees are therefore suitable for dendrochronology (Stahle et al., 2000; Villanueva

Díaz et al., 2010). Tree ring research on Mexican volcanoes is above all related to the consequences of eruptions and associated tephra fallout on tree growth. Biondi et al. (2003), for instance, analyzed abrupt suppression in radial growth caused by the tephra fallout of the 1913 Colima eruption. Sheppard et al. (2008) studied suppressed ring widths as well, but also investigated wood anatomical and dendrochemical changes in growth rings associated with tephra fallout of the 1943–1952 eruption of Parícutin volcano. Cruz-Muñoz et al. (2008) observed increased concentrations of P, S, and K in growth rings of trees growing on the slopes of Popocatepetl volcano since 1991. Dendrogeomorphic research in México started with the reconstruction of 20th-century lahars on the NE slope of Popocatepetl volcano (Bollschweiler et al., 2010). The potential of dendrogeomorphology in México was further demonstrated by Stoffel et al. (2011) who reconstructed rockfall activity at a timberline site of dormant Iztaccíhuatl volcano.

Colima is one of the most active volcanoes of Mexico and has almost constantly threatened villages on its slopes as a result of frequent explosive activity since pre-Hispanic times (Bretón-González et al., 2002). Contemporary activity is strongest on the southern flanks of the volcano where several lava and pyroclastic flows as well as lahars have been emplaced during the last few decades (Lühr, 2002; Saucedo et al., 2005). As a consequence of the reactivation of explosive activity in 1991, large volumes of loose pyroclastic material have recharged many of the ravines of Colima volcano, and thus promoted an increase

\* Corresponding author at: Dendrolab.ch, Institute of Geological Sciences, University of Bern, Baltzerstrasse 1 + 3, CH-3012 Bern, Switzerland. Tel.: +41 31 631 87 73; fax: +41 31 631 43 41.

E-mail address: [markus.stoffel@dendrolab.ch](mailto:markus.stoffel@dendrolab.ch) (M. Stoffel).

in the frequency and magnitude of wet season (June–October) lahars (Davila et al., 2007; Capra et al., 2010). Important lahar events have been recorded namely in 1991–92, 1994–95, 2000, 2003, 2007 (Gavilanes Ruiz, 2004), and most recently in 2011, with the latter one being triggered by a hurricane-induced extreme rainfall (Capra et al., in review).

The aims of this study therefore are (i) to document the signatures left by documented lahars in woody vegetation; (ii) to identify older, unknown lahars via the study of growth disturbances (GD) in *Pinus leiophylla* trees; and (iii) to compare the reconstructed lahar time series with data on volcanic activity and instrumental records of rainfall. This study focuses in particular on Montegrande and Arena as these ravines have been proven very susceptible to lahar generation and as lahars in these ravines may potentially affect the town of Queseria (ca. 8611 inhabitants) and San Marcos (ca. 3550 inhabitants).

## 2. Colima volcano

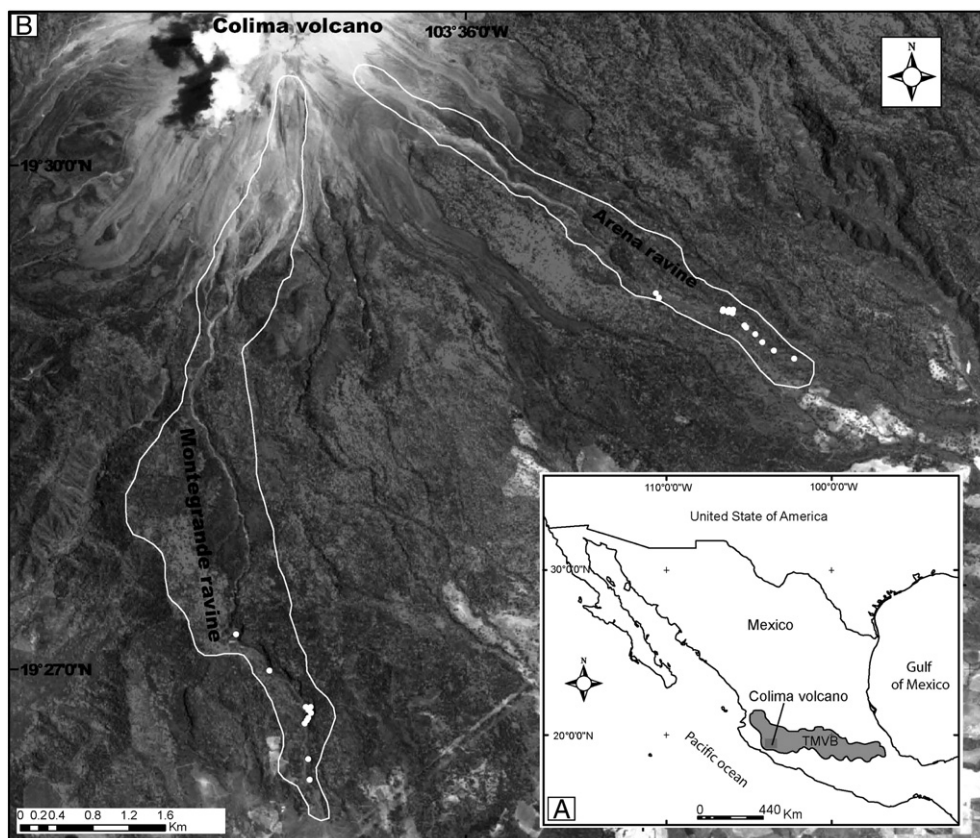
Colima volcano (19° 30'44.8" N; 103° 37'01.6" W., 3860 masl), also known as Volcán de Fuego, is located in the western sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, in the southern part of the Colima graben system. It formed during the Holocene and represents the youngest volcanic structure of the Colima Volcanic Complex (Saucedo et al., 2010) (Fig. 1). As typical of strato-volcanoes, its chemical composition ranges from andesitic to dacitic. The evolution of Colima volcano includes several partial edifice collapses with associated debris avalanches (Komorowski et al., 1997). Activity in historical times has been diverse in eruptive styles and intensity, and includes three Plinian events (1576, 1818, and 1913) and several Soufrière–Merapi type dome collapse events (Lühr, 2002; Macías et al., 2006; Saucedo et al., 2010; Roverato et al., 2011). One of the most important explosive eruptions

of Colima occurred in 1913, thereby producing voluminous pyroclastic flows and lahars on the southern slopes and considerably modifying the morphology of the crater (Robin et al., 1991; Bretón-González et al., 2002; Saucedo et al., 2010). After a period of relative quiescence, new manifestations occurred in 1961–62, 1963–74, 1975–79, 1981–82, 1985–87, 1991, 1994, 1998–99, 2001 and 2004–05 (Bretón-González et al., 2002; Saucedo et al., 2005; Zobin et al., 2007; Capra et al., 2010).

### 2.1. Lahars at Colima volcano

Lahars are a very common phenomenon at Colima volcano and include (i) debris flows from sector collapses ( $>1 \text{ km}^3$ ; Capra and Macías, 2002; Cortes et al., 2010), (ii) post-eruptive lahars following the emplacement of pumice flow deposits associated with the AD 1913 Plinian eruption (volume  $\sim 5 \times 10^6 \text{ m}^3$ , flow distance  $\sim 20 \text{ km}$ ; Saucedo et al., 2010), and (iii) flows induced by extreme hydrometeorological conditions, such as during the AD 1955 Atenquique debris flow that originated from the SE slope of Nevado de Colima, killing 23 people in the homonymous village and emplacing a  $3.2 \times 10^6 \text{ m}^3$  deposit (Saucedo et al., 2008).

More frequently, however, lahars are triggered during the rainy season (June–October). These lahars occur in most ravines and may reach distances  $\leq 15 \text{ km}$  (Davila et al., 2007; Capra et al., 2010). Sediment sources are more readily available after major eruptive phases, and thus favour the occurrence of more and larger-magnitude lahars as compared to periods with less volcanic activity. Rain-induced lahars are characterized by two main types of flow: (i) debris flow ( $>50\%$  vol of sediment) emplacing massive units, with centimetric to decimetric clasts embedded in a sandy matrix; and (ii) more dilute hyperconcentrated flow (20–50% vol in sediment) forming massive, sandy layers.



**Fig. 1.** The study area is located on the southern slope of Colima volcano, in the western part of the Transmexican Volcanic Belt (A). Dendrogeomorphic work in the Montegrande and Arena basins (white lines) have been carried out at altitudes of 1700–1900 masl (white dots) (B).

Past assessments of spatial and temporal patterns of historic lahar activity were repeatedly hampered by the difficulty to recognize different lahar units in the field and to determine their age, especially on sites like Colima where erupted products are homogeneous in composition. At Colima, seismological monitoring has been used to detect major lahars over a period of six years (Davila et al., 2007; Zobin et al., 2009; Capra et al., 2010), but only few data and limited eyewitness reports exist for older activity. Based on the analysis of seismological and rainfall records, no direct correlation seems to exist between rainfall amounts (and intensity) and lahar frequency (Capra et al., 2010). Lahars tend to occur even more frequently during short-lived events with limited rainfall (10–20 mm) early in the rain season and at variable rainfall intensities (20–80 mm h<sup>-1</sup>). The occurrence of early-season lahars is most likely due to the large amounts of landslide sediments that typically accumulate at the bottom of ravines over the course of the dry and windy season, but also reflective of hydrophobic characteristics of local soils which enhance water runoff and lahar generation even with low rainfall totals. The lahars occurring during this time of the year are typically small and have volumes <math>0.2 \times 10^6 \text{ m}^3</math>. In contrast, lahars occur less frequently but with larger volumes (0.3–0.5 × 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>) in August–October when more prolonged rainfalls associated with tropical storms release larger amounts of rainfall (up to 100 mm) with more moderate peak intensities (~50 mm h<sup>-1</sup>) (Capra et al., 2010, in press).

### 3. Morphology and stratigraphy of Montegrande and Arena ravines

Present-day topography of the SE flanks of Colima volcano is dominated by the overlapping San Marcos (>25 kyr BP) and Tonila (~15 kyr BP) debris avalanche deposits, through which the ravines of Montegrande, Arena-Rosario, El Muerto, Beltran, Los Lobos and Platanera have been cutting over the Holocene (Roverato et al., 2011).

The drainage basin of Montegrande ravine starts at 3600 masl on the S flank of the volcanic cone and has an area of 6.2 km<sup>2</sup>; average slope angles are 30° in the upper (3600–2700 masl) and 14° in the lower part (2700–1700 masl). The drainage basin of Arena extends from 3400 to 1730 masl on the SE side of the edifice and has an area of 2.3 km<sup>2</sup>; average slope angles are >31° in the upper (3400–2600 masl) and 15° in the lower part. Recent lava flows have disconnected the Arena drainage basin from the main volcanic edifice (Lühr, 2002), likely resulting in smaller rainfall-derived runoff as compared to the Montegrande basin which is still connected to the edifice and larger in size. The Montegrande and Arena ravines run through the towns of Quesería and San Marcos, respectively, and join the Naranjo River further to the southeast (Fig. 1).

Three main geomorphic units can be recognized inside the ravines (Fig. 2) in the form of terraces. T-1 is a relatively wide, discontinuous high terrace located on older debris avalanche deposits; it is 1–4 m high, a few to several tens of meters wide, with individual stretches up to a few tens of meters long, and a slope angle of up to 8°. The composite stratigraphic section of this terrace consists of scoria and/or pumice flow deposits from the AD 1913 Plinian eruption at its base (Saucedo et al., 2010), overlain by several layers of debris-flow deposits of the same eruptive phase. Deposits are usually massive, heterolithic in composition, with rounded to subrounded clasts embedded in abundant fine-sand matrix. T-1 terraces are mostly stable and covered with dense forest (Fig. 3).

The second unit (T-2) consists of terraces and fills emplaced inside channels eroded into unit T-1. Channels of T-2 are no longer active, with the exception of a few incipient channels. The unit is sloping gently in the flow direction (5° on average), of smaller dimension than T-1 and with irregular shapes. T-2 consists of debris-flow deposits with thicknesses <1 m, heterolithic centimetric to decimetric size clasts embedded in a sandy matrix, intercalated with thinner hyperconcentrated flow deposits consisting of massive sandy units. T-2 is younger than T-1, only has a thin soil layer (a few cm deep), and an open forest with young trees. Buried, tilted and impacted live trees are common in the laharic deposits of T-2, and surfaces tend to be unstable (Fig. 3).

The third unit consists of recent deposits associated to lahars along the active flow channel at Montegrande and Arena. Deposits are <4 m thick and consist of alternations of debris-flow and hyperconcentrated flow deposits. Debris-flow deposits are common along the ravines and contain block sizes <3 m in diameter embedded in a sandy matrix. In the most stable channel segments an incipient vegetation cover can be found, characterized by centimetric herbaceous plants (Fig. 3).

Debris flows at Colima volcano are characterized by turbulent, block-rich fronts, with clasts >1 m in diameter, followed by a well-developed body with laminar flow behavior that has been reported to flow continuously from the upper portion of the ravine to down valley locations for >30–40 min or >1–2 h during prolonged tropical storm events. Such debris flows are also responsible for the largest damage to infrastructures such as in 1999 and 2007 when electricity pylons at the base of Montegrande ravine were destroyed completely.

Trees growing in the study area consist of a pine-oak forest. *P. leiophylla* Schiede ex. Schltdl. et Cham., is the most abundant conifer species in Montegrande and Arena. This species is widely distributed from the Sierra Madre Occidental and the Transmexican Volcanic Belt to some sectors of the Sierra Madre del Sur, at altitudes ranging from 1500 to 3300 masl (Farjon and Styles, 1997). In Mexico, 20 species of

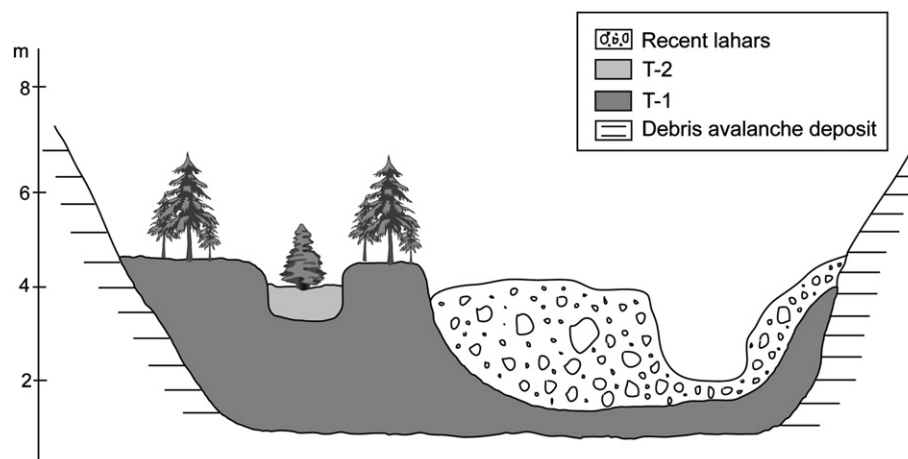
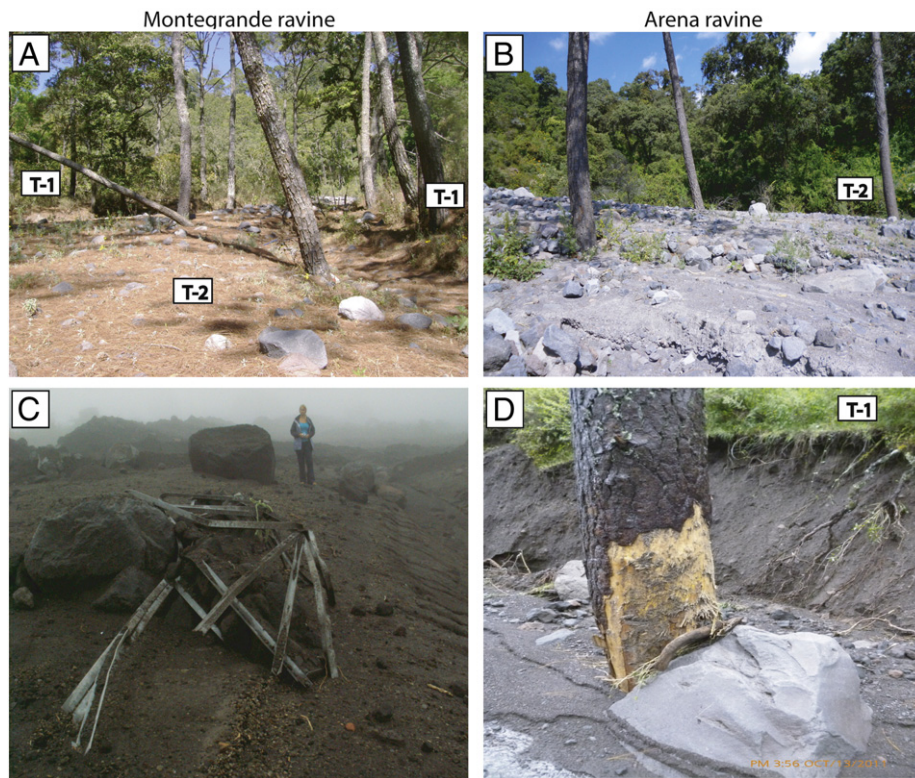


Fig. 2. Schematic profile of debris flows and terraces in the Montegrande and Arena ravines, formed by lahars after the 1913 Plinian eruption of Colima volcano. Terrace T-1 consists of deposits of the 1913 eruption, T-2 is of younger age.



**Fig. 3.** Illustrations of terraces and recent deposits in the Montegrande and Arena ravines. Trees growing next to the present-day channel and on the terraces show multiple signs of damage in the form of (A) tilted and/or (B) buried stems as well as through the presence of (D) injuries. (C) Damage caused to the powerline by a lahar event in the Montegrande ravine.

*Pinus* have been used in tree-ring research (Stahle et al., 2000; Villanueva Díaz et al., 2010), but these did not include *P. leiophylla*. Sheppard et al. (2008) stated in their work that they have used *P. leiophylla* along with other pine species to identify dendrochemical signatures of the Parícutin eruption, but did not provide any information about the potential of the species.

#### 4. Materials and methods

Lahar reconstruction at Montegrande and Arena was performed at elevations of 1700 and 1900 masl (Figs. 1 and 3) and in areas where field evidence pointed to frequent lahar activity (mostly from passing lahars, but also in the form of deposition) and associated damage in trees. Following geomorphic mapping of the two sectors at a scale of 1:1000, we systematically sampled 78 living *P. leiophylla* trees showing obvious signs of burial (by 0.5 to 2 m of debris), or tilting and injuries by past lahars. Trees without signs of lahar disturbance were not sampled, except for 15 trees located on terrace T-1 which were used to build a reference chronology. At Montegrande, 56 trees were sampled with 115 increment cores, 3 cross-sections and 2 wedges (120 samples). At Arena, samples were taken from 22 trees and included 44 increment cores, 2 cross-sections and 2 wedges (48 samples; Table 1). Sampling followed the standard procedures as described by Stoffel and Bollschweiler (2008) and included the extraction of at least two

**Table 1**  
Type and number of dendrogeomorphic samples of 78 *Pinus leiophylla* analyzed in the Montegrande and Arena ravines.

	Montegrande	Arena	Total
Increment cores	115	44	159
Cross sections	3	2	5
Wedges	2	2	4
Total	120	48	168

increment cores per tree as well as the gathering of tree-specific data (tree height, diameter at breast height, sampling height, microtopography and inferred processes, visible growth defects, distance of trees with respect to the main channel; also see Stoffel et al., 2005 and 2013 for details).

Sample analyses followed the procedures described by Stoffel and Corona (in press). These included ring-width measurements using a Leica microscope connected to a LINTAB measuring device and TSAP software (Time Series Analysis and Presentation; Rinntech, 2012). Growth curves of disturbed trees were cross-dated with a local reference chronology – representing undisturbed growth conditions – so as to locate potentially missing rings in the disturbed series and to distinguish climatic from geomorphic signals in the growth ring series. Disturbances observed in individual trees were then weighted depending on the intensity of their response to the impact (Kogelnig-Mayer et al., 2011) and illustrated in a GIS to see the spatial distribution of trees affected by individual lahar events. Depending on the number of trees reacting to a lahar, we also distinguish between certain and possible years, thereby differentiating events dated with a large number of growth disturbances (GD) and high confidence from those dated with fewer trees exhibiting GD and thus lesser confidence. The final list of years with lahar activity was then compared with information from historical archives, eruptive chronologies and precipitation data from the closest meteorological station in the region (San Marcos; CLICOM, 2006), located ~7 km to the SE of Arena ravine study site at an altitude of 1200 masl.

#### 5. Results

##### 5.1. Montegrande ravine

The mean age of trees at Montegrande is 79 yr (SD = 9.2 yr), thus suggesting widespread colonization and fairly stable conditions after the AD 1913 Plinian eruption. Along the same line of thought, the oldest

trees can generally be found on the higher parts of T-1 and farthest away from the present-day ephemeral channel. The oldest tree sampled at Montegrande ravine colonized terrace T-1 in AD 1920, whereas the youngest *P. leiophylla* reached sampling height in 1978 (Fig. 4).

Analysis of the 120 tree-ring records from Montegrande ravine exhibits 158 GD related to past lahar activity. Growth suppression following stem burial or root exposure was observed most frequently (56%), followed by chaotic callus tissue bordering wounds (17%) and impact scars (9%), with the latter representing the most intense dendrogeomorphic growth anomaly. Other effects were observed less frequently: growth release due to elimination of neighboring trees (7%), or eccentric growth (6%) and development of compression wood (5%) due to tree tilting (Table 2).

Based on the analysis of GD in space and time, a total of 15 years with lahar activity could be reconstructed for the Montegrande ravine for the past ~40 yr. Eleven of these lahars left a large number of GD in the tree-ring series and could therefore be reconstructed with high certainty. These certain events occurred in 1969, 1976, 1982, 1984, 1987, 1991, 1994, 1998, 2004, 2008, and 2011. In 4 cases, event reconstruction was based on a more limited number of responding trees and the occurrence of lahars should be considered probable in 2001, 2005, 2007, and 2009 (Fig. 4).

The most important lahar in terms of GD intensity and number of affected trees occurred in 1994 and resulted in one-third of all GD recorded in the selected trees. Stem burial and related growth suppression were observed in 25 trees of terrace T-2 and in 17 trees of T-1, and 5 trees located next to the active channel showed impact scars. The lahar of 2004 was important as well in terms of lateral spread and surfaces affected, but were clearly smaller and restricted to the lower terrace T-2 and next to active channels (Fig. 5).

## 5.2. Arena ravine

The mean age of trees at Arena ravine is 76 yr (SD = 16 yr). The oldest tree is dated to AD 1913 and the youngest sample reached sampling height in 1983. Similar to the situation at Montegrande, older trees are

**Table 2**  
Growth disturbances associated with lahar activity at Montegrande and Arena ravines.

	Montegrande		Arena		Total	
	#	%	#	%	#	%
Compression wood	8	5	5	7	13	6
Injury	14	9	10	14	24	10
Callus tissue	27	17	6	8	33	14
Growth suppression	89	56	35	47	124	53
Growth release	11	7	15	20	26	11
Eccentric growth	9	6	3	4	12	5
Total	158	100	74	100	232	100

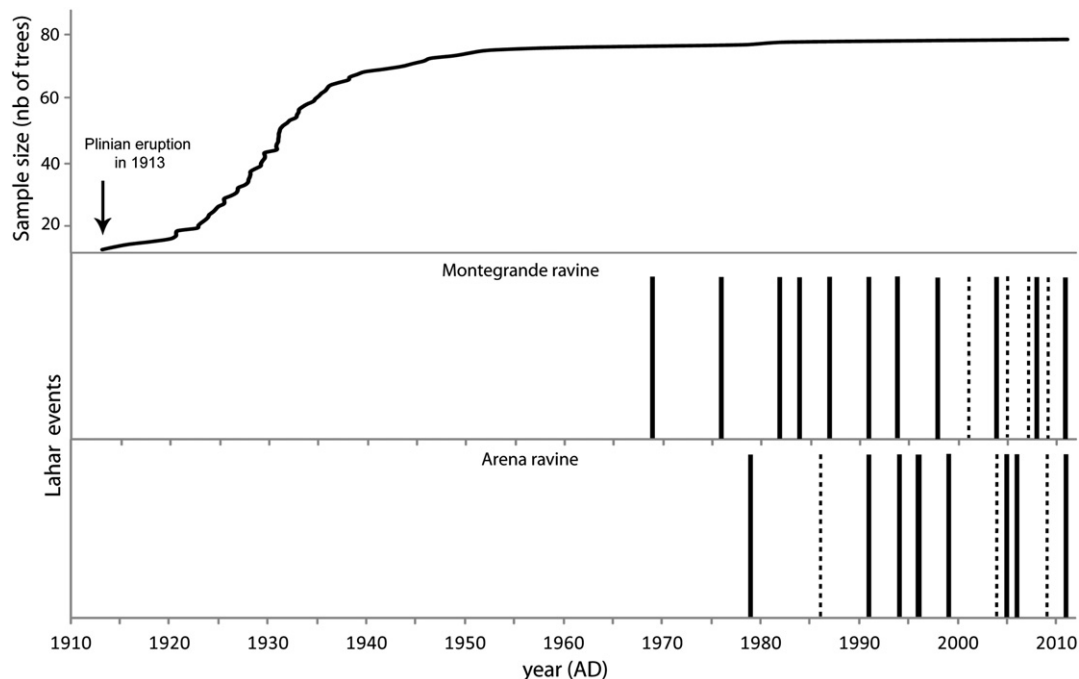
typically located on terrace T-1 and apparently colonized the newly created surfaces immediately after the emplacement of the pyroclastic flow and lahar of deposits of the 1913 eruption (Fig. 4).

Analysis of the 48 tree-ring records from Arena ravine exhibit 74 GD related to past lahar activity. Again, growth reactions to disturbance by lahars are typically in the form of abrupt growth suppression (47%), impact scars (14%) and callus tissue (8%). At Arena, the removal of neighboring vegetation seems to be more crucial than at Montegrande, with frequent observation of growth releases (20%) in the tree-ring records of survivor trees (Table 2).

A total of 11 lahars could be reconstructed for the Arena ravine over the past ~30 yr. Eight of the events (1979, 1991, 1994, 1996, 1999, 2005, 2006, and 2011) can be reconstructed with high certainty whereas 3 events (AD 1986, 2004 and 2009) were identified in a somewhat smaller number of trees (Fig. 4). The geomorphic map shows trees buried and injured by lahars in 1994 (19% of all GD) and 2005 (11%). All of the reacting trees at Arena are in fact located on the low terrace (T-2) and next to the main channel (Fig. 6), and reactions are clearly missing in trees growing on T-1.

## 6. Discussion

This contribution focuses on a dendrogeomorphic reconstruction of past lahar activity in the Montegrande and Arena ravines located on



**Fig. 4.** Number of live trees sampled and lahar events reconstructed with dendrogeomorphic techniques at Montegrande ( $n = 15$ ) and Arena ( $n = 11$ ). Six events were likely triggered by the same rainfall event in both ravines. Bold lines indicate lahars with growth disturbances in a large number of trees. For lahars presented with dashed lines, the number of responding trees was more limited and events should be considered probable. For details see text.

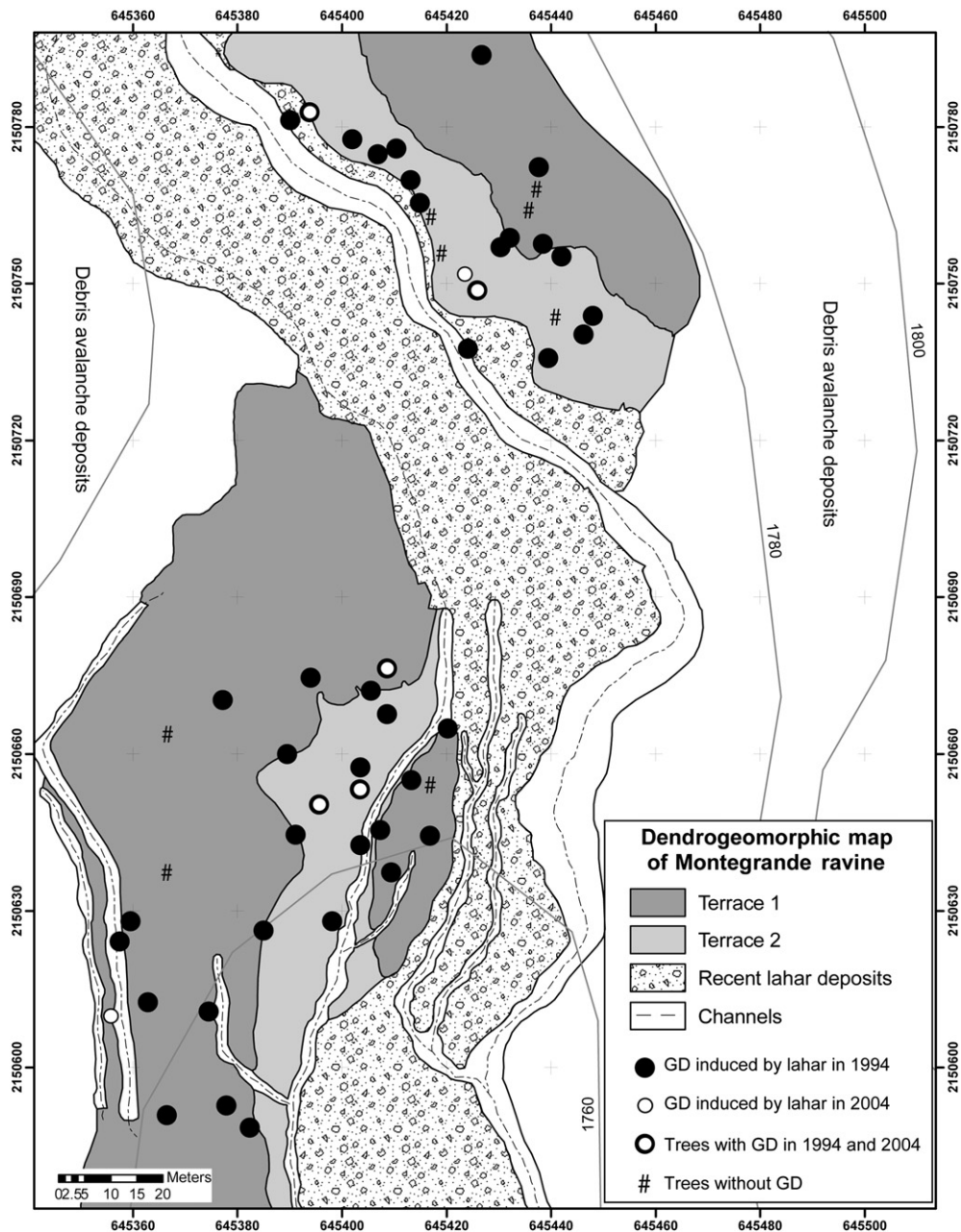


Fig. 5. Geomorphologic map of Montegrande ravine and location of trees affected by the 1994 and 2004 lahars.

the SE flanks of Colima volcano, México. Although *P. leiophylla* produces both false and missing rings in some years, it clearly forms annual rings. The growth series could be crossdated and proved to be very suitable for dendrochronological purposes. The study was successful in reconstructing lahar chronologies for both sites and covering several decades, and thus confirms the considerable potential of an increasing number of Mexican tree species for dendrogeomorphic research (Bollschweiler et al., 2010; Stoffel et al., 2011).

The mean age of the trees sampled in both ravines is 78 yr, and a vast majority of individuals (80%) reached sampling height (i.e. 20–80 cm above ground) between 1920 and 1940, thus pointing to germination ages somewhere in the late 1910s to mid-1930s (Bollschweiler et al., 2008; Koch, 2009). The oldest tree of this study germinated in 1913; because it grows on a well-protected site above T-1, the tree in question apparently is the only local survivor of the first generation established after the 1913 Plinian eruption (Figs. 5 and 6). As a consequence of

the very regular occurrence of lahars in the ravines and due to logging by the local population, trees established just after the 1913 eruption have proven scarce today.

Almost half of the 232 GD identified in the tree-ring records of Montegrande and Arena ravines are in the form of abrupt growth suppression and thus point to the frequent occurrence of stem burial and root exposure processes. Observations in the field confirm frequent changes in channel bed locations, avulsions and recent lahar infills by debris and hyperconcentrated flows within the current lahar channel as well as on terrace T-2.

Channel incision can be caused by debris flows or hyperconcentrated flows, and an attribution of causative processes will be virtually impossible in this case. Massive stem burial and the infliction of elongated scars (with related callus tissue) have been demonstrated to be rather scarce in trees affected by hyperconcentrated flows and debris floods (Bollschweiler et al., 2007; Mayer et al., 2010; Stoffel and Corona, in press), even more so in trees with thick bark structures as

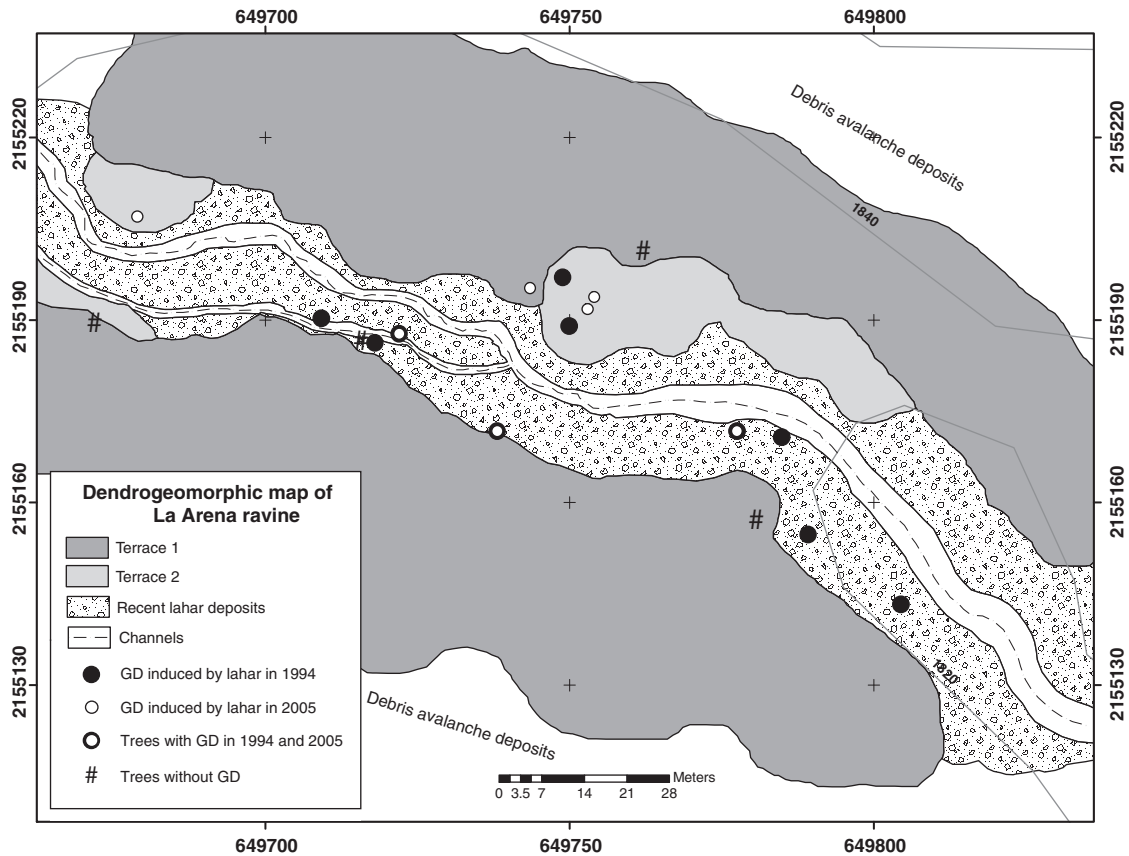


Fig. 6. Geomorphologic map of Arena ravine and location of trees affected by the 1994 and 2005 lahars.

is the case of *Pinus* sp. (Stoffel and Perret, 2006; Šilhán et al., in press). We can thus assume that much of the observed damage in the trees sampled at Montegrande and Arena ravines has been induced by metric blocks transported in debris flows. In the same line of thoughts, we may thus speculate that a majority of the reconstructed events would be larger lahars ( $0.3\text{--}0.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ ) that would have been triggered by more intense hydro-meteorological situations that are typical during tropical storms occurring toward the end of the wet season. In those cases, Colima volcano is typically affected by long-lasting rains, and lahars are typically registered in all main ravines. In the case of reconstructed lahars causing a limited number of mostly weak GD in trees, one could think of more isolated, short-lived, early season rainfalls forming smaller debris flows ( $<0.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ ; Capra et al., in review) or of more dilute flows transporting fewer big blocks.

Table 3 provides a summary of the lahar reconstruction based on tree rings along with the pre-existing historic (post-1913) lahar record, years of eruptive activity and rainfall data. The historic record of lahars does not specify the number of lahar occurrences in the same year, except for the most recent period (2004–2011) for which the record is based on seismic signals. During this period, at least 5 lahars or sediment laden flows were recorded every year.

Events recorded simultaneously in the Montegrande and Arena ravines and showing a large number of heavily impacted trees (i.e. strong GD in the tree-ring record) could therefore be attributed to extreme hydrometeorological events. By contrast, events recorded in only one of the ravines and showing a more limited level of disturbance in trees – both in the number and intensity of GD – could thus be indicative of moderate rainfalls or more dilute flows.

Several limitations, however, exist to demonstrate this link between damage to trees and rainfall amounts (intensities). First of all, lahars recorded in *P. leiophylla* trees are dated to the year, rendering a clear attribution of damage to a specific rainfall quite difficult. In addition,

the rainfall data from San Marcos certainly is valuable to capture tropical hurricanes, but will likely underestimate or even miss localized thunderstorm cells triggering lahars in single ravines. As a consequence, Table 3 only aims at presenting possible connections between lahars reconstructed from the tree-ring records and specific hydrometeorological events registered at San Marcos, without assuming to calendar-date the time series of 20 lahars for the Montegrande and Arena ravines. In addition to providing the largest record of recorded liquid precipitation for each of the years with reconstructed lahar activity, Table 3 also presents possible connection of lahars with volcanic activity at Colima volcano and the emplacement of block-and-ash flow deposits that may have fed main ravines with loose material. Fourteen out of the 20 reconstructed lahars (70%) coincide with years of reported volcanic activity at Colima (Bretón-González et al., 2002; Saucedo et al., 2005), namely 1969, 1976, 1979, 1982, 1984, 1986, 1987, 1991, 1994, 1998, 1999, 2001, 2004, and 2005 (Table 3). Our data thus suggest that the syn- or post-eruptive occurrence of lahars, documented at Colima volcano since 1913, must have occurred during earlier major eruptive phases as well. Interestingly, before 1988 all the lahars occurred only in one of the two ravines (either Montegrande or Arena) and they left fewer and less intense GD to trees. The observation of changes in the intensity and number of GD are consistent between the ravines and cannot be attributed to methodological biases because the age and overall number of trees available for analysis remain virtually constant over the past 30–40 years. We can thus speculate that the pre-1988 lahars recorded in the tree-ring series might have occurred during rainfalls of shorter duration but higher peak intensity that is common for the early rainy season.

The lahar activity of 1991, 1994, 2004, 2005, 2009, and 2011, by contrast, is detected in both ravines, and events are associated with more intense and larger numbers of GD. One might thus assume that these lahars were triggered by more intense hydrometeorological



**Table 3**

Lahar chronology inferred from tree-ring records at Montegrando and Arena ravines, lahars reported inside the main active ravines on the southern slopes at Colima volcano and rainfall data (extreme events) recorded at San Marcos meteorological station, located ~7 km from the Arena sampling site (CLICOM, 2006). Information on hurricanes and tropical storm were gathered from the Historical Hurricane Track NOAA database (<http://csc.noaa.gov/hurricanes/#>).

Lahar events identified by tree-ring analysis			Lahar events reported on main active ravines on the southern slopes of Colima volcano								Maximum rainfall data		
Year AD	Montegrando	Arena	L	Z	SC	SA	M	C	A	References	Amount (mm)	Accumulation (days)	Hurricanes & tropical storms
1913-16	**Laharic terrace (T-1)	**Laharic terrace (T-1)	◆	X		◆	X	X	◆	Saucedo et al., 2010; Gavilanes Ruiz., 2004	–	–	–
*1969	X									–	132	4	–
*1976	X		X					X	X	Gavilanes Ruiz., 2004	167	2	–
*1979		X								–	90	2	“ANDRES”
*1982	X							X		Gavilanes Ruiz., 2004	152	1	–
*1984	X									–	132	3	–
*1986		X								–	101	3	–
*1987	X									–	172	2	–
1988	No growth disturbances							X	X	Gavilanes Ruiz., 2004	106	2	–
*1991	X	X			X					Rodriguez-Elizarrarás et al., 1991	65	2	–
1992	No growth disturbances						X			Gavilanes Ruiz., 2004	203	2	–
*1994	X	X			X	X			X	Saucedo et al., 2005	104	2	–
1996		X								–	146	3	“HERNAN”
*1998	X				X					Gavilanes (personal com.)	110	2	–
*1999		X					◆			Davila et al., 2007	198	1	“GREG”
2000	No growth disturbances		X	◆	X					Gavilanes Ruiz., 2004	151	3	“NORMAN”
*2001	X									–	98	3	–
2003	No growth disturbances						◆	◆		Varley (personal com.)	122	2	–
*2004	X	X	>5				>5	X		Davila et al., 2007	121	2	–
*2005	X	X	>5				>5	X		Davila et al., 2007	89	3	“DORA”
2006		X	>5				>5	X		Davila et al., 2007	150	3	“NORMAN”
2007	X		>5				>5	1		Capra et al., 2010	83	3	–
2008	X		>5				>5	2		Capra et al., 2010	110	3	“ODILE”
2009	X	X	>5				>5	2		Capra et al., in press	115	5	–
2010	No growth disturbances		3				>5	3		Capra et al., in press	>200	~4	–
2011	X	X	>5				>5	2		Capra et al., in press	>300	1	“JOVA”

\* Volcanic activity reported. \*\* By tree age calibrated.

>5 = Multiples events, but based only on the seismic record it is not clear if all where lahars or only sediment laden streamflow.

◆ = Damages to infrastructure and animals; L = La Lumbre; Z = El Zarco; SC = Cordoban; SA = San Antonio; M = Montegrando; C = Cafecito; A = Arena; X = lahar event.

events with prolonged rainfall. It is noteworthy that the lahars of 1991, 1994, 2004, and 2005 occurred during years with eruptive activity of Colima volcano, and may thus have had larger sources of loose sediments from fresh pyroclastic flow deposits. The 2009 and 2011 lahars, in contrast, took place during an inter-eruptive phase, but were, in the case of the 2011 lahar, triggered by the Jova hurricane with >300 mm 24 h<sup>-1</sup> (Capra et al., in review). The lahars of 1996 are another fine example of hurricane-induced mass wasting (“Hernan” hurricane; NOAA, 2013).

Subsequent to the 1913 Plinian eruptive episode, a total of 25 lahar events were documented either with tree rings (20 events), historical record (18), or in both sources (13). Seven events are documented only in the tree-ring series (1969, 1979, 1984, 1986, 1987, 1996, and 2001) and coincide with years of reported eruptive activity, except for 1996. In this sense, the reconstruction presented in this paper forms a clear improvement of the local lahar chronology at Colima volcano. The fact that five events (1988, 1992, 2000, 2003, and 2010) could not be identified in the tree-ring record is likely due to insufficient tree sampling or the fact that very liquid and/or small events may not damage trees.

## 7. Conclusions

Lahar activity in Montegrando and Arena ravines was reconstructed using the number and intensity of GD recorded in the tree-ring series of impacted *P. leiophylla*. The approach presented in this paper has proven useful for the reconstruction of event frequencies covering several decades of the past and allowed adding seven events to the historic lahar chronology. At the same time, however, the reconstruction yielded somewhat more limited information on event magnitudes and failed to provide evidence on five reported lahars.

We assume that the volume of lahars and channel geometry (i.e. cross-sectional area) will determine the spread of the flow within the channel and on the terraces and therefore determine the number and the intensity of damage in trees. Despite these limitations, *P. leiophylla* has been proven to be a valuable dendrogeomorphic recorder of post-eruptive processes on Mexican volcanoes, and we therefore call for more dendrogeomorphic research at Colima and comparable environments and for an extension of existing studies with other tree species, including subtropical broadleaved trees.

## Acknowledgments

The authors kindly acknowledge Carla Torres Beltran, J.C. Gavilanes, Sergio Salinas, Nick Varley, and various MSc students of Universidad de Colima for their support and advice during fieldwork. They are also grateful to Alfredo Rodríguez Manjarrez and Michelle Schneuwly-Bollschweiler for technical support during sample preparation and laboratory analyses. Special thanks also go to the reviewers for insightful comments. Funding was provided by UNAM-PAPIIT project IN105213.

## References

- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105, 1–139.
- Ballesteros Cánovas, J.A., Eguibar, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., Gutiérrez-Pérez, I., 2011. Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic palaeostage indicators. *Hydrol. Process.* 25, 970–979.
- Ballesteros, J.A., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Sanchez-Silva, M., Stoffel, M., 2011. Calibration of floodplain roughness and estimation of flood discharge base on tree-ring evidence and hydraulic modeling. *J. Hydrol.* 403 (103), 115.
- Biondi, F., Galindo, I., Gavilanes, J.C., Elizalde, A., 2003. Tree growth response to the 1913 eruption of Volcan de Fuego de Colima, Mexico. *Quat. Res.* 59, 293–299.

- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Ehmsch, M., Monbaron, M., 2007. Reconstructing spatio-temporal patterns of debris flow activity using dendrogeomorphological methods. *Geomorphology* 84 (4), 337–351.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Scheuwy, D., 2008. Dynamics in debris-flow activity on a forested cone—a case study using different dendroecological approaches. *Catena* 72, 67–78.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L., Palacios, D., 2010. Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl volcano, México. *The Holocene* 20 (2), 265–274.
- Bretón-González, M., Ramírez, J.J., Navarro, C., 2002. Summary of the historical eruptive activity of Volcán De Colima, Mexico 1519–2000. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 117, 21–46.
- Capra, L., Macías, J.L., 2002. The cohesive Naranjo debris flow deposit (10 km<sup>3</sup>): a dam breakout flow derived from the pleistocene debris-avalanche deposit of Nevado de Colima volcano (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 117, 213–235.
- Capra, L., Borselli, L., Varley, N., Gavilanes-Ruiz, J.C., Norini, G., Sarocchi, D., Caballero, L., Cortes, A., 2010. Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: surface hydro-repellency as initiation process. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 189, 105–117.
- Capra, L., Roverato, M., Gavilanes-Ruiz, J.C., Gropelli, G., Arambula, R., Sulpizio, R., Reyes Dávila, G.A., Borselli, R., Sarocchi, D., Lube, G., Cronin, S., Rodríguez, L.A., 2013. Hurricane-triggered lahars at Volcán de Colima, western Mexico: evidences of flow dynamics from monitoring and field survey. *Earth Surf. Process. Land.* (in review).
- Capra, L., Gavilanes-Ruiz, J.C., Varley, N., Borselli, L., 2013. Origin, behavior and hazard of rain-triggered lahars at Volcán de Colima. In: Varley, N., Komorowski, J.C. (Eds.), *Volcán de Colima: managing the threat*. Springer (in press).
- CLICOM, 2006. Mexico Climatological Station Network Data. Servicio Meteorológico Nacional (SMN), Base de datos (2006).
- Cortes, A., Macías, J.L., Capra, L.L., Garduño-Monroy, V.H., 2010. Sector collapse of the SW flank of Volcán de Colima, México. The 3600 yr BP La Lumbre-Los Ganchos debris avalanche and associated debris flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 189 (1–4), 52–66.
- Cruz-Muñoz, A.R., Rodríguez-Fernández, L., Calva-Vázquez, G., 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.
- Davila, N., Capra, L., Gavilanes-Ruiz, J.C., Varley, N., Norini, G., Gómez Vázquez, A., 2007. Recent lahars at Volcan de Colima (Mexico): drainage variation and spectral classification. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 165, 127–141.
- Farjon, A., Styles, B.T., 1997. *Pinus* (Pinaceae). *Flora Neotropica Monograph* 75. The New York Botanical Garden, New York, NY pp. 291.
- Gavilanes Ruiz, J.C., 2004. Simulación de escenarios eruptivos del volcán de Colima y aportaciones al plan de contingencias del estado de Colima. Tesis de Maestría Facultad de Filosofía y Letras, UNAM (123 pp.).
- Koch, J., 2009. Improving age estimates for late Holocene glacial landforms using dendrochronology – some examples from Garibaldi Provincial Park, British Columbia. *Quat. Geochronol.* 4, 130–139.
- Kogelnig-Mayer, B., Stoffel, M., Schneuwly-Bollschweiler, M., Hübl, J., Rudolf-Miklau, F., 2011. Possibilities and limitations of dendrogeomorphic time-series reconstructions on site influenced by debris flows and frequent snow avalanche activity. *Arctic Antarct. Alpine Res.* 43 (4), 649–658.
- Komorowski, J.C., Navarro, C., Cortes, A., Saucedo, R., Gavilanes, J.C., Siebe, C., Espíndola, J.M., Rodríguez-Elizarrarás, S.R., 1997. The Colima Volcanic Complex. *Fiel guide* #3. 'IAVCEI, General Assembly'. Puerto Vallarta, Mexico.
- Luhr, J., 2002. Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998–1999 lava flows from Volcan de Colima, Mexico: implications for the end of the current eruptive cycle. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 117, 169–194.
- Macías, J.L., Saucedo, R., Gavilanes, J.C., Varley, N., Velasco, García S., Bursik, M.L., Vargas, Gutiérrez V., Cortes, A., 2006. Flujos piroclásticos asociados a la actividad explosiva del volcán de Colima y perspectivas futuras. *GEOS* 25, 340–351.
- Mayer, B., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Hübl, J., Rudolf-Miklau, F., 2010. Frequency and spread of debris floods on fans: a dendrogeomorphic case study from a dolomite catchment in the Austrian Alps. *Geomorphology* 118, 199–206.
- NOAA, 2013. Historical Hurricane Track NOAA database. accesses 2013 <http://csc.noaa.gov/hurricanes/#>.
- Pearson, C., Manning, S.W., Coleman, M., Jarvis, K., 2005. Can tree-ring chemistry reveal absolute dates for past volcanic eruptions? *J. Archaeol. Sci.* 32, 1265–1274.
- Procter, E., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Neumann, M., 2012. Exploring debris-flow history and process dynamics using an integrative approach on a dolomitic cone in western Austria. *Earth Surf. Process. Land.* 37, 913–922.
- Rinntech, 2012. LINTAB-Precision Ring by Ring. <http://www.rinntech.com/Products/Lintab.htm> (accessed May 2012).
- Robin, C., Camus, G., Gourgaud, A., 1991. Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 45, 209–225.
- Rodríguez-Elizarrarás, S., Siebe, C., Komorowski, J.C., Espíndola, J.M., Saucedo, R., 1991. Field observations of pristine block-and-ash-flows deposits emplaced April 16–17, 1991 at Volcán de Colima, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 399–412.
- Roverato, M., Capra, L., Sulpizio, R., Norini, G., 2011. Stratigraphic reconstruction of two debris avalanche deposits at Colima Volcano (Mexico): insights into pre-failure conditions and climate influence. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 207, 33–46.
- Ruiz-Villanueva, V., Díez-Herrero, A., Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A., Stoffel, M., 2013. Characterization of flash floods in small ungauged mountain basins of central Spain using an integrated approach. *Catena* 110, 32–43.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Sheridan, M.F., Bursik, M.L., Komorowski, J.C., 2005. Modeling of pyroclastic flow of Colima Volcano, Mexico: implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 139, 103–115.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Sarocchi, D., Bursik, M.L., Rupp, B., 2008. The rain-triggered Atenquique volcanoclastic debris flow of October 16, 1955 at Nevado de Colima Volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 132 (1–2), 69–83.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Arce, J.L., Komorowski, J.C., Gardner, J.E., Valdez-Moreno, G., 2010. Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 Plinian eruption of Volcán de Colima, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 191 (3–4), 149–166.
- Sheppard, P.R., Ort, M.H., Anderson, K.C., Elson, M.D., Vázquez-Selem, L., Clemens, A.W., Little, N.C., Speakman, R.J., 2008. Multiple dendrochronological signals indicate the eruption of Parícutin volcano, Michoacán, Mexico. *Tree-Ring Res.* 64 (2), 97–108.
- Shroder, J., 1978. Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quat. Res.* 9, 168–185.
- Šilhán, K., Pánek, T., Hradecký, J., Stoffel, M., 2013. Regional, dendrogeomorphic chronologies of debris flows for the Crimean Mountains (Ukraine): frequency and impacts of tree age on results. *Earth Surf. Process. Land.* (in press).
- Solomina, O., Pavlova, I., Curtis, A., Jacoby, G., Panomareva, V., Pevzner, M., 2008. Constraining recent Shiveluch volcano eruptions (Kamchatka, Russia) by means of dendrochronology. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 8, 1083–1097.
- Stahle, D., Villanueva, J., Cleaveland, M.K., Therrell, M.D., Paull, G.J., Burns, B.T., Salinas, W., Suzan, H., Fule, P., 2000. Recent tree-rings research in Mexico. *Dendrogeomorfología en América Latina*. F.A. Roig (comp); EDIUV, Mendoza, Argentina, 285–306.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research—an overview. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 8, 187–202.
- Stoffel, M., Corona, C., 2013. Dendroecological dating of (hydro-) geomorphic disturbance in trees. *Tree-Ring Res.* (in press).
- Stoffel, M., Perret, S., 2006. Reconstructing past rockfall activity with tree rings: some methodological considerations. *Dendrochronologia* 24 (1), 1–15.
- Stoffel, M., Wilford, D.J., 2012. Hydrogeomorphic processes and vegetation: disturbance, process histories, dependencies and interactions. *Earth Surf. Process. Land.* 37, 9–22.
- Stoffel, M., Lièvre, I., Monbaron, M., Perret, S., 2005. Seasonal timing of rockfall activity on forested slope at Täschgüfer (Swiss Alps)—a dendrogeomorphological approach. *Z. Geomorphol.* 49, 89–106.
- Stoffel, M., Conus, D., Grichting, M.A., Lièvre, I., 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. *Glob. Planet. Chang.* 60, 222–234.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D., y Luckman, B. (Eds.), 2010. *Tree Rings and Natural Hazards: A State-of-the-Art*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York (505 pp.).
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Vázquez-Selem, L., Franco-Ramos, O., Palacios, D., 2011. Dendrogeomorphic dating of rockfall on low-latitude, high-elevation slopes: Rodadero, Iztaccíhuatl volcano, México. *Earth Surf. Process. Land.* 36, 1209–1217.
- Stoffel, M., Casteller, A., Luckman, B.H., Villalba, R., 2012. Spatiotemporal analysis of channel wall erosion in ephemeral torrents using tree roots—an example from the Patagonian Andes. *Geology* 40 (3), 247–250.
- Stoffel, M., Rice, S., Turowski, J.M., 2013. Process geomorphology and ecosystems: disturbance regimes and interactions. *Geomorphology* 202, 1–4.
- Villanueva Díaz, J., Cerano Paredes, J., Stahle, D.W., Constante García, V., Vázquez Selem, L., Estrada Avalos, J., Benavides Solorio, J., 2010. Árboles longevos de México. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales*, vol. 1, Núm. 2, pp. 7–29.
- Yanosky, T.M., Jarrett, R.D., 2002. Dendrochronologic evidence for the frequency and magnitude of paleofloods. In: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), *Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology*, 5. American Geophysical Union, Water Science and Application Series, pp. 77–89.
- Zobin, V.M., Santiago-Jiménez, H., Ramírez-Ruiz, J.J., Reyes-Dávila, G.A., Bretón-González, M., Navarro-Ochoa, C., 2007. Quantification of volcanic explosion from tilt records: Volcán de Colima, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 166, 117–124.
- Zobin, V.M., Plascencia, I., Reyes, G., Navarro, C., 2009. The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 179, 157–167.