



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN GEOGRAFÍA  
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

**ESTUDIO DENDROGEOMORFOLÓGICO POR FLUJO DE ESCOMBROS  
EN EL MUNICIPIO DE IXTACAMAXTILÁN, PUEBLA, MÉXICO**

**TESIS**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

**MARCO ANTONIO PABLO PABLO**

TUTOR PRINCIPAL:

**DRA. IRASEMA ALCÁNTARA AYALA**  
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD.MX., NOVIEMBRE, 2017



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.

## **Agradecimientos**

Al Posgrado en Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México por sus excelentes profesores-investigadores en diversas áreas de la Geografía Ambiental.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca proporcionada para la realización de los estudios de maestría.

A mi tutora principal, la Dra. Irasema Alcántara Ayala (IGg-UNAM) por su constante inspiración para lograr los objetivos académicos trazados, y a mis sinodales, el Dr. Osvaldo Franco Ramos (IGg-UNAM) por las interesantes charlas, sugerencias, excelentes críticas y seguimiento académico, el Dr. Miguel Emmanuel Castillo Rodríguez (IGI-UNAM) por sus apreciadas observaciones y recomendaciones que enriquecieron este trabajo, el Dr. Manuel Eduardo Mendoza Cantú (CIGA-UNAM) por sus vitales comentarios y sugerencias que afinaron partes de la tesis, el Dr. Luis Miguel Espinosa Rodríguez (UAEMex) por sus valiosas recomendaciones que fueron de gran ayuda, y la Dra. Leticia Gómez Mendoza (FFyL-UNAM) por su disposición y acertados comentarios y sugerencias que ayudaron a construir la versión final del manuscrito.

A mi familia por la tremenda confianza y apoyo que siempre me han brindado, por acompañarme en los buenos y no tan buenos momentos. A mis compañeros y amigos geógrafos, geomorfólogos, biólogos y juristas con quienes he compartido buenas experiencias.

A la vida

A ti, y a los que puedan venir.

<b>Índice</b>	<b>Página</b>
Resumen	III
Abstract	IV
 <b>Introducción</b>	
Antecedentes generales	1
Justificación	5
Hipótesis	6
Objetivos	6
Objetivos específicos	6
Estructura de la investigación	7
Referencias	7
 <b>Capítulo 1. Marco teórico</b>	
1.1 La dendrocronología	13
El uniformismo	13
Factores limitantes	14
Amplitud ecológica	14
Selección de sitio	14
Sensibilidad	15
Repetición o replicación	15
Cofechado (cross dating)	16
Estandarización	17
1.2 El crecimiento y estructura de la madera	17
1.3 Dendrocronología y procesos de remoción en masa	20
El efecto de los deslizamientos en los anillos de crecimiento	20
Los efectos en los anillos de crecimiento por los flujos de escombros	23
La caída de rocas y los disturbios en los anillos de crecimiento	26
Germinación (edad mínima) y datación de árboles muertos	27
Referencias	28
 <b>Capítulo 2. Zona de estudio</b>	
2.1 Aspectos generales	35
2.2 Geología	39
Formación Huayacocotla	40
Formaciones Santiago, Tamán y Pimienta	40
Formaciones Tamaulipas Inferior y Superior	40
Formación Agua Nueva y San Felipe	41

2.3 Geomorfología	44
2.4 Caracterización del área de estudio	45
Referencias	47

### **Capítulo 3. Metodología**

3.1 Aspectos generales	50
3.2 Mapeo geomorfológico	50
3.3 Estrategias de muestreo en campo	51
3.4 Análisis de laboratorio y cartografía de la edad del arbolado	54
Referencias	57

### **Capítulo 4. Resultados**

4.1 Aspectos generales	59
4.2. Geomorfología	60
4.3. Potencial dendrocronológico de <i>Juniperus deppeana</i>	63
4.4. Edades mínimas del relieve	67
4.5. Disturbios de crecimiento en <i>Juniperus deppeana</i> por flujos de escombros	68
Referencias	77

### **Capítulo 5. Discusión**

Discusión	78
Conclusiones	85
Referencias	86

## Resumen

En México los procesos de remoción en masa durante la temporada de lluvias representan uno de los peligros geomorfológicos más importantes. A partir del desastre asociado a las precipitaciones intensas de octubre de 1999 en el Estado de Puebla, se han realizado diversas investigaciones de inestabilidad de laderas. En este trabajo se presentan los resultados de la evaluación del potencial dendrogeomorfológico de *Juniperus deppeana* para fechar flujos de escombros en dos cuencas contiguas de la vertiente sur del cerro Tenextepcuaco, dentro de la Sierra Norte de Puebla.

Se realizó cartografía geomorfológica a escala 1:4,000 donde se identificaron canales fluviales, levées, terrazas y superficies onduladas. Se generó una *Dendrocronología de Referencia Local* (CRL) a partir del análisis dendrocronológico de 12 árboles y 19 muestras; los resultados mostraron una correlación baja de 0.24, de acuerdo con los parámetros de COFECHA. El resultado sugiere que esta especie presenta problemas de crecimiento y dificultades para el fechado ya que se reportaron múltiples anillos falsos, ausentes, parcialmente ausentes (en cuña), difusos y micro anillos. Sin embargo, en algunos árboles perturbados, se identificaron disturbios (supresión) en los anillos de crecimiento del 2007, posiblemente asociados con lluvias torrenciales de 93 mm en 24 horas para el mes de agosto. Otros posibles eventos que registraron los árboles estudiados, como consecuencia de la reactivación geomorfológica de los canales fueron en 2010 y 2012 con ligeras supresiones. A partir del 2014 se incrementó el ancho de los anillos, y una mayor cobertura vegetal, lo que sugiere una aparente estabilidad geomorfológica de los valles estudiados. Un incremento en el tamaño de muestreo, incorporando otras especies de árboles (coníferas), permitirá ampliar la reconstrucción de flujos de escombros y/o validar mejor el potencial dendrocronológico y dendrogeomorfológico del *J. deppeana* en la zona de estudio.

## Abstract

In México the mass movement processes associated with rainfall season, are considered the most important geomorphologic hazards, mainly in the center and southern of Mexico. Such as the landslides and debris flows occurred in October 1999 at Sierra Norte de Puebla and triggered by torrential rainfalls. The aim of this study was dating of debris flows based on dendrogeomorphologic methods in two fluvial basin of the southern slope at Cerro Tenextepecuaco, Ixtacamaxitlán, Puebla state.

On the geomorphological map scale 1: 4,000, we identified active channels, leéves, terraces and irregularly landscapes. Also, we obtain the Local Reference Dendrochronology (LRD) from 12 trees of *Juniperus deppeana* and 19 tree rings samples. The results showed a weak correlation ( $P < 0.01 = 0.24$ ) between the tree rings series, according with the COFECHA software. That low correlation could suggest of *Juniperus deppeana* have a several problems to dating, such as, false rings, missing rings, diffuse and micro-rings. However, in some trees affected by debris flows we observed growth suppression in 2007, possibly related with ~90 mm of rainfall in 24 hours. Another debris flows possible were reconstructed from weak growth suppression in 2010 and 2012, in relationship with the geomorphological reactivation of active channels. Since 2014 tree-ring width were increased and the landforms were cover with vegetation as part of the geomorphological stability inside the basin. To increase the dendrochronological correlation between tree ring series, also for assessment the geomorphological potential of *Juniperus deppeana* on the study site, we have to increase the sample size and added another tree conifers.

### *Antecedentes generales*

Una etapa importante en el proceso de evaluación de los peligros naturales y su posible impacto sobre las actividades humanas se centra en el análisis espacio-temporal de estos fenómenos y las condiciones ambientales que predominaron en determinados momentos de la historia evolutiva de la superficie terrestre, con el objetivo de conocer el patrón de distribución, magnitud e intensidad en el futuro.

Los procesos de remoción en masa son fenómenos involucrados en la evolución de los paisajes de montaña, su acción depende del grado de inestabilidad de una ladera, controlada por dos tipos de factores determinantes: los relacionados con las modificaciones en su geometría y sus rasgos estructurales (Alcántara-Ayala *et al.*, 2001). Los primeros son el resultado de la presión de fuerzas externas que actúan sobre los materiales que la conforman, ya sea por procesos naturales o antrópicos, y los segundos, se definen con base en la composición físico-química de los materiales, su disposición o arreglo y el grado de resistencia a presiones externas. El grado de incertidumbre, magnitud y velocidad en que estos fenómenos operan, asociados a mecanismos detonantes como lluvias torrenciales, sismos o erupciones volcánicas, incrementan el riesgo de desastre, sobre todo en países en vías de desarrollo con elevado grado de vulnerabilidad (Alcántara-Ayala, 2010; Crozier y Glade, 2010).

En las últimas décadas, los estudios sobre la inestabilidad del terreno han cobrado vital interés debido a la falta de planeación territorial, que conlleva al desarrollo de asentamientos humanos y actividades productivas en zonas de elevado riesgo y la desestabilización de laderas en la construcción de vías de comunicación (Herva's *et al.*, 2013). En el centro y sur de México, la frecuencia de los deslizamientos, flujos de escombros y otros procesos de remoción en masa se incrementan durante la



temporada de lluvias, como lo ocurrido en octubre de 1999 en la Sierra Norte de Puebla, donde diversos municipios se vieron afectados por la interacción de varios sistemas atmosféricos, como la depresión Tropical No. 11, que causó daños en el sistema de transporte, energía eléctrica, suministro de agua, viviendas y agricultura (Bitrán, 2000), además de miles de procesos de remoción en masa como caída de rocas, flujos, deslizamientos y sus combinaciones (Lugo Hubp, *et al*, 2005). Igualmente en octubre del 2005, un frente de baja presión proveniente del caribe, generó la formación del huracán Stan, que provocó inundaciones y deslaves en la región (García-Arróliga *et al.*, 2006).

Los métodos empleados para evaluar los procesos de remoción en masa son variados, entre ellos, los estudios geológico – geomorfológicos (Alexander y Coppola, 1989; Guzzetti, *et al.*, 2003), los modelos de estadística multivariada (Clerici, *et al.*, 2002; Timilsina, *et al*, 2014), así como el monitoreo y modelación ya sea de forma instrumental o por percepción remota (Baldo *et al*, 2009; Feizizadeh *et al.*, 2017). En dicho tenor, recientemente las técnicas de fechamiento han sido ampliamente utilizadas por los geomorfólogos ya que permiten en primera instancia, obtener la edad de un nuevo relieve como un primer análisis de la inestabilidad del terreno. En este sentido se puede determinar cuándo, dónde y cómo han evolucionado estos procesos.

Los métodos más usados han sido el radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) (Unkel *et al.*, 2013; Nicolussi *et al.*, 2015), los isótopos cosmogénicos, (Michels *et al.*, 2011; Do Nascimento Pupim *et al.*, 2015) y la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) (Eriksson *et al*, 2000; Cordier *et al*, 2012), Sin embargo, la dendrocronología es una ciencia que provee de precisión y exactitud en el fechado de eventos climáticos y ambientales del pasado reciente, es decir del orden de las centenas de años con una resolución anual (Bull, 2007) (Figura 1).

La dendrogeomorfología es una subdivisión de la dendroecología propuesta por Alestalo (1971), encargada del análisis de disturbios en los anillos de crecimiento

de árboles afectados por procesos geomorfológicos, y fundamentado en el concepto del proceso-evento-respuesta descrito por Shroder (1978 y 1980) (Figura 2).

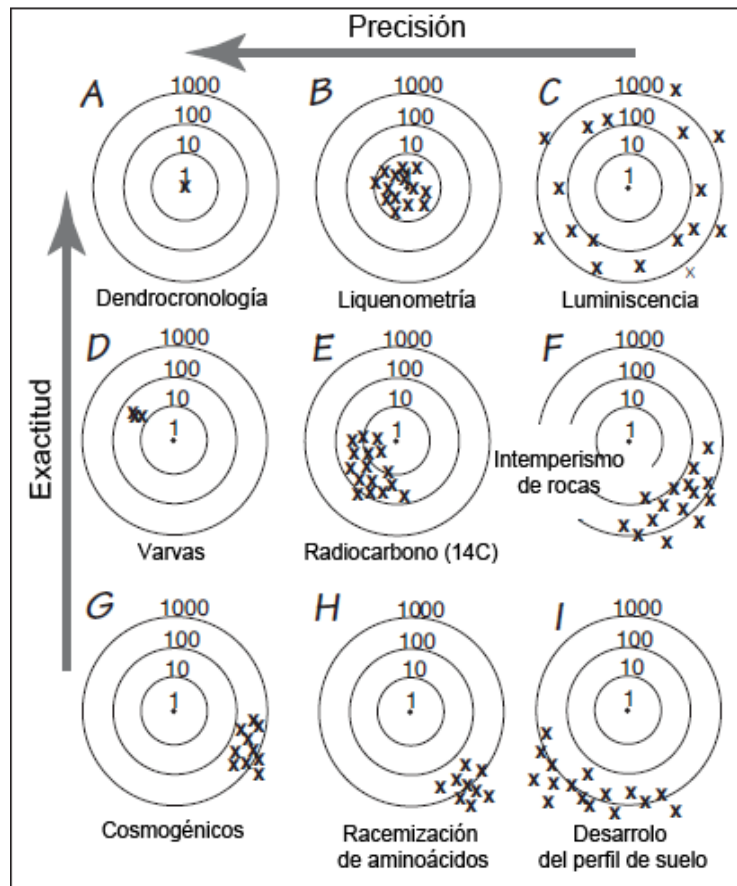


Figura 1. Precisión y exactitud de diversos métodos de datación. Los círculos representan los años en escala logarítmica. La dendrocronología es el método más preciso y exacto ya que el error es de  $\pm 1$  año; la liquenometría es precisa porque los datos están agrupados entre si y exacta porque esos puntos se encuentran muy cerca del centro, OSL muestra imprecisión, porque los datos están desagrupados, pero es exacto porque los datos están promediando en el centro <sup>1</sup>; las varvas muestran precisión, y moderadamente exactitud y el radiocarbono muestra precisión ya que existe cierta agrupación, y algo de exactitud, pues algunos datos logran acercarse al centro (Modificado de Bull, 2007).

Autores como el mismo Alestalo (1971), Shroder (1978 y 1980), Braam *et al.* (1987) y recientemente, Stoffel y Bollschweiler (2008 y 2009), Stoffel y Corona (2014), exponen los principales aportes teórico-metodológicos en este campo de estudio. Estos trabajos se basaron en las investigaciones pioneras de Douglass (1914) y

<sup>1</sup>. De acuerdo con el Dr. Miguel Emmanuel Castillo Rodríguez del Instituto de Geología UNAM, la Luminiscencia Ópticamente Estimada (OSL) muestra precisión y exactitud en algunos tipos de depósitos.

Fritts (1976), así como en técnicas de datación estándar que fueron reportadas por Stokes y Smiley (1968), Phipps, (1985) y Speer (2010).

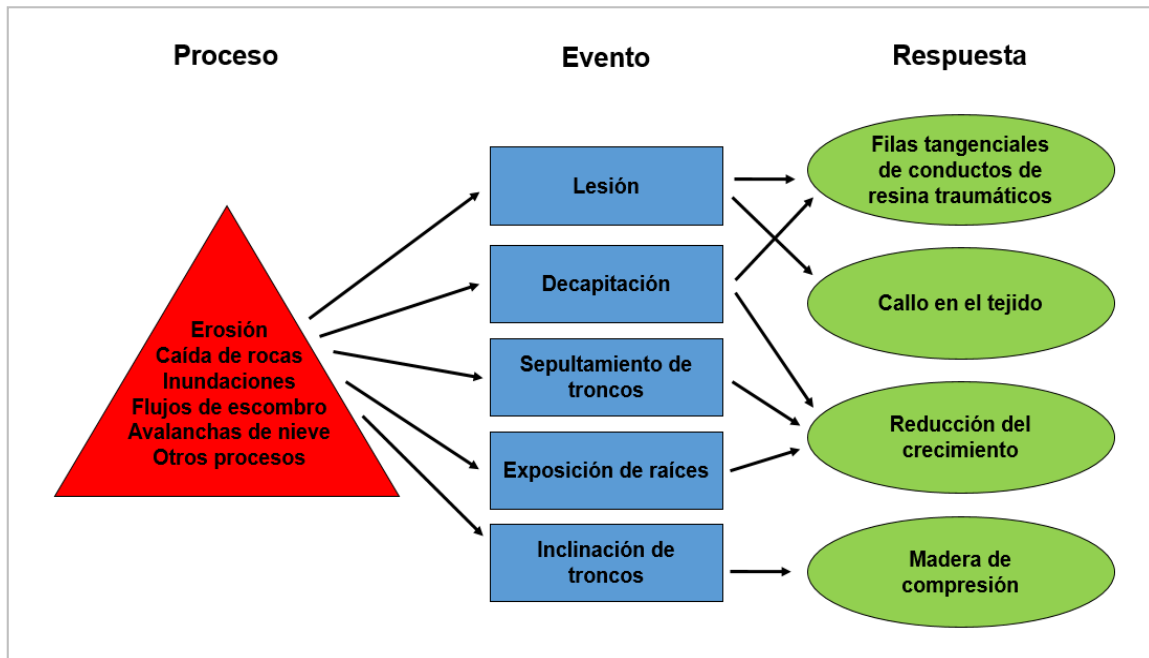


Figura 2. Diagrama adaptado del concepto: proceso-evento-respuesta, propuesto por Shroder (1978) (Modificado de Stoffel y Bollschweiler, 2009).

En el caso de México, la aplicación de la dendrocronología en las Ciencias de la Tierra se ha realizado principalmente con especies de coníferas. Por ejemplo Biondi *et al.* (2003) estudiaron la reducción del crecimiento de los anillos de un rodal de *Pinus hartwegii* por la erupción del volcán de Fuego de Colima en 1913; Cruz-Muñoz *et al.* (2008) obtuvieron un patrón de incremento a partir de 1991, de las concentraciones de fósforo, azufre y potasio en los anillos del volcán Popocatepetl, con datos de 1974 a 2004; Sheppard *et al.* (2008) analizaron el crecimiento de anillos de *Pinus leiophylla* y *Pinus pseudostrobus*, y su relación con la erupción del volcán Parícutín en 1943; Stoffel *et al.* (2011) determinaron el potencial dendrogeomorfológico de *Pinus hartwegii*, y periodos de retorno por caídas de roca en la ladera noreste del volcán Iztaccíhuatl; Bollschweiler *et al.* (2010) reportaron evidencia de dos eventos laháricos (1997 y 2001) en *Abies religiosa*, *Pinus hartwegii* y *Pinus ayacahuite* en el flanco norte del volcán Popocatepetl; Franco-Ramos *et al.* (2013) evaluaron la inestabilidad por lahares en dos barrancas en la

ladera sur del volcán de Colima. Además, Franco-Ramos *et al.* (2016 a y b) estudiaron la frecuencia y distribución de lahares intra-eruptivos en barrancas de los volcanes Popocatepetl y La Malinche con base en el análisis de los disturbios encontrados en *Abies religiosa*.

A pesar de la evaluación del potencial dendrocronológico de especies como *Juniperus monticola* (Villanueva *et al.*, 2016); *Prosopis juliflora* (Beramendi-Orosco *et al.*, 2013), *Mimosa acantholoba* (Brienen *et al.*, 2009) entre otras especies en el país (Acosta-Hernández *et al.*, 2017), todavía son insuficientes los trabajos enfocados en el estudio de procesos geomorfológicos del pasado en México.

La presente investigación se enfocó en la identificación de los anillos de crecimiento anual de *Juniperus deppeana*, así como el análisis de disturbios de crecimiento en los árboles asociados a dos flujos de escombros en la ladera sur del Cerro Tenextepecuaco, municipio de Ixtacamaxtitlán, en la Sierra Norte de Puebla.

### *Justificación*

En México, los estudios sobre procesos de remoción en masa desde el enfoque dendrogeomorfológico se encuentran en la fase inicial de desarrollo, ya que se han orientado principalmente hacia el análisis de eventos eruptivos en el Cinturón Volcánico Transmexicano. La presente investigación pretende contribuir a la aplicación de dicha técnica en el entendimiento de los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla. Dado el impacto generado en la región por el desastre asociado a inestabilidad de laderas en octubre de 1999, es de suma relevancia registrar la ocurrencia y distribución de estos eventos y su relación con las pérdidas humanas y económicas durante la temporada de lluvias.

Cabe destacar que desde la perspectiva del avance científico es importante determinar el potencial dendrocronológico de nuevas especies de pinos en el país como la base para diversas investigaciones en el campo de la dendrogeomorfología,

tales como los procesos de remoción en masa, la evaluación de inundaciones o los procesos erosivos, así como establecer el rol de los fenómenos y factores endógenos y exógenos en el desencadenamiento de estos procesos en el país.

### *Hipótesis*

Los árboles con disturbios de crecimiento se localizan en las zonas con mayor actividad geomorfológica de cada valle, mientras que las superficies de colonización temprana de *Juniperus deppeana* corresponden con áreas de mayor estabilidad ya que las condiciones morfopedológicas favorecen el establecimiento de la vegetación.

### *Objetivo general*

Identificación de los anillos de crecimiento anual de *Juniperus deppeana*, así como el análisis de disturbios de crecimiento en los árboles asociados a dos flujos de escombros en la ladera sur del Cerro Tenextepecuaco, municipio de Ixtacamaxtitlán, en la Sierra Norte de Puebla.

### *Objetivos específicos*

- Conocer la distribución espacial de las formas del relieve de los dos flujos de escombros.
- Evaluar el potencial de *Juniperus deppeana* para estudios dendrocronológicos.
- Realizar una comparación con resultados de otras especies del género.
- Determinar la edad del arbolado por unidad geomorfológica.
- Analizar el potencial dendrogeomorfológico de *Juniperus deppeana*. Identificar los eventos y respuestas en los árboles perturbados por el flujo de escombros.

- Conocer la distribución espacial de la edad del arbolado, y de eventos dendrogeomorfológicos.

### *Estructura de la investigación*

El primer capítulo comprende el marco teórico; se describen los antecedentes de la dendrocronología a partir del siglo XX, así como sus principios y métodos, además se abordan algunos estudios de procesos de remoción en masa, y los daños que se registran en las bandas de crecimiento. En el segundo se abordan las características geológicas y geomorfológicas del área de estudio dentro de un contexto regional y local. En el tercer capítulo se explica el método de muestreo, así como los materiales empleados durante el procesamiento. En el cuarto se exponen los resultados obtenidos sobre la geomorfología local, la evaluación del potencial dendrocronológico de la especie, la edad del arbolado por unidad del relieve y los disturbios de crecimiento asociados a los flujos de escombros. Finalmente en el quinto se aborda la discusión y conclusiones.

### **Referencias**

- Acosta-Hernández, A., M, Pompa-García., J, J, Camarero., 2017.** An Updated Review of Dendrochronological Investigations in Mexico, a Megadiverse Country with a High Potential for Tree-Ring Sciences, *Forest* 8, 1-18.
- Alcántara-Ayala, I., A, E, Luna., C, G, Martínez., L, D, Morales., I, N, Rioja., 2001.** Inestabilidad de laderas, CENAPRED, 1-39.
- Alcántara-Ayala, I., 2010.** Disasters in Mexico and Central America: A Little Bit More than a Century of Natural Hazards, *Developments in Earth Surface Processes* 13, 75-97.
- Alestalo, J., 1971.** Dendrochronological interpretation of geomorphic processes, *Fennia* 105, 1-140.

- Alexander, D., L, Coppola., 1989.** Structural Geology and the Dissection of Alluvial Fan Sediments By Mass Movement: An Example from the Southern Italian Apennines, *Geomorphology* 2, 341-361.
- Baldo, M., C, Bicocchi., U, Chiocchini., D, Giordan., G, Lollino., 2009.** LIDAR monitoring of mass wasting processes: The Radicofani landslide, Province of Siena, Central Italy, *Geomorphology* 105, 193-201.
- Beramendi-Orosco, L, E., M, L, Rodríguez-Estrada., O, Morton-Bermea., F, M, Romero., G, González-Hernández., E, Hernández-Alvarez., 2013.** Correlations between metals in tree-rings of *Prosopis juliflora* as indicators of sources of heavy metal contamination, *Applied Geochemistry* 39, 78-84.
- Biondi, F., I, Galindo-Estrada., J, C, Gavilanes-Ruiz., A, Elizalde-Torres., 2003.** Tree growth response to the 1913 eruption of Volcán de Fuego de Colima, México, *Quaternary Research* 59, 293-299.
- Bitrán, B, D., 2000.** Evaluación del impacto socioeconómico de los principales desastres naturales ocurridos en la República Mexicana, durante 1999, CENAPRED, 1-194.
- Bollschweiler, M., M, Stoffel., L, Vázquez-Selem., D, Palacios., 2010.** Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl Volcano, México, *The Holocene* 20, 265-274.
- Braam, R, R., E, E, J, Weiss., P, A, Burrough., 1987.** Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology, *Catena* 14, 573-584.
- Braam, R, R., E, E, J, Weiss., P, A, Burrough., 1987.** Dendrogeomorphological analysis of mass movement a technical note on the research method, *Catena* 14, 585-589.
- Brienen, R, J, W., E, Lebrija-Trejos., M, V, Breugel., E, A, Pérez-García., F, Bongers., J, A, Meave., M, Martínez-Ramos., 2009.** The Potential of Tree Rings for the Study of Forest Succession in Southern Mexico, *Biotropica* 41, 186-195.
- Bull, W, B., 2007.** Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology, Blackwell Publishing, 1-328.

- Clerici**, A., S. Perego., C. Tellini., P. Vescovi., 2002. A procedure for landslide susceptibility zonation by the conditional analysis method, *Geomorphology* 48, 349-364.
- Cordier**, S., D, Harmand., T, Lauer., P, Voinchet., J, J, Bahain., M, Frechen., 2012. Geochronological reconstruction of the Pleistocene evolution of the Sarre valley (France and Germany) using OSL and ESR dating techniques, *Geomorphology* 165, 91-106.
- Crozier** M., T, Glade, 2010. Hazard assessment for risk analysis and risk management, 221-232, in: Alcántara-Ayala, I., A, S, Goudie., 2010. Geomorphological Hazards and Disaster Prevention, Cambridge University Press, 1-287.
- Cruz-Muñoz**, A, R., L, Rodríguez-Fernández., G, Calva-Vázquez., J, L, Ruvalcaba-Sil., 2008. Effects due to Popocatepetl Volcano eruptions on the elemental concentrations in tree growth rings, *X-Ray Spectrometry* 37, 163-168.
- Do Nascimento Pupim**, F., P, R, Bierman, M, L, Assine., D, H, Rood., A, Silva., E, R, Merino., 2015. Erosion rates and landscape evolution of the lowlands of the Upper Paraguay river basin (Brazil) from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ , *Geomorphology* 234, 151-160.
- Douglass**, A, E., 1914. A method of estimating rainfall by the growth of trees, *Bulletin of the American Geographical Society* 46, 1-16.
- Eriksson**, M, G., J, M, Olley, R, W, Payton., 2000. Soil erosion history in central Tanzania based on OSL dating of colluvial and alluvial hillslope deposits, *Geomorphology* 36, 107-128.
- Feizizadeh**, B., T, Blaschke., D, Tiede., M, H, R, Moghaddam., 2017. Evaluating fuzzy operators of an object-based image analysis for detecting landslides and their changes, *Geomorphology* 293, 240-254.
- Franco-Ramos**, O., M, Stoffel., L, Vázquez-Selem., L, Capra., 2013. Spatio-temporal reconstruction of lahars on the southern slopes of Colima Volcano, México - A dendrogeomorphic approach, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 267, 30-38.



- Franco-Ramos, O.**, 2014. Estudio dendrogeomorfológico de procesos de remoción en masa. Lahares en el Volcán de Colima y La Malinche, caída de rocas en el Cofre de Perote. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, 1-130.
- Franco-Ramos, O.**, M, Stoffel., L, Vázquez-Selem., 2016a. Tree-ring based record of intra-eruptive lahar activity: Axaltzintle Valley, Malinche Volcano, México, *Geochronometría* 43, 74-83.
- Franco-Ramos, O.**, M, Castillo., E, Muñoz-Salinas., 2016b. Using tree-ring analysis to evaluate intra-eruptive lahar activity in the Nexpayantla Gorge, Popocatepetl volcano (central Mexico), *Catena* 147, 205-215.
- Fritts, H. C.**, 1976. Tree Rings and Climate, Academic Press, 1-571.
- García-Arróliga, N.**, R, M, Cambrais., K, M, Estrada., D, B, Bitrán., 2006. Características e impacto socioeconómico de los huracanes “Stan” y “Wilma” en la República Mexicana en el 2005, CENAPRED, 1-322.
- Guzzetti, F.**, P, Reichenbach., M, Cardinali., F, Ardizzone., M, Galli., 2003. The impact of landslides in the Umbria region, central Italy, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 469-486.
- Hervás, J.**, M, Van Den Eeckhaut., G, Legorreta., A, Trigila., 2013. Landslide Inventory and Susceptibility and Hazard Zoning, 1-2, en: Margottini, C., P, Canuti., K, Sassa., 2013. *Landslide Science and Practice: Vol. 1 Landslide Inventory and Susceptibility and Hazard Zoning*, Springer, 1-607.
- Lugo-Hubp, J.**, J, J, Zamorano-Orozco., L, Capra., M, Inbar., I, Alcántara-Ayala., 2005. Los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999: Causa y efectos, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22, 212-228.
- Michels, V.**, T., J, R, Vidal-Romaní., D, Fernández-Mosquera., 2011. Dataciones con isótopos cosmogénicos (10Be): El “LGM” (Last Glacial Maximum) y “The Last Termination” en los valles del Gran Valira y La Valira del Nord (Principado de Andorra, Pirineos Orientales), Reunión Nacional del Cuaternario Andorra 2011, 19-23.

- Nicolussi, K., C, Spötl., A, Thurner., P, J, Reimer., 2015.** Precise radiocarbon dating of the giant Kofels landslide (Eastern Alps, Austria), *Geomorphology* 243, 87-91.
- Phipps, R, L., 1985.** Collecting, preparing, crossdating, and measuring tree increment cores, United States Geological Survey, 1-55.
- Sheppard, P, R., M, H, Ort., K, C, Anderson., M, D, Elson., L, Vázquez-Selem., A, W, Clemens., N, C, Little., R, J, Speakman., 2008.** Multiple dendrochronological signals indicate the eruption of Parícutin Volcano, Michoacán, México, *Tree-Ring Research* 64, 97-108.
- Shroder, J, F, Jr., 1978.** Dendrogeomorphological Analysis of Mass Movement on Table Cliffs Plateau, Utah, *Quaternary research* 9, 168-185.
- Shroder, J, F, Jr., 1980.** Dendrogeomorphology: Review and new techniques of tree-ring dating, *Progress in Physical Geography* 4, 161-188.
- Speer, J, H., 2010.** Fundamentals of Tree-Ring Research, 1-521.
- Stoffel, M., M, Bollschweiler., 2008.** Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 187-202.
- Stoffel, M., M, Bollschweiler, 2009.** What Tree Rings Can Tell About Earth-Surface Processes: Teaching the Principles of Dendrogeomorphology, *Geography Compass* 3, 1013-1037.
- Stoffel, M., M, Bollschweiler., L, Vázquez-Selem., O, Franco-Ramos., D, Palacios., 2011.** Dendrogeomorphic dating of rockfalls on low-latitude, high-elevation slopes: Rodadero, Iztaccíhuatl volcano, Mexico, *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1209-1217.
- Stoffel, M., C, Corona., 2014.** Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees, *Tree-Ring Research* 70, 3-20.
- Stokes, M, A., T, L, Smiley., 1968.** An Introduction to tree-ring dating, The University of Arizona Press, 1-73.
- Timilsina, M., N, P, Bhandary., R, K, Dahal., R, Yatabe., 2014.** Distribution probability of large-scale landslides in central Nepal, *Geomorphology* 226, 236-248.

**Unkel, I., D, Ehret., J, Rohn., 2013.** Recurrence analysis of the mass movement activity at Stambach (Austria) based on radiocarbon dating, *Geomorphology* 190, 103-111.

**Villanueva-Díaz, J., L, Vázquez-Selem., A, Gómez-Guerrero., J, Cerano-Paredes., N, A, Aguirre-González., O, Franco-Ramos., 2016.** Potencial dendrocronológico de *Juniperus monticola* Martínez en el Monte Tláloc, México, *Revista Firotec* 39, 175-185.

## Capítulo 1. Marco teórico

### 1.1. La dendrocronología

La palabra dendrocronología deriva de los vocablos “dendro”, árbol; “cronos” tiempo y “logos”, estudio; el objetivo primordial de esta ciencia, es determinar la relación entre el crecimiento de los anillos de los árboles y diversos procesos ambientales e históricos (Speer, 2010). Su estudio inicia formalmente a principios del siglo XX con el astrónomo Andrew Ellicott Douglass, fundador del Laboratorio de Investigación de los Anillos de Árboles en la Universidad de Arizona.

Adicionalmente se han desarrollado diversas sub-ramas que conservan el prefijo “*dendro*” más el nombre de la disciplina científica como: dendroclimatología, dendrogeomorfología, dendroquímica, dendrohidrología, entre otras. De acuerdo con Fritts (1976), Stokes y Smiley (1968), Speer (2010) y Villanueva-Díaz *et al.* (2004) en la dendrocronología existen algunos conceptos y principios los cuales se expresan en el siguiente apartado.

#### *El uniformismo*

El principio de la “uniformidad en el orden de la naturaleza” fue originalmente propuesto por James Hutton en 1785, el cual desde el punto de vista de la dendrocronología implica que los procesos físicos y biológicos que en la actualidad determinan el crecimiento de los árboles, son los mismos que han operado en el pasado. Esto no implica que las frecuencias e intensidades del clima del presente sean las mismas que en el tiempo lejano, sino que las mismas condiciones limitantes afectaron los mismos tipos de procesos de la misma manera en el pasado que en el presente (Fritts, 1976 y Speer, 2010).

### *Factores limitantes*

Este principio parte del hecho de que si bien existe un conjunto de factores que intervienen en el desarrollo de un árbol, también suelen operar algunos que limitan el proceso de crecimiento; por ejemplo durante los periodos de lluvia, los anillos de un árbol incrementarán su grosor hasta que se vean limitados por la escasez de humedad, por la competencia entre individuos por los recursos del sustrato, la radiación solar, o alguna otra condición. Este principio es importante, ya que es indispensable que exista heterogeneidad a lo largo de las series de crecimiento de cada individuo para poder correlacionarlos y validar el fechado, así los anillos de menor anchura podrán aportar datos sobre las condiciones limitantes que operaron en el pasado. De esta manera el éxito en el proceso de fechado (*cross dating*) estará en función de la calidad y cantidad de anillos de crecimiento co-variando en un sitio específico (Fritts, 1976; Stokes y Smiley, 1968; Speer, 2010).

### *Amplitud ecológica*

El concepto de amplitud ecológica se refiere a los rangos de hábitat en que las especies se restringen, ya que entre mayor sea la tolerancia o rango en algún factor (clima, relieve, suelos etc.) estos crecerán en una amplia gama de ambientes; sin embargo, también hay que tomar en cuenta la localización de la especie con respecto a su centro de distribución geográfica, ya que entre más se aleje la especie de su centro, habrá mayores probabilidades de padecer por algún factor limitante como el clima y como consecuencia, tendrá mayor potencial dendrocronológico (Fritts, 1976 y Villanueva-Díaz *et al.*,2004).

### *Selección de sitio*

Para la selección del sitio de muestreo se debe tener en cuenta que el área sea representativa de las condiciones o conjunto de factores que se pretende estudiar, por tal razón la colecta de núcleos de crecimiento no se hace al azar, sino de manera

estratificada, ya que asegura que cierta población contiene la señal que se desea extraer para su análisis. Por ejemplo, para estudios de clima, será deseable seleccionar árboles en zonas donde los factores y elementos del clima suelen estresar o limitar su crecimiento como las laderas de montaña siempre y cuando no existan otros procesos importantes afectando su desarrollo (Fritts, 1976; Villanueva-Díaz *et al.*, 2004; Stokes y Smiley, 1968; Speer, 2010).

### *Sensibilidad*

El concepto de sensibilidad hace referencia a la variabilidad en el ancho de los anillos de varias series de crecimiento a causa de las limitaciones por algún factor o elemento del clima, o bien, de tipo ambiental en un sitio determinado. Por el contrario, la presencia de cierta homogeneidad en el grosor de los anillos es denominado *complacencia*. Dicho parámetro puede determinarse de manera cualitativa con la técnica denominada *skeleton plot* o hacer mediciones de ancho de anillo con una estación de alta precisión y obtener el estadístico llamado *sensibilidad media* (Fritts, 1976).

### *Repetición o replicación*

El concepto de repetición hace referencia a la toma de varias muestras del mismo árbol con el objetivo de obtener una correlación preliminar o independiente antes de trabajar el cofechado de todos los árboles, de esta manera se puede obtener la variabilidad dentro del mismo árbol, y definir la calidad del sitio. Al calcular la media de los anchos de anillo por individuo, se asegura una mejor estimación del clima, debido a que la variación en el crecimiento que se asocia con la variación climática, que es común a todos los árboles, se retiene al realizar dichos promedios, además de reducir el efecto de factores ajenos al clima que suelen marcar diferencias entre individuos y sitios. Si el clima es un factor fuertemente limitante para el crecimiento de cierto rodal de árboles, todas las muestras dentro y entre individuos mantendrán la misma relación de ancho de anillo y no habrá problema en el proceso de

cofechado, en tal caso, se podrán emplear un menor tamaño de muestra. Si el clima no es muy limitante, las variaciones en los factores del sitio, pueden generar diferencias marcadas en los tamaños de anillos entre árboles, y entonces será necesario levantar un mayor tamaño de muestra para generar una cronología fiable (Fritts, 1976; Speer, 2010).

### *Cofechado (cross dating)*

Es el principio medular en dendrocronología, ya que en su aplicación se establece un control del ancho de los anillos de crecimiento obteniendo así un patrón de correlación de todas las series de un sitio determinado. De esta manera, si se tiene suficiente covariación entre anillos de diferentes árboles para una muestra grande se puede determinar el año en que se formó cada uno de estos correctamente. Este proceso funciona bajo la premisa de que las condiciones ambientales del pasado han influenciado de la misma manera el crecimiento de un rodal de árboles en una región o sitio determinado y las fluctuaciones a través de los años producen variaciones sincrónicas en el ancho de los anillos (Fritts, 1976) (Figura 3).

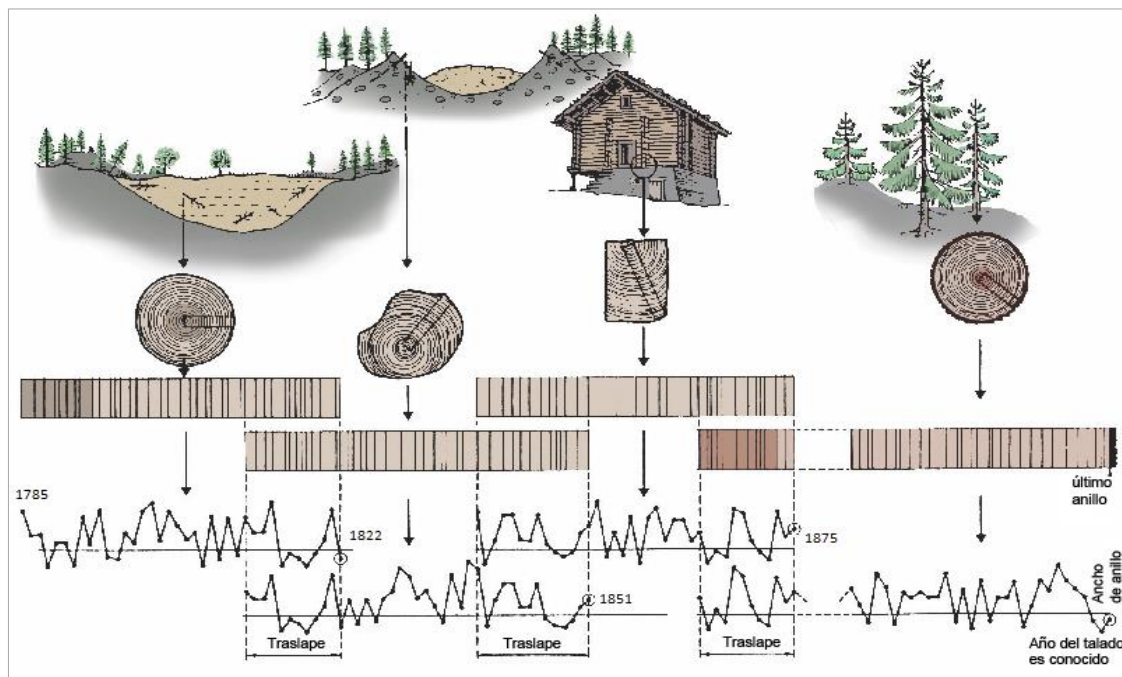


Figura 3. Principio del cofechado. Se basa en el conocimiento del año de formación del anillo más joven de un rodal de árboles. Una amplia variabilidad en el ancho de los anillos es importante, ya que permite obtener correlaciones significativas, además de la construcción de puentes cronológicos (Modificado de Schweingruber *et al.*, 2008).

## *Estandarización*

La variación en el ancho de los anillos no sólo se ve influenciada por las condiciones climáticas, sino también por el efecto de la edad, altura del árbol, así como las condiciones y productividad del sitio. En los estudios de reconstrucción climática, lo más deseable es determinar dicha variabilidad asociada a la edad y eliminarla de la medición, pues se considera ruido al analizar dicha relación. Esta corrección en el grosor de los anillos debido a la edad se conoce como normalización o estandarización y presentará una media de 1.0 y varianza relativamente constante. Los valores resultantes se denominan Índices de Ancho de Anillo (IAA) (Fritts, 1976 y Villanueva-Díaz *et al.*, 2010).

### 1. 2. El crecimiento y estructura de la madera

Las plantas leñosas presentan dos tipos de crecimiento, primario y secundario. El primario tiene relación con un meristemo apical que propicia el crecimiento vertical del árbol, mientras que el secundario está asociado con un meristemo lateral que permite la formación de células por medio de un cambium y es la causa del aumento del diámetro del tallo y de la raíz a lo largo de la vida del árbol (Esau, 1985).

La madera se compone de diversas células y tejidos formados por el cambium vascular, entre ellos, las traqueidas. La actividad en la zona cambial depende de las condiciones climáticas y ambientales a lo largo del año (Ziaco *et al.*, 2014), por ejemplo durante el otoño e invierno, en las regiones templadas, las condiciones y recursos son menos favorables, así que disminuye la actividad de crecimiento y esto genera un estado de latencia, mientras que durante la primavera y verano, ésta se incrementa y forma estructuras concéntricas denominadas anillos de crecimiento anual (Gutiérrez, 2009) (Figura 4).



La formación de anillos principalmente en gimnospermas, se ve favorecida por la marcada concentración de recursos en ciertas épocas del año, este crecimiento es rápido durante la primavera, decrece conforme pasa el verano y finalmente se detiene cuando las condiciones empeoran a principios del otoño. De esta manera, la variabilidad en la asimilación de recursos y factores ambientales, se ve reflejada en la formación de dos grupos de células o bandas conocidas como madera temprana o de primavera y madera tardía o de verano. En las coníferas, la madera temprana se compone de traqueidas grandes y de paredes delgadas, que le dan un color claro, mientras que la madera tardía, de células más pequeñas y paredes más gruesas, que le dan tonos oscuros (Ibíd).

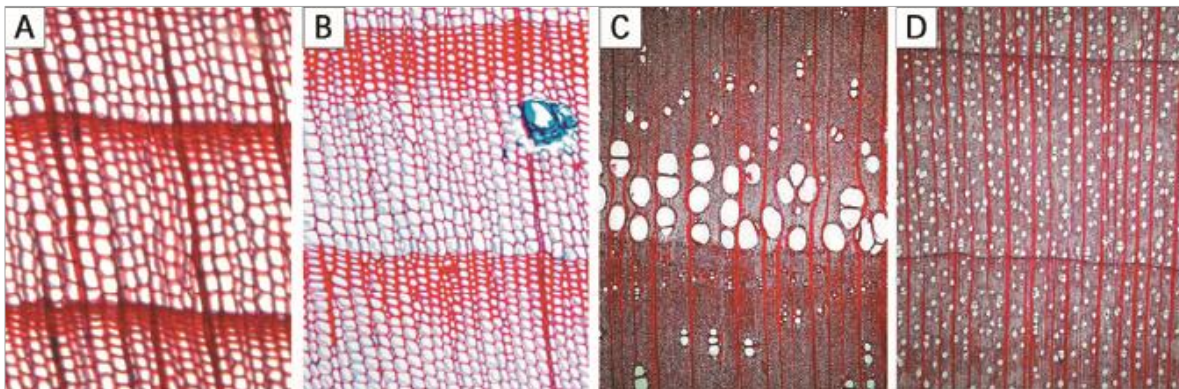


Figura 4. Micro-secciones de anillos de árboles preparados a partir de coníferas y latifoliadas. Se observan las traqueidas de la madera temprana y tardía de *Picea abies* (A) y *Pinus cembra* (B). Las latifoliadas presentan traqueidas y vasos conductores, en este caso se puede observar un anillo poroso en *Fraxinus excelsior* (C) un anillo con poros difusos en *Acer pseudoplatanus* (D). (Tomado de Stoffel y Bollschweiler, 2009).

Sin embargo, hay algunas excepciones con respecto a la formación de los anillos como: a) ausencia local de anillos, es decir donde uno o más anillos están ausentes en alguna parte del árbol; b) ausencia total de anillos, donde un árbol no produce la madera en cualquier lugar en un año específico; c) falta de anillos externos en la base del tallo, es decir donde hay ausencia de los últimos anillos de crecimiento en la parte inferior del tallo, pero que pueden estar presentes en la parte superior y d) formación de anillos falsos, que son una fuente común de errores en el análisis dendrocronológico. La ausencia local de anillos generalmente es reportada, y se debe básicamente a periodos de estrés por sequía (Stokes y Smiley, 1968). La

ausencia total, también se puede deber a periodos de altas temperaturas, condiciones de competencia entre las especies o por alguna enfermedad, para esto se deben analizar varios sectores del tallo y ramas (Novak *et al.*, 2011). La falta de anillos en la base, se debe a que los árboles crecen en condiciones suprimidas, bajo un dosel cerrado (Wilmking *et al.*, 2012) y la presencia de anillos falsos puede desencadenarse por periodos o pulsos de sequía durante la estación de crecimiento, donde el árbol estresado comienza a producir células intra-anales de madera tardía, es decir, de menor diámetro y paredes gruesas, para posteriormente volver a la producción de células más grandes y paredes finas (Copenheaver *et al.*, 2006, Speer, 2010) (Figuras 5).

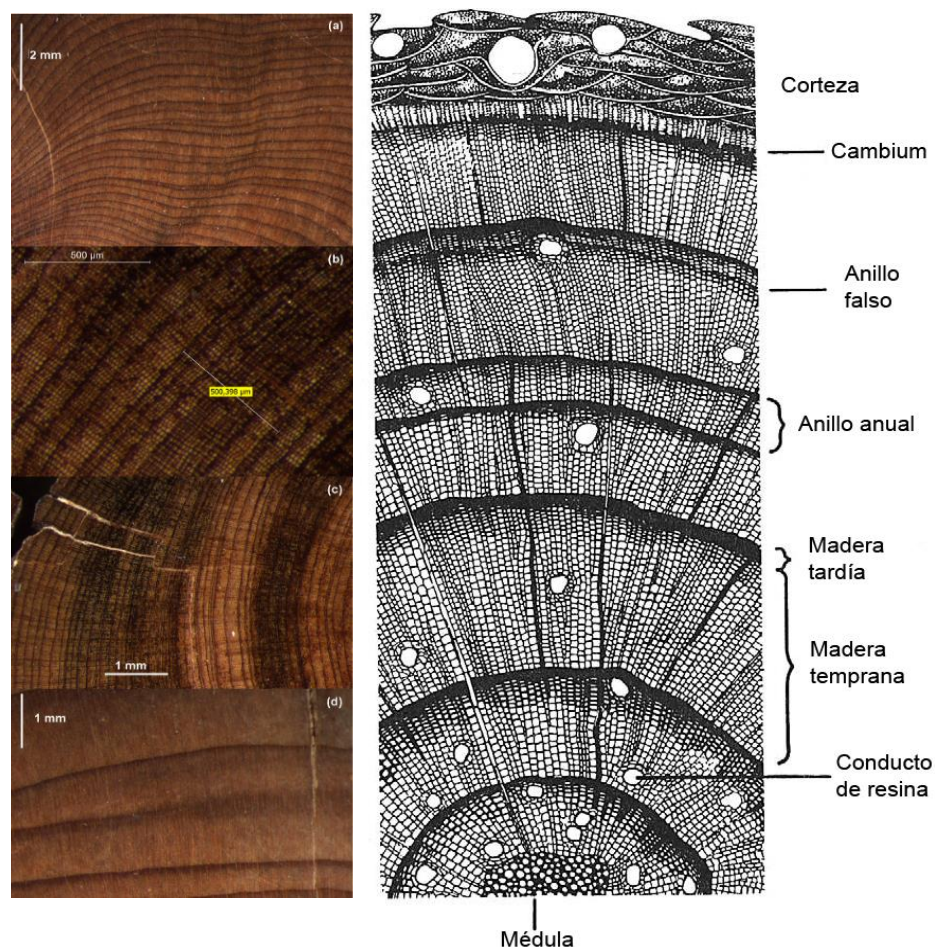


Figura 5. En la fotografía de la izquierda se muestran las anomalías anatómicas en el crecimiento de *Juniperus phoenicea*, por ejemplo a) Anillos parcialmente ausentes, b) presencia de microanillos, c) áreas oscurecidas debido a metabolitos secundarios y d) fluctuaciones de densidad intra-anual (Tomado de Mathaux *et al.*, 2016). El esquema de la derecha corresponde a una sección transversal del tallo de una conífera, donde se muestran las traqueidas, células predominantes en el Xilema. La madera temprana se compone de traqueidas grandes y de paredes delgadas, mientras que la madera tardía, de células más pequeñas y de paredes gruesas, lo que le da tonalidades oscuras (Modificado de Fritts, 1976).

### 1. 3. Dendrocronología y procesos de remoción en masa

Los anillos de los árboles con potencial dendrocronológico afectados por eventos geomorfológicos, proveen información confiable acerca del tipo de proceso, el periodo de recurrencia e intensidad con que operan en cierta área, de esta manera es posible realizar reconstrucciones espacio-temporales del peligro por deslizamientos, flujos de escombros, caídas de rocas, procesos de erosión o inundaciones (Butler, 1987). Según Shroder (1978) los principales daños que se pueden registrar en las bandas de crecimiento anual son en forma de madera de reacción, supresiones, liberaciones, callosidades, cambios morfológicos y estructurales de manera interna y externa en la madera y brotes adventicios.

Estos daños pueden ser provocados por eventos como la inclinación del tronco, cortes o decapitamiento de tallos o raíces, deterioro del tallo por escombros transportados, sepultamiento, exposición de raíces, inundaciones etc., (Wiles *et al.*, 1996) (Tabla 1).

#### *El efecto de los deslizamientos en los anillos de crecimiento*

Entre los estudios previos enfocados en los deslizamientos (Tabla 2), se puede mencionar a Shroder (1978) en la reconstrucción de patrones espacio-temporales de glaciares de roca y deslizamientos con el uso del concepto de la curva de evento-respuesta en la relación entre la precipitación y actividad de deslizamiento, que se reflejó en el patrón de crecimiento de los anillos; el trabajo de Braham *et al.* (1987), quienes además de reportar la relación entre la cantidad de lluvia y este proceso, generaron un índice de excentricidad como indicador de inestabilidad de laderas.

Stefanini (2004) analizó el desarrollo espacio-temporal de un deslizamiento complejo con base en el estudio de encinos estresados donde obtuvo respuestas como la supresión del crecimiento y cicatrices de impacto. Paolini *et al.* (2005) trabajaron el concepto de edad mínima, la cual obtuvieron por el fechamiento de

árboles que crecieron en el cuerpo del evento, de esta manera la edad del árbol más longevo en la nueva superficie, proporcionó una estimación de la edad mínima para los depósitos. Lopez-Saez *et al.* (2011, 2012, 2013) se enfocaron en la reconstrucción de la actividad de deslizamientos del pasado con base en señales de disturbio en los anillos de pinos, tales como la supresión del crecimiento, y/o la generación de madera de reacción (madera de compresión en pináceas), además de un análisis sub-anual de periodos de retorno y la probabilidad de reactivación desencadenada por factores climáticos.

Tabla 1. Factores limitantes de procesos geomorfológicos en el crecimiento de los árboles. (Tomado de Wiles *et al.*, 1996).

Proceso	Evento	Posible respuesta
Volcánico	Pérdida de fotosíntesis	Supresión
	Flujos de lava y estrés por temperatura	Supresión
	Enfriamiento atmosférico	Supresión
	Defoliación de las copas	Supresión
	Eluviación de lixiviados nocivos	Supresión y liberación
	Reducción de la aireación de los suelos, debido al sepultamiento	Supresión
	Encuentro directo con el flujo	Cicatrices
Glacial	Denudación de la superficie	Nuevo crecimiento de árboles
	Empuje directo del hielo	cicatrices
	Inundación por sedimentos glaciares	Supresión y brotes
	Estrés por temperatura	Supresión y liberación
	Avance y retroceso	Anillos ausentes
De remoción en masa	Denudación de la superficie	Nuevo crecimiento de árboles
	Inclinación	Madera de reacción
	Cortes o decapitamiento	Supresión
	Fricción de materiales con la corteza	Cicatrices
	Exposición de raíces	Supresión
	Inundación	Supresión y brotes
Sísmico	Denudación de la superficie	Nuevo crecimiento de árboles
	Cortes o decapitamiento	Supresión y anillos ausentes
	Inundación	Madera de reacción
	Cambio en el nivel freático	Supresión y liberación
	Agitación extrema del suelo	Anillos ausentes y supresión
	Rompimiento de las copas de los árboles	Supresión
Rompimiento de raíces o tallo o ramas	Supresión	

Wistuba *et al.* (2013) proponen un índice de excentricidad para el estudio de los deslizamientos tomando en cuenta series de crecimiento en dirección de la ladera, es decir pendiente arriba y pendiente abajo; por su parte Šilhán *et al.* (2013 y 2014) analizaron deslizamientos desde tres técnicas como los modelos de resistividad eléctrica, métodos dendrométricos y dendrogeomorfológicos. Recientemente Šilhán y Stoffel (2015) y Šilhán (2016), evaluaron la excentricidad con base en la fórmula propuesta por Braam *et al.* (1987) y el grado de sensibilidad a las perturbaciones

por deslizamientos en latifoliadas y pináceas con el uso de la madera de reacción (Figura 6).

Tabla 2. Datos sobre estudios previos en dendrogeomorfología, enfocados en los deslizamientos. (Tomado de Šilhán y Stoffel, 2015).

<b>Autor y año</b>	<b>Tamaño de muestra</b>	<b>Especies</b>	<b>Método empleado</b>
Astrade et al. (1998)	41	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Bégin and Filion (1988)	60	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Bollati et al. (2012)	45	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Braam et al. (1987)	56	Coníferas	Excentricidad
Burda (2010)	35	Latifoliadas	Excentricidad
Carrara and O'Neill (2003)	32	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Carrara et al. (2003)	13	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Corominas and Moya (1999)	240	No proporcionado	Madera de reacción, excentricidad
Fantucci and Sorriso-Valvo (1999)	24	Latifoliadas	Anomalías en el ancho de anillos
Fleming and Johnson (1994)	2	Coníferas	Excentricidad
Gers et al. (2001)	28	Latifoliadas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Grau et al. (2003)	22	Latifoliadas	Anomalías en el ancho de anillos
Guida et al. (2008)	54	Latifoliadas	Anomalías en el ancho de anillos, excentricidad
Ilinca and Gheuca (2011)	20	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Klimeš et al. (2009)	7	Coníferas	Excentricidad
Lopez Saez et al. (2012a)	79	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Lopez Saez et al. (2012b)	403	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Lopez Saez et al. (2013a)	759	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Lopez Saez et al. (2013b)	223	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Malik and Wistuba (2012)	42	Coníferas	Excentricidad
Pánek et al. (2011)	108	Coníferas	Madera de reacción, excentricidad
Paolini et al. (2005)	No proporcionado	Latifoliadas	Anomalías en el ancho de anillos
Shroder (1978)	220	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Stefanini (2004)	24	Latifoliadas	Anomalías en el ancho de anillos
Šilhán (2012)	73	Coníferas	Madera de reacción, excentricidad
Šilhán et al. (2012)	48	Coníferas	Madera de reacción
Šilhán et al. (2013b)	176	Coníferas	Madera de reacción, supresión de crecimiento
Šilhán et al. (2014)	274	Latifoliadas	Excentricidad
Van Den Eeckhaut et al. (2009)	33	Latifoliadas	Excentricidad
Žížala et al. (2010)	21	Latifoliadas	Excentricidad

Los efectos en los anillos de crecimiento por los flujos de escombros

Otros estudios se han enfocado en los flujos de escombros. Entre estos cabe mencionar el trabajo de Hupp *et al.* (1987) en la evaluación espacio temporal de estos procesos con base en la excentricidad del tronco, la supresión y liberación del crecimiento, la inclinación y brotes adventicios en el tronco principal y el deterioro del tallo por escombros transportados.

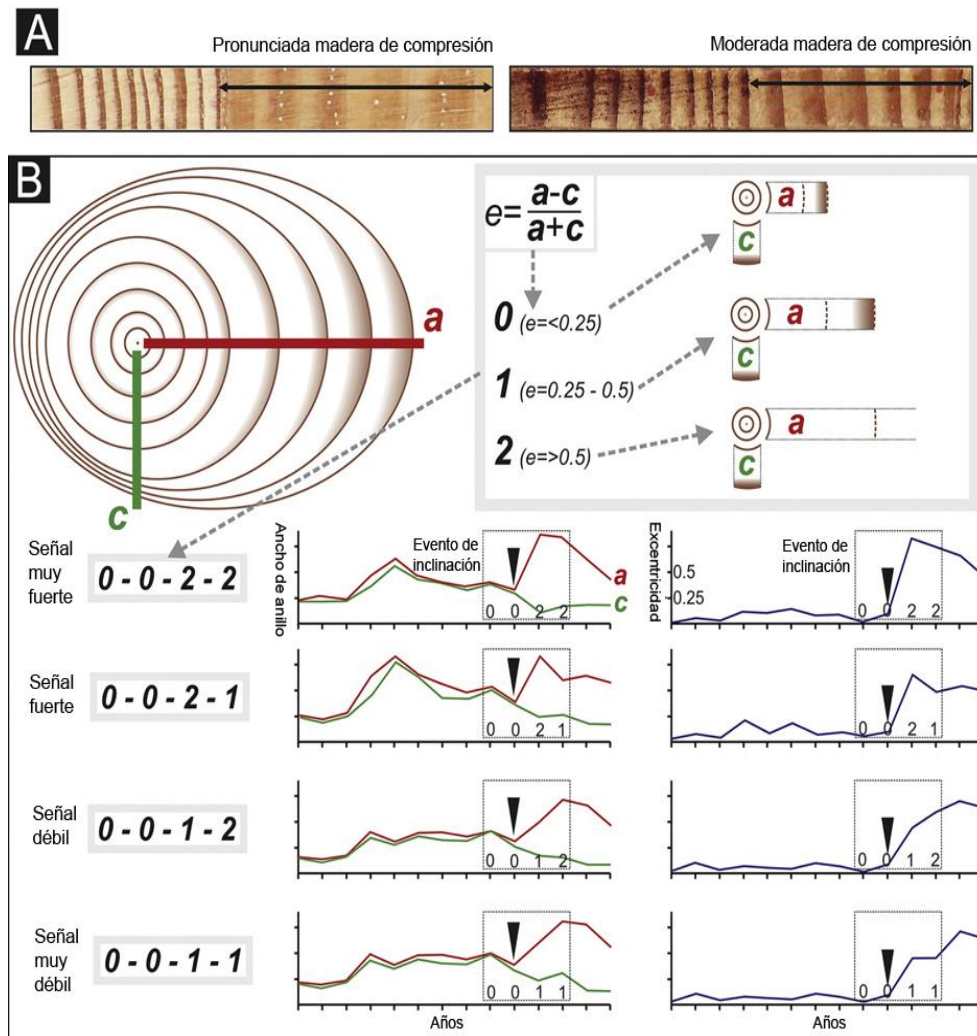


Figura 6. (A). Madera de reacción (compresión) y (B) análisis de excentricidad propuesto por Braam *et al.* (1987) empleado para determinar la actividad de deslizamiento (Modificado de Šilhán, 2016).

Bollschweiler *et al.* (2007, 2008) y Bollschweiler y Stoffel (2010) (Figura 7) reconstruyeron patrones espacio-temporales de flujos de escombros con el análisis

de filas tangenciales de conductos de resina traumáticos (TRD, por sus siglas en inglés), la generación de madera de reacción, la abrupta supresión del crecimiento ya sea por sepultamiento o exposición de las raíces, la liberación del crecimiento por eliminación de árboles vecinos, o bien, la presencia de tejidos callosos bordeando lesiones en la madera de coníferas.

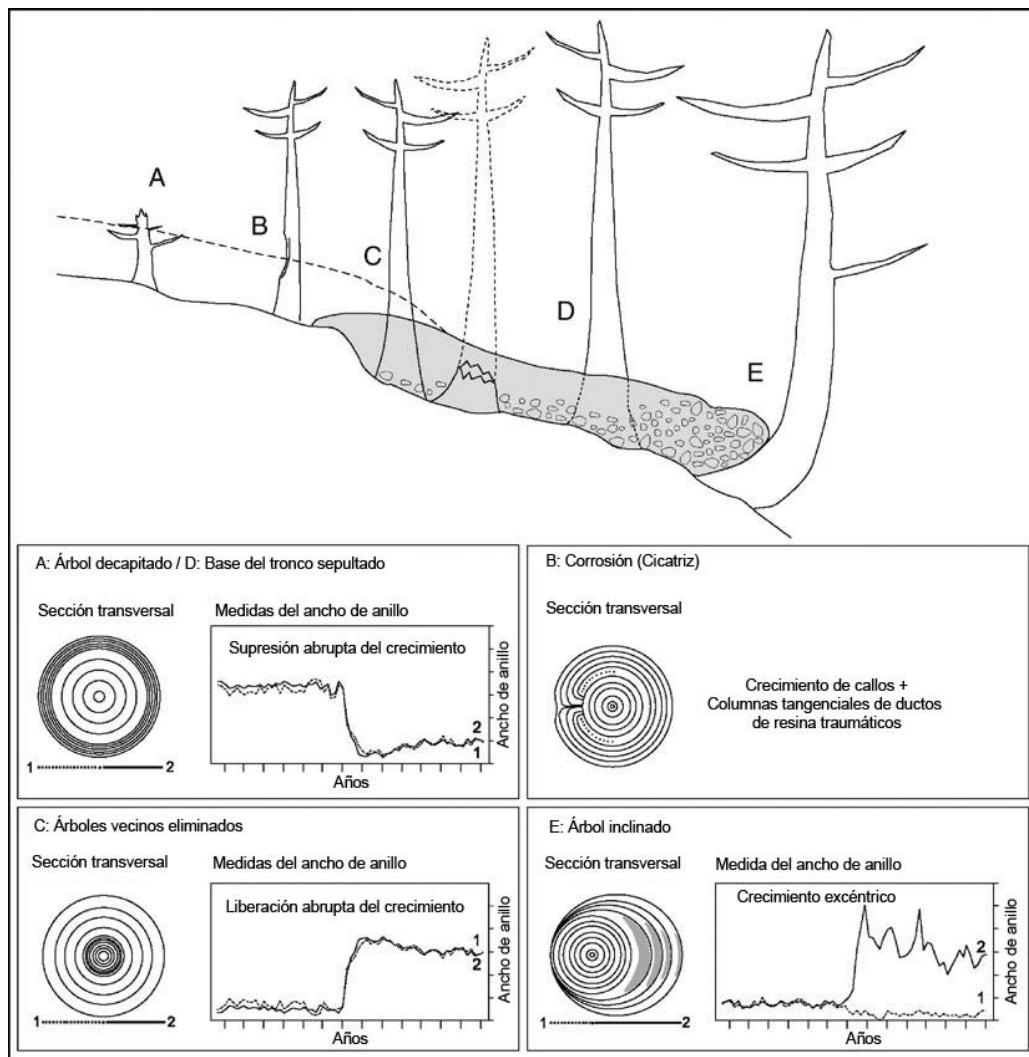


Figura 7. Reacciones de crecimiento de árboles afectados por flujos de escombros (Modificado de Bollschweiler *et al.*, 2007).

Por otro lado, Arbella *et al.* (2010) determinaron el potencial dendrogeomórfico de nueve especies de latifoliadas para la reconstrucción de flujos de escombros a escala sub-anual; Kogelnig-Mayer *et al.* (2011) realizaron un análisis comparativo de los daños causados por avalanchas de nieve y flujos de escombros con base en

la posición del disturbio de crecimiento; Procter *et al.* (2011) presentaron una reconstrucción dendrogeomorfológica regional con base en especies de pino y *Abies*, los resultados confirmaron la relación de los disturbios a la supresión y/o liberación del crecimiento (Tabla 3).

Tabla 3. Datos sobre estudios previos en dendrogeomorfología, enfocados en los flujos de escombros. Elaboración propia.

Año y autor	Tamaño de muestra	Especies	Método empleado
Hupp <i>et al.</i> (1987)	1,100 árboles	Abeto rojo de California ( <i>California red fir</i> ); roble negro de California ( <i>California black oak</i> ); encino de las barrancas ( <i>Quercus chrysolepis</i> ); abeto Douglas ( <i>Douglas fir</i> ); cedro de incienso de California ( <i>Calocedrus decurrens</i> ); pinus contorta ( <i>Lodgepole pine</i> ); pino ponderosa ( <i>Ponderosa pine</i> ); pino de azúcar ( <i>Pinus lambertiana</i> ); Juniperus occidentalis ( <i>Juniperus occidentalis</i> ); pino blanco occidental ( <i>Pinus monticola</i> ); abeto blanco ( <i>Abies concolor</i> ).	Excentricidad del tronco, supresión y liberación del crecimiento
Bollschiweiler <i>et al.</i> (2007)	401 árboles	Alerce europeo ( <i>Larix decidua</i> ); picea europea ( <i>Picea abies</i> ).	TRD; madera de reacción; supresión y liberación del crecimiento; lesiones.
Bollschiweiler y Stoffel (2007)	556 núcleos de 278 árboles	Alerce europeo ( <i>Larix decidua</i> ); pino silvestre ( <i>Pinus sylvestris</i> ).	TRD; supresión y liberación del crecimiento; madera de compresión; lesiones.
Bollschiweiler <i>et al.</i> (2008)	150 núcleos de 71 árboles	Alerce europeo ( <i>Larix decidua</i> ); picea europea ( <i>Picea abies</i> ).	TRD; madera de compresión; liberación y supresión del crecimiento; lesiones.
Arbellay <i>et al.</i> (2010)	104 núcleos, 118 cuñas y 93 secciones transversales de 154 árboles.	Aliso gris ( <i>Alnus incana</i> ); abedul de Europa ( <i>Betula pendula</i> ); abedul pubescente ( <i>Betula pubescens</i> ); álamo temblón ( <i>Populus tremula</i> ); álamo blanco ( <i>Populus alba</i> ); álamo negro ( <i>Populus nigra</i> ); álamo gris ( <i>Populus x canescens</i> ); sauce cabruno ( <i>Salix caprea</i> ); saúco negro ( <i>Sambucus nigra</i> ).	Lesiones, supresión del crecimiento, liberación del crecimiento.
Bollschiweiler y Stoffel (2010)	210 árboles	Alerce europeo ( <i>Larix decidua</i> ); picea europea ( <i>Picea abies</i> ).	TRD; lesiones; madera de reacción; liberación del crecimiento; supresión del crecimiento; crecimiento de callos.
Bollschiweiler <i>et al.</i> (2010)	140 núcleos de 62 árboles	Oyamel ( <i>Abies religiosa</i> ); ocote blanco ( <i>Pinus hartwegii</i> ); pino cahuite ( <i>Pinus ayacahuite</i> ).	Supresión del crecimiento; TDR; lesiones; madera de compresión; liberación del crecimiento.
Kogelnig-Mayer <i>et al.</i> (2011)	372 árboles	Picea europea ( <i>Picea abies</i> ).	TRD; lesiones; reducción del crecimiento; liberación del crecimiento; madera de compresión.
Procter <i>et al.</i> (2011)	442 árboles	Pino negro ( <i>Pinus mugo</i> ); picea europea ( <i>Picea abies</i> ); abeto común ( <i>Abies alba</i> ).	TRD; liberación del crecimiento; reducción del crecimiento; lesiones.
Franco-Ramos <i>et al.</i> (2013)	159 núcleos, 5 secciones transversales y 4 cuñas de 78 árboles	Ocote chino ( <i>Pinus leiophylla</i> ).	Madera de compresión, lesiones, tejidos callosos, supresión del crecimiento, liberación del crecimiento, crecimiento excéntrico.
Franco-Ramos <i>et al.</i> (2016a)	157 núcleos, 6 cuñas y 5 secciones transversales de 86 árboles	Oyamel ( <i>Abies religiosa</i> )	TRD; supresión del crecimiento; lesiones; crecimiento excéntrico; madera de compresión; liberación del crecimiento; tejidos callosos.
Franco-Ramos <i>et al.</i> (2016b)	207 núcleos y 3 secciones transversales de 100 árboles	Oyamel ( <i>Abies religiosa</i> )	TRD; supresión del crecimiento; lesiones; liberación del crecimiento; tejidos callosos.



### *La caída de rocas y los disturbios en los anillos de crecimiento*

Con relación a la caídas de rocas, se puede destacar el trabajo de Stoffel *et al.* (2005) quienes evaluaron la frecuencia y magnitud del peligro por caída de rocas en dos sectores de una zona montañosa; emplearon la comparación de dos curvas, una de referencia con árboles sin daños y otra con individuos que presentaron disturbios de crecimiento, tales como la supresión y liberación del crecimiento, madera de reacción, tejidos callosos y TRD.

Posteriormente Perret *et al.* (2006) documentaron la relación positiva entre los periodos de caída de rocas y las altas temperaturas en un talud detrítico; Schneuwly y Stoffel (2008) estudiaron la actividad por caída de rocas en una ladera boscosa con el uso de TRD, así como otros disturbios como lesiones en el tronco, supresiones, callosidades, liberación del crecimiento y madera de compresión en menor medida, en el estudio se reporta un análisis sobre la altura de impacto, así como la tasa de caída de rocas.

Stoffel (2008) destaca la importancia del empleo de TRD en estudios de caída de rocas, flujos de escombros y avalanchas de nieve en géneros como *Abies*, *Picea*, *Pinus*, y *Larix* (Figura 8); Moya *et al.* (2010) investigaron la frecuencia por caída de rocas en un talud detrítico y utilizaron especies de latifoliadas (encinos); Trappmann *et al.* (2013 y 2014) trabajaron los conceptos de *rango* y *trayectoria de impacto* para la probabilidad por caída de rocas basado en la idea de que el tamaño de muestra, el diámetro expuesto, y la media del diámetro de los bloques, determinan un rango que es cubierto por árboles en determinado año.

Los estudios de Trappmann y Stoffel (2013) y Favillier *et al.* (2015) reportaron la reconstrucción espacio-temporal por caída de rocas con base en el conteo de cicatrices en pináceas y latifoliadas, además calcularon intervalos de recurrencia definidos como el periodo de tiempo medio entre dos sucesivos eventos en un punto o árbol específico. Finalmente Morel *et al.* (2015) investigaron el efecto del tamaño

de la muestra y selección de árboles en la reconstrucción de caída de rocas (30 a 300 individuos).

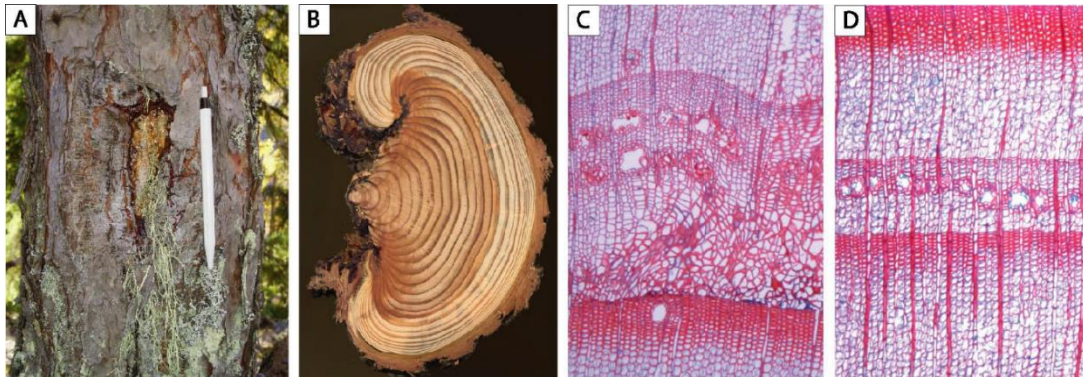


Figura 8. Daños en el alerce europeo (*Larix decidua* Mill.): lesión en el tronco por un impacto de roca (A), sección transversal con excesivo crecimiento en los bordes de la lesión (B), crecimiento desordenado o caótico de la células bordeando la lesión (C), filas tangenciales de ductos de resina traumáticos (TRD), en las proximidades de la lesión (D). Tomado de Bollschweiler, 2007.

### *Germinación (edad mínima) y datación de árboles muertos*

Cuando un evento geomorfológico como un deslizamiento, un flujo de escombros o una inundación repentina, remueve completamente la vegetación de la superficie, ésta permanecerá en estado latente hasta que se vuelven a dar las condiciones para una recolonización; en dendrogeomorfología tiene relación con el concepto de *edad mínima o de germinación* el cual ha sido trabajado por autores como Lang *et al.*, 1999; Paolini *et al.*, 2005; Corominas y Moya, 2010; Lopez-Saez *et al.*, 2011 y Šilhán *et al.*, 2012, y parte del supuesto de que la edad del árbol más longevo que crece en la nueva superficie, proporciona una idea de la edad del nuevo relieve o bien, para evaluar el tiempo mínimo que ha transcurrido desde el último evento destructivo (Stoffel y Bollschweiler, 2008; Stoffel y Corona, 2014).

Utilizar el enfoque de *edad mínima*, implica tomar en cuenta que la nueva colonización no ocurre inmediatamente después del evento de perturbación y que existe un periodo entre la disponibilidad de la nueva superficie, es decir en que las condiciones climáticas, morfo-edáficas y disponibilidad de semillas son idóneas para la potencial colonización (Shroder, 1980) y la germinación de nueva vegetación

llamado intervalo écesis. En dendroglaciología estos intervalos han sido discutidos por Koch (2009) y McCarthy y Luckman (1993) quienes reportaron que puede variar de 1 a 100 años dependiendo de la especie, el tipo de suelo, el clima y la proximidad de fuentes de semillas.

Otra visión utilizada para fechar procesos geomorfológicos es con base en la datación de árboles muertos por algún evento, en ocasiones estos suelen quedar sepultados y su análisis dependerá del estado de conservación de la madera; en este sentido se parte del supuesto de que el último anillo de formación corresponde al año en que el árbol fue muerto por algún evento súbito como un flujo de escombros, un lahar, una avalancha de nieve, o un deslizamiento (Luckman, 2000; Reardon *et al.*, 2008). En ambientes volcánicos del centro de México, entre los 3000 y 4000 msnm Muñoz-Jiménez *et al.* (2005) y Franco-Ramos (2009) estimaron un periodo écesis de 5 a 10 años, que corresponde a la re-colonización de pinos sobre relieves volcánicos recientes como terrazas laháricas y lechos de cauces.

## Referencias

- Arvellay**, E., M, Stoffel., M, Bollschweiler., 2010. Dendrogeomorphic reconstruction of past debris-flow activity using injured broad-leaved trees, *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 399-406.
- Bollschweiler**, M., M, Stoffel., M, Ehmisch., M, Monbaron., 2007. Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods, *Geomorphology* 87, 337-351.
- Bollschweiler**, M., M, Stoffel., 2007. Debris flows on forested cones – reconstruction and comparison of frequencies in two catchments in Val Ferret, Switzerland, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7, 207-218.
- Bollschweiler**, M., M, Stoffel., D, M, Schneuwly., 2008. Dynamics in debris-flow activity on a forested cone - A case study using different dendroecological approaches, *Catena* 72, 67-78.

- Bollschweiler, M., M, Stoffel., 2010.** Tree rings and debris flows: Recent developments, future directions, *Progress in Physical Geography* 34, 625-645.
- Bollschweiler, M., M, Stoffel., 2010.** Variations in debris-flow occurrence in an Alpine catchment - A reconstruction based on tree rings, *Global and Planetary Change* 73, 186-192.
- Bollschweiler, M., M, Stoffel., L, Vázquez-Selem., D, Palacios., 2010.** Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl volcano, Mexico, *The Holocene* 20, 265-274.
- Braam, R, R., E, E, J, Weiss., P, A, Burrough., 1987.** Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology, *Catena* 14, 573-584.
- Braam, R, R., E, E, J, Weiss., P, A, Burrough., 1987.** Dendrogeomorphological analysis of mass movement a technical note on the research method, *Catena* 14, 585-589.
- Butler, D, R., 1987.** Teaching general principles and applications of dendrogeomorphology, *Journal of Geological Education* 35, 64-70.
- Copenheaver, C, A., E, A, Pokorski., J, E, Currie., M, D, Abrams., 2006.** Causation of false ring formation in *Pinus banksiana*: A comparison of age, canopy class, climate and growth rate, *Forest Ecology and Management* 236, 348-355.
- Corominas, J., J, Moya., 2010.** Contribution of dendrochronology to the determination of magnitude-frequency relationships for landslides, *Geomorphology* 124, 137-149.
- Esau, K., 1985.** Anatomía Vegetal, Ediciones Omega, 1-776.
- Favillier, A., J, L, Saez., C, Corona., D, Trappmann., D, Toe., M, Stoffel., G, Rovéra., F, Berger., 2015.** Potential of two submontane broadleaved species (*Acer opalus*, *Quercus pubescens*) to reveal spatiotemporal patterns of rockfall activity, *Geomorphology* 246, 35-47.
- Franco-Ramos, O., 2009.** Procesos morfodinámicos en la vertiente norte del volcán Popocatepetl, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 1-144.

- Franco-Ramos**, O., M, Stoffel., L, Vázquez-Selem., L, Capra., 2013. Spatio-temporal reconstruction of lahars on the southern slopes of Colima Volcano, México - A dendrogeomorphic approach, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 267, 30-38.
- Franco-Ramos**, O., M, Stoffel., L, Vázquez-Selem., 2016a. Tree-ring based record of intra-eruptive lahar activity: Axaltzintle Valley, Malinche Volcano, México, *Geochronometría* 43, 74-83.
- Franco-Ramos**, O., M, Castillo., E, Muñoz-Salinas., 2016b. Using tree-ring analysis to evaluate intra-eruptive lahar activity in the Nexpayantla Gorge, Popocatepetl volcano (central Mexico), *Catena* 147, 205-215.
- Fritts**, H, C., 1976. Tree Rings and Climate, Academic Press, 1-571.
- Gutiérrez**, E., 2009. La dendrocronología: métodos y aplicaciones, Monografies del CASC. Generalitat de Catalunya, 309-322.
- Hupp**, C, R., W, R, Osterkamp., J, L, Thornton., 1987. Dendrogeomorphic Evidence and Dating of Recent Debris Flows on Mount Shasta, Northern California, United States Geological Survey, 1-45.
- 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., M, Stoffel., M, Bollschweiler., J, Hübl., F, Rudolf-Miklaus., 2011. Possibilities and Limitations of Dendrogeomorphic Time-Series Reconstructions On Sites Influenced by Debris Flows and Frequent Snow Avalanche Activity, Arctic, *Antarctic, and Alpine Research* 43, 649-658.
- Lang**, A., J, Moya., J, Corominas., L, Schrott., R, Dikau., 1999. Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements, *Geomorphology* 30, 33-52.
- Lopez Saez**, J., C, Corona., M, Stoffel., L, Astrade., F, Berger., J, P, Malet., 2011. Dendrogeomorphic reconstruction of past landslide reactivation with seasonal precision: the Bois Noir landslide, southeast French Alps, *Landslides*, Springer, 1-15.

- Lopez-Saez, J., C, Corona., M, Stoffel., P, Schoeneich., F, Berger., 2012.** Probability maps of landslide reactivation derived from tree-ring records: Pra Bellon landslide, southern French Alps, *Geomorphology* 138, 189-202.
- Lopez-Saez, J., C, Corona., M, Stoffel., F, Berger., 2013.** High-resolution fingerprints of past landsliding and spatially explicit, probabilistic assessment of future reactivations: Aiguettes landslide, Southeastern French Alps, *Tectonophysics* 602, 355-369.
- Luckman, B, H., 2000.** The Little Ice Age in the Canadian Rockies, *Geomorphology* 32, 357-384.
- Mathaux, C., J, P, Mandin., C, Oberlin., J, L, Edouard., T, Gauquelin., F, Guibal., 2016.** Ancient juniper trees growing on cliffs: toward a long Mediterranean tree-ring chronology, *Dendrochronologia* 37, 79-88.
- McCarthy, D, P., B, H, Luckman., 1993.** Estimating Ecesis for Tree-Ring dating of moraines: A comparative study from the Canadian Cordillera, *Arctic and Alpine Research* 25, 63-68.
- Morel, P., D, Trappmann., C, Corona., M, Stoffel., 2015.** Defining sample size and sampling strategy for dendrogeomorphic rockfall reconstructions, *Geomorphology* 236, 79-89.
- Moya, J., J, Corominas., J, P, Arcas., C, Baeza., 2010.** Tree-ring based assessment of rockfall frequency on talus slopes at Solà d'Andorra, Eastern Pyrenees, *Geomorphology* 118, 393-408.
- Muñoz-Jiménez, J., K, Rangel-Ríos., A, García-Romero., 2005.** Plant colonization of recent deposits on Popocatepetl volcano, Mexico, *Physical Geography* 26, 192-215.
- Novak, K., M, De Luis., K, Cufar., J, Raventós., 2011.** Frequency and variability of missing tree rings along the stems of *Pinus halepensis* and *Pinus pinea* from a semiarid site in SE Spain, *Journal of Arid Environments* 75, 494-498.
- Paolini, L., R, Villalba., H, R, Grau., 2005.** Precipitation variability and landslide occurrence in a subtropical mountain ecosystem of NW Argentina, *Dendrochronologia* 22, 175-180.

- Perret, S., M, Stoffel., H, Kienholz., 2006.** Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps - A dendrogeomorphological case study, *Geomorphology* 74, 219-231.
- Procter, E., M, Bollschweiler., M, Stoffel., M, Neumann., 2011.** A regional reconstruction of debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps, Austria, *Geomorphology* 132, 41-50.
- Reardon, B, A., G, T, Pederson., C, J, Caruso., D, B, Fagre., 2008.** Spatial Reconstructions and Comparisons of Historic Snow Avalanche Frequency and Extent Using Tree Rings in Glacier National Park, Montana, U.S.A., *Arctic and Alpine Research* 40, 148-160.
- Schneuwly, D, M., M, Stoffel., M, Bollschweiler., 2008.** Formation and spread of callus tissue and tangential rows of resin ducts in *Larix decidua* and *Picea abies* following rockfall impacts, *Tree Physiology* 29, 281-289.
- Schweingruber, F, H., A, Börner., E, D, Schulze., 2008.** Atlas of Woody Plant Stems Evolution, Structure, and Environmental Modifications, Springer, 1-231.
- Shroder, J, F, Jr., 1978.** Dendrogeomorphological Analysis of Mass Movement on Table Cliffs Plateau, Utah, *Quaternary research* 9, 168-185.
- Shroder, J, F, Jr., 1980.** Dendrogeomorphology: Review and new techniques of tree-ring dating, *Progress in Physical Geography* 4, 161-188.
- Šilhán, K., T, Pánek., J, Hradecký., 2012.** Tree-ring analysis in the reconstruction of slope instabilities associated with earthquakes and precipitation (the Crimean Mountains, Ukraine), *Geomorphology* 173-174, 174-184.
- Šilhán, K., T, Pánek., R, Dušek., D, Havlů., R, Brázdil., L, Kašičková., J, Hradecký., 2013.** The dating of bedrock landslide reactivations using dendrogeomorphic techniques: The Mazák landslide, Outer Western Carpathians (Czech Republic), *Catena* 104, 1-13.
- Šilhán, K., T, Pánek., O, Turský., R, Brázdil., J, Klimeš., L, Kašičková., 2014.** Spatio-temporal patterns of recurrent slope instabilities affecting undercut slopes in flysch: A dendrogeomorphic approach using broad-leaved trees, *Geomorphology* 213, 240-254.

- Šilhán, K., M, Stoffel., 2015.** Impacts of age-dependent tree sensitivity and dating approaches on dendrogeomorphic time series of landslides, *Geomorphology* 236, 34-43.
- Šilhán, K., 2016.** How different are the results acquired from mathematical and subjective methods in dendrogeomorphology? Insights from landslide movements, *Geomorphology* 253, 189-198.
- Speer, J, H., 2010.** Fundamentals of Tree-Ring Research, 1-521.
- Stefanini, M, C., 2004.** Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology, *Geomorphology* 63, 191-202.
- Stokes, M, A., T, L, Smiley., 1968.** An Introduction to tree-ring dating, The University of Arizona Press, 1-73.
- Stoffel, M., D, Schneuwly., M, Bollschweiler., I, Lièvre., R, Delaloye., M, Myint., M, Monbaron., 2005.** Analyzing rockfall activity (1600–2002) in a protection forest-a case study using dendrogeomorphology, *Geomorphology* 68, 224-241.
- Stoffel, M., M, Bollschweiler., 2008.** Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 187-202.
- Stoffel, M., 2008.** Dating past geomorphic processes with tangential rows of traumatic resin Ducts, *Dendrochronología* 26, 53-60.
- Stoffel, M., M, Bollschweiler., 2009.** What Tree Rings Can Tell About Earth-Surface Processes: Teaching the Principles of Dendrogeomorphology, *Geography Compass* 3/3, 1013-1037.
- Stoffel, M., C, Corona., 2014.** Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees, *Tree-Ring Research* 70, 3-20.
- Trappmann, D., C, Corona., M, Stoffel., 2013.** Rolling stones and tree rings: A state of research on dendrogeomorphic reconstructions of rockfall, *Progress in Physical Geography* 37, 701-716.
- Trappmann, D., M, Stoffel., 2013.** Counting scars on tree stems to assess rockfall hazards: A low effort approach, but how reliable?, *Geomorphology* 180-181, 180-186.



- Trappmann, D., M, Stoffel., C, Corona., 2014.** Achieving a more realistic assessment of rockfall hazards by coupling three-dimensional process models and field-based tree-ring data, *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 1866–1875.
- Villanueva-Díaz, J., J, Cerano-Paredes., D, W, Stahle., M, D, Therrel., M, K, Cleaveland., I, Sánchez-Cohen., 2004.** Elementos básicos de la dendrocronología y sus aplicaciones en México, *Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias*, Folleto Técnico 2, 37p.
- Villanueva-Díaz, J., J, Cerano-Paredes., D, W, Stahle., V, Constante-García., J, Estrada-Ávalos., 2010.** Estandarización y Desarrollo de Series Dendrocronológicas en México, *Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias*, Folleto Técnico, 55p.
- Wiles, G, C., P, E, Calkin., G, C, Jacoby., 1996.** Tree-ring analysis and Quaternary geology: Principles and recent applications, *Geomorphology* 16, 259-272.
- Wilmking, M., M, Hallinger., R, Van Bogaert., T, Kyncl., F, Babst., W, Hahne., G, P, Juday., M, De Luis., K, Novak., C, Völlm., 2012.** Continuously missing outer rings in woody plants at their distributional margins, *Dendrochronologia* 30, 213-222.
- Wistuba, M., I, Malik., H, Gärtner., P, Kojs., P, Owczarek., 2013.** Application of eccentric growth of trees as a tool for landslide analyses: The example of *Picea abies* Karst. In the Carpathian and Sudeten Mountains (Central Europe), *Catena* 111, 41-55.
- Ziaco, E., F, Biondi., S, Rossi., A, Deslauriers., 2014.** Intra-annual wood anatomical features of high-elevation conifers in the Great Basin, USA, *Dendrochronologia* 32, 303-312.

## Capítulo 2. Zona de estudio

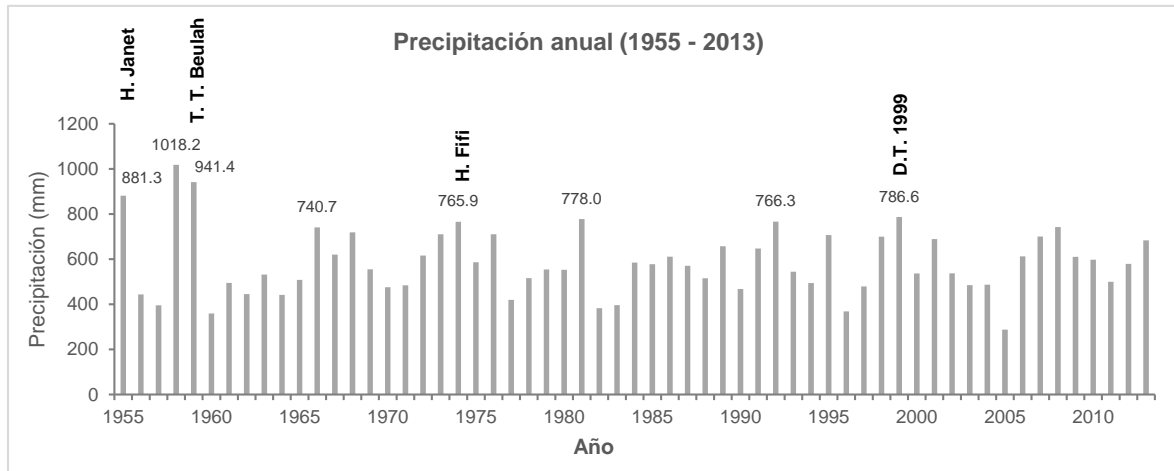
### 2.1. Aspectos generales

La zona de estudio se localiza en el estado de Puebla, en la Sierra Norte, dentro del municipio de Ixtacamaxtitlán. Sus valles albergan vegetación de transición del semiseco de las planicies de Tlaxcala y del campo volcánico de los humeros al templado en las partes elevadas de la sierra norte sobre la cuenca del río Apulco. Al sur y sureste, sobre las localidades de Minatitlán, Escuinapa, Ranchitos y Mexcaltepec, predominan remanentes de bosque de pino y oyamel, mientras que hacia el norte y noreste, sobre la cuenca del río Apulco prevalecen los bosques de pino-encino. Rumbo al occidente, sobre los cerros de Temascacatzín, Colhua, La Calavera y Zalico, flanqueando la cabecera municipal, predomina el matorral desértico rosetófilo (INEGI, 1998 y 2013).

El área pertenece a la región hidrológica 27 Tuxpan-Nautla, drenada por el río Apulco que en su desembocadura adquiere el nombre de río Tecolutla (SARH, 1981). Localmente pertenece a la cuenca de Oyamatepec según el *Fideicomiso de Riesgo Compartido* (FIRCO), con un clima seco estepario, semiseco, templado con verano cálido y régimen de precipitación de verano (BS<sub>1</sub> kw) (INEGI, 2000).

La estación climatológica Ixtacamaxtitlán (21047) con datos de 1955 al 2013 (Figura 9), mostró eventos de lluvia acumulada mayor a 200 mm mensuales como el Huracán Janet que ocurrió en septiembre de 1955 y dejó 385 mm de lluvia (Jáuregui, 2003). Otro evento similar se presentó en septiembre de 1958 con 203 mm de lluvia acumulada mensual; cabe mencionar que este año fue reportado como el más lluvioso para la región de acuerdo con la CONAGUA (2015) ya que se registró una lluvia anual de 1018 mm en dicha estación. Otro evento fue la tormenta tropical Beulah que ocurrió en junio de 1959 y generó 203 mm de precipitación en la zona. Recientemente otros fenómenos meteorológicos que provocaron meses

lluviosos fueron el huracán Fifi en septiembre de 1974 que dejó 212 mm de lluvia mensual y la depresión tropical de octubre de 1999 con 260 mm de lluvia mensual (Alcántara-Ayala, 2004) (Tabla 4).



**Figura 9.** Precipitación anual acumulada de 1955 al 2013 en la estación Ixtacamaxtitlán, Puebla. Se observan los tres años con mayor precipitación sobre la zona de estudio (1955, 1958 y 1959) y los de mediana precipitación (1966, 1974, 1981, 1992 y 1999). H: Huracán; T.T: Tormenta tropical; D.T: Depresión tropical. Elaborado con datos de CLICOM 2014.

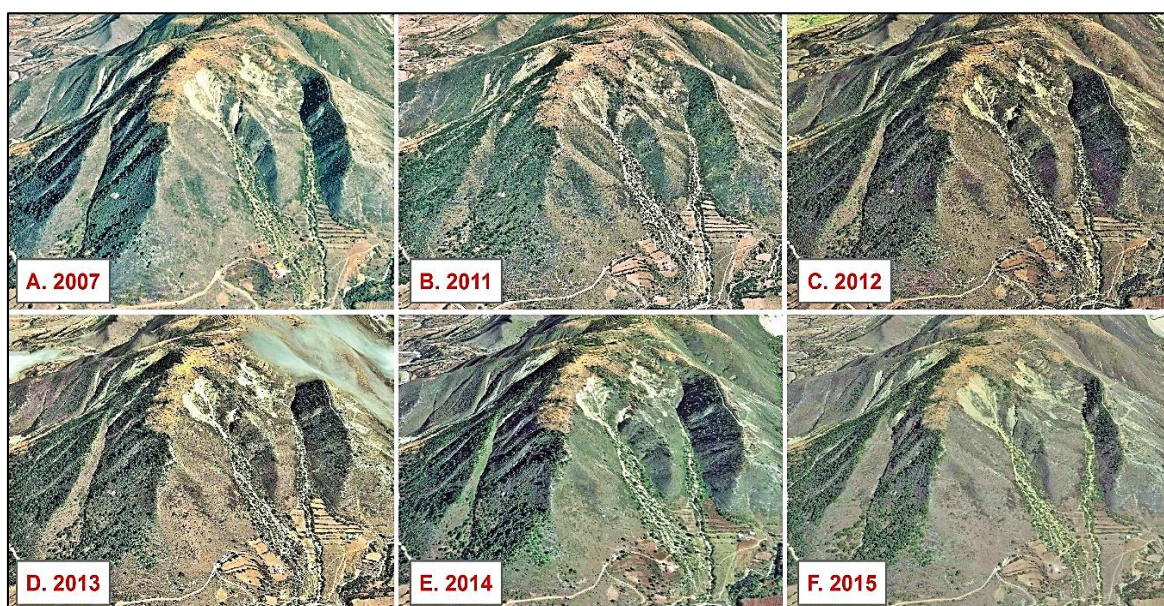
Fisiográficamente el área de estudio pertenece a la Sierra Norte de Puebla (SNP) que es una sub-provincia geológica y geomorfológica del extremo sur de la Sierra Madre Oriental (SMO) de 50 km de ancho por 100 km de largo. Limita con las provincias geológico-geomorfológicas del Eje Neovolcánico y la Planicie Costera del Golfo de México (Lugo-Hubp *et al.*, 2005) y está constituida principalmente de rocas mesozoicas plegadas, parcialmente cubiertas por rocas volcánicas del Plioceno y Cuaternario (Borja-Baeza y Alcántara-Ayala, 2010). La región se compone de topofomas como sierras, mesetas, valles, lomeríos, llanuras y cañones (Alcántara-Ayala *et al.*, 2017).

Los procesos de remoción en masa que predominan en la zona son la caída de rocas, los deslizamientos y los flujos de escombros (*debris flow* en inglés). Estos últimos están comprendidos dentro de un grupo de procesos de remoción en masa que involucran el desprendimiento de materiales de las laderas en combinación con el agua y aire que se mueven pendiente abajo en forma de un fluido al aumentar su velocidad y disminuir la resistencia al cizallamiento (Gutiérrez-Elorza, 2008).

**Tabla 4.** Eventos mensuales con precipitación acumulada mayor a 200 mm registrados en la estación “Ixtacamaxtitlán” de 1955 al 2013. Elaborado con datos de CLICOM 2014.

Año	Mes	Evento	Precipitación mensual (mm)	Precipitación anual (mm)
1955	septiembre	Huracán Janet	385	881.3
1958	septiembre		203	1018.2
1959	junio	Tormenta tropical Beulah	202.7	941.4
1968	junio		239.2	718.9
1970	junio		211	475.5
1974	julio		206	765.9
1974	septiembre	Huracán Fifi	212	765.9
1981	junio		226.6	778.0
1998	septiembre		272.5	699.5
1999	octubre	Depresión tropical	260.5	786.6
2008	junio		306	742.5
2013	septiembre		244	683.6

Los flujos de escombros se pueden clasificar con base en su contenido de agua, tipos de material, velocidad de desplazamiento y fuerza de impacto (Tabla 5) que combinado con las dificultades o niveles de incertidumbre de su potencial temporalidad los convierte en uno de los procesos de ladera más peligrosos (Hungry y Jakob, 2005). Estos procesos se pudieron apreciar en las vertientes sur y noroeste del Cerro Tenex-tepecuaco influenciados por la disposición de los materiales y asociados a mecanismos detonantes como las lluvias intensas (Figura 10).



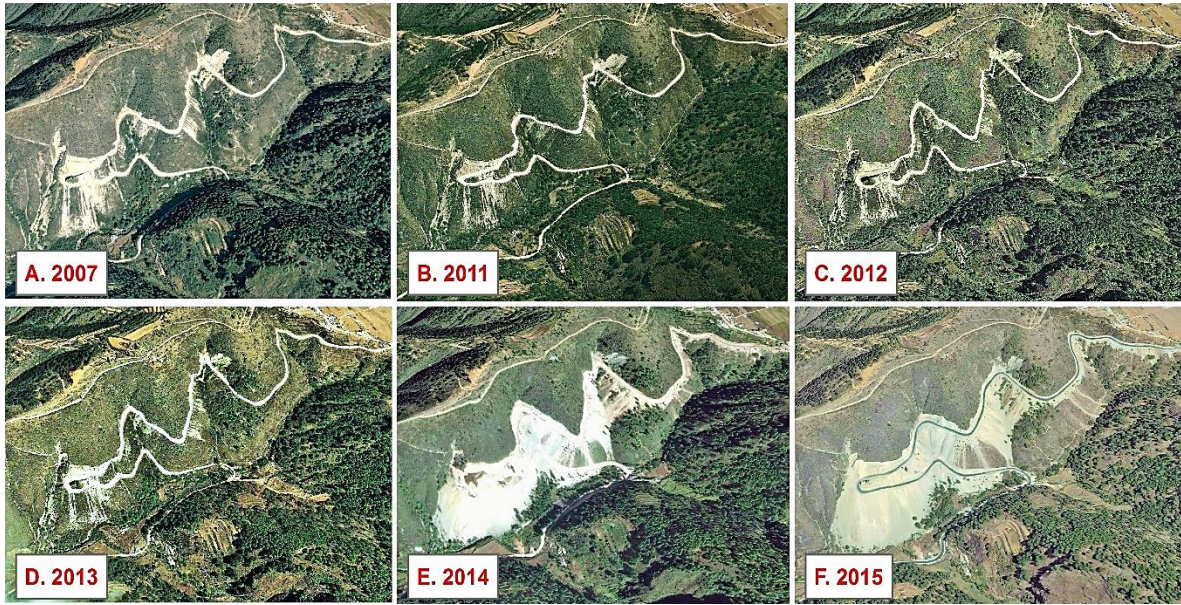
**Figura 10.** Flujos de escombros en dos cuencas contiguas de la ladera sur del Cerro Tenex-tepecuaco municipio de Ixtacamaxtitlán en la Sierra Norte de Puebla. Fuente: Google Earth.

**Tabla 5.** Clasificación de flujos con base en el tipo de material, contenido de agua, condición especial y velocidad. Modificado de Hungr y Jakob (2005).

Nombre	Material	Contenido de agua	Condición especial	Velocidad
Arena no licuada (limo, grava, escombros) flujo	Limo, arena, grava y escombros	Seco, húmedo o saturado	-Sin exceso de presión en los poros -Volumen limitado	Variado
Arena (limo, escombros, rocas) deslizamiento de flujo	Limo, arena, escombros y rocas débiles	Saturado en la superficie de ruptura	-Material licuable -Constante contenido de agua	Extremadamente rápido
Deslizamiento de un flujo de arcilla	Arcilla sensible	En o por encima del límite líquido (LL)	-Licuefacción <i>in situ</i> -Constante contenido de agua	Extremadamente rápido
Flujo de turba	Turba	Saturado	-Exceso de presión en los poros	Lento a muy rápido
Flujo de tierra	Arcilla o tierra	Cerca del límite plástico (LP)	Movimientos lentos	Menor a rápido
Flujo de escombros	Escombros	Saturado	-Canal establecido -Aumento del contenido de agua	Extremadamente rápido
Flujo de lodo	Lodo	En o por encima del límite líquido (LL)	Flujo de escombros de grano fino	Mayor a muy rápido
Inundación de escombros	Escombros	Presencia de agua libre	-Inundación	Extremadamente rápido
Avalancha de escombros	Escombros	Parcial o totalmente saturado	-Sin canal establecido -Relativamente superficial, fuente escarpada	Extremadamente rápido
Avalancha de rocas	Roca fragmentada	Varios, principalmente seco	-Roca intacta en la fuente -Gran volumen	Extremadamente rápido

El *debris flow* se define como mezcla de agua, fragmentos de roca, detritos, suelos y restos de biomasa que se desplazan ladera abajo siguiendo el curso de las corrientes y en ocasiones sobre las laderas abiertas sin confinamiento lateral (Clague, 2013) y uno de los mecanismos de origen de este flujo es el de la transformación de un deslizamiento de suelo o escombros (*soil slide* o *debris slide*) en un *debris flow* por la interacción con intensas precipitaciones en ambientes escarpados (Campbell, 1975). Las velocidades típicas que pueden alcanzar según la clasificación de Cruden y Varnes (1996) van de 3m /min a 5m /seg.

Con relación a los deslizamientos, estos se presentan hacia el oriente del Cerro Tenextepcuaco con un componente traslacional y al parecer influenciados por la construcción de carreteras y actividad tectónica (Figura 11).



**Figura 11.** Deslizamientos de tipo traslacional sobre la carretera inter-serrana Tateno – Tepexoxuca, a 1.5 kilómetros de la zona de estudio. Fuente: Google Earth.

## 2.2. Geología

El municipio de Ixtacamaxtitlán se localiza en el extremo sur de la Sierra Norte de Puebla que es una sub-provincia de la Sierra Madre Oriental, la cual está constituida principalmente de rocas calcáreas y terrígenas con intensa deformación por procesos de plegamiento y fracturación cuyo origen ha sido explicado como una antigua cuenca geosinclinal durante el Jurásico Tardío y Cretácico a la que siguió un periodo de inversión y posteriormente la Orogenia Laramide durante el Eoceno (Lugo Hubp, 1990). En la zona central de dicha sierra se puede apreciar la prevalencia de areniscas-conglomerados y lutitas-calizas del Jurásico, así como calizas del periodo Cretácico mientras que en la parte sur-suroeste suelen aflorar rocas como los basaltos y andesitas, así como las tobas y brechas volcánicas del neógeno y cuaternario (Alcántara-Ayala *et al.*, 2017).

La cronoestratigrafía de la zona de estudio comprende ocho afloramientos de rocas calcáreas y terrígenas: las formaciones: Huayacocotla, Santiago, Tamán, Pimienta, Tamaulipas Inferior, Tamaulipas Superior, Agua Nueva y San Felipe.

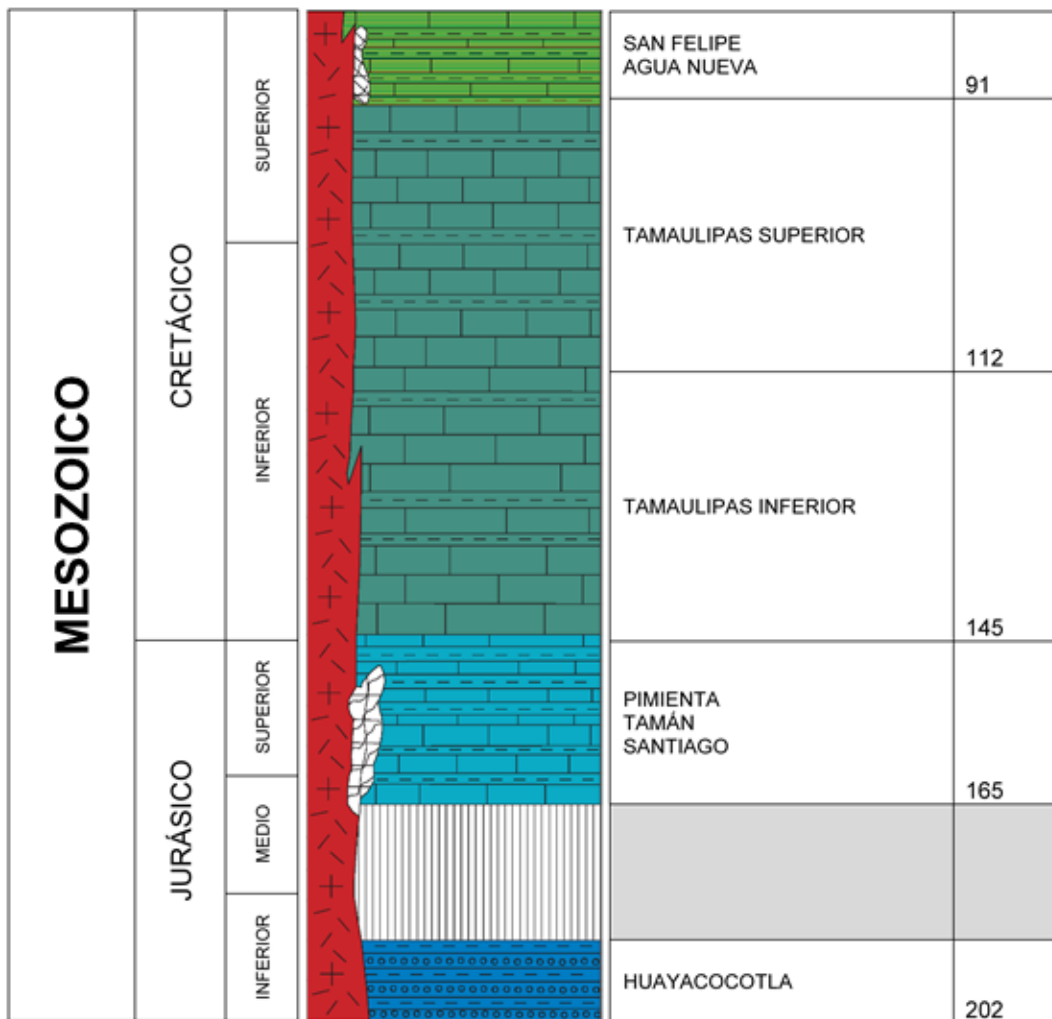
Las rocas de la *Formación Huayacocotla* (Ar-Lu) se localizan 11 km al noreste de la zona de estudio. Según Ochoa-Camarillo *et al.* (1998) y Torres y Gonzáles (2012) está constituida de arenisca, lutita y niveles calcáreos muy deformados, su edad es del Jurásico Inferior (Sinemuriano, 202 - 196.5 m.a), asignada con base en el contenido faunístico.

Las *Formaciones Santiago, Tamán y Pimienta* (Cz-Lu) son afloramientos situados a 4 km del Cerro Tenextepecuaco; Torres y Gonzáles (2012) las agruparon debido a su similitud litológica que dificulta la delimitación de contactos con precisión. La *Formación Santiago* fue definida como parte de la *Formación Tamán* llamada "*Lutita Santiago*" compuesta por lutitas calcáreas de color gris oscuro con nódulos calcáreos intercalados y afloramientos en San Luis Potosí, Hidalgo y Puebla; la edad de esta formación es del Jurásico Medio (Caloviano, 164.7 - 161.2 m.a) (Palomino y Arriaga, 2008). La *Formación Tamán* que anteriormente incluyó a la *Formación Santiago*, es decir las rocas calcáreas (Tamán) y las arcillosas (Santiago) posteriormente quedaron separadas y se restringió el nombre de *Formación Tamán* para las rocas calizas que afloran en las cercanías del poblado de Tamán, S.L.P; su edad es del Jurásico Superior (Kimmeridgiano, 155 – 150.8 m.a) (Palomino y Garza, 2008).

La *Formación Pimienta* está constituida de rocas calizas negras y/o blancas estratificadas con capas de pedernal negro, alternando con lutitas grisáceas. El ambiente de depósito corresponde a una plataforma sumergida inestable y la edad es del Jurásico Superior (Titoniano, 150.8 – 145.5 m.a) (Palomino y Arce, 2007).

La *Formación Tamaulipas Inferior* (Cz-Lu) entra en contacto con las *Formaciones Agua Nueva y San Felipe* en la zona de estudio (anticlinal Atecalan), está constituida por caliza recristalizada de estratificación delgada a mediana con nódulos y bandas de pedernal gris claro a negro, vetillas rellenas de calcita e intenso plegamiento; su edad es del Cretácico Inferior (Berriasiano al Aptiano, 145.5 – 112 m.a). La *Formación Tamaulipas Superior* (Cz-Lu) no presenta afloramientos en la zona de

estudio, sin embargo entra en contacto con las *Formaciones Agua Nueva y San Felipe* 14 km al NW de los flujos de escombros; está conformada por caliza con bandas y nódulos de pedernal negro y lutita con evidencia de elevada deformación y plegamiento; su edad es de transición del Jurásico Inferior al Superior (Albiano al Cenomaniano, 112 – 93.5 m.a) (Torres y Gonzáles, 2012) (Figura 12).



**Figura 12.** Columna cronoestratigráfica de la zona de estudio. Se observa un cuerpo intrusivo de tonalita-granodiorita, además de dos cuerpos de rocas del metamorfismo de contacto en las formaciones Santiago-Tamán-Pimienta y Agua Nueva-San Felipe. Modificado de Torres y Gonzáles, 2012.

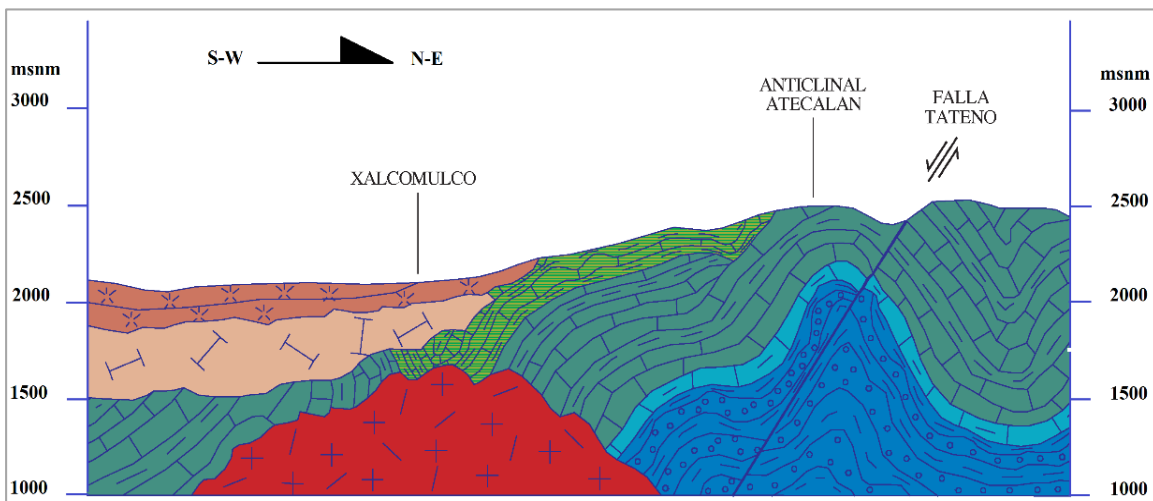
La *Formación Agua Nueva* (Lu-Ma) aflora en el Cerro Tepextepecuaco. Ésta consiste en la intercalación de lutitas laminares carbonosas y margas bentoníticas con intenso plegamiento y de coloraciones grisáceas. La unidad subyace



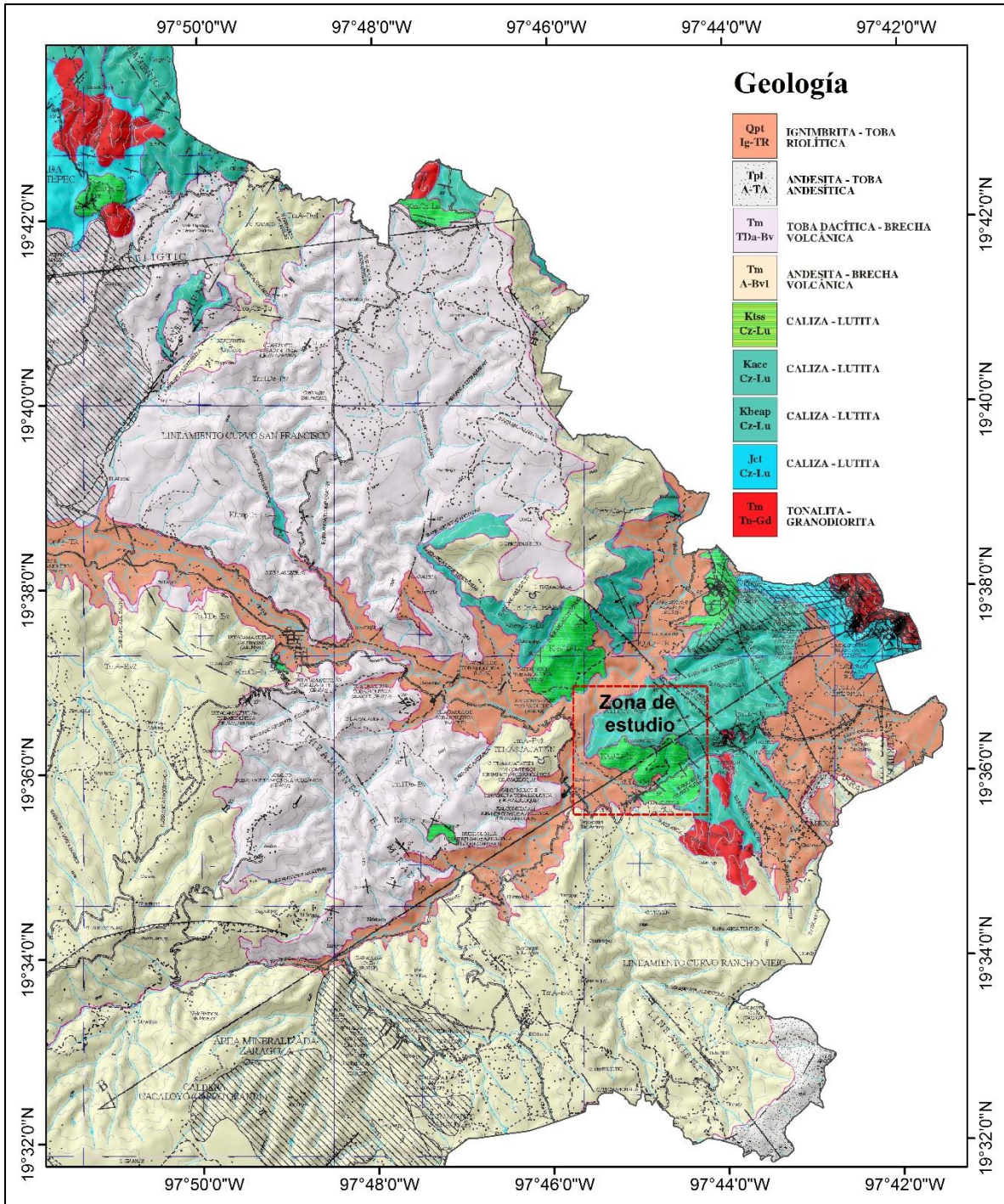
concordantemente a la *Formación San Felipe*; su edad es del Cretácico Superior (Cenomaniano superior al Turoniano, 91.0 – 89.0 m.a). La *Formación San Felipe* (Ca-Lu) también aflora en la zona de estudio; consta de una secuencia incompleta de calizas y lutitas bentoníticas laminares deformadas; su edad es del Cretácico Superior (Coniaciano al Santoniano, 89.0 – 83.0 m.a) (Carrasco *et al.*, 2000) (Figuras 13-15).



**Figura 13.** Formación San Felipe en la zona de estudio (Cerro Tenextepecuaco). Se observa una serie de calizas y lutitas plegadas correspondientes con el anticlinal Atecalan.



**Figura 14.** Perfil geológico del Cerro Tenextepecuaco. El plegamiento de las unidades sedimentarias conforman el anticlinal Atecalan y la falla normal Tateno. (Modificado de Torres y González, 2012).



**Figura 15.** Geología de la porción oriental del municipio de Ixtacamaxtitlán, Puebla. Modificado de la Carta Geológica-Minera Mexcaltepec E14-B24 escala 1:50, 000 (SGM, 2012).

## 2.3 Geomorfología

Dentro del marco geomorfológico, la zona de estudio se localiza entre cuatro principales unidades del relieve: (a) *endógeno tectónico*: montañas >600 m, plegadas, constituidas de rocas sedimentarias mesozoicas; (b) *endógeno volcánico*: montañas >600 m, constituidas de rocas volcánicas cenozoicas; (c) *endógeno volcánico acumulativo*: montañas >600 m formadas por la acumulación de tobas volcánicas cenozoicas y (d) *exógeno erosivo-acumulativo*: valles erosivo-acumulativos constituidos por rocas sedimentarias mesozoicas y rocas volcánicas cenozoicas (Lugo *et al.*, 1990).

*1. Relieve endógeno tectónico.* Laderas de montaña media con alturas relativas de 500 a 700 m constituidas de rocas sedimentarias calcáreas y terrígenas como areniscas, lutitas y calizas con intensa deformación por procesos de plegamiento y fracturación. Se pueden diferenciar ocho formaciones y las edades van del Jurásico Inferior al Cretácico Superior (196 a 83 m.a) con pendientes de 18 a 45°.

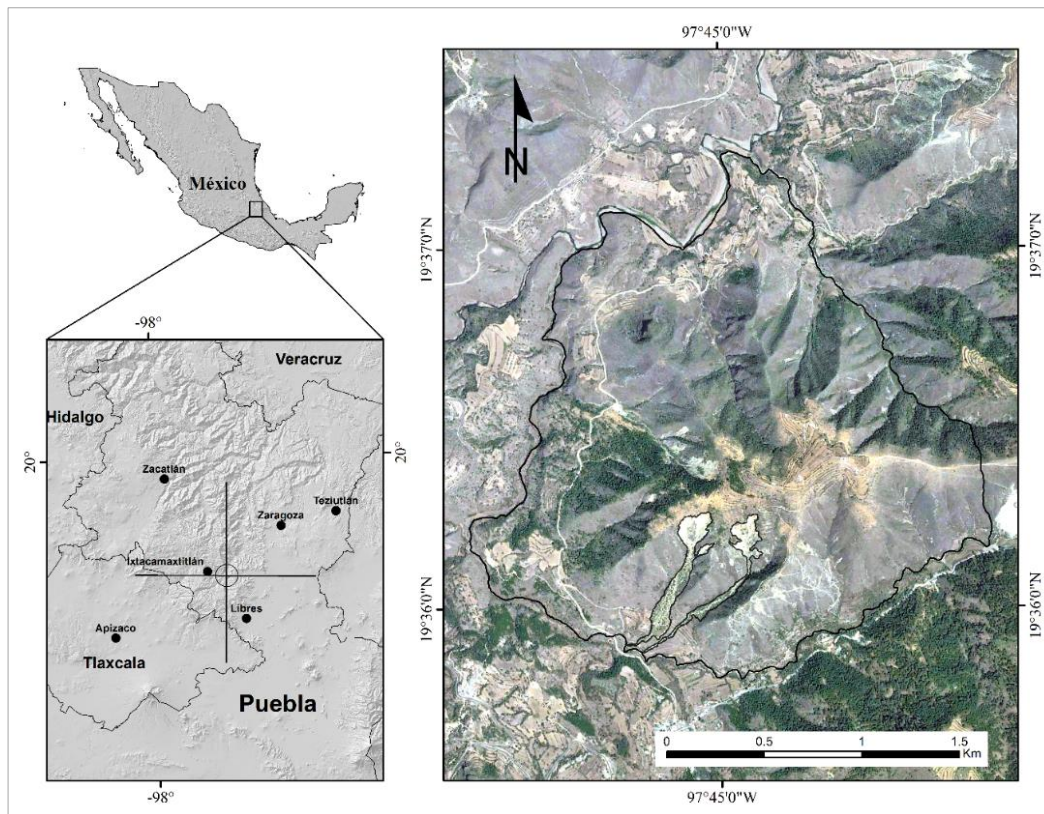
*2. Relieve endógeno volcánico.* Altiplanicies y laderas de montaña alta con alturas relativas de 800 a 1000 m constituidas de rocas volcánicas como andesitas y basaltos, además de tobas y brechas. Se puede diferenciar la *Formación andesita Cruz de León* al S-W con edades de 9 m.a (Mioceno) que comprende la Caldera Cacaloyo (Cerro Grande) y la *Andesita Teziutlán* al S-E con edades de 5 a 3.5 m.a (Plioceno) y pendientes de 0 a 18° para las altiplanicies y de 18 a 45° para las laderas de montaña.

*3. Relieve endógeno volcánico acumulativo.* Lomeríos y altiplanicies con alturas relativas de 100 a 200 m y 500 m respectivamente, además de los piedemontes marginales al cauce del Río Apulco compuestos de material tobáceo de ignimbritas y riolitas. Se reconoce como la *Ignimbrita Xáltipan* con edad de 0.46 m.a (Pleistoceno Medio) y pendientes de 0 a 18°.

4. *Exógeno erosivo-acumulativo*. Valles erosivo-acumulativos asociados al cauce del Río Apulco (2170 a 2000 msnm) compuestos de rocas calcáreas y terrígenas como areniscas, lutitas, calizas y volcánicas como andesitas, basaltos y material tobáceo de ignimbritas y riolitas con desarrollo actual (Holoceno) y pendientes de 0 a 6°.

#### 2.4. Caracterización del área de estudio

Los flujos de escombros se localizan en dos valles contiguos, (Valle Poniente, VP; Valle Oriente, VO) en el flanco sur del Cerro Tenextepecuaco, (19° 36' 32.7" N., 97° 44' 58.1" W), 7 km al este de la cabecera municipal a una altitud de 2250 msnm. El primer flujo de escombros cubre una superficie de 63, 735 m<sup>2</sup> (42, 492 m<sup>2</sup> de sus depósitos y 21, 243 m<sup>2</sup> de la zona de la cabecera), mientras que el segundo presenta un área de 39, 692 m<sup>2</sup> (20, 937 m<sup>2</sup> de sus depósitos y 18, 755 m<sup>2</sup> de la cabecera) (Figura 16).



**Figura 16.** Localización del área de estudio. Cerro Tenextepecuaco en Ixtacamaxtitlán, Puebla.

El principal flujo de escombros tiene una longitud, anchura y altura máxima de 850 m, 145 m y 300 m respectivamente; no obstante la distancia entre la parte baja, en la margen del río, y el límite superior con algún tipo de vegetación es de 650 m (Figura 17A). Los flujos están colonizados, principalmente, por *Juniperus deppeana* (sabino) y *Buddleja cordata* (tepozán), este último predomina sobre la parte noreste del valle poniente (Figura 17B). También hay comunidades del género *Fraxinus* (Fresnos) además de matorral desértico rosetófilo y especies del género agave.

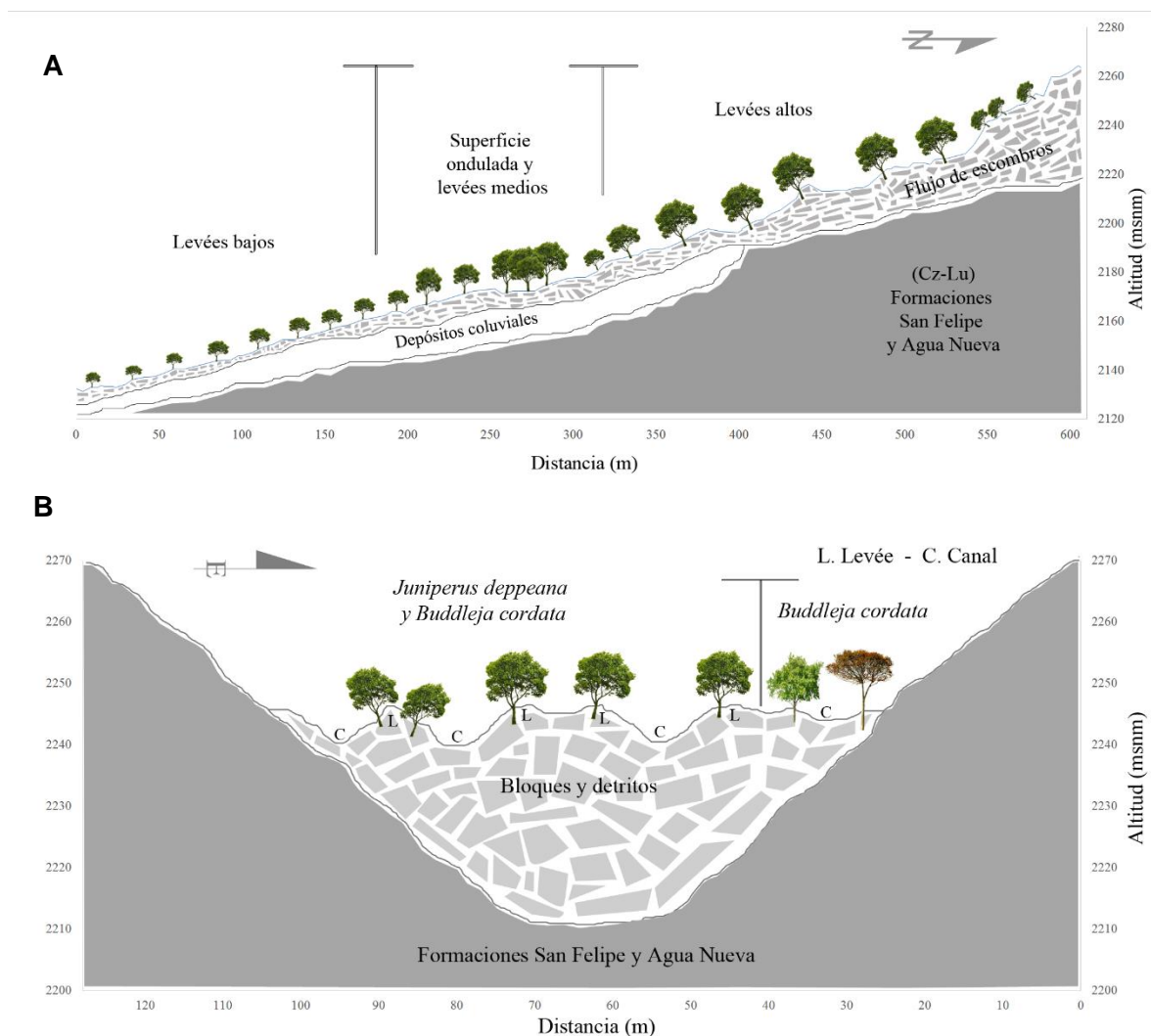


Figura 17. (A) Perfil longitudinal (sur a norte) del flujo de escombros del valle poniente (VP). (B) Perfil transversal en el VP donde se puede apreciar la distribución de la vegetación.

## Referencias

- Alcántara-Ayala, I.**, 2004. Hazard assessment of rainfall-induced landsliding in Mexico, *Geomorphology* 61, 19-40.
- Alcántara-Ayala I., R, J, Garnica-Peña., A, Coll-Hurtado., M, T, Gutiérrez de MacGregor.,** 2017. Inestabilidad de laderas en Teziutlán, Puebla. Factores inductores del riesgo de desastre, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, 223 p.
- Borja-Baeza, R, C., I, Alcántara-Ayala.,** 2010. Susceptibility to mass movement processes in the municipality of Tlatlauquitepec, Sierra Norte de Puebla, *Investigaciones Geográficas* 73, 7-21.
- Campbell, R, H.,** 1975. Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California: U.S., Geological Survey Professional Paper, 851 p.
- CONAGUA,** 2015. Reporte del Clima en México: Reporte Anual 2015, Comisión Nacional del Agua, 1-30, [<http://smn1.conagua.gob.mx/climatologia/análisis/reportes/Anual2015.pdf>: 22-11-2016].
- Clague, J, J.,** 2013, "Landslide" en Bobrowsky, P, T., (Ed), *Encyclopedia of Natural Hazards*, Springer, London, pp 594-602.
- Cruden, D, M., Varnes, D, J.,** 1996. Landslide types and processes en: Turner, A, K., R, L, Schuster., (eds), *Landslides Investigation and Mitigation (Special Report 247)*, US National Research Council, 36-75 pp.
- Gutiérrez-Elorza, M.,** 2008. Geomorfología, Pearson/Prentice Hall, Madrid, 920 p.
- Hungr, O., M, Jakob.,** 2005. Debris – flow Hazards and Related Phenomena, Springer, 795 p.
- INEGI.,** 1998. Carta topográfica E14B24 (Mexcaltepec) Escala 1: 50, 000, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- INEGI.,** 2013. Guía para la interpretación de cartografía Uso del suelo y vegetación, Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 200 p.

- INEGI.**, 2000. Base de datos geográficos: Diccionario de datos climáticos escalas 1: 250 000 y 1: 1 000 000 (vectorial), Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 0-57.
- Jáuregui**, E., 2003. Climatology of landfalling hurricanes and tropical storms in Mexico, *Atmósfera*, 193-204.
- Palomino**, L, I., B, M, R, Garza., 2008. Léxico Estratigráfico de México: Formación Tamán, Servicio Geológico Mexicano, 1-4.
- Palomino**, L, I., E, J, Arriaga., 2008. Léxico Estratigráfico de México: Formación Santiago, Servicio Geológico Mexicano, 1-4.
- Palomino**, L, I., M, P, Arce., 2007. Léxico Estratigráfico de México: Formación Pimienta, Servicio Geológico Mexicano, 1-4.
- Lugo-Hubp**, J., 1990. El Relieve de la República Mexicana, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 9, 82-111.
- Lugo Hubp**, J., C, Fernández de Arteaga., 1990. "Geomorfología 1", en García de Fuentes, A. (ed.), Atlas Nacional de México, Instituto de Geografía, UNAM, vol. III, pp. IV.6.4.
- Lugo-Hubp**, J., J, J, Zamorano-Orozco., L, Capra., M, Inbar., I, Alcántara-Ayala., 2005. Los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999: Causa y efectos, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 212-228.
- Torres**, M, A., J, F, G, Gonzales., 2012. Carta Geológico-Minera E14B24 (Mexcaltepec) Escala 1: 50, 000, Servicio Geológico Mexicano.
- Ochoa-Camarillo**, H, T., B, E, Buitrón., A, Silva-Pineda., 1998. Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del jurásico (anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 15, 57-63.
- Carrasco**, S, B., C, J, Martínez-Ramos., G, Sánchez-Bermeo., R, Chiapa-García, R, Palacios-García., 2000. Informe final de la cartografía geológico minera escala 1: 250 000, carta Monterrey clave G14-7, estados de Coahuila, Nuevo León y Zacatecas, Consejo de Recursos Minerales SECOFI, 99 p.

**SARH.**, 1981. Plano General-Región Hidrológica 27 “Tuxpan-Nautla”, Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos, [ftp.conagua.gob.mx: 01-11-2016].



## Capítulo 3. Metodología

### 3.1. Aspectos generales

La metodología para la reconstrucción espacio-temporal de disturbios en los anillos de decrecimiento de *Juniperus deppeana* asociados a procesos geomorfológicos consistió en cuatro etapas: (1) mapeo geomorfológico; (2) estrategias de muestreo en campo; (3) análisis de laboratorio; y (4) cartografía de la edad del arbolado. Se emplearon técnicas dendrocronológicas reportadas por Stokes y Smiley (1968), Phipps, (1985) y Speer (2010), así como los conceptos y criterios aportados por Alestalo (1971), Shroder (1978 y 1980), Braam *et al.* (1987) y más recientemente, Stoffel y Bollschweiler (2008 y 2009) y Stoffel y Corona (2014).

### 3.2. Mapeo geomorfológico

Se determinaron cuatro unidades geomorfológicas en los flujos de escombros del valle poniente (VP) y valle oriente (VO). El mapa derivado se realizó con base en la interpretación de una imagen de satélite GeoEye del 25 de febrero del 2015 con 0.3 m de resolución y esquemas geomorfológicos realizados en el trabajo de campo. En gabinete, los canales fluviales se identificaron con base en la combinación de patrones de suelo desnudo en las imágenes y perfiles transversales levantados con un Sistema de Posicionamiento Global (GPS), además de las observaciones en campo. Los levées se delimitaron con base en los patrones de alineación de la vegetación además de los perfiles y observaciones (Figura 18). Las superficies onduladas de acumulación y terrazas se interpretaron con base en modelos de pendiente derivados de un Modelo Digital de Elevación (MDE) a 10 m de resolución y un perfil longitudinal. La edición del mapa se realizó a escala 1: 4,000.

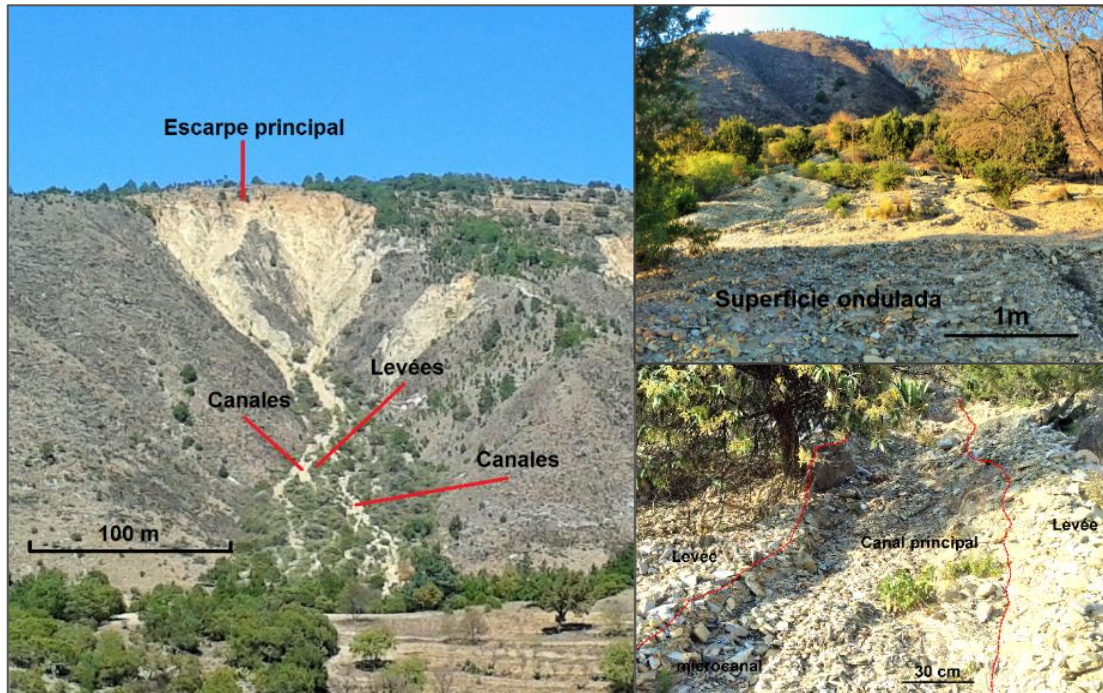


Figura 18. La incisión de los canales es más pronunciada hacia las partes elevadas del flujo de escombros, así como el sistema de levées que llegan a sepultar parcialmente a los árboles, mientras que en la parte media aparece una zona de mayor estabilidad que corresponde con una superficie ondulada de acumulación y en la parte baja algunas terrazas.

### 3.3. Estrategias de muestreo en campo

Durante esta etapa se realizaron dos visitas a la zona de estudio, la primera con el propósito de generar un reconocimiento, en esta fase se obtuvieron datos *in situ* sobre las especies arbóreas colonizando el flujo de escombros, además se realizaron recorridos longitudinales y transversales para observar daños en los troncos de árboles y se realizó el levantamiento de los perfiles con ayuda de un GPS.

La segunda fase consistió en la toma de muestras de individuos con y sin evidencia de disturbios por procesos geomorfológicos (Figura 19A). Debido a un limitado número de árboles de *Juniperus deppeana*, se barrenaron 37 individuos en los dos valles a una altura promedio de 30 cm, con un taladro *Pressler* de 16'' y 5.15 mm de diámetro interior (Figura 19B) y se tomaron datos de posicionamiento y altitud

con GPS. Durante esta etapa, con el objetivo de optimizar el esfuerzo de muestreo, se aplicaron los siguientes criterios: (a) Presencia de árboles en co-dominancia y/o árboles muy perturbados (> 1 muestra), (b) Condiciones boscosas poco favorables (1 muestra) e (c) Inspección visual *in situ* de la calidad del núcleo (1 muestra). De esta manera en 26 árboles se tomó una muestra (70%), en 7 árboles se tomaron dos muestras (20%) y en 4 árboles se tomaron de tres a cuatro muestras (10%).

En total se obtuvieron 54 núcleos, 47 para el VP y 7 para el VO; de estos, se seleccionaron 12 muestras exentas de anomalías de crecimiento para una Cronología de Referencia (CR) y 17 muestras para evaluar el peligro dendrogeomorfológico (CPRM), en esta última etapa se emplearon 9 secciones repetidas para la verificación de anomalías durante el pre-fecha, sin embargo para la CR no se empleó el *principio de replicación* ya que en la mayoría de los casos las secciones repetidas (7 núcleos) no mostraron variabilidad significativa dentro de un mismo árbol por la distancia entre la toma de la muestra. Finalmente 9 núcleos se descartaron por presentar: (a) múltiples anillos falsos; (b) anillos ausentes; (c) anillos parcialmente ausentes (en cuña) y (d), anillos difusos.

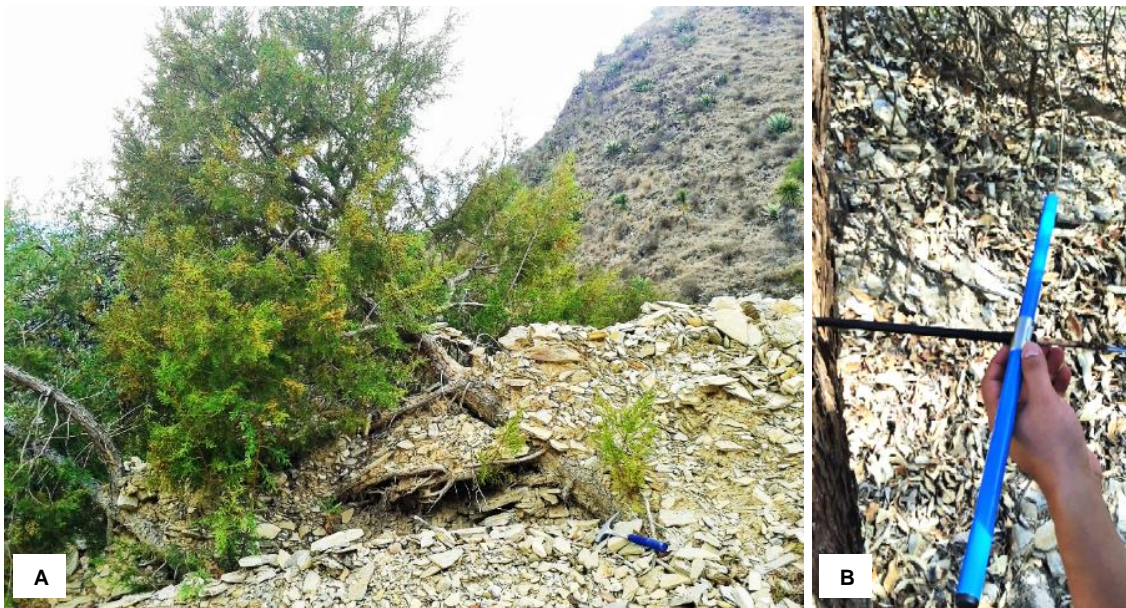


Figura 19. Fase de reconocimiento y muestreo en campo. (A) Árbol afectado por un flujo de escombros y (B) extracción de una muestra con un taladro *Pressler*.

El muestreo se realizó de sur a norte, en dirección de la pendiente, se partió de la zona baja de acumulación sobre las márgenes del río hacia la parte superior de cada valle (Figura 20). La distancia media entre sitios de muestreo fue de 26 m y se consideró la distribución de la especie, posición en el relieve y evidencia de daños. En algunos casos no se pudieron tomar muestras debido al relieve accidentado, o condiciones boscosas desfavorables. En el caso de árboles en co-dominancia se seleccionó el individuo más representativo de las condiciones geomorfológicas locales.



Figura 20. Zonas del valle poniente (VP). (A) Parte media donde se depositan algunos materiales, (B) parte superior del valle en dirección pendiente abajo y (C) parte alta dirección pendiente arriba.

En el caso de los árboles afectados por el flujo de escombros, las muestras se tomaron principalmente de los lados C y D de cada árbol, ya que por ejemplo en eventos de inclinación, se pueden observar cambios en el crecimiento debido a las presiones mecánicas de los materiales (Stoffel *et al.*, 2005) (Figura 21).

En cada sitio se tomaron datos de posicionamiento (GPS), circunferencia a una altura promedio de 0.5 m, su posición social (dominante, co-dominante, suprimido etc.), la unidad del relieve, el tipo de disturbio (impacto, raíces expuestas, decapitación, sepultamiento, inclinación etc.), un esquema y fotografías.

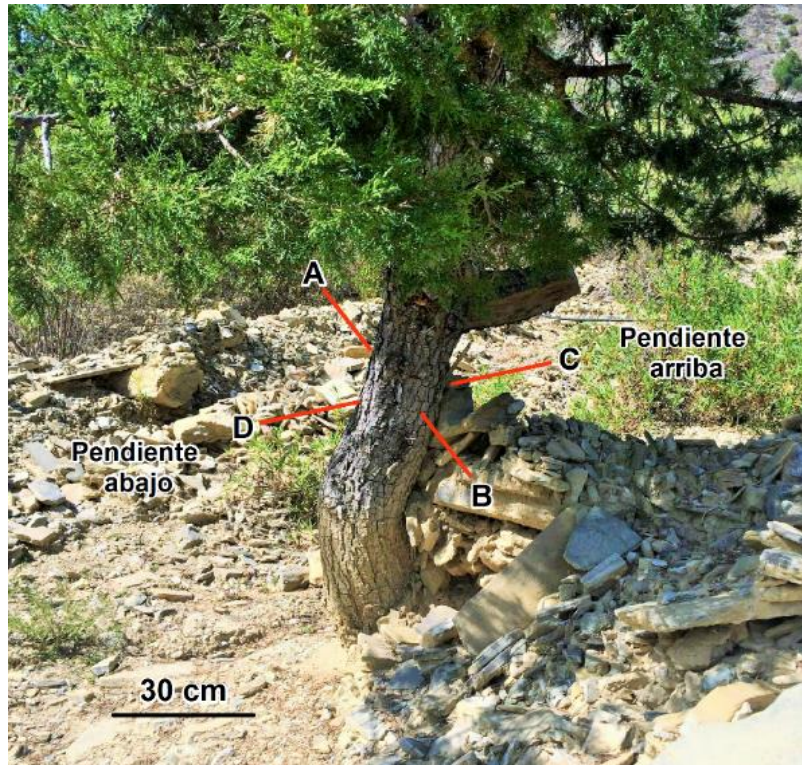


Figura 21. En la mayoría de los casos, se tomaron varias muestras de los lados C y D de cada árbol (C-D / D-C) con el objetivo de analizar los cambios en el crecimiento debido a presiones mecánicas de los materiales provenientes ladera arriba (Stoffel *et al.*, 2005).

### 3.4. Análisis de laboratorio y cartografía de la edad del arbolado

Una vez colectadas las muestras, se montaron, lijaron y fecharon mediante técnicas dendrocronológicas estándar (Stokes y Smiley, 1968; Fritts, 1976). Durante el montaje se verificó la correcta orientación vertical de las traqueidas con un microscopio portátil CARSON MM-300 de 120x. Las muestras se pulieron con lijas del 120 al 1500 con el fin de resaltar las estructuras de crecimiento. A continuación se pre-fecharon con base en una técnica denominada "Skeleton Plot" la cual consiste en determinar el año de formación de cada anillo con base en una

correlación gráfica de todas las series de crecimiento (Constante-García *et al.*, 2009), durante esta etapa se realizó el conteo de anillos con un microscopio STEREO MASTER de 60x donde se marcó un punto cada 10 años, dos puntos cada 50 años y tres puntos cada 100 años (Figura 22A).



Figura 22. (A) Montado de series de crecimiento de *Juniperus deppeana* y (B) el sistema de medición VELMEX.

Durante la etapa de medición y fechado, se empleó un sistema VELMEX que consta de un micrómetro con una precisión de 0.001 mm y una platina de fase deslizante, así como el programa de computo TSAP-Win v. 4 (Rinntech, 2016) (Figura 22B). En el programa se realizaron diversos análisis de correlación visual y estadística con el objetivo de detectar los patrones de crecimiento y determinar bajas correlaciones (Figura 23).

Se fecharon 29 árboles (25 para el VP y 4 para el VO), 12 de estos se emplearon para una Cronología de Referencia (CR) y 17 para evaluar el peligro dendrogeomorfológico. El proceso de validación contempló el uso de dos aplicaciones de la Librería de Programas Dendrocronológicos (DPL) de la Universidad de Arizona. En el programa COFECHA (Holmes, 1983), se validaron

los resultados de la medición a partir de dos estadísticos: (a) inter-correlación de las series y (b) sensibilidad media, el primero reflejó el grado de asociación de las series de crecimiento y el segundo el grado de variabilidad en el ancho de anillo como respuesta a los elementos climáticos; en ARSTAN (Cook, 1985), se generó una cronología estandarizada a partir del proceso llamado *detrending*, con el cual se eliminaron las tendencias biológicas (por crecimiento) en la variabilidad de las series obteniendo un Índice de Ancho de Anillo (IAA) con una media de 1.0 y varianza constante.

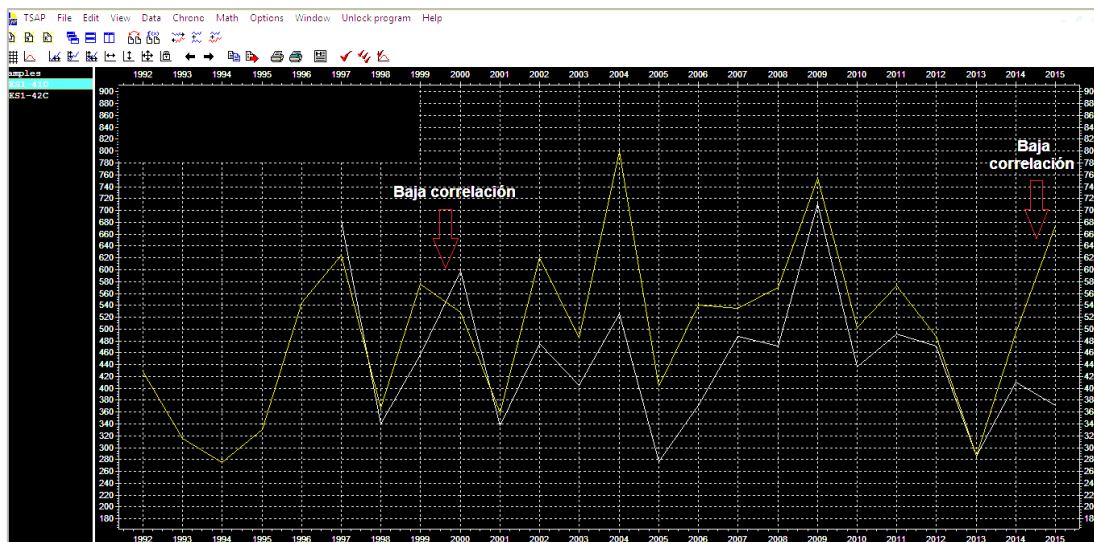


Figura 23. Gráfico de correlación en el programa TSAP-Win entre dos árboles del flujo de escombros. En general se obtuvo un coeficiente de correlación visual y estadístico bueno ( $r=0.78$ ), sin embargo, hay algunas zonas donde existe baja correlación.

En los casos de baja correlación, se identificaron anillos difusos y/o ausentes o dobles con el fin de ajustar los patrones de crecimiento. Finalmente se asignaron las edades definitivas a los dos grupos (Franco-Ramos, 2014).

Una vez asignadas las edades finales a todos los árboles, éstos se separaron por unidad geomorfológica. Los levées se separaron en levées bajos (2140 a 2160 msnm), levées medios (2160 a 2200 msnm) y levées altos (2200 a 2300 msnm); las demás unidades incluyeron las superficies onduladas de la parte media del VP y las terrazas para los dos valles. La edad del arbolado se reportó de manera general y por unidad geomorfológica, asociando los conceptos de edad mínima y estabilidad

geomorfológica a cada uno de estos. (Stoffel y Bollschweiler, 2008; Stoffel y Corona, 2014).

La siguiente fase consistió en la comparación de los resultados del fechado de *Juniperus deppeana* con otros estudios de especies del mismo género, esto incluyó los datos de inter-correlación y sensibilidad media así como reportes sobre problemas de crecimiento como anillos falsos, difusos, parcialmente ausentes etc.

Con la información obtenida del grupo de árboles con disturbios de crecimiento, se generó una base de datos georreferenciada donde se documentó la unidad geomorfológica asociada a cada valle (VP – VO), la clave del árbol, su edad, tipo de evento dendrogeomorfológico: (1) impacto por el cuerpo de un levée o por una roca, (2) sepultamiento y (3) inclinación, y las respuestas: (1) supresión y (2) excentricidad. Con base en esto se realizaron mapas de edad del arbolado y de árboles dañados por los flujos de escombros en el Sistema de Información Geográfica ArcGis 10.3.

## Referencias

- Alestalo**, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes, *Fennia* 105, 1-140.
- Braam**, R, R., E, E, J, Weiss., P, A, Burrough., 1987. Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology, *Catena* 14, 573-584.
- Braam**, R, R., E, E, J, Weiss., P, A, Burrough., 1987. Dendrogeomorphological analysis of mass movement a technical note on the research method, *Catena* 14, 585-589.
- Constante-García**, V., J, Villanueva-Díaz., J, Cerano-Paredes., J, Estrada Ávalos., 2009. Medición y calidad de fechado en anillos de árboles, *Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias*, Folleto Técnico 14, vol. 1, 47p.



- Cook**, E, R., 1985. A time-series analysis approach to tree-ring standarization. Ph. D. Dissertation. Department of Geosciences, University of Arizona, 171 p.
- Franco-Ramos**, O., 2014. Estudio dendrogeomorfológico de procesos de remoción en masa. Lahares en el Volcán de Colima y La Malinche, caída de rocas en el Cofre de Perote. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, 1-130.
- Fritts**, H, C., 1976. Tree Rings and Climate, Academic Press, 1-571.
- Holmes**, R, L., 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement , *Tree Ring Bulletin*, 43, 69-78.
- Phipps**, R, L., 1985. Collecting, preparing, crossdating, and measuring tree increment cores, United States Geological Survey, 1-55.
- Rinntech**. 2016. Technology for tree and wood analysis, [<http://www.rinntech.de/index-28703.html>: 02-12-2016].
- Shroder**, J, F, Jr., 1978. Dendrogeomorphological Analysis of Mass Movement on Table Cliffs Plateau, Utah, *Quaternary research* 9, 168-185.
- Shroder**, J, F, Jr., 1980. Dendrogeomorphology: Review and new techniques of tree-ring dating, *Progress in Physical Geography* 4, 161-188.
- Speer**, J, H., 2010. Fundamentals of Tree-Ring Research, 1-521.
- Stoffel**, M., D, Schneuwly., M, Bollschweiler., I, Lièvre., R, Delaloye., M, Myint., M, Monbaron., 2005. Analyzing rockfall activity (1600 - 2002) in a protection forest - a case study using dendrogeomorphology, *Geomorphology* 68, 224-241.
- Stoffel**, M., M, Bollschweiler., 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 187-202.
- Stoffel**, M., M, Bollschweiler, 2009. What Tree Rings Can Tell About Earth-Surface Processes: Teaching the Principles of Dendrogeomorphology, *Geography Compass* 3, 1013-1037.
- Stoffel**, M., C, Corona., 2014. Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees, *Tree-Ring Research* 70, 3-20.
- Stokes**, M, A., T, L, Smiley., 1968. An Introduction to tree-ring dating, The University of Arizona Press, 1-73.

## Capítulo 4. Resultados

### 4.1 Aspectos generales

El análisis dendrogeomorfológico se realizó en dos valles contiguos de la parte sur del Cerro Tenextepecuaco, municipio de Ixtacamaxtitlán en el Estado de Puebla. Se cartografiaron las formas del relieve de los flujos de escombros en el valle poniente (VP) y valle oriente (VO) identificando cuatro unidades geomorfológicas: a) canales, b) levées, c) superficies onduladas y d) terrazas, con el apoyo de imágenes de satélite y trabajo de campo.

El valle poniente presentó un área total de 159, 000 m<sup>2</sup> y 42, 492 m<sup>2</sup> para los depósitos de los flujos de escombros, mientras que el valle oriente 180, 000 m<sup>2</sup> y 20, 937 m<sup>2</sup> para los depósitos. Se registró una altitud mínima de 2140 msnm sobre el cauce del río principal mientras que la máxima fue de 2450 msnm sobre las dos cabeceras y escarpes principales en la cima del cerro. La altura promedio fue de 310 m.

Los flujos de escombros presentaron una composición de bloques a cantos angulosos de 0.5 a 0.1 m dispuestos en planos de estratificación con dirección S-W en las zonas próximas al escarpe principal. En la zona media-alta se observaron paquetes de cantos de calizas y lutitas de 0.3 a 0.1 m dispuestos en planos de estratificación o distribuidos de manera heterogénea, además de una menor proporción de bloques. La zona media correspondió con un área de coluviones sepultados por una gama de depósitos de tamaño menor o igual a 0.3 m envueltos en una matriz de barro; además presentó micro-relieves como surcos, levées y el desarrollo de un suelo incipiente. La parte baja del flujo de escombros presentó la distribución de cantos angulosos y subangulosos de 0.2 a > 0.1 m envueltos en una matriz de barro y detritos así como el desarrollo de suelo y acumulación de materia orgánica principalmente en las márgenes del valle.

## 4.2. Geomorfología

### Canales fluviales

La unidad presentó una red de canales originados en la parte superior de cada valle, constituidos de paredes que van de 5 a 2m, reduciendo la profundidad de disección hasta la zona de superficies onduladas de la parte media, en esta zona se reducen a incipientes surcos para después volverse a encajonar levemente hasta su depositación en las partes bajas sobre el canal del río. La anchura media de estos fue de 7m.

En las partes elevadas predominaron bloques de 0.5 a 0.1m y en las zonas de acumulación detritos envueltos en una matriz de barro. La superficie de los canales para el VP fue de 11, 756 m<sup>2</sup> (28%) mientras que para el VO fue de 7, 859 m<sup>2</sup> (37%) (Tabla 6) y, por lo general se encontraron desprovistos de vegetación arbórea, ya que predominan condiciones morfo-edáficas poco favorables para su establecimiento, a excepción de la zona media de superficies onduladas del VP, de menor pendiente e incipiente acumulación de materiales finos (Figura 24).

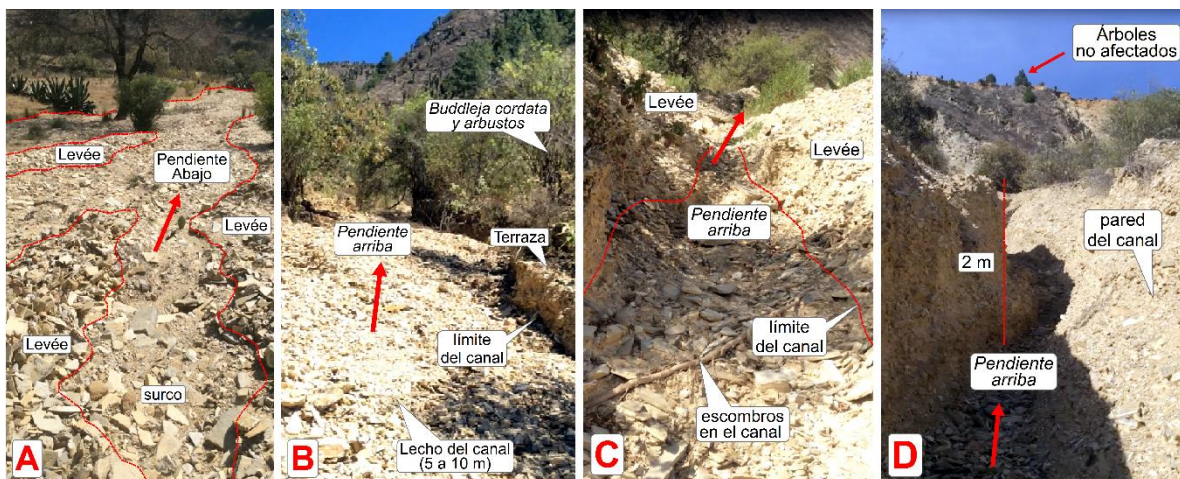
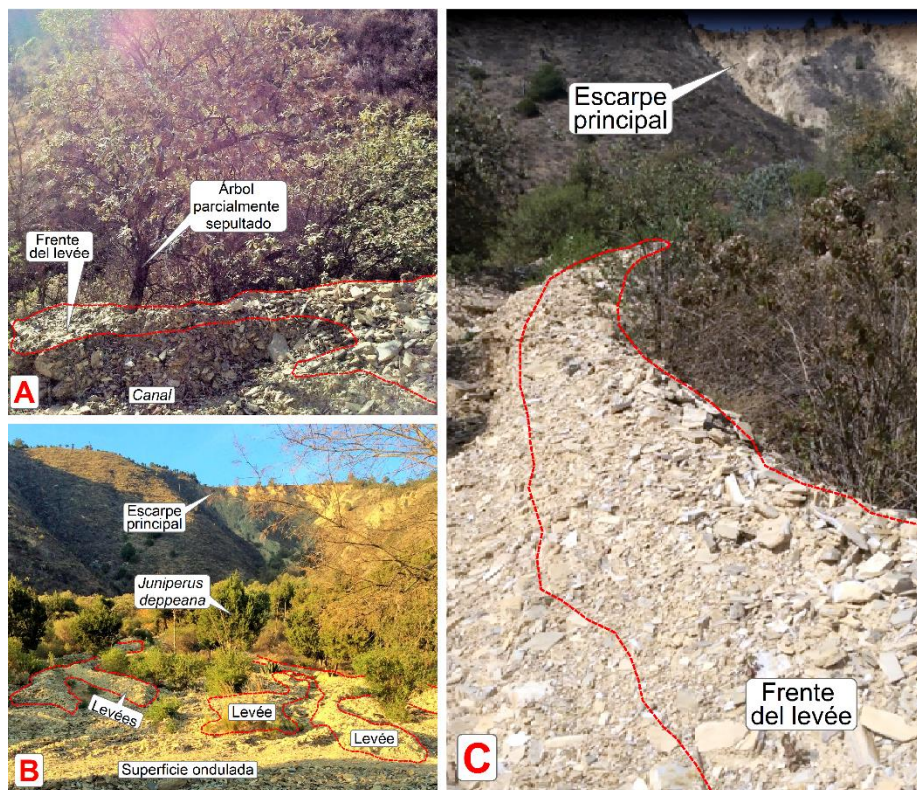


Figura 24. La parte media, con pendientes de 6 a 12°, presentó una serie de surcos y levées incipientes, además de la acumulación de materiales finos (A), en el sector medio-alto una serie de canales de profundidad menor a 1m, ya sea en forma encajonante (C) o zonas amplias de 5 a 10m de ancho (B). En la zona elevada de los valles predominaron canales profundos de 5 a 2m y pendientes de 18 a 32° (D).

## Levéés

Esta unidad se caracterizó por constituirse de una serie de diques pronunciados en forma de “V invertida”, o dómicos originados en la parte superior de cada valle, con anchuras de 1 a 5 m alternando con surcos (Figura 25C), constituidos de paquetes de cantos angulosos de calizas y lutitas de tamaño variable (0.5 a 0.1 m) y detritos dispuestos en planos de estratificación, o de manera heterogénea.

En la parte media predominaron levées incipientes con materiales de tamaño menor o igual a 0.3 m y detritos envueltos en una matriz de barro (Figura 25B). Cubrieron un área de 23, 357 m<sup>2</sup> (55%), para el VP y 11, 479 m<sup>2</sup> (55%), para el VO (Tabla 6). Según las observaciones, la dinámica geomorfológica en los levées de la parte superior del VP suele ser mayor, ya que los árboles, principalmente *Juniperus deppeana* (Sabino) y *Buddleja cordata* (Tepozán), se encontraron parcialmente sepultados, inclinados, o bien, derribados (Figura 25A).



### Superficies onduladas y terrazas

La primera unidad son dos superficies onduladas de baja inclinación en el VP que presentaron una serie de micro-levées y montículos de cantos y detritos, así como algunos abanicos. La vegetación predominante son árboles de *Juniperus deppeana* (Sabino), *Buddleja cordata* (Tepozán) y *Fraxinus* (Fresno), además de agaves y arbustos. La anchura de los micro-levées fue de 0.5 a 1 m y alturas menores a 0.2 m. El área cubierta fue de 6,132 m<sup>2</sup> (14%) (Tabla 6) (Figura 26).

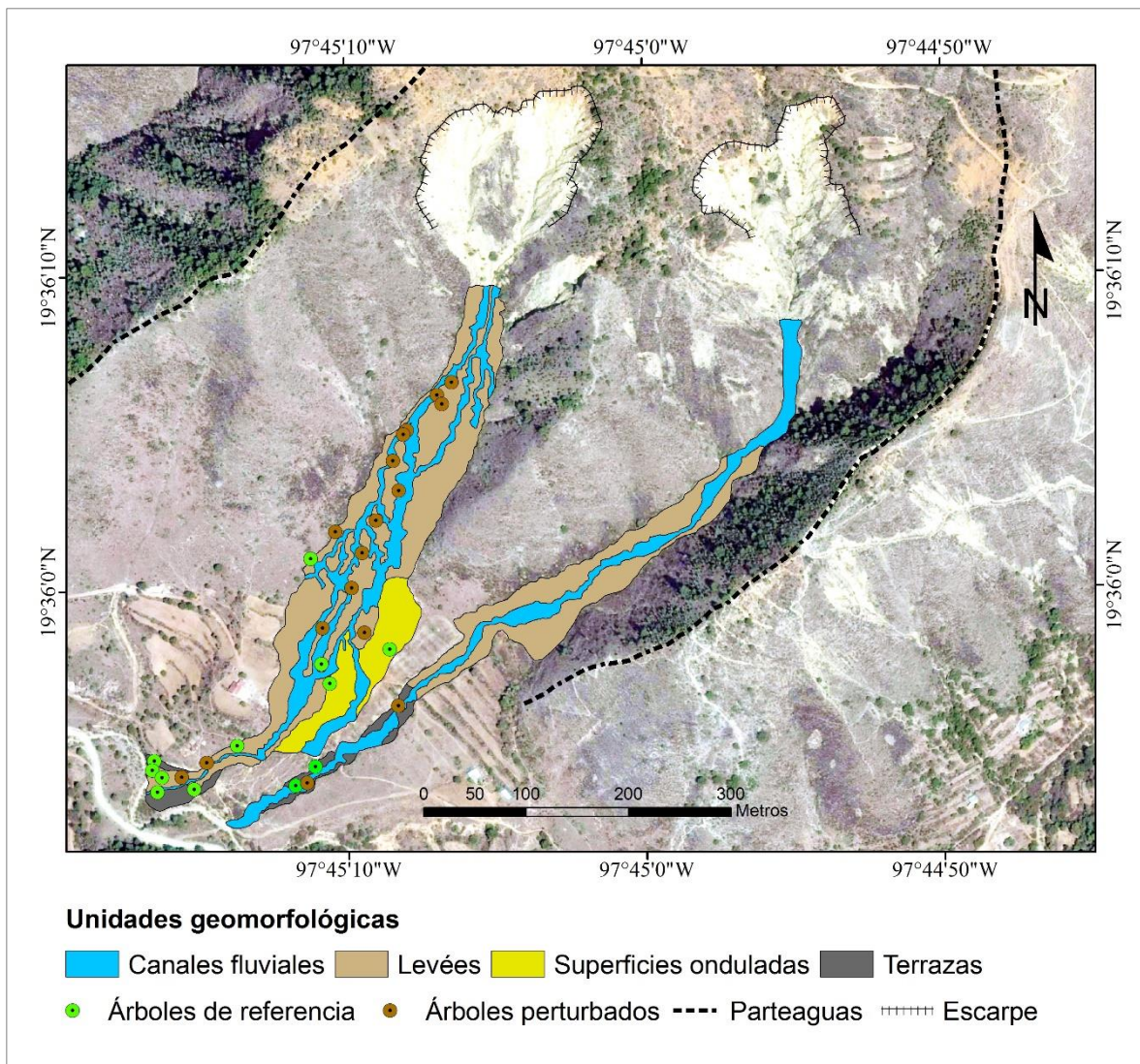


Figura 26. Mapa de unidades geomorfológicas (canales, levées, superficies onduladas y terrazas) asociadas a los dos valles en el Cerro Tenextepecuaco, así como los sitios de muestreo dendrogeomorfológico.

La segunda unidad tiene relación con dos terrazas para el VP y cuatro para el VO. En el primer caso, se cartografió una zona marginal al cauce del río con evidencia de formación de suelo, y algunos aportes de material reciente; predominan árboles de *J. deppeana* y vegetación arbustiva. En el VO, se observaron terrazas laterales de menor tamaño de 0.3 a 1 m de espesor, albergando árboles de la misma especie con algún grado de inclinación por flujos de escombros recientes. El área para el VP fue de 1,247 m<sup>2</sup> (3%) y para el VO de 1,599 m<sup>2</sup> (8%). (Tabla 6).

Tabla 6. Superficie por unidad geomorfológica en cada valle

Unidad	Valle Poniente (VP)		Valle Oriente (VO)	
	Área (m <sup>2</sup> )	%	Área (m <sup>2</sup> )	%
Canales	11, 756	28	7, 859	37
Levéés	23, 357	55	11, 479	55
Superficies onduladas y terrazas	7,379	17	1,599	8
Total	42,492	100	20,937	100

#### 4.3. Potencial dendrocronológico de *Juniperus deppeana*

Se emplearon datos de 12 árboles exentos de disturbios de crecimiento para construir una Cronología de Referencia (CR), 10 del VP y 2 para el VO (Figuras 26-27 y Tabla 7). De acuerdo con COFECHA, la media mínima del ancho de anillos fue de 2.64 mm, la media máxima de 5.83 mm y la media de todas las series de 4.96 mm, mientras que la desviación estándar promedio de 1.89 mm. El valor de inter-correlación de las series fue de 0.24 lo cual sugiere que la especie de esa zona presenta problemas de crecimiento relacionado con alguna condición de estrés climático, competencia entre árboles o calidad del sustrato; el coeficiente de sensibilidad media fue de 0.32. La correlación de la cronología estándar de *Juniperus deppeana* con la temperatura media anual fue de 0.24 ( $P < 0.01$ ) (Figura 28A), mientras que a lo largo del año, el mes de abril presentó la mayor correlación con el período de desarrollo (0.17,  $P < 0.01$ ) (Figura 29).

Tabla 7. Sitios de muestreo para la Cronología de Referencia (CR) en los dos valles de la ladera sur del Cerro Tenextepecuaco.

Valle	Sitio	Clave y número de muestras	Edad (años)	Posición social
VP	Margen centro-occidente	DES1-30 (1)	16	Dominante
	Margen sur-occidente	DES1-12 (4)	16	
	Montículos incipientes (centro)	DES1-20 (2)	16	Co-dominante
	Montículos incipientes (sur)	DES1-7 (1)	13	Dominante
		DES1-5 (1)	11	
	Superficies onduladas	DES1-19 (2)	24	
		DES1-26 (2)	23	
	Terraza (sur)	DES1-10 (1)	14	
		DES1-6 (1)	18	
		DES1-3 (1)	18	
VO	Terraza (sur)	DES2-1 (2)	21	
		DES2-5 (1)	14	



Figura 27. Árboles empleados para la Cronología de Referencia (CR) y una muestra de 24 años. De manera general los núcleos se tomaron de las márgenes del flujo de escombros, terrazas con procesos de formación de suelo, montículos incipientes con acumulación de materia orgánica y materiales finos y sobre las superficies onduladas de la parte media.

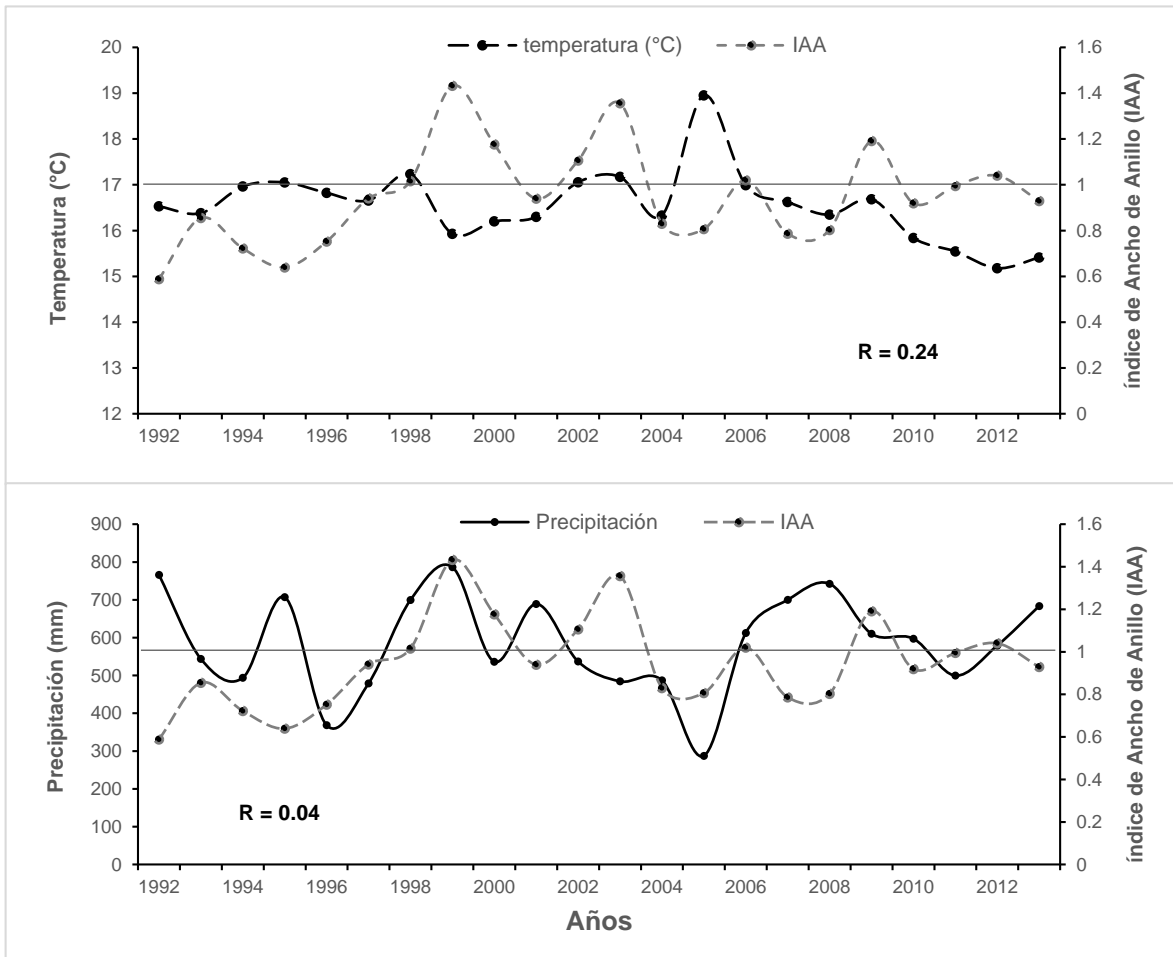


Figura 28. Relación entre la temperatura media anual (°C) y el Índice de Ancho de Anillo (IAA) (A) y la precipitación anual acumulada (mm) y el IAA (B) de *Juniperus deppeana*. Los datos de temperatura se obtuvieron de CLICOM, 2014.

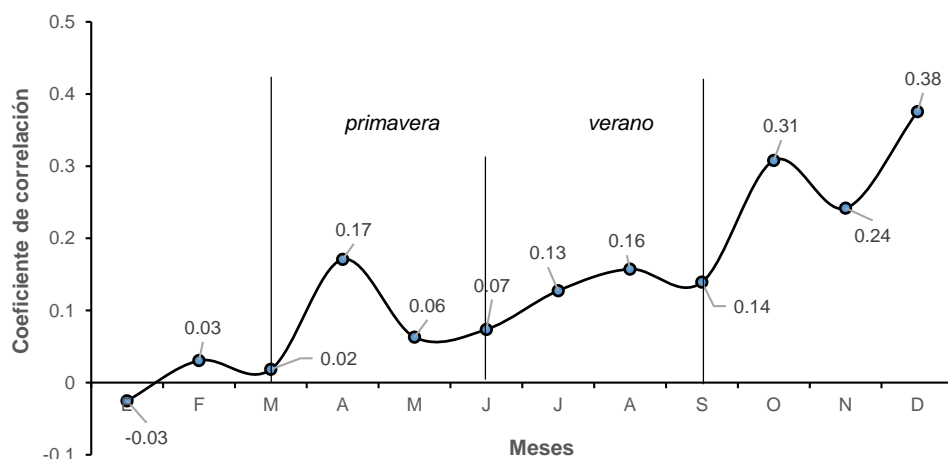


Figura 29. Relación entre la temperatura media mensual (°C) y el Índice de Ancho de Anillo (IAA) de *Juniperus deppeana* en el Cerro Tenextepcuco, Ixtacamaxtitlán, Puebla. El período de crecimiento va de marzo a septiembre (primavera-verano). Los datos de temperatura se obtuvieron de CLICOM, 2014.



Con relación a la precipitación anual acumulada, la correlación fue de 0.04 ( $P < 0.01$ ) (Figura 28B); sin embargo, con relación al periodo de lluvias, septiembre y octubre presentaron las mayores correlaciones con 0.42 y 0.40 ( $P < 0.01$ ) respectivamente, mientras que los meses correspondientes a la primavera presentaron valores negativos (Figura 30).

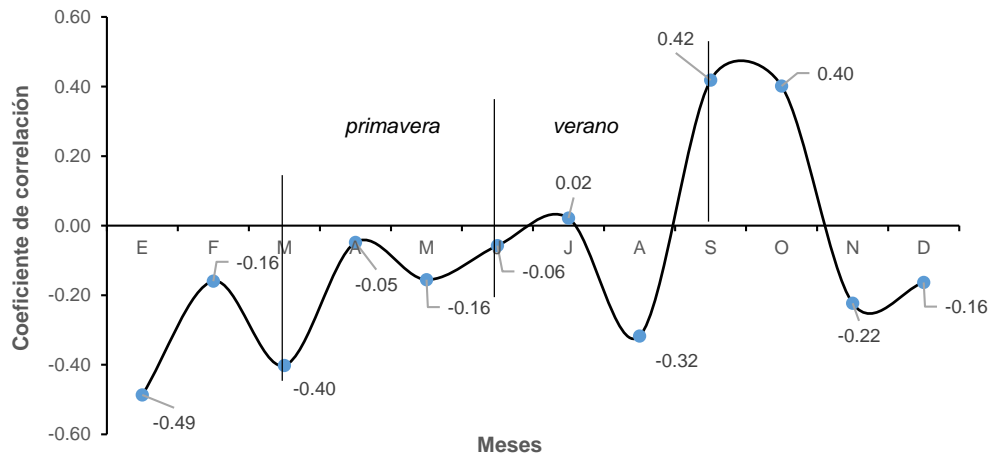


Figura 30. Relación entre la precipitación acumulada mensual (mm) y el Índice de Ancho de Anillo (IAA) de *Juniperus deppeana* en el Cerro Tenextepecuaco, Ixtacamaxtitlán, Puebla. El período de crecimiento va de marzo a septiembre (primavera-verano). Los datos de precipitación se obtuvieron de CLICOM, 2014.

Con relación a las sequías de 1993-1994 y 1996, reportados por García-Jiménez *et al.* (2002) se observaron precipitaciones por debajo de la media ( $\bar{X} = 586$  mm) y leves incrementos de temperatura sólo para 1994 y 1996 pero no correlacionaron con el IAA. Para las sequías de 1995 y 1997-1998 reportadas por Magaña (2004), sólo para 1997 se registró menor lluvia, y ligeros incrementos de temperatura para los tres años y sólo 1998 correlacionó con el IAA. Para el evento “El Niño moderado” del 2002 reportado por el SMN (2017), se observaron en las curvas de temperatura e IAA un incremento, mientras que se registró una anomalía en las lluvias de -49 mm por debajo de lo normal. Otros eventos reportados para el estado de Puebla fueron la sequía del 2009 con intensidad moderada y la del 2011 como severa. Además se registraron otros eventos no reportados como una sequía severa en el 2005 (Figura 31).

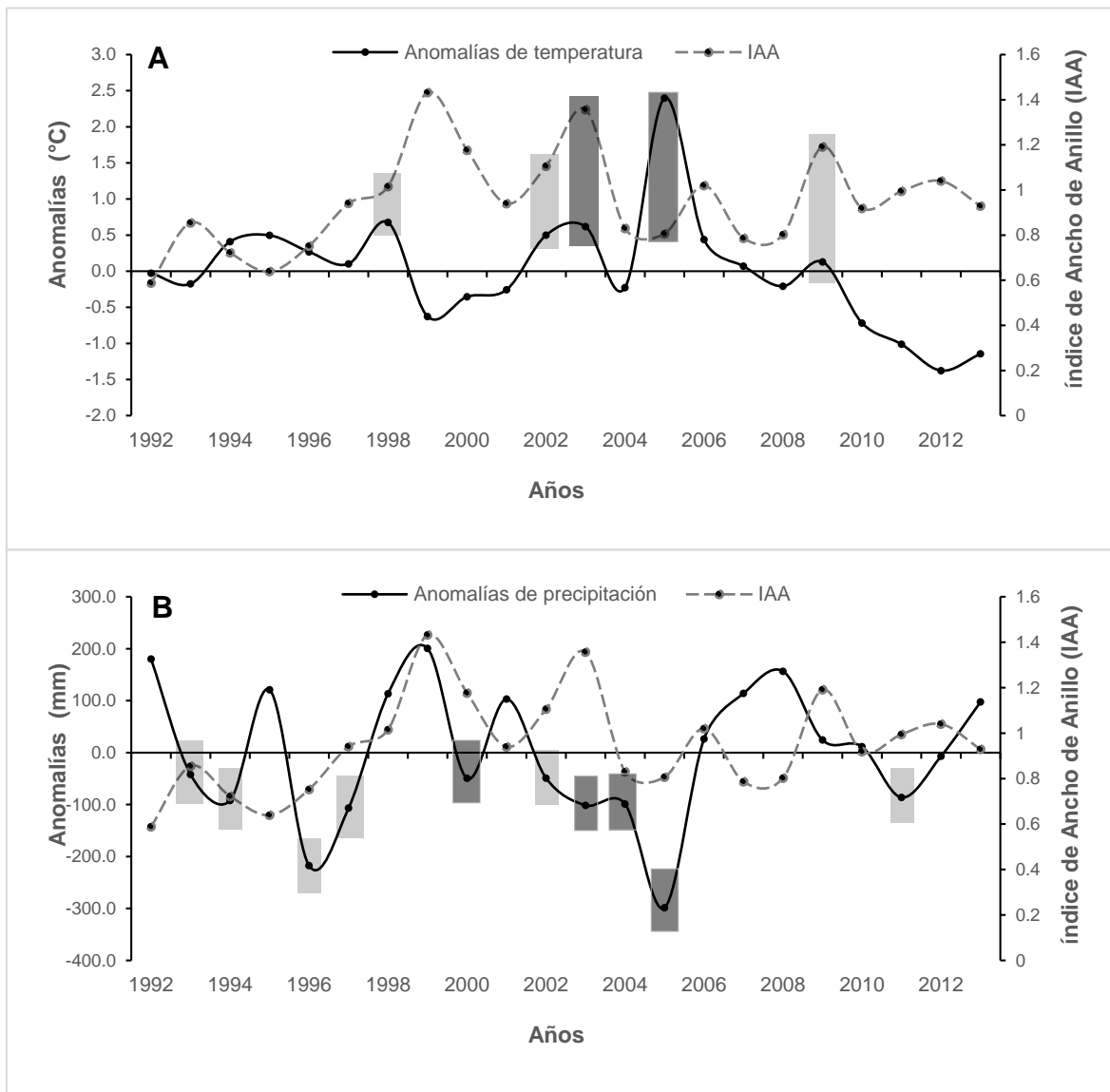


Figura 31. Gráficas de anomalías de la temperatura y precipitación con el Índice de Ancho de Anillo (IAA) de 1992 al 2013. Las barras grises muestran los eventos de sequía reportados y las negras los eventos no reportados.  $\bar{X}_t = 16.6 \text{ } ^\circ\text{C}$ ;  $\bar{X}_p = 586 \text{ mm}$ . Los datos se obtuvieron de CLICOM, 2014.

#### 4.4. Edades mínimas del relieve

La edad mínima para los depósitos de la parte alta del VP fue de 9 años (2007), la máxima de 24 (1992), la media de 14.6 y  $s = 4.6$ ; para la parte media la edad mínima fue de 9 años (2007), la máxima de 22 (1994), la media de 16 y  $s = 5.4$  y en la zona baja, la mínima fue de 10 (2006), la máxima de 16 (2000), la media de 12 y  $s = 2.5$ .

En el caso de los levées altos y medios del VO, no se obtuvieron muestras por la ausencia de la especie.

En la zona de superficies onduladas del VP se hallaron una serie de micro-relieves como levées incipientes, surcos y montículos de cantos y detritos, así como algunos abanicos. La edad mínima para esta unidad fue de 23 años (1993), la máxima de 24 (1992), la media de 23.5 y  $s= 0.7$ . En el caso del VO, éste no presentó una zona de relativa estabilidad de baja pendiente y más bien, un área de cauces y levées que disectan el relieve de la zona media con paredes de 2 a 3 m de altura.

Con relación a las terrazas, se identificaron dos para el VP y cuatro para el VO, las primeras se relacionan con una zona marginal al cauce del río principal y presentaron una edad mínima de 14 años (2002), una máxima de 18 (1998), una media de 16.7 y  $s= 2.3$ ; las segundas mostraron una mínima de 14 años (2002), una máxima de 21 (1995), una media de 16.3 y desviación estándar de 4. En el caso de este último, se fechó un individuo joven de 7 años (2009) en la parte baja del cauce del valle (Figura 32).

En general el 17% de los árboles muestreados en los dos valles presentaron edades mayores o iguales a 21 años, el 62% edades de 11 a 20 años y el 21% edades menores a o iguales a 10 años. La zona media de superficies onduladas del VP presentó los árboles más longevos con 23 y 24 años, mientras que la parte de los levées altos en el VP y la zona baja del cauce principal del VO, presentaron los árboles más jóvenes con 9 y 7 años respectivamente (Figura 33).

#### 4.5. Disturbios de crecimiento en *Juniperus deppeana* por flujos de escombros

Para analizar el potencial dendrogeomorfológico de *Juniperus deppeana*, se seleccionaron 17 árboles (15 del VP y 2 del VO) con evidencia de daños por algún evento dendrogeomorfológico como (a) *impactos* ya sea por rocas o el frente de un levée, (b) *sepultamiento* total o parcial e (c) *inclinación* de árboles, y sus respuestas

como (a) supresiones en el crecimiento o (b) excentricidad. Para el VP se muestrearon diez árboles en los levées altos, tres árboles para los levées medios y dos árboles para los levées bajos; para el VO, se encontró un árbol sobre una terraza y otro sobre el canal principal. Los árboles de los levées altos que presentaron ligeras supresiones, se separaron en dos grupos con base en su proximidad y correlación en TSAP-Win. En la mayoría de los casos se tomó un núcleo de la cara C, sin embargo, en ocasiones sólo se pudo obtener una muestra del lado D por el grado de sepultamiento e impacto del frente del levée.

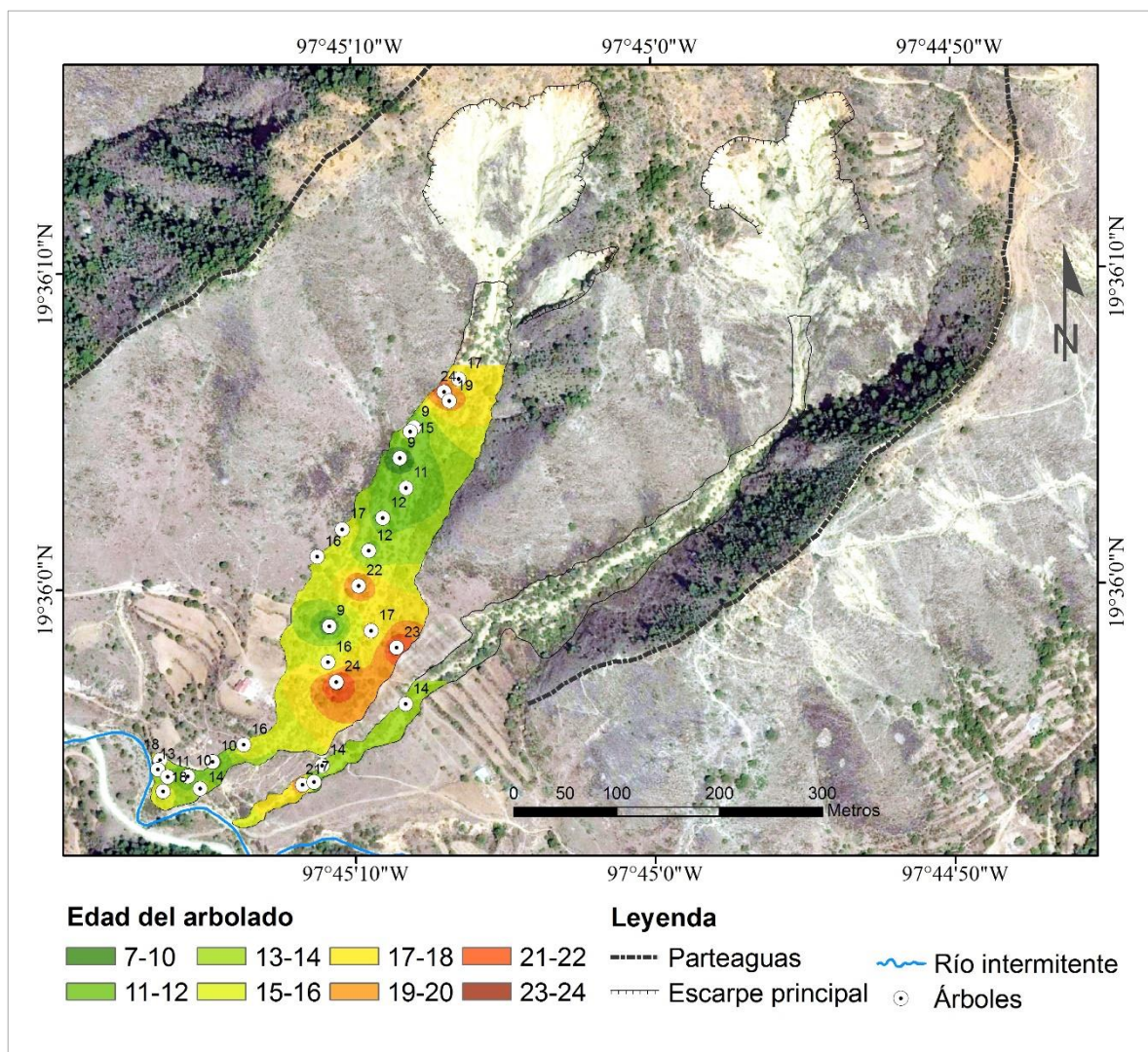
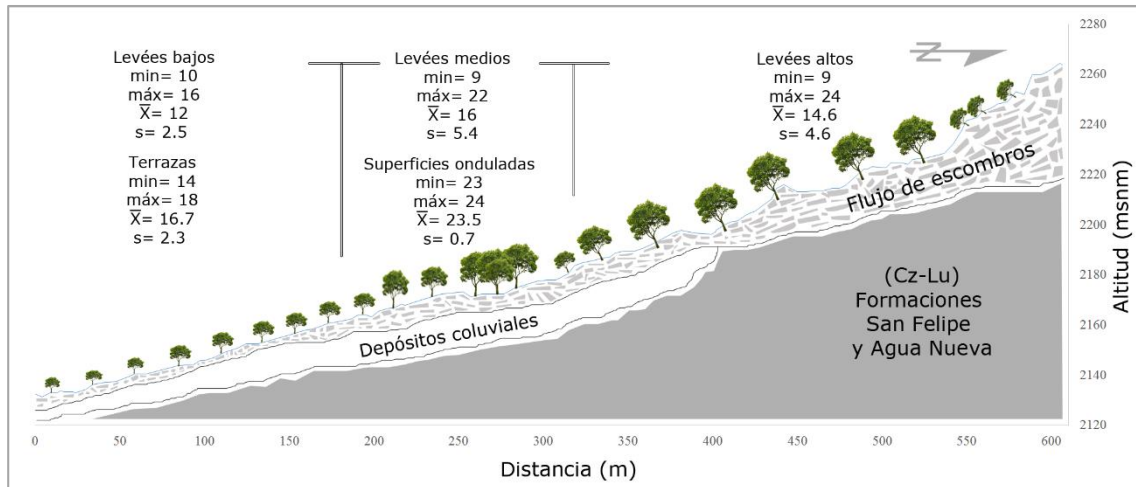


Figura 32. Edad del arbolado de la zona de estudio. La zona media presentó los árboles más longevos con 22, 23 y 24 años, mientras que en la parte de los levées altos del VP y el cauce bajo del VO presentaron árboles jóvenes de 7 a 9 años. En la parte media y alta del VO no se encontró colonización de *J. deppeana*. Se empleó el método de interpolación *Spline*.



Levées	Altos		Medios		Bajos	
	VP		VP		VP	
	Min.	Máx.	Min.	Máx.	Min.	Máx.
	9 (2007)	24 (1992)	9 (1992)	22 (1994)	10 (2010)	16 (2000)
Superficies onduladas	Medias					
	VP					
	Min.			Máx.		
	23 (1993)			24 (1992)		
Terrazas	Bajas					
	VP			VO		
	Min.	Máx.	Min.	Máx.	Min.	Máx.
	14 (2002)	18 (1998)	14 (2002)	21 (1995)		

Figura 33. Edad del arbolado (años) por unidad geomorfológica. En general en la zona de superficies onduladas y levées medios del VP se concentran árboles longevos de *J. deppeana*, *B. cordata* y *Fraxinus*, además de agaves y arbustos, mientras que en la parte de levées altos, y bajos de este valle, se concentran árboles jóvenes. La edad media de todas las muestras es de 15 años.

El 47% de los árboles muestreados se encontraron impactados por el frente de un levée y el 12% presentó impactos por bloques, mientras que en el 65% se observó sepultamiento y en el 35% de los individuos se pudo apreciar algún grado de inclinación; el 59% de éstos presentaron ligeras supresiones y finalmente el 47% de los árboles presentaron algún grado de excentricidad (Tabla 8).

Las supresiones tuvieron relación con el impacto de los levées y al progresivo sepultamiento parcial, mientras que la excentricidad se debió principalmente a eventos de inclinación y sepultamiento. Si bien los árboles impactados no presentaron una fuerte reacción como cicatrices o el desarrollo de tejidos callosos, se pudieron inventariar ya que sí presentaron restos de materiales de diversos

tamaños incrustados en el cuerpo de los árboles, la mayoría de estos parcialmente sepultados.

Tabla 8. Tipos de disturbios asociados a la dinámica geomorfológica en la zona de estudio. Se presentan por valle, unidad del relieve, eventos (árboles impactados por el frente de un levée (L) o por una roca (R), árboles parcialmente sepultados y árboles inclinados) y respuestas (ligeras supresiones en el crecimiento y excentricidad de la serie).

Valle	Unidad geomorfológica	Clave Y número de muestras	Edad (años)	Evento				Respuesta	
				Impactado		Sepultado	Inclinado	Supresión	Excéntrico
				Levée (L)	Roca (R)				
VP	Levée alto	DES1-33 (1)	12	L		X	-	X	-
		DES1-31 (1)	17	R		X	-	X	-
		DES1-32 (3)	12	L		X	-	X	-
		DES1-34 (1)	11	-		X	-	X	-
		DES1-35 (1)	9	-		X	-	X	-
		DES1-37 (2)	9	L		X	-	X	X
		DES1-38 (3)	15	L		X	X	X	X
		DES1-40 (1)	17	L		X	-	X	X
		DES1-41 (1)	24	R		X	-	-	X
		DES1-42 (2)	19	-		X	-	-	-
	Levée medio	DES1-22 (1)	9	-		X	X	-	-
		DES1-24 (1)	22	L		-	-	X	-
		DES1-27 (4)	17	L		-	X	X	X
	Levée bajo	DES1-11 (1)	10	-		-	X	-	X
DES1-9 (1)		10	-		-	X	-	X	
VO	Terraza	DES2-7 (1)	14	-		-	X	-	X
	Canal	DES2-13 (1)	7	L		-	-	-	-
<b>TOTAL</b>				<b>47 %</b>	<b>11.7 %</b>	<b>64.7 %</b>	<b>35.3 %</b>	<b>58.8 %</b>	<b>47 %</b>

Los eventos se agruparon de mayor a menor intensidad tomando como referencia la clasificación de Stoffel y Corona (2014) donde define como máxima ponderación de reacciones en árboles (intensidades 4 y 5) las *cicatrices de impacto*, la intensa formación de *filas tangenciales de conductos de resina traumáticos* (TRD por sus siglas en inglés), la intensa formación de *madera de reacción* y la elevada *reducción del crecimiento*; la menor ponderación (intensidades 1 y 2) a la moderada *liberación del crecimiento*, una débil formación de *madera de reacción* y la débil formación de TRD. De esta manera se clasificaron los tipos de eventos que presentó cada árbol

en: *impacto, sepultamiento e inclinación; impacto y sepultamiento; impacto e inclinación; impacto; sepultamiento e inclinación; sepultamiento; inclinación* (Figura 34).

Ahora bien, las lluvias máximas registradas en 24 hrs por mes (mayo a octubre) se sumaron para obtener las máximas durante el periodo de lluvias y con esto se realizó una comparación de las curvas de los árboles de referencia y perturbados con las lluvias máximas para analizar periodos de inestabilidad.

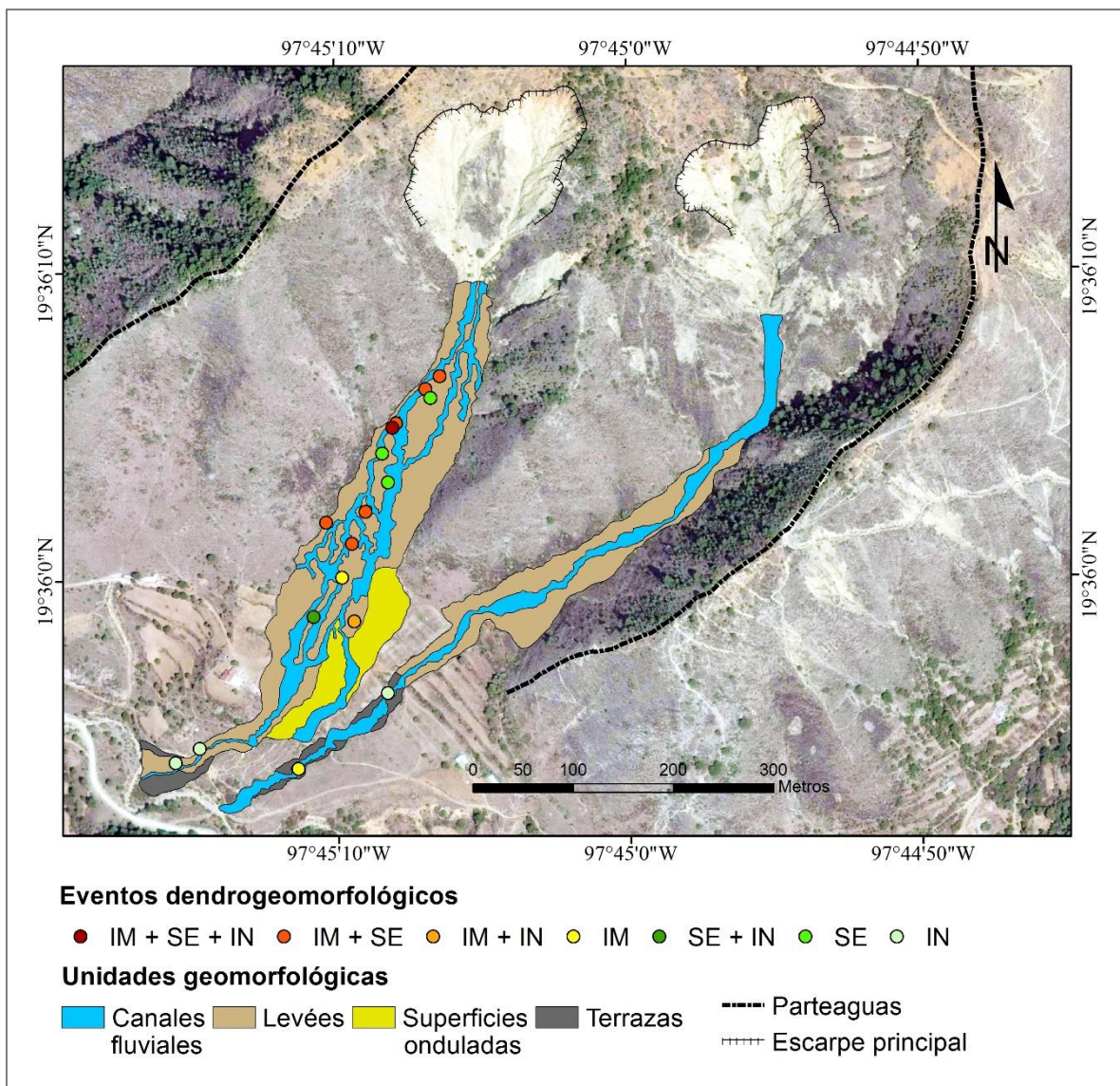


Figura 34. Mapa de eventos dendrogeomorfológicos. Impactos por bloques o masivos como el frente de un levée (IM), sepultamiento parcial (SE) e inclinación de árboles (IN).

Los datos de lluvia permitieron observar que para el 2007 se registró un incremento súbito de la precipitación en 24 horas, específicamente para el mes de agosto con 93 mm y posteriormente se mantuvo alrededor de los 30 mm/24 h para septiembre y octubre; para el 2008 se registró un aumento en junio con 89 mm pero después las curvas cayeron por debajo de los 30 mm; en el 2009 sólo junio y septiembre superaron ligeramente los 30 mm; en el 2010 se registró un incremento de las lluvias máximas por arriba de los 30 mm desde julio hasta octubre, la máxima fue de 56 mm en agosto; en el 2011 sólo julio y octubre superaron los 30 mm con 45 y 42 mm/ 24 h respectivamente; en el 2012, julio presentó 29 mm/ 24 h y agosto y septiembre superaron los 30 mm con 46 y 32 mm respectivamente. Finalmente en el 2013 junio julio y septiembre registran 34, 30 y 35 mm/24 h respectivamente.

En general el 2007 y 2008 se caracterizaron por presentar por lo menos un evento de lluvia entre los 90 mm, el 2009, 2011 y 2013 por mostrar meses con lluvia ligeramente arriba de los 30 mm pero distribuidos de manera intermitente y el 2010 y 2012 con lluvias ligeramente por arriba de los 30 mm con una distribución consecuente (Tabla 9).

Tabla 9. Relación entre la precipitación máxima en 24 horas por mes y la supresión de los anillos de crecimiento de *J. deppeana*. La supresión se muestra en la figura 35 (F35) y figura 36 (F36).

Año	Eventos de lluvia máxima en 24 hrs por mes (mm)							Supresión		Interpretación
	M	J	J	A	S	O	$\bar{X}$	F35	F36	
2007	39	15	19	93	34	31	38	+	+	Lluvia por arriba de 90 mm y una distribución consecuente
2008	12	89	25	19	27	5	29	+		Lluvia cerca de 90 mm
2009	29	35	8	11	34	19	23			Lluvias ligeramente arriba de 30 mm y una distribución intermitente
2010	3	8	31	56	40	43	30	+	+	Lluvias entre 30 y 50 mm y una distribución consecuente
2011	8	29	45	29	17	42	28			Lluvias entre 30 y 40 mm y una distribución intermitente
2012	4	18	29	46	32	3	22	+	+	Lluvias entre 30 y 40 mm y una distribución consecuente
2013	4	34	30	21	35	15	23	+	+	Lluvias ligeramente arriba de 30 mm y una distribución intermitente



La comparación de las curvas de los árboles de referencia y perturbados (Figura 26 y Tablas 7-8) con las lluvias máximas permitió observar tres eventos de flujos de escombros (Figuras 35 y 36); esto se corroboró con el análisis de las imágenes de satélite disponibles del 2007 al 2015.

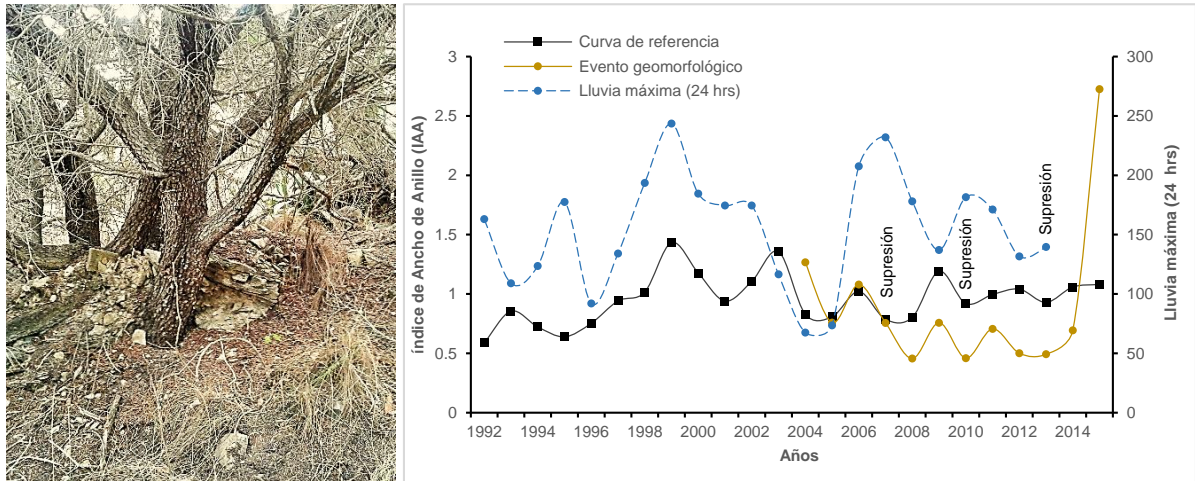


Figura 35. Perturbación en la margen media del flujo de escombros. Se observa la curva de referencia (negro) contra la curva del evento geomorfológico (café), donde se puede apreciar una ligera disminución en el ancho de anillos principalmente en el 2008, 2010 y 2012-2013, mientras que la curva de lluvia máxima en 24 horas se eleva (azul).

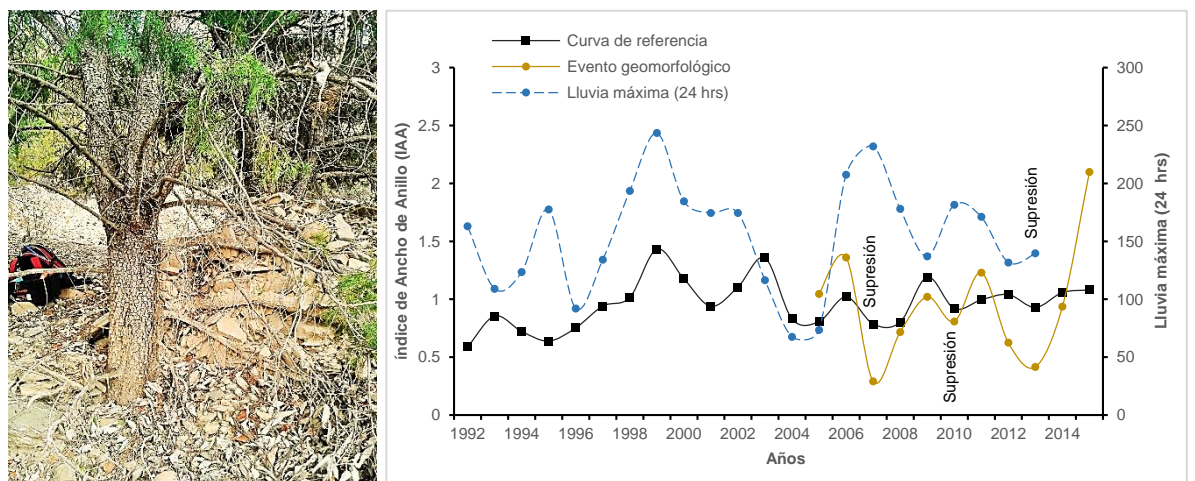


Figura 36. Perturbación en la zona alta del flujo de escombros. Se observa la curva de referencia (negro) contra la curva del evento geomorfológico (café), donde se puede apreciar una ligera disminución en el ancho de anillos principalmente en el 2007, 2010 y 2012-2013, mientras que la curva de lluvia máxima en 24 horas se eleva (azul).

En la imagen de diciembre del 2007 se apreció un canal activo en el sector poniente del VP que correspondió con una lluvia por arriba de los 93 mm en agosto, una de 34 mm en septiembre y de 31 mm en octubre de ese año; en la imagen de mayo

del 2011 continuó activo el canal del flujo de escombros del 2007 y apareció otro en el sector oriente del VP que pudo corresponder con las lluvias máximas en 24 horas de 89 mm de junio del 2008 o las lluvias de entre 30 y 50 mm de distribución consecuente (julio a octubre) del 2010.

Para la imagen de julio del 2012 se observó el ensanchamiento del canal del lado oriente, sin embargo en esta zona fueron escasas las muestras dendrocronológicas; también se apreció que el canal poniente continuó activo y los anillos de crecimiento mostraron una ligera supresión, su posible relación fue con las lluvias de 29 mm de julio de ese año; para la imagen de marzo del 2013 siguieron activos los canales como resultado de las lluvias de entre 30 y 40 mm de distribución consecuente del 2012. En las imágenes de noviembre del 2014 y febrero del 2015 se observó menor actividad en los canales y no hubo supresión de los anillos de crecimiento. El IAA no se pudo relacionar con lluvias máximas por la ausencia de datos (Figura 37).

La edad máxima obtenida en el estudio fue de 24 años (1992) para el VP, y 21 años (1995) para el VO, lo cual da una idea de la edad mínima del nuevo relieve. En este sentido se puede decir que por lo menos hace 24 y 21 años respectivamente, no se han presentado flujos de escombros de gran magnitud que remuevan completamente la vegetación de la superficie; sin embargo, hay que mencionar la necesidad de complementar el análisis mediante el estudio de los árboles situados en la parte coronaria del cerro, cercanos al escarpe principal, ya que esto estará en función de su respuesta anatómica como la *liberación abrupta en el crecimiento* por la eliminación de los árboles vecinos.

Otro aspecto a tomar en cuenta es que la colonización no ocurre inmediatamente después del proceso de remoción en masa, y que existe un periodo llamado intervalo écesis en el que se van creando las condiciones morfo-edáficas y de disponibilidad de semillas para la nueva colonización de *J. deppeana* u otras especies.

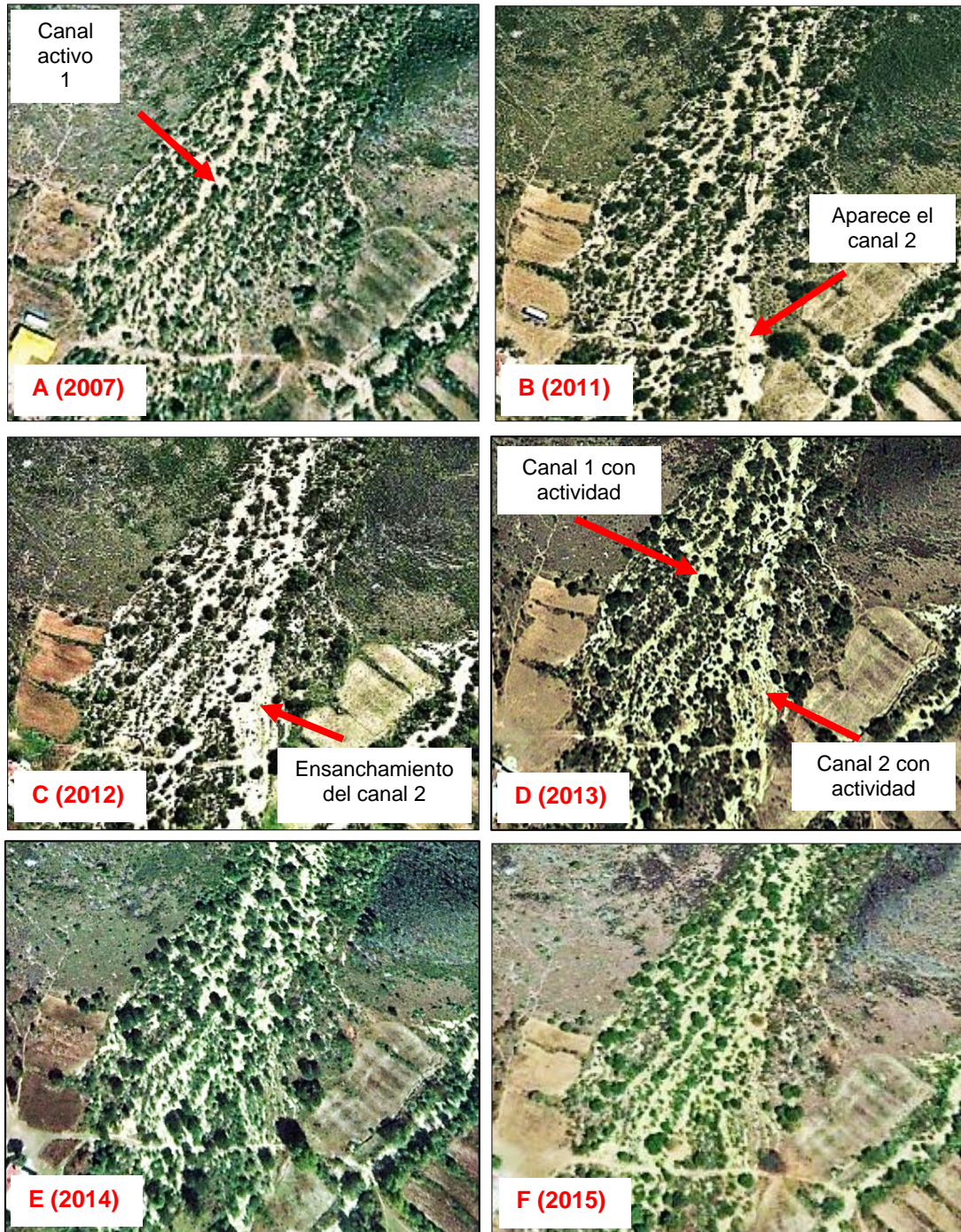


Figura 37. Dinámica de los canales de la parte media y alta del flujo de escombros. Diciembre del 2007 (A), mayo del 2011 (B), julio del 2012 (C), marzo del 2013 (D), noviembre del 2014 (E) y febrero del 2015 (F). Fuente: Google Earth.

## Referencias

- García-Jiménez, F., O, Fuentes-Mariles., L, G, Matías-Ramírez., 2002.** Sequías, CENAPRED, 1-36.
- Magaña-Rueda, V., 2004.** Los impactos del niño en México. Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, Secretaría de Gobernación. México, 1-229.
- SMN.** 2017. Impacto de ENOS en México. Servicio Meteorológico Nacional, México [http://smn.cna.gob.mx/es/: 21-03-2017]
- Stoffel, M., C, Corona., 2014.** Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees, Tree-Ring Research 70, 3-20.

## Capítulo 5. Discusión

La dinámica geomorfológica fue evaluada a partir del análisis de los disturbios de crecimiento en *Juniperus deppeana*. Los procesos de ladera estudiados fueron dos flujos de escombros en dos valles contiguos (VP y VO) en el Cerro Tenextepecuaco, Ixtacamaxtitlán, dentro de la Sierra Norte de Puebla. La cartografía de los valles consistió en cuatro unidades: (a) canales fluviales, (b) levées), (c) superficies onduladas y (d) terrazas, las cuales fueron delimitadas con base en observaciones de campo e imágenes de satélite. Con relación a los canales y levées, se observó una relación directa entre la altura, pendiente y profundidad de disección y el tamaño de los materiales, cuestión relacionada con una mayor actividad fluvial durante la temporada de lluvias, principalmente de junio a octubre.

La cartografía de los levées se generó con base en patrones de alineamiento de la vegetación y observaciones de campo, ya que presentaron fuerte interacción generando sepultamientos parciales en la mayoría de especies de *Juniperus deppeana* y *Buddleja cordata*, sin embargo estas unidades en ocasiones presentaron micro-relieves como: (a) depresiones semi-circulares, (b) frentes de levée, (c) micro-surcos, (d) superficies planares y (e) montículos.

Las superficies onduladas para el VP corresponden con dos zonas que se mantienen con relativa estabilidad geomorfológica y están separadas por un canal que se reactivó de julio a octubre del 2010 con eventos máximos de precipitación en 24 hrs de 31 mm, 56 mm, 40 mm y 43 mm respectivamente (Tabla 6 y Figura 34 ver capítulo 4). Las terrazas para los dos valles presentaron incipiente formación de suelo, y sólo para el VP se descartaron muestras de árboles con problemas de crecimiento como múltiples anillos ausentes que pueden deberse a periodos de estrés por sequía (Stokes y Smiley, 1968), elevada radiación diurna incrementando las temperaturas locales, así como competencia con árboles vecinos o por enfermedades (Novak *et al.*, 2011; Manetti y Cutini, 2006) o bien, otros factores

como la calidad del sustrato somero o rocoso, la elevación y pendiente (Arreola-Ortiz *et al.*, 2010; Rozas y Olano., 2013).

Además *Juniperus deppeana* presentó múltiples alineamientos de células de paredes gruesas característico de la madera tardía en un anillo de crecimiento, es decir la producción de anillos falsos; esto puede ocurrir debido a periodos o pulsos de sequía durante la estación de crecimiento donde el árbol detecta ciertas condiciones de estrés o factores limitantes e inicia y detiene la producción de células de madera tardía y así sucesivamente (Copenheaver *et al.*, 2006, Speer, 2010).

Específicamente la especie presentó múltiples anillos falsos, ausentes, parcialmente ausentes (en cuña), difusos y micro anillos (Figura 38D). Los resultados de anatomía y cofechado de este estudio se compararon con los de otras investigaciones dendrocronológicas con especies del mismo género donde se reportaron problemas de crecimiento que incluyen anillos falsos, difusos o parcialmente ausentes (anillos en cuña), por ejemplo en: *J. virginiana* (Copenheaver *et al.*, 2005), *J. siberica* (Shumilov *et al.*, 2007), *J. procera* (Wils *et al.*, 2009) (Figura 38C), *J. scopulorum* (Spond *et al.*, 2014); *J. osteosperma* (Derose *et al.*, 2016) (Figura 38A) y *J. phoenicea* (Mathaux *et al.*, 2016) (Figura 38B).

En la Tabla 10 se presentan los estadísticos de co-fechado de varias especies del género *Juniperus*; los valores de inter-correlación que ha presentado el género van de 0.22 a 0.86 con una media de 0.49. Valores bajos se obtuvieron con *Juniperus thurifera* (Rozas y Olano, 2013), en la Sierra de Cabrejas, España, evaluando la sensibilidad a los elementos climáticos y los factores locales, o bien, por el contrario, buenas correlaciones con *Juniperus osteosperma* (Cedro de Utah) (Derose *et al.*, 2016) en el Norte de Utah, E.U.A, estudiando el potencial para la reconstrucción climática de los últimos siete siglos o con *Juniperus virginiana* (Cedro rojo oriental) (Copenheaver *et al.*, 2005), en el sur de los Apalaches, E.U.A, reportando dos cronologías y su relación con la precipitación y temperatura desde mediados del

siglo XIX. Debido a la longevidad de estas especies, se suelen emplear para estudios con relación a elementos y factores del clima en ambientes de montaña.

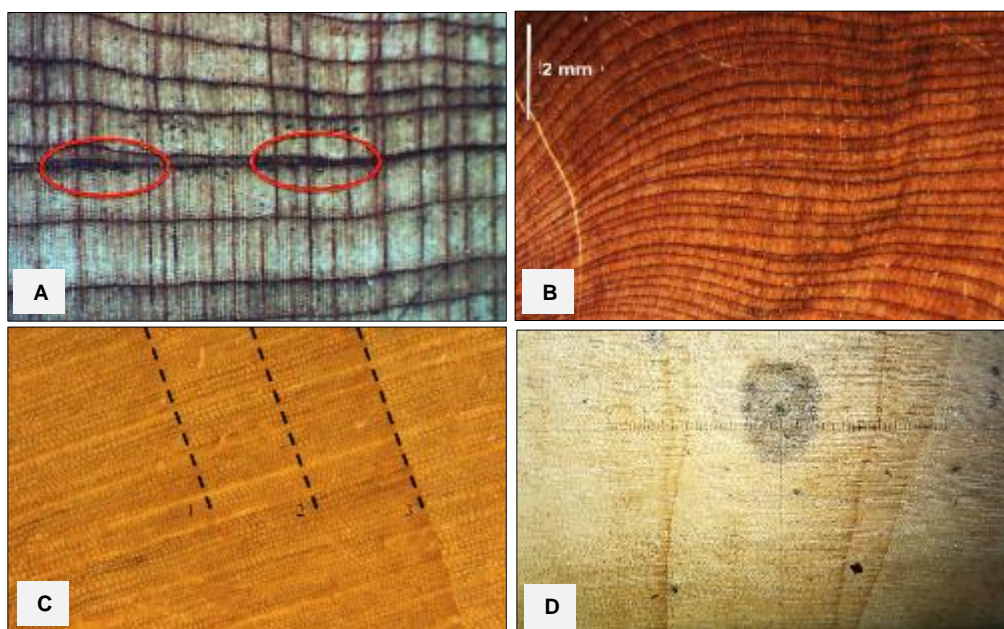


Figura 38. Características anatómicas del género *Juniperus*. Anillos parcialmente ausentes (anillos en cuña) en *Juniperus osteosperma* (A) y *Juniperus phoenicea* (B), anillo falso (límite 2) en *Juniperus procera* (C), y dos anillos falsos (en cuña a la izquierda) en *Juniperus deppeana* (D). Tomado de Derose et al., 2016; Mathaux et al., 2016 y Wils et al., 2009.

Tabla 10. Estudios dendrocronológicos con base en diversas especies del género *Juniperus*. Las pruebas estadísticas del proceso de co-fechado indican mejores resultados para las especies *J. virginiana*, *J. scopulorum*, *J. osteosperma* y *J. monticola*. Elaboración propia.

Autores	Especie	Sitio	Estadísticos (Co-fechado)	
			Inter-correlación de series	Sensibilidad media
Copenheaver et al. (2005)	<i>Juniperus virginiana</i>	Área Natural Protegida, Virginia, USA	0.58 0.60	0.32 0.29
Wils et al. (2009)	<i>Juniperus procera</i>	Doba forest, Ethiopia	0.26	-
García-Cervigón et al. (2012)	<i>Juniperus sabinia</i>	Meseta Central y Valle del Ebro, España	0.27 0.36 0.31	0.23 0.24 0.19
Rozas y Olano (2013)	<i>Juniperus thurifera</i>	Sierra de Cabrejas, España	0.22	0.28
Deng y Zhang (2015)	<i>Juniperus tibetica</i>	Meseta Tibetana China	0.29 0.28	-

Spond <i>et al.</i> (2014)	<i>Juniperus scopulorum</i>	New Mexico, USA	0.74	0.53
Derose <i>et al.</i> (2016)	<i>Juniperus osteosperma</i>	Utah, USA	0.66 0.55 0.86 0.84	0.26 0.29 0.52 0.46
Villanueva <i>et al.</i> (2016)	<i>Juniperus monticola</i>	Monte Tláloc, México	0.55	0.41
Pablo-Pablo (2017)	<i>Juniperus deppena</i>	Ixtacamaxtitlán, Puebla, México	0.24	0.32

Los resultados estadísticos para la zona de estudio mostraron que *Juniperus deppena* posee una correlación positiva baja con la temperatura media anual (0.24) en comparación con *Juniperus monticola* (0.45). Las dos zonas se encuentran sobre el paralelo 19° N (~20 km latitud; 100 km longitud); sin embargo, entre éstas hay una diferencia de 2000 msnm (~2100 msnm y 4100 msnm), lo cual sugiere a la altitud como factor preponderante y por consiguiente una mayor sensibilidad de *J. monticola* a la temperatura (Villanueva *et al.*, 2016). En este sentido, cabe la posibilidad de un estudio del movimiento altitudinal de *J. deppena* y su relación con la temperatura ante escenarios del cambio climático (Magre *et al.*, 2015). Otra cuestión importante a considerar en otras investigaciones es el número de muestras, ya que para *J. deppena* se emplearon 12 (Tabla 7, capítulo 4), mientras que para *J. monticola* se empleó una n= 54. En algunos análisis dendrogeomorfológicos se han empleado números de muestra entre 5 y 8 árboles para Cronologías de Referencia Local y entre 5 y 15 árboles para evaluar el peligro geomorfológico (Jiménez-Perálvarez, 2012). En este estudio se barrenaron un total de 37 árboles en 10 hectáreas, es decir, un promedio de 3.7 árboles / ha.

En general once meses de la temperatura media mensual presentaron correlaciones positivas con el Índice de Ancho de Anillo (IAA). El mes de diciembre presentó la mayor correlación (0.38), lo que sugiere que el cambium vascular de *J. deppena* podría permanecer activo también durante el otoño influenciado por las temperaturas, y entrando en estado de latencia durante el invierno, ya que como



menciona Bernal-Salazar y Terrazas-Salgado (2000), las especies suelen migrar su rango de actividad cambial dependiendo de la región climática (tropical, desértica, templada etc.) que se relaciona con la cantidad de fotosintatos disponibles, el fotoperiodo, la cantidad de agua y la temperatura que modifican la tasa fotosintética de los árboles. Sólo enero mostró una débil relación negativa con el IAA (-0.03); sin embargo, hay estudios que sugieren que esta asociación se debe a que en condiciones de temperaturas muy elevadas (temperaturas máximas), estrés hidroclimático, elevadas pendientes, y un bajo desarrollo del perfil del suelo, hay un aumento en las tasas de evapotranspiración y por consecuencia una pérdida rápida de la humedad almacenada en el suelo y una reducción en el crecimiento radial del árbol (Carlón-Allende *et al.*, 2016).

Con relación a la precipitación anual acumulada la correlación fue de 0.04; sin embargo, a nivel mensual en septiembre y octubre se obtuvieron las mayores correlaciones con 0.42 y 0.40 respectivamente lo que podría indicar la afinidad de la especie a este periodo y que contrasta con lo reportado por Therrell *et al.* (2002) quienes encontraron con base en el estudio de *Pseudotsuga menziesii*, *Pinus montezumae* y *Taxodium mucronatum*, que dichas cronologías tuvieron una afinidad importante con las lluvias de verano para el norte de México, mientras que las cronologías del sur de México respondieron principalmente a la precipitación de la primavera.

Las sequías reportadas por García-Jiménez *et al.* (2002) se registraron para la zona de estudio en 1993-1994 y 1996 con descensos en la precipitación alrededor de la media; sin embargo, no hubieron repuntes significativos en las temperaturas e IAA. Para el 2002 y 2003 se observaron ligeras caídas en la curva de las lluvias mientras un ligero repunte en las temperaturas e IAA, lo que sugiere que la sequía del 2002 que reportó el SMN (2017), se prolongó al 2003 para la zona de estudio. Para el 2005 se registró un fuerte contraste en los datos, pues hay un abrupto descenso de las lluvias mientras se elevan las temperaturas por arriba de los 19° y un ligero ascenso en el IAA de *J. deppeana*; sin embargo, no se encontraron fuentes

documentales sobre este evento. Otros eventos reportados por el SMN para el estado de Puebla fueron la sequía del 2009 con intensidad moderada y la del 2011 como severa, que se registraron en los datos de Lluvias-IAA pero no de manera importante.

Con relación a la edad del arbolado por unidad de relieve, no se pudieron fechar árboles en los levées del VO por la ausencia de *J. deppeana* en la parte media y alta del valle, y aunque se tomaron muestras de *B. cordata* (Tepozán) estos no presentaron la generación de anillos de crecimiento anual a diferencia del género *Fraxinus* (Fresno) donde se pudieron apreciar estructuras de crecimiento diferenciadas por la alineación de vasos. Otros estudios han comprobado el potencial dendrocronológico de *Fraxinus nigra* en Quebec, Canadá (Kames *et al.*, 2011), de *Fraxinus excelsior* en Europa (Hitz *et al.*, 2008) y *Fraxinus udhei* en el caso de México (Beramendi-Orozco *et al.*, 2013; Villanueva-Díaz *et al.*, 2015), sin embargo esta especie mostró una distribución limitada sobre la zona media del VP.

En los levées de la parte alta del VP, el 55% de los árboles presentaron edades menores o iguales a 15 años, el 36% edades de 16 a 20 años y el 9% edades de 20 a 24 años, así como el mayor número de árboles con disturbios de crecimiento, lo que confirma que es la zona que presenta mayor inestabilidad geomorfológica. En los levées de la parte media, predominaron edades de 16 y 17 años (50%), y para la parte baja, el 80% de los árboles mostró edades menores o iguales a 13 años. En la zona de superficies onduladas del VP, en su mayoría predominaron edades de 22 a 24 años, y no se reportaron árboles con evidencia de daños, siendo ésta la zona con mayor estabilidad geomorfológica ya que prevalecen condiciones favorables para el establecimiento y desarrollo de la vegetación; en el caso del VO, éste no presentó una zona media de relativa estabilidad, sino una serie de cauces y micro-levées que disectan el relieve con paredes de 2 a 3 m de altura.

Para las terrazas, en el VP predominaron edades máximas de 18 años, lo cual sugiere que aparentemente éstas son contemporáneas; para el VO se fecharon

árboles en dos de éstas, con edades máximas de 21 años para el primero y de 14 años para el segundo, lo cual sugiere mayor inestabilidad geomorfológica en la zona media de cauces y micro-levées.

El estudio dendrogeomorfológico mostró que existe una relación entre las lluvias máximas registradas en 24 h de mayo a octubre y la ligera supresión de los anillos de crecimiento en *J. deppeana* sobre todo a partir del 2007. Esta relación ha sido estudiada por Shroder (1978), en un glaciar de rocas en Utah, U.S.A., empleando la precipitación media anual y temperatura como factores detonantes siendo la primera la más significativa o el trabajo de Lopez-Saez *et al.* (2013) en los Alpes Franceses quienes reportaron una asociación entre el periodo de lluvia invernal y disturbios de crecimiento como: a) reducciones en el crecimiento y b) madera de compresión principalmente en la madera temprana.

El análisis de correlación entre las lluvias máximas y el índice de Ancho de Anillo (IAA) de los árboles de referencia y perturbados, sugiere que por lo menos tres eventos de lluvia tuvieron conexión con la inestabilidad del terreno entre julio y octubre, lo que permitió observar que por un lado la precipitación mensual acumulada de finales del verano e inicio del otoño (principalmente septiembre y octubre) también influye en el periodo de crecimiento en *J. deppeana* y por el otro, que las lluvias máximas en 24 h del verano y principios del otoño (julio a octubre) influyen en la dinámica geomorfológica en el Valle Poniente del Cerro Tenextepecuaco.

Las edades máximas que se reportaron para el estudio fueron de 24 años (1992) para el VP y 21 años (1995) para el VO lo cual sugiere que por lo menos desde principios de la última década del siglo XX no se han generado flujos de escombros de gran magnitud que eliminen completamente la vegetación de los valles, sin embargo cabe la necesidad de complementarlo con un análisis de los disturbios de crecimiento en los árboles de la parte superior de los valles que correspondan con *liberaciones abruptas en el crecimiento*, ya que con esto inclusive se podría

establecer un intervalo écesis, concepto que ha sido discutido en dendroglaciología por Koch (2009) y McCarthy y Luckman (1993) quienes reportaron que puede variar de 1 a 100 años dependiendo de la especie, el tipo de suelo, el clima y la proximidad de fuentes de semillas, además del fechamiento de árboles arrancados y sepultados por potentes flujos de escombros.

## Conclusiones

El estudio de los anillos de crecimiento de *Juniperus deppeana* en dos valles contiguos de la ladera sur del Cerro Tenextepecuaco, municipio de Ixtacamaxtitlán dentro de la Sierra Norte de Puebla reveló que la señal climática inter-series es baja (0.24), lo que sugiere que la colonización de esta especie en la zona presenta problemas de crecimiento y dificultades para el fechado ya que se reportaron múltiples anillos falsos, ausentes, parcialmente ausentes (en cuña), difusos y micro anillos.

El análisis de disturbios de crecimiento de la especie asociados a la inestabilidad de laderas en el Valle poniente (VP), permitió observar tres tendencias relacionadas con una ligera supresión de los anillos de crecimiento como respuesta a eventos de impacto por los frentes de levée y sepultamiento parcial; los resultados de correlación del ancho de anillo de árboles perturbados con las precipitaciones máximas en 24 horas por mes, sugirió que tres eventos de flujos de escombros tuvieron conexión con las precipitaciones del verano. En el 2007 (agosto a octubre) se apreció un canal activo en el sector poniente del VP que correspondió con una ligera supresión de los anillos de crecimiento; en el 2010 (julio a octubre) apareció otro canal en el sector oriente del VP y para el 2012 (julio, agosto y septiembre) siguieron activos los dos canales así como la ligera supresión de anillos. A partir del 2014 se incrementó el ancho de anillo y se apreció una mayor cobertura vegetal en el flujo de escombros, sin embargo no se obtuvieron datos de lluvia para este

periodo. Para el Valle oriente (VO) las muestras recolectadas fueron insuficientes para realizar un análisis.

La edad mínima del relieve obtenida para el VP fue de 24 años que corresponde con la zona media de superficies onduladas y de 21 años para el VO que hace referencia a una terraza próxima al cauce principal; esto significa que por lo menos hace 24 y 21 años respectivamente no se han presentado flujos de escombros de gran magnitud que remuevan completamente la vegetación de los valles, no obstante cabe la necesidad de complementar el análisis mediante el estudio de los árboles situados en las partes coronarias del cerro, sobre el escarpe principal, ya que esto estará en función de su respuesta anatómica como la liberación abrupta en el crecimiento por la eliminación de los árboles vecinos.

La importancia del estudio radicó en dos aspectos fundamentales, primeramente en la determinación del potencial dendrocronológico de *Juniperus deppeana* en la zona oriente del municipio como aporte para futuras investigaciones en los campos de las Ciencias de la Tierra y posteriormente en registrar la ocurrencia y distribución espacio-temporal de eventos geomorfológicos como los flujos de escombros dentro de la Sierra Norte de Puebla como base para posteriores estudios con relación a las actividades antrópicas, así como en temas de degradación ambiental y modificación del paisaje.

## Referencias

- Arreola-Ortiz, M, R., M, González-Elizondo., J, Návar-Cháidez., 2010.** Dendrocronología de *Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco de la Sierra Madre Oriental en Nuevo León, México, *Madera y Bosques* 16, 71-84.
- Beramendi-Orozco, L, E., S, Hernández-Morales., G, González-Hernández., V, Constante-García., J, Villanueva-Díaz., 2013.** Dendrochronological potential of *Fraxinus uhdei* and its use as bioindicator of fossil CO<sub>2</sub> emissions deduced from radiocarbon concentrations in tree rings, *Radiocarbon* 55, 833-840.

- Bernal-Salazar, S., T, Terrazas-Salgado., 2000.** Influencia climática sobre la variación radial de caracteres anatómicos de madera en *Abies religiosa*, *Madera y Bosques* 6, 73-86.
- Calón-Allende, T., M, E, Mendoza., D, Pérez-Salicrup., J, Villanueva-Díaz., A, Lara., 2016.** Climatic responses of *Pinus pseudostrobus* and *Abies religiosa* in the Monarch Butterfly Biosphere Reserve, Central Mexico, *Dendrochronologia* 38, 103-116.
- Copenheaver, C, A., E, A, Pokorski., J, E, Currie., M, D, Abrams., 2006.** Causation of false ring formation in *Pinus banksiana*: A comparison of age, canopy class, climate and growth rate, *Forest Ecology and Management* 236, 348-355.
- Copenheaver, C, A., K, H, Kyle., G, N, Stevens., M, H, Kamp., 2005.** Comparing *Juniperus virginiana* tree-ring chronologies from forest edge vs. forest interior positions in the Cedars Natural Area Preserve in Virginia, USA, *Dendrochronologia* 23, 39-45.
- Deng, X., Q-B, Zhang., 2015.** Tree growth and climate sensitivity in open and closed forests of the southeastern Tibetan Plateau, *Dendrochronologia* 33, 25-30.
- Derose, R, J., M, F, Bekker., R, K, Jelgren., B, M, Buckley., J, H, Speer., E, B, Allen., 2016.** Dendrochronology of Utah Juniper (*Juniperus Osteosperma* (Torr.) little), *Tree-Ring Research* 72, 1-14.
- García-Jiménez, F., O, Fuentes-Mariles., L, G, Matías-Ramírez., 2002.** Sequías, CENAPRED, 1-36.
- García-Cervigón, A., J, M, Olano., M, E, Gozalbo., J, C, Martínez., 2012.** Arboreal and prostrate conifers coexisting in Mediterranean high mountains differ in their climatic responses, *Dendrochronologia* 30, 279-286.
- Hitz, O, M., H, Gärtner., I, Heinrich., M, Monbaron., 2008.** Application of ash (*Fraxinus excelsior L.*) roots to determine erosion rates in mountain torrents, *Catena* 72, 248-258.
- Jiménez-Perálvarez, J, D., 2012.** Movimientos de ladera en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Granada, España): Identificación, análisis y cartografía de susceptibilidad y peligrosidad mediante SIG, Tesis de Doctorado, Universidad de Granada, España 1-224.

- Kames, S., J, C, Tardif., Y, Bergeron.,** 2011. Anomalous earlywood vessel lumen area in black ash (*Fraxinus nigra Marsh.*) tree rings as a potential indicator of forest fires, *Dendrochronologia* 29, 109-114.
- 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.
- Lopez-Saez, J., C, Corona., M, Stoffel., F, Berger.,** 2013. High-resolution fingerprints of past landsliding and spatially explicit, probabilistic assessment of future reactivations: Aiguettes landslide, Southeastern French Alps, *Tectonophysics* 602, 355-369.
- Magre, J, M., T, V, Ivars., B, C, López., D, P, Salicrup., R, M, Zaragoza., S, S, Mateo., M, B, Junca.,** 2015. Análisis dendroclimático de *Pinus pseudostrabus* y *Pinus devoniana* en los municipios de Áporo y Zitácuaro (Michoacán), Reserva de la Biósfera de la Mariposa Monarca, *Investigaciones Geográficas UNAM* 88, 19-32.
- Mathaux, C., J-P, Mandin., C, Oberlin., J-L, Edouard., T, Gauquelin., F, Guibal.,** 2016. Ancient juniper trees growing on cliffs: toward a long Mediterranean tree-ring chronology, *Dendrochronologia* 37, 79-88.
- Manetti, M, Ch., A, Cutini.,** 2006. Tree-ring growth of silver fir (*Abies alba Mill.*) in two stands under different silvicultural systems in central Italy, *Dendrochronologia* 23, 145-150.
- McCarthy, D, P., B, H, Luckman.,** 1993. Estimating Ecesis for Tree-Ring dating of moraines: A comparative study from the Canadian Cordillera, *Arctic and Alpine Research* 25, 63-68.
- Novak, K., M, De Luis., K, Cufar., J, Raventós.,** 2011. Frequency and variability of missing tree rings along the stems of *Pinus halepensis* and *Pinus pinea* from a semiarid site in SE Spain, *Journal of Arid Environments* 75, 494-498.
- Rozas, V., J, M, Olano.,** 2013. Environmental heterogeneity and neighbourhood interference modulate the individual response of *Juniperus thurifera* tree-ring growth to climate, *Dendrochronologia* 31, 105-113.

- SMN.** 2017. Impacto de ENOS en México. Servicio Meteorológico Nacional, México [<http://smn.cna.gob.mx/es/>: 21-03-2017]
- Shroder, J, F, Jr.,** 1978. Dendrogeomorphological Analysis of Mass Movement on Table Cliffs Plateau, Utah, *Quaternary research* 9, 168-185.
- Shumilov, O, I., E, A, Kasatkina., N, V, Lukina., I, Yu, Kirtsideli., A, G, Kanatjev.,** 2007. Paleoclimatic potential of the northernmost juniper trees in Europe, *Dendrochronologia* 24, 123-130.
- Speer, J, H.,** 2010. Fundamentals of Tree-Ring Research, 1-521.
- Spond, M, D., S, L, Van de Gevel., H, D, Grissino-Mayer.,** 2014. Climate-growth relationships for Rocky Mountain juniper (*Juniperus scopulorum* Sarg.) on the volcanic badlands of western New Mexico, USA, *Dendrochronologia* 32, 137-143.
- Stokes, M, A., T, L, Smiley.,** 1968. An Introduction to tree-ring dating, The University of Arizona Press, 1-73.
- Therrell, M, D., D, W, Stahle., M, K, Cleaveland., J, Villanueva-Díaz.,** 2002. Warm season tree growth and precipitation over Mexico. *Journal of Geophysical Research* 107, 61-68.
- Villanueva-Díaz, J., E, R, Pérez-Evangelista., L, Beramendi-Orozco., J, Cerano-Paredes.,** 2015. Crecimiento radial anual del fresno (*Fraxinus udhei* (Wenz.) Lingelsh.) en dos parques de la Comarca Lagunera, *Revista Mexicana de Ciencias Forestales* 6, 40-57.
- Villanueva-Díaz, J., L, Vázquez-Selem., A, Gómez-Guerrero., J, Cerano-Paredes., N, A, Aguirre-González., O, Franco-Ramos.,** 2016. Potencial dendrocronológico de *Juniperus Monticola* Martínez en el Monte Tláloc, México, *Revista Fitotecnia Mexicana* 39, 175-185.
- Wils, T, H, G., I, Robertson., Z, Eshetu., Ute G, W, Sass-Klaassen., M, Koprowski.,** 2009. Periodicity of growth rings in *Juniperus procera* from Ethiopia inferred from crossdating and radiocarbon dating, *Dendrochronologia* 27, 45-58.