



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA**

**Geomorfología, dendrocronología y análisis
sedimentológico en la cuenca alta del valle
Alcalican, SW del volcán Iztaccíhuatl.**

T E S I S

Que para obtener el título de

Licenciado en Geografía

PRESENTA

Andrés Prado Lallande

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Osvaldo Franco Ramos



Ciudad Universitaria, CDMX, México. 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.

Quiero dedicar esta tesis con mucho cariño a mis padres:

Juan B. Prado Flores

Lisette Lallande Almazán

Y a mis hermanos: Juan Pablo, Lisette y Miryam.

*Un puño en alto por todos los fallecidos, afectados y voluntarios de los sismos del 07 y 19 de
septiembre de 2017 en México.*

Agradecimientos

A mis padres y hermanos que gracias su apoyo incondicional y sus enseñanzas, he logrado dar este gran paso en mi vida profesional, siempre están presentes conmigo, estén cerca o lejos. Los amo infinitamente.

A mi asesor el Dr. Osvaldo Franco Ramos, por todo el tiempo invertido, apoyo económico, paciencia y siempre buena disposición para orientarme, los momentos difíciles pero también divertidos en el cubículo y en campo, hicieron que esta travesía fuera extraordinaria. La calidad humana y profesional que te caracteriza me ha impulsado a disfrutar enormemente este trabajo y a conseguir esta meta que comparto contigo.

A quien me llamó al mundo de la Geomorfología y me enseñó a disfrutarla y entenderla desde una perspectiva diferente, el Dr. José Juan Zamorano. Gracias por las enseñanzas, el tiempo invertido y experiencias que aunque al principio me fueran difíciles de comprender, me han hecho crecer como persona y como profesional.

Al Dr. Lorenzo Vázquez, por su enorme apoyo en las salidas a campo, así como su orientación en diversos temas como Dendrocronología y Glaciología. Así como por formar parte de mi sínodo y dedicar tiempo a la revisión de este trabajo.

Al Dr. Miguel Castillo, parte de mi sínodo que además de compartir su conocimiento en distintas salidas a campo, me brindó comentarios y sugerencias que me ayudaron enormemente al desarrollo de esta investigación.

La Dra. Esperanza Muñoz, por el apoyo y tiempo que me brindó para poder realizar el estudio sedimentológico en el Laboratorio Geocron-Q en el Instituto de Geología de la UNAM, así como el conocimiento que me brindó en las salidas a campo.

Al Mtro. Pedro Montes, por formar parte de mi sínodo y ser siempre un apoyo tanto en cuestión académica como humana, gracias por la amistad y el conocimiento brindado tanto en aula como en campo.

Al proyecto DGAPA-PAPIIT: *Evaluación de la frecuencia y magnitud de flujos de escombros y desprendimiento de rocas, con base en métodos dendrogeomorfológicos y modelación en el centro de México*, clave: IA101117 el cual representó un gran apoyo para esta investigación.

Mi amigo incondicional, Oscar Ramírez por estar siempre presente en momentos difíciles y también en los mejores. Por este nuevo proyecto que compartimos y que estoy seguro que a pesar de ser un gran reto, llegaremos a la meta.

A mi compañero indiscutible de tesis y campo, Salvador Ponce, que sin su ayuda hubiera sido imposible realizar esta investigación. Gracias por la amistad y por las salidas a campo más divertidas.

A mi amigo del alma, Mario F. Rangel, a pesar de que desde hace varios años la distancia nos separó físicamente, siempre estás presente y has sido un apoyo incondicional en mi vida.

A mis amig@s avantros, Yoshi, Luis, Fabiola, Paulina, Daniela, Alicia porque forman una pieza fundamental en mi vida, gracias por todos estos años de amistad, por levantarme en tiempos difíciles y por tantas risas y aventuras.

A los sherpas geomorfólogos Carlo Mendoza, Adolfo Quesada y Miguel Santos que con su apoyo, amistad, conocimientos y ejemplo me ayudaron de gran manera a lograr este objetivo.

Al Ing. Alfredo Rodríguez Manjarrez de la sección de mecánica del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM por brindar su apoyo y permitir el uso del taller para la preparación de muestras del análisis dendrocronológico.

Y finalmente a mi alma máter, la Universidad Nacional Autónoma de México, que por tantos años me ha brindado el espacio y los conocimientos fundamentales para desarrollarme como persona y como profesional, así como para conocer a varios de mis mejores amigos.

“La Geografía es la más artística de las ciencias y la más científica de las artes”

***“Sól tér sortna, sígr fold í mar,
hverfa af himni heiðar stjörnur;
geisar eimi ok aldrnari,
leikr hár hiti við himin sjalfan.”***

*“El Sol se oscurece, se hunde la tierra en el mar,
se agitan del cielo las brillantes estrellas;
surge vapor furioso, el fuego se alza
y llega el calor hasta el mismo cielo.”*

Fragmento del Völuspa –Profecía del vidente-, del Codex Regius/Edda poética. ~1270 d.C.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
Justificación	2
Objetivo General	3
Objetivos particulares	3
Estructura de la investigación	4
CAPÍTULO 1. MARCO TEÓRICO	5
1.1. Dendrocronología	5
1.1.1 Disturbios en los anillos de crecimiento de árboles por procesos geomorfológicos	8
1.2. Lahares	13
1.2.1 Depósitos de flujo de escombros e hiperconcentrados	14
CAPÍTULO 2. CARACTERIZACIÓN BIOFÍSICA DEL V. DE ALCALICAN	22
2.1. Localización	22
2.2. Geología	24
2.2.1 Formación Llano Grande	25
2.2.2 Formación Iztaccíhuatl	27
2.3. Secuencias glaciales en el Iztaccíhuatl	28
2.3.1 Formación Nexcoalango	29
2.3.2 Formación Hueyatlaco	29
2.3.3 Formación Milpulco	30
2.3.4 Formación Ayoloco	30
2.4. Edafología	32
2.4.1 Regosol	33
2.4.2 Cambisol	33
2.5. Hidrología	34
2.6. Clima	35
2.7. Vegetación	38
2.7.1 Bosques	38

2.7.2 Pastizal	39
CAPÍTULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS	41
3.1. Cartografía geomorfológica	41
3.2. Análisis dendrogeomorfológico	41
3.2.1 Muestreo en campo	41
3.2.2 Montado y preparación de muestras en gabinete	45
3.2.3 Análisis en laboratorio	46
3.3. Análisis sedimentológico	47
CAPÍTULO 4. RESULTADOS	52
4.1. Geomorfología	52
I. Relieve endógeno modelado	52
II. Relieve exógeno	59
<i>A) Erosivo glacial</i>	60
<i>B) Acumulativo glacial</i>	61
<i>C) Erosivo gravitacional</i>	66
<i>D) Acumulativo gravitacional</i>	67
<i>E) Erosivo fluvial</i>	70
<i>F) Acumulativo fluvial</i>	74
IV. Rasgos morfológicos complementarios	82
4.2. Dendrogeomorfología	83
4.3. Sedimentología (análisis textural) del flujo de escombros 2012	89
4.4. Consideraciones finales	96
CONCLUSIONES GENERALES	97
BIBLIOGRAFÍA	99
ANEXOS	

Introducción

El estudio de procesos geomorfológicos mediante el análisis de los disturbios de los anillos de crecimiento de árboles que se desarrollan en laderas de montaña ha ido cobrando interés debido a que esta técnica permite una reconstrucción precisa de la dinámica histórica de procesos geomorfológicos de alta montaña, como lahares, flujos de escombros, caída de rocas, avalanchas de nieve, etc. (Stoffel y Bollschweiler, 2010).

La dendrocronología es la ciencia que estudia la edad de los árboles e interpreta los fenómenos ambientales que ocurren a su alrededor (Fritts, 2001), se basa en que el crecimiento de los anillos de los árboles se rige por el clima y por las condiciones locales del hábitat (Villanueva *et al.*, 2004). No obstante, las anomalías detectadas en los anillos de crecimiento también pueden corresponder a otros factores como son plagas, incendios, eventos geológicos y geomorfológicos tales como sismos, erupciones volcánicas, deslizamientos de ladera, fluctuaciones glaciales, avalanchas de nieve e inundaciones (Villalba, 2000).

Los lahares son una mezcla de agua y sedimentos que se originan en laderas volcánicas y son de los procesos más devastadores, por los alcances que pueden tener (Vallance, 2000). Los tipos de depósitos que forman son de dos tipos principales: depósitos de flujo de escombros e hiperconcentrados (Delgado-Granados, 2002). Esta clasificación se determina mediante un análisis sedimentológico, en donde se contabiliza el porcentaje de concentración de partículas sólidas con respecto a la cantidad de agua que los ha movilizado. Además, permite analizar el comportamiento del proceso en su etapa inicial, intermedia y avanzada.

Los materiales que transportan los lahares pueden impactar, sepultar, inclinar o incluso matar a los árboles que están sobre su paso, transformando los patrones de crecimiento normal del bosque (Bollschweiler *et al.*, 2010, Franco-Ramos *et al.*, 2013, 2016 a y b).

En el valle de Alcalican, localizado en la ladera SW del volcán Iztaccíhuatl, se han observado procesos gravitacionales y, lahares post-eruptivos, sin embargo, se desconoce su frecuencia, edad y distribución. En este sentido, en el valle de Alcalican, se aplicarán métodos geomorfológicos, dendrogeomorfológico y sedimentológicos para estudiar y caracterizar las formas de relieve asociada a procesos, su edad absoluta y/o relativa, tipo de depósitos, su distribución y dinámica actual.

Justificación

Si bien existen trabajos de investigación previos donde se pueden conocer las condiciones físicas del Iztaccíhuatl, no existe información cartográfica detallada de la cuenca alta del valle de Alcalican. El análisis geomorfológico a detalle (1: 4,500) en esta zona ayudará a comprender la dinámica de los procesos que han tenido lugar esta área.

Para el estudio de procesos geomorfológicos, la aplicación de técnicas como la dendrocronología, que actualmente se encuentra en pleno auge y desarrollo en México ofrece una alternativa bastante precisa para la datación de procesos. Dado que en las inmediaciones del volcán Iztaccíhuatl abundan las coníferas, se utilizará la dendrocronología analizando muestras de Sp. *Pinus hartwegii*, para evaluar el potencial de esta especie para el estudio de lahares en la cuenca alta del valle de Alcalican (~ 4,000 msnm). De este modo, la presente investigación puede tener implicaciones en cuanto a los peligros geomorfológicos y para el estudio de ordenamiento territorial del Parque Nacional Izta-Popo.

La sedimentología permitirá estudiar, clasificar y comprender un proceso común en laderas volcánicas: los lahares. Por ejemplo, en el interior del valle de Alcalican existe un depósito de lahar de aspecto juvenil que no ha sido estudiado previamente. Este estudio (sedimentología y dendrocronología) puede responder a las preguntas: ¿Qué desencadenó el evento? ¿De qué tipo fue? ¿Qué tan frecuente es? Y ¿Cuál es su distribución? Además, se

pueda marcar un precedente para el futuro estudio de procesos hidro-volcánicos, no sólo en alta montaña, sino en prácticamente cualquier ambiente geomorfológico de México.

Objetivo General

Elaborar un estudio dendrogeomorfológico y sedimentológico en la cuenca alta del valle Alcalican, con el fin de caracterizar el relieve en cuanto a su origen, morfología y dinámica actual.

Objetivos particulares

- Realizar un mapa geomorfológico a detalle (escala 1: 4,500) mediante la interpretación de imágenes de satélite (Landsat/Copernicus; DigitalGlobe 2016 en Google Earth®).
- Identificar en campo el tipo y número de disturbios en los árboles afectados por procesos geomorfológicos.
- Determinar la edad mínima de las unidades del relieve, así como de eventos geomorfológicos mediante métodos dendrocronológicos.
- Fechar y reconstruir eventos geomorfológicos de manera absoluta y/o relativa.
- Analizar las texturas del depósito de lahar más reciente en el valle Alcalican para determinar su clasificación.
- Elaborar un mapa dendrogeomorfológico del sitio de estudio.
- Validar los resultados con datos meteorológicos o sísmicos de la zona de estudio para identificar el agente detonante del lahar de aspecto juvenil que se produjo en el valle de Alcalican.

Estructura de la investigación

Este trabajo consta de cuatro apartados, en el capítulo 1 se presentan los antecedentes de la dendrogeomorfología (comportamiento y reacción de anillos de crecimiento de los árboles para estudiar procesos geomorfológicos) y lahares, así como su relación con eventos post-eruptivos.

En el capítulo 2 se describe la localización, la geología, las secuencias glaciales que se han presentado a lo largo del tiempo, así como el clima, suelo y vegetación del volcán Iztaccíhuatl. El capítulo 3, consiste en una descripción detallada de los materiales y los métodos geomorfológicos, dendrocronológicos y sedimentológicos empleados en este estudio.

En el capítulo 4, se exponen los principales resultados de la investigación, como la caracterización del relieve, el reporte del análisis de los anillos de crecimiento de las muestras de *Pinus hartwegii* y el análisis sedimentológico.

Capítulo 1. Marco teórico

1.1. Dendrocronología

El término dendrocronología proviene del griego dendron –árbol-, cronos –tiempo- y logos –conocimiento-, y hace alusión a la disciplina que permite datar los anillos de crecimiento de los árboles para obtener información que permita conocer los diferentes factores que han influido en su crecimiento. Para poder lograrlo, es necesario elaborar series maestras mediante la datación de los anillos para asignarles el año preciso de su crecimiento, y de esta manera determinar las fechas ocurrieron distintas perturbaciones ambientales y/o antrópicas que pudieron afectar al árbol (Gutiérrez, 2008).

Los anillos de crecimiento de los árboles están constituidos por bandas de células producidas por el *cambium* vascular en un periodo. Son muchas las especies de árboles que forman anillos anuales y que han sido empleadas para reconstruir las condiciones medioambientales pasadas de un sitio (Stoffel y Bollschweiler, 2010b).

Los primeros estudios dendrocronológicos en el trópico se remontan a finales del siglo XIX. En numerosos países tropicales se han realizado investigaciones dendrocronológicas tanto en climas secos como húmedos, desde el nivel del mar, hasta el límite de vegetación arbórea a más de 4,000 m de altitud (Giraldo-Jiménez, 2011).

El precursor en el uso de los anillos de crecimiento para analizar procesos geomorfológicos fue Alestalo (1971) quien acuñó el término dendrogeomorfología, quien la definió como la aplicación de la ecología vegetal y la dendrocronología en la investigación de campo de la geomorfología y morfocronología, yendo más allá del simple conteo de los anillos para determinar la edad y empleando factores como la cicatrización, inclinación, sepultamiento y exposición de los árboles, con el fin de estudiar eventos ambientales pasados y analizar la sucesión en las comunidades vegetales, al mismo investigador se le atribuye la homologación de las metodologías existentes (Butler, 2013).

En 1978, Shroder publica un trabajo sobre dendrogeomorfología aplicado al análisis de remoción en masa, en ese mismo texto estandariza la metodología basada en el principio de proceso–evento–respuesta.

El –proceso– corresponde a los fenómenos geomorfológicos desarrollados en un tiempo y lugar determinado. El –evento– es la afectación del árbol ante un proceso geomorfológico que genera un daño mecánico. La –respuesta– es la reacción del árbol ante los fenómenos ocurridos, manifestado mediante cambios fisiológicos como cicatrices de impacto, ductos de resina traumáticos (TRD por sus siglas en inglés), madera de reacción, formación de anillos excéntricos, supresión del crecimiento, aumento del crecimiento o tejidos callosos.

Debido a que en muchas ocasiones se carece de registros de condiciones ambientales pasadas, esta información se puede obtener mediante archivos naturales, también conocidos como testigos silenciosos, los cuales revelan información medioambiental, preservada en los anillos de crecimiento, tales como procesos de remoción en masa, hidrológicos, atmosféricos, así como de datación, contando con una resolución temporal anual o incluso sub-anual (Bollschweiler *et al.*, 2008).

La importancia de los estudios dendrocronológicos también juega un papel importante en la comprensión de la distribución y frecuencia de peligros de origen natural ya que los anillos de crecimiento contienen información potencial que puede ayudar en la prevención de afectaciones por fenómenos naturales (Stoffel y Bollschweiler, 2010a).

De acuerdo con Gutiérrez (2008), el crecimiento de los árboles responde a la formación, diferenciación y expansión de nuevas células debido a la actividad de los meristemas primarios y secundarios.

Los primarios están directamente relacionados al crecimiento en altura y los secundarios en el grosor. (Fig. 1). El *cambium* es el meristema secundario que da lugar a la formación de anillos (aumento en grosor), el cual está compuesto por una delgada capa de células que se

encuentran justo por debajo de la corteza del árbol y es justamente el encargado de producir capas sucesivas de xilema en la parte interna (madera) y floema en la parte externa, que terminará formando la corteza exterior.

La formación de los anillos de crecimiento se encuentra regida por el meristema llamado *cambium* vascular, que es el responsable del crecimiento vegetal y se encuentra entre el xilema y el floema, el cual es el encargado de dividir las células que se convertirán en madera y corteza adicional (Stoffel y Bollschweiler, 2010b).

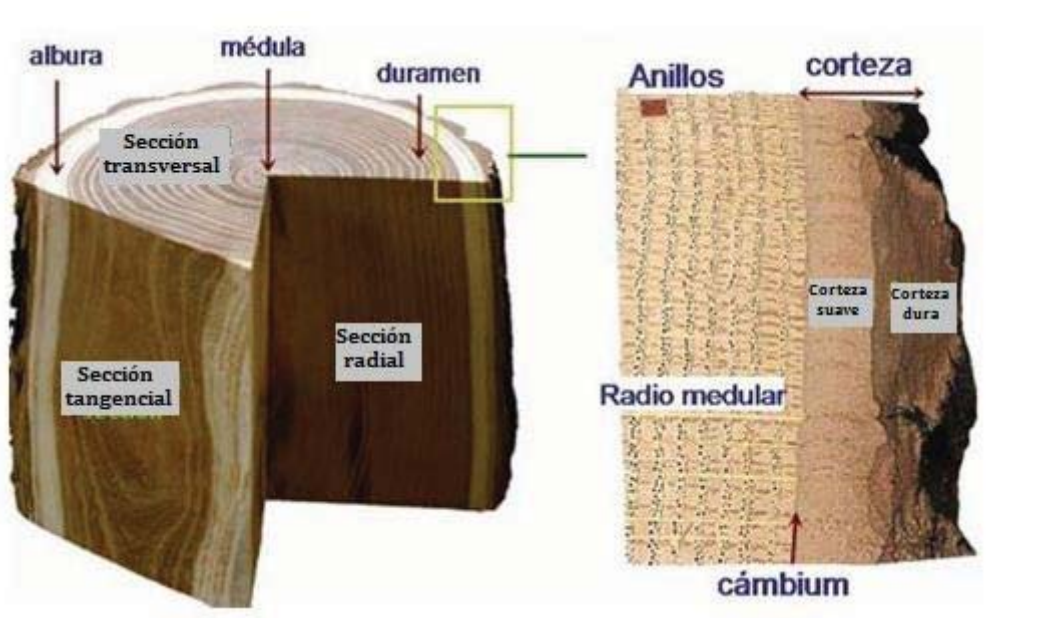


Figura 1. Del lado izquierdo se puede observar una porción de tronco con corte transversal, radial y tangencial en el que se muestran los principales componentes del mismo. Del lado derecho se muestra una ampliación de un sector del tronco en el que se pueden observar los anillos y el cambium (límite entre la madera y la corteza). Fuente: La dendrocronología: métodos y aplicaciones. Gutiérrez (2008). Modificado de <http://www.woodanatomy.ch/macro.html>

El desarrollo de los anillos se encuentra directamente relacionado a diferentes factores ya sean internos (edad y genética) o externos como pueden ser el clima, la hidrología, el tipo de suelo, la topografía y los procesos gravitacionales, lo que provoca que el crecimiento sea mayor o menor en determinados momentos.

En las coníferas (gimnospermas), el crecimiento de los anillos está conformado por dos periodos (Stoffel *et al.*, 2005). El primero durante la estación húmeda del año donde las

traqueidas son más grandes, menos densas, con paredes delgadas que permiten el transporte de nutrientes y tiene desarrollo de una banda radial de color claro también llamada madera temprana.

El segundo periodo, ocurre en la época seca del año cuando la producción de madera disminuye, por lo tanto, las traqueidas crecen poco, son más densas y con paredes más gruesas que le dan soporte a la madera. El color de esta banda es oscuro y se le conoce como madera tardía. La suma de las dos bandas forma un anillo anual (Stoffel *et al.*, 2010a), (Fig. 2).

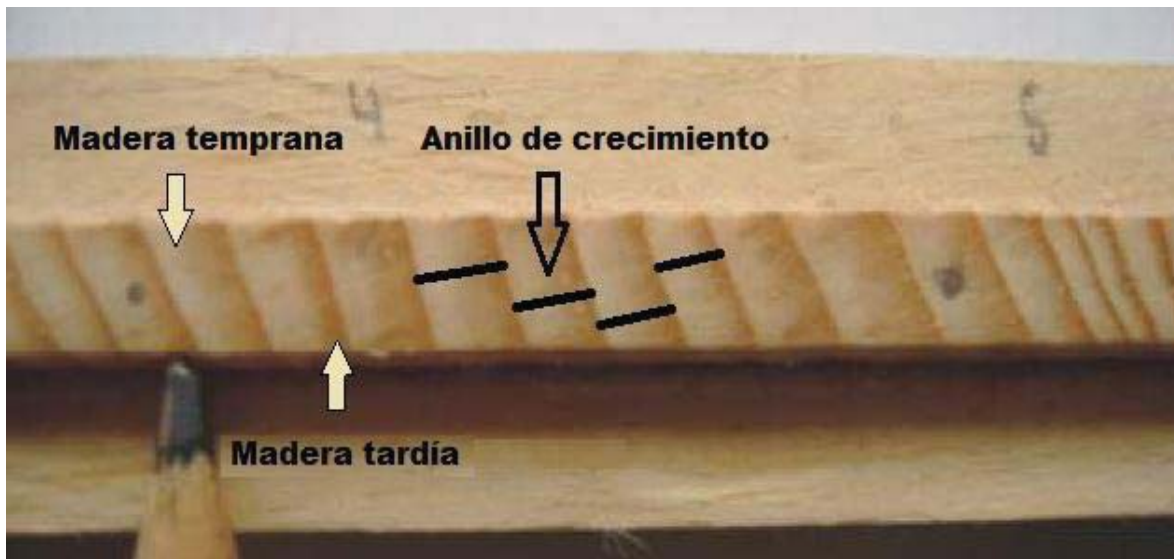


Figura 2. Muestra pulida y montada sobre una base en la que se pueden apreciar los diferentes periodos de formación, que conforman un anillo de crecimiento (señalados con una línea negra). En café oscuro, la madera tardía y en café claro, la madera temprana.

Debido a la extensa variedad de aplicaciones de la dendrocronología, esta disciplina se ha subdividido en distintas ramas, como son: dendroecología, dendroclima, dendrogeomorfología, dendroarqueología, dendroquímica entre otras (Speer, 2010).

1.1.1 Disturbios en los anillos de crecimiento de árboles por procesos geomorfológicos

De acuerdo con Stoffel y Corona (2014), los principales disturbios asociados a procesos geomorfológicos son:

A. Cicatrices de impacto y formación de tejido calloso

Cuando un árbol es afectado por procesos geomorfológicos, presenta eliminación parcial de la corteza y penetración en la madera, ya sea en el tallo, ramas o raíz (Fig. 3). Si el impacto afecta el *cambium*, generará una interrupción en el crecimiento celular en la parte afectada (Stoffel y Corona, 2014). Debido a esto, el árbol reaccionará generando resina para sellar la herida y evitar efectos como invasión de insectos o la descomposición del tejido, con lo cual genera la formación de tejido calloso en los bordes de la lesión, cuya cicatrización estará supeditada por factores como la tasa anual de crecimiento o la edad del árbol (Bollschweiler *et al.*, 2008; Schneuwly *et al.*, 2008).



Figura 3. Muestra de *Pinus hartwegii* con una cicatriz de impacto, es evidente la discontinuidad en los anillos de crecimiento debido a la interrupción del crecimiento debido al evento que afectó al árbol.

B. Supresión en crecimiento

Cuando un árbol es enterrado por detritos asociados a flujos de escombros, inundaciones o deslizamientos, el individuo registra una supresión en el crecimiento, por dos motivos, la reducción de la actividad de las raíces, y el peso ejercido sobre el árbol al ser sepultado (Fig. 4). La presión ejercida sobre el tallo del árbol se refleja en los anillos de crecimiento, donde su anchura se puede ver reducida a una cuarta parte del grosor original (Rubner, 1910 en Stoffel y Corona, 2014).

La litología y la especie del individuo determinarán la supervivencia y la reacción del individuo. También, los árboles que presentan un déficit en el suministro de agua y nutrientes, suelen presentar anillos estrechos en el tronco.

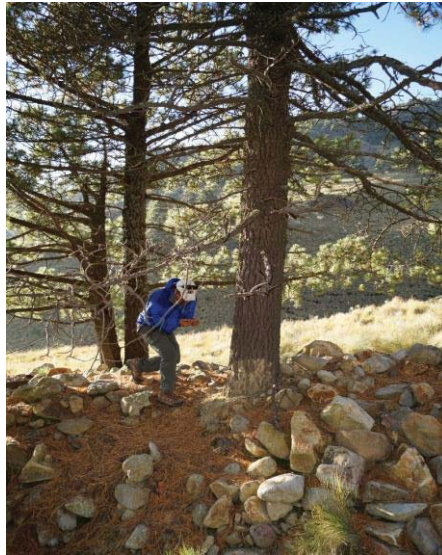


Figura 4. Se observa un árbol impactado y parcialmente sepultado por un flujo de escombros en la porción central del valle Alcalican (octubre, 2016).

C. Realce en crecimiento

Es posible que después de presentarse un evento geomorfológico de gran magnitud algunos árboles sean totalmente removidos (muertos), esto representa menor competencia para los árboles que sobrevivieron, por lo tanto, accederán a un suministro mayor de agua, luz y nutrientes, misma condición que se manifestará a través de un aumento en el grosor de los anillos (Bollschweiler *et al.*, 2010).

En caso de no ser totalmente removidos, es común que los árboles que han sufrido decapitaciones por impactos de roca presenten una morfología llamada de *candelabro* (Fig. 5) (Butler y Malanson 1985; Stoffel *et al.*, 2005).



Figura 5. Árbol con forma de *candelabro*, característica que adquiere después de recibir un fuerte impacto (decapitación) por algún proceso de remoción en masa. (Fuente: www.dendrolab.ch)

D. Madera de reacción y anillos excéntricos

Por otra parte, los árboles que son sometidos a *presión* por distintos procesos atmosféricos como una temporada de intensas lluvias, sequías, nevadas o por fenómenos asociados como avalanchas de nieve, transporte y depósito de sedimentos, así como por la desestabilización gradual del árbol producto de deslizamientos o erosión del sustrato, el individuo presentará madera de reacción o crecimiento excéntrico (Lundström *et al.*, 2007), todo lo anterior se resume en evidencias/cambios marcados en los anillos de crecimiento.

Los cambios son evidentes mediante el desarrollo de anillos excéntricos y madera de compresión (Fig. 6), mismos que presentarán un tamaño mayor y de color más oscuro que los anillos del lado correspondiente a la contra pendiente. Además, presentan una mayor proporción de madera tardía, contenido de lignina y más densidad (Timell, 1986).



Figura 6. Muestra de *Pinus leiophylla* inclinado, en la cual se puede observar la excentricidad de los anillos de crecimiento.

E. Ductos de resina traumáticos

Se producen en ciertas especies de coníferas como *Larix*, *Picea*, *Pseudotsuga* o *Abies* (Bannan 1936; Yamaguchi y Lawrence 1993; Jacoby 1997; Stoffel 2008; Butler *et al.*, 2010). Los ductos se forman tanto de manera tangencial como axial a la cicatriz (Bollschweiler *et al.*, 2008).

Cuando se produce la herida, unos días después comenzará la producción de resina y los conductos empezarán a formarse dentro de las tres semanas posteriores a la perturbación (Kaczka *et al.*, 2010). Sin embargo, los ductos traumáticos (Fig. 7) tienden a migrar hacia la parte central del árbol, por lo que en ocasiones la datación del disturbio no será tan precisa y habrá que compararlos con otros en el mismo árbol, como cicatrices de impacto (Bollschweiler *et al.*, 2008).

Cabe destacar que la medición cronológica por medio de los ductos de resina no es posible realizarla en muestras de especies *Pinus*, ya que estos no tienen una generación importante de conductos de resina después de alguna perturbación o impacto directo (Phillips y Croteau, 1999; Ballesteros *et al.*, 2010).

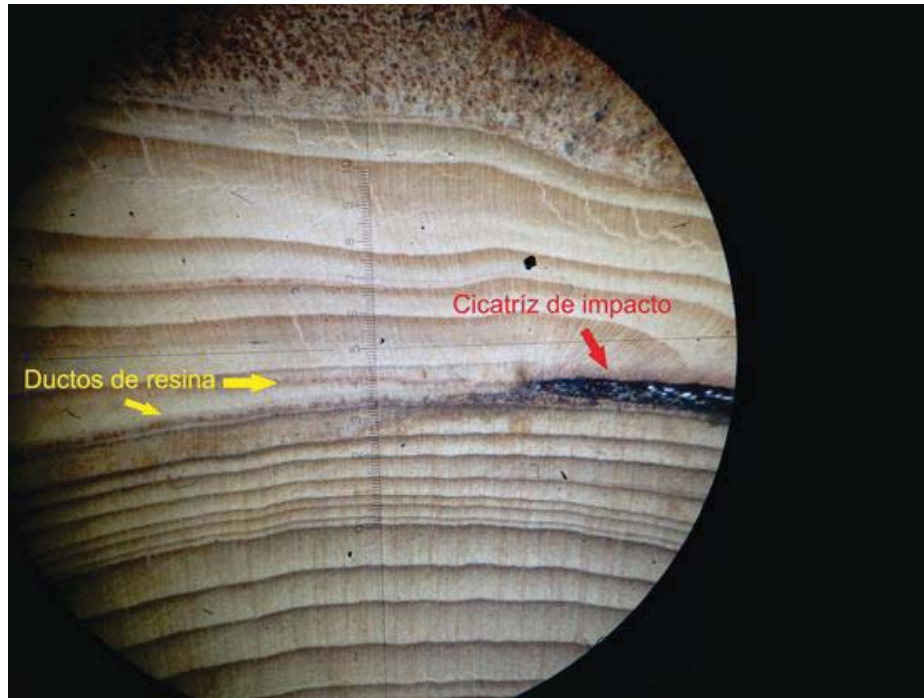


Figura 7. Imagen en microscopio de una muestra de *Abies religiosa*, en donde se puede ver la cicatriz de impacto y las filas tangenciales de ductos de resina traumáticos o TRD.

1.2. Lahares

Se trata de un término indonesio que engloba a los flujos de escombros e hiperconcentrados, los cuales son flujos de agua y sedimento que son transportados en ambientes volcánicos.

Los lahares pueden tener una génesis directamente relacionada a una erupción volcánica (sin-eruptivos) o pueden ser producidos en un evento posterior (intra-eruptivos), (Sarocchi, 2007).

Para que un lahar pueda producirse deben existir cuatro condiciones principales: 1) suficiente agua disponible; 2) gran cantidad de material no consolidado; 3) pendientes pronunciadas; 4) un mecanismo detonante (Vallance, 2000).

Es común que los lahares al alejarse de su fuente de origen se diluyan (flujos hiperconcentrados), debido a que los sedimentos y los bloques de mayor tamaño se depositan en las partes más altas, mientras que los más finos, acarreados aún por el agua, continúan su descenso ladera abajo (Fig. 8) (Lockwood *et al.*, 2010). Con base en las características granulométricas de los depósitos de lahar, se pueden clasificar en flujos de escombros, cohesivo, no cohesivo y depósitos hiperconcentrados (Vallance, 2000).

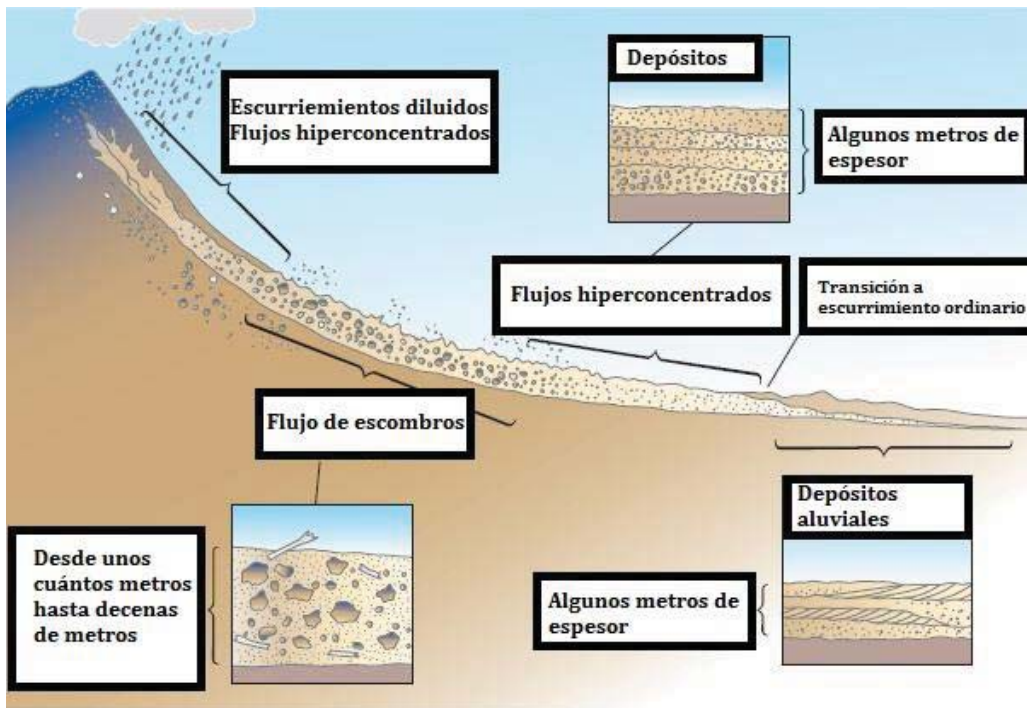


Figura 8. Esquema que muestra las transiciones de un lahar a lo largo de una ladera. (Modificado de Lockwood et al., 2007).

1.2.1 Depósitos de flujo de escombros e hiperconcentrados

Los flujos de escombros son una mezcla de sólidos y agua con una concentración de sedimentos que están compuestos por dos fases, una líquida (agua, arcillas y limos) y una granular (detritos) que controlan la dinámica de manera conjunta. Los depósitos originados por flujos de escombros presentan imbricación en la dirección del flujo (Pierson y Costa, 1987).

Los flujos de escombros tienen un contenido de fracción sólida variable entre el 70 y el 90 % en peso (Fig. 9), (Costa, 1988), y si la matriz contiene más del 3% de arcilla se definen como cohesivos (Vallance y Scott, 1997).

Dependiendo de la proporción de sedimentos y de la cantidad de arcilla en la matriz, los clastos se separan del flujo por gravedad provocando una progresiva dilución del flujo, o se transportan sobre grandes distancias (Iverson, 1997; Vallance, 2000).



Figura 9. Depósito de flujos de escombros en el Mt. Rainier a lo largo del canal White River en Washington, Estados Unidos. Una característica de este tipo de flujos es la heterogeneidad de los bloques acarreados, que en muchos casos dañan a los árboles que están sobre su paso (Tomado de <http://www.geofisica.unam.mx/popoc/colaboracion/EHaz/rainier.html>).

De acuerdo con Lowe (1982) en una representación ideal, un flujo como éstos está compuesto por tres diferentes capas verticales (Fig. 10):

- 1) Carpeta de tracción, que posee una elevada concentración de clastos y presenta movimiento laminar, en esta área los bloques están sujetos a una intensa abrasión y fracturación.
- 2) Zona de arrastre, tiene una mayor concentración de sedimentos que la carpeta de tracción lo que facilita el transporte de bloques de mayor tamaño, esta capa es la que presenta la mayor velocidad de movimiento.

3) Suspensión de baja densidad que corresponde a la porción más superficial, es una capa diluida que alimenta por gravedad a la carpeta de tracción con clastos gruesos.

De la misma forma, los flujos presentan tres partes longitudinales en las que se encuentran subdivididos:

Cabeza, es la parte frontal, presenta una alta turbulencia y está compuesta por una elevada concentración de materiales gruesos, bloques e incluso materia orgánica como troncos que son arrastrados por la fuerza del flujo. En muchos casos, la cabeza se mueve a una velocidad menor que el resto del flujo y ésta actúa como un freno, por lo que normalmente esta zona es la que presenta un mayor espesor.

El cuerpo del flujo se encuentra en un estado de licuefacción y tiene una elevada movilidad, en esta parte se pueden generar pequeñas olas debido a las inestabilidades cinemáticas, las cuales generan frentes secundarios.

La cola, que es la parte final del flujo y que contiene una menor concentración de sedimentos, en ocasiones está lo suficientemente diluida para convertirse en un flujo hiperconcentrado la cual puede llegar a ser más turbulento y erosivo que el cuerpo principal del flujo de escombros (Lowe, 1982).

Suarez, (2009) menciona que los flujos de escombros ocurren generalmente en zonas en donde existe mayor pendiente y hay abundantes concentraciones de material sólido. Gracias a la inclinación de las laderas, éstos pueden transportarse acarreado gran cantidad de partículas o bloques alcanzando hasta 20 m/s. Además, cuando el flujo disminuye su velocidad, aumenta el espesor del mismo hasta detenerse, todo esto sucede debido a la disminución de la pendiente, el aumento del ancho del valle que lo controla o por la presencia de materiales que obstaculicen el libre movimiento del flujo.

Respecto las causas de la activación de los flujos de escombros, se plantea que los depósitos antiguos pueden haber sido activados por sismos (Shlemon, 1979), pero en los

estudios de depósitos recientes se plantea que estos procesos están asociados a factores como periodos de lluvia intensa actividad antrópica, reptación, altas pendientes, alto fracturamiento y meteorización de las rocas de las laderas, entre otros (Yury-Medina, 2007).

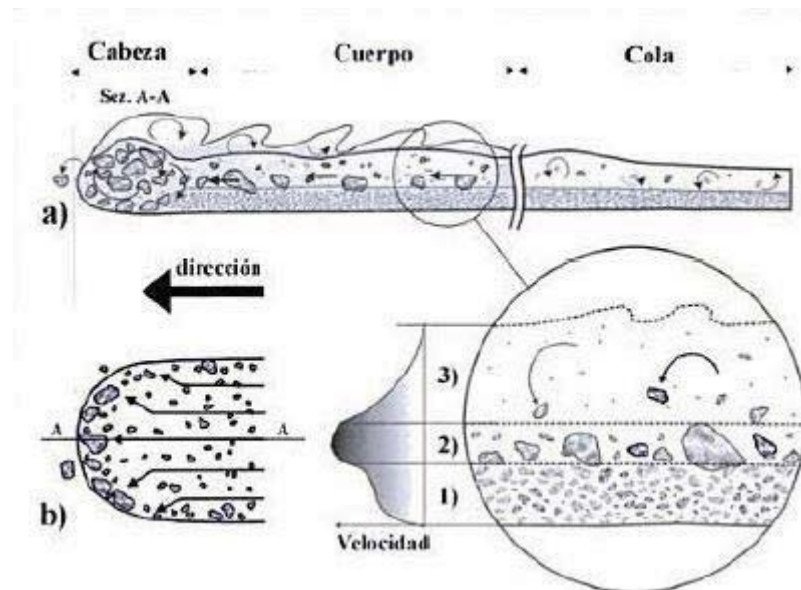


Figura 10. Imagen en la que se representa un flujo de escombros a detalle. Los flujos se dividen longitudinalmente en cabeza, cuerpo y cola (a). La imagen inferior derecha corresponde a un zoom de la imagen superior, se aprecian tres zonas: 1) carpeta de tracción 2) zona de arrastre y 3) suspensión de baja densidad. El inciso (b) muestra los bloques transportados en la zona de arrastre que se concentran en la cabeza del flujo de escombros, las flechas indican la dirección hacia los bordes en donde se forman los característicos leéves laterales. (Dibujo de Sarocchi, 2007).

Respecto a las precipitaciones como factor desencadenante, Paz y Torres (1989) plantean que, para activar deslizamientos en las laderas, no son necesarios eventos de altas concentraciones de precipitación, sino que con la cantidad promedio de lluvia es suficiente para contribuir en la desestabilización de las laderas.

De acuerdo con Pierson y Scott (1985), se pueden diferenciar dos categorías importantes para los flujos de escombros tomando en cuenta su comportamiento físico (reología y contenido de arcilla): flujos de escombros cohesivos y flujos de escombros no cohesivos (Fig. 11).

El primer tipo de flujo posee una resistencia crítica más alta y la reología juega un papel primordial en su comportamiento, mientras que el segundo tipo predominan las interacciones grano-grano y el comportamiento es mayormente inercial. Un flujo de escombros puede pasar de una categoría a otra si se presentan cambios en sus condiciones internas y en los factores externos como la velocidad, densidad de partículas, la pendiente, morfología del terreno, cantidad de agua, entre otras (Vallance y Scott, 1997).

En el cuadro de la figura 11 se puede diferenciar a detalle, las distintas características de los depósitos de flujo de escombros cohesivo y no cohesivo.

Los hiperconcentrados se consideran intermedios entre los flujos de escombros no-cohesivos y las corrientes fluviales. Los no-cohesivos, pueden transformarse en hiperconcentrados por dilución con agua y pueden evolucionar a cohesivos por un incremento en la concentración de sedimento. Éstos tienen concentraciones bajas de sedimento, por lo que su reología es mucho más parecida a las corrientes fluviales. La figura 12, describe las características típicas de esta clase.

	Flujos de escombros no-cohesivos	Flujos de escombros cohesivos
Contenido de arcilla	< 3-5%. Pierson y Scott (1985).	>3-5%, Pierson y Scott (1985).
Fase granular	Entre 70 y 90% en peso, 50-80% en volumen de la masa total (Costa, 1988).	
Densidad	Mayor proporción de sedimento/agua	Menor proporción sedimento/agua
Presión de poro	Baja, debido a que el agua circula con facilidad en los intersticios entre los clastos (Pierson y Costa, 1987; Iverson, 1997).	Elevada, debido a que el fluido circula con dificultad entre los intersticios de los clastos (Pierson y Costa, 1987; Iverson, 1997).
Origen	Por la incorporación progresiva de material acumulado en las laderas del volcán o por flujos de agua intensos (Vallance, 2000)	Por la transformación directa de una avalancha (derrumbe que involucra un sector del edificio volcánico, en presencia de una cantidad de agua suficiente que sature el material colapsado (Carrasco-Nuñez <i>et al.</i> , 1993; Vallance, 2000).
Volumen	Inicialmente pequeño, puede incrementarse hasta 15-20 veces a lo largo de su recorrido (Gallino y Pierson, 1985; Pierson, 1995).	Grande, generalmente se mantienen constantes por largas distancias (Gallino y Pierson, 1985; Pierson, 1995).
Espesor	En áreas abiertas, el espesor de un flujo raramente es mayor a 1 o 2 metros; cuando está canalizado, puede alcanzar decenas y tal vez cientos de metros. Generalmente varía entre 1 y 10 metros (Pierson y Scott, 1998).	
Reología	Dependiendo de la velocidad, se comportan como flujos granulares dominados por colisiones entre clastos (Scott <i>et al.</i> , 1995).	Dominados por un comportamiento viscoplástico y por la presencia de partículas limosas y arcillosas (Costa, 1988).
Velocidad	Varía de un mínimo de 5-10 m/s, hasta más de 25 m/s.	
Movilidad	Menor respecto a los flujos no cohesivos, sin embargo, pueden viajar grandes distancias. Generalmente no rebasan algunas decenas de kilómetros (Scott <i>et al.</i> , 1995).	Elevada, pueden viajar hasta cientos de kilómetros sin sufrir transformaciones importantes (Vallance, 2000).
Textura	Es muy variable, longitudinalmente y transversalmente.	Constante por distancias muy grandes.
Orientación de los depósitos	Pueden mostrar una orientación preferencial burda (Costa, 1988).	Los clastos están orientados al azar (Lawson, 1982; Costa, 1988).
Compactación	Están generalmente bastante compactados, pero menos que los depósitos de los flujos cohesivos (Pierson y Scott, 1998).	Muy compactos debido a la mayor presencia de material cementante fino (Pierson y Scott, 1998).
Otras características	Presencia de partículas rotas o con evidencia de impactos (cataclasis).	Es característica la presencia de burbujas milimétricas de aire en la matriz, debido al aire atrapado en el flujo durante su movimiento.

Figura 11. Cuadro basado en la clasificación de Pearson y Scott (1985) en el que se diferencian las características de cada tipo de flujo de escombros: Clasificación, características físicas, origen, dimensiones, erosión y transporte. (Tomado de Sarocchi, 2007).

Flujos Hiperconcentrados

<i>Fase granular</i>	Constituye entre el 55 y el 80% en peso (35-60% en volumen) de la masa total (Fei, 1983; Pierson y Scott, 1985; Major y Pierson, 1992).
<i>Densidad</i>	Es menor con respecto a la densidad de los flujos de escombros (1.2-1.8 g/cm ³). (Costa, 1988; Rodolfo et al., 1996). Varía sensiblemente con la altura en el depósito.
<i>Viscosidad</i>	En algunos casos, es poco mayor que la viscosidad del agua (Chen, 1987).
<i>Origen</i>	Por dilución de flujos de escombros no-cohesivos o por el incremento de la concentración de corrientes fluviales, en presencia de elevadas cantidades de sedimento.
<i>Capacidad erosiva</i>	Muy elevada, sobre todo cuando se encuentran canalizados y en pendientes elevadas. Son más erosivos que los flujos de escombros. Originan canales con forma trapezoidal o de "U" que cortan el sustrato (Pierson y Scott, 1998).
<i>Velocidad</i>	La velocidad en promedio es sólo ligeramente mayor (2.75 vs. 2.49 m/s) que la de los flujos normales de agua (Pierson y Scott, 1985).
<i>Capacidad de transporte</i>	El transporte en la parte inferior del flujo es mayor que en el caso de flujos de agua. En la parte baja, pueden ser arrastrados guijarros y cantos (Pierson y Scott, 1998).
<i>Transformaciones</i>	Son flujos en continua transformación. Se modifican en flujos de escombros y de agua al cambiar las condiciones alrededor y la concentración de sedimento.
<i>Depositación</i>	Debido a que las partículas finas (arcilla y limo), tienden a quedarse en suspensión y a no depositarse con la componente más gruesa (arena, grava y guijarros), los depósitos de flujo hiperconcentrados están empobrecidos en estas clases granulométricas, formándose depósitos sostenidos grano a grano, sin partículas finas en los intersticios.
<i>Morfología</i>	Los depósitos de flujos hiperconcentrados, se parecen a los depósitos de flujos de agua, forman barras, abanicos y bermas (Costa, 1988; Pierson y Scott, 1998).
<i>Espesor</i>	Puede variar de decenas de centímetros a algunos metros (Vallance, 2000). Los niveles que constituyen una unidad pueden variar desde pocos milímetros a algunas decenas de centímetros.
<i>Estructura</i>	Los depósitos originados por flujos hiperconcentrados son típicamente masivos o ligeros y burdamente estratificados.
<i>Estratificación</i>	Los estratos son característicamente horizontales (más espesos que los de origen fluvial) y pueden continuar lateralmente por varios metros o decenas de metros. Los clastos menos densos o pedazos de madera se concentran en el techo del flujo y pueden originar lentes al ser cortados por estratos superiores (Scott, 1988).
<i>Textura</i>	El diámetro promedio del sedimento, varía de arena mediana o gruesa, a grava fina.
<i>Otra característica</i>	Los depósitos son generalmente más compactos que aquellos debidos a transporte fluvial; sin embargo, están menos compactados que los originados por flujos de escombros (Pierson y Scott, 1998).

Figura 12. Cuadro basado en la clasificación de Pearson y Scott (1985) en el que se describen las características de los flujos hiperconcentrados (Tomado de Sarocchi, 2007).

Los flujos hiperconcentrados tienen un comportamiento de tipo no-Newtoniano, esto quiere decir que presentan una cierta resistencia a fluir debido a los materiales que se han añadido conforme se desarrolla el proceso. Este tipo de flujos puede alcanzar velocidades mayores a los que alcanzan los flujos no saturados y tienen una alta capacidad de incorporar o perder agua y/o material, por lo que se pueden transformar fácilmente en flujos de arroyada (Muñoz, 2007).

Capítulo 2. Caracterización biofísica del valle de Alcalican

2.1. Localización

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), se encuentra entre los 19° y los 20° de latitud norte, tiene una longitud de aproximadamente 1,000 km y cruza el territorio mexicano desde el Océano Pacífico, en las costas de Nayarit, hasta el Golfo de México, en las costas de Veracruz. Este arco volcánico se desarrolla sobre la margen sudoccidental de la Placa de Norteamérica como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos (Ferrari, 2000). Dentro de esta región se encuentran grandes estratovolcanes como el Citlaltépetl, Popocatépetl y el Iztaccíhuatl entre otros, todos ellos superan los 5,000 msnm.

El volcán Iztaccíhuatl es un estratovolcán alargado de 7 km de longitud, cuya forma se asemeja a una mujer recostada. El edificio presenta cuatro estructuras principales: *Cabeza* (5146 msnm), *Pecho* (5286 msnm), *Rodillas* (5,100 msnm) y *Pies* (4740 msnm), formadas por la superposición de varias corrientes de lava, en etapas diferentes de erupción (Lugo, 1984). La zona de interés se localiza en la vertiente del W del volcán compuesto y se conoce como Valle de Alcalican (Fig. 13).

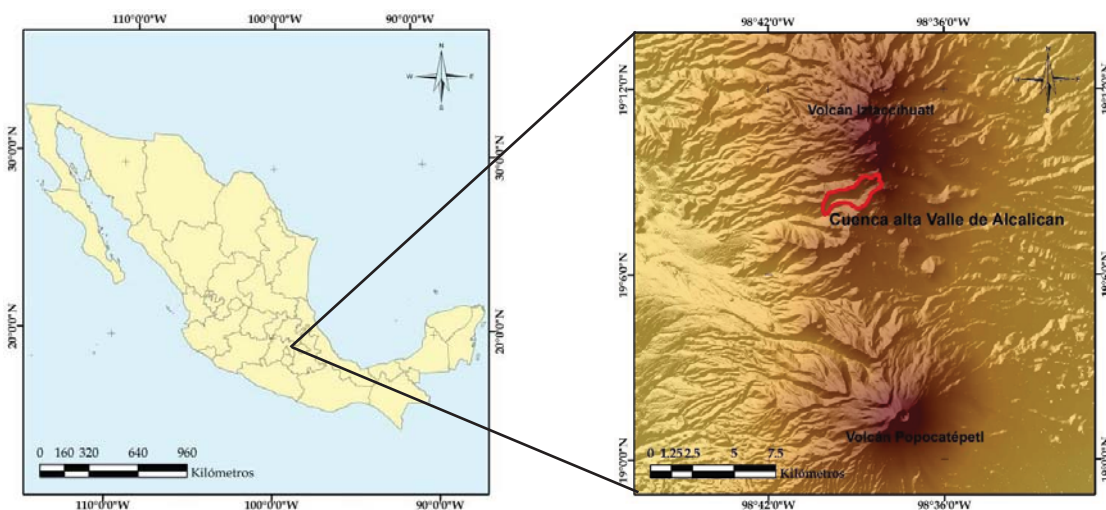


Figura 13. El área de estudio se localiza en la porción centro-este del CVM (Izquierda). La cuenca alta del Valle de Alcalican se encuentra sobre la ladera sur-oeste del volcán Iztaccíhuatl (derecha).

La zona de estudio forma parte de la cuenca alta del valle de Alcalican, área que comprende la porción sur-oeste del volcán Iztaccíhuatl (pies), alcanza una altitud de 5286 msnm y se localiza entre los 19°09'14", 19°08'09" latitud norte y 98°40'09", 98°38'08" longitud oeste, tiene un perímetro de aproximadamente 10.2 km y 4 Km² de área (Fig. 14).

La dinámica geomorfológica actual en el Iztaccíhuatl está dominada por procesos gravitacionales que no se encuentran asociados directamente a volcanismo activo. Los aspectos antes mencionados, determinan las formas del relieve, que aunado a los procesos exógenos (erosivos), hacen de este territorio una superficie compleja y de gran dinámica geomorfológica.

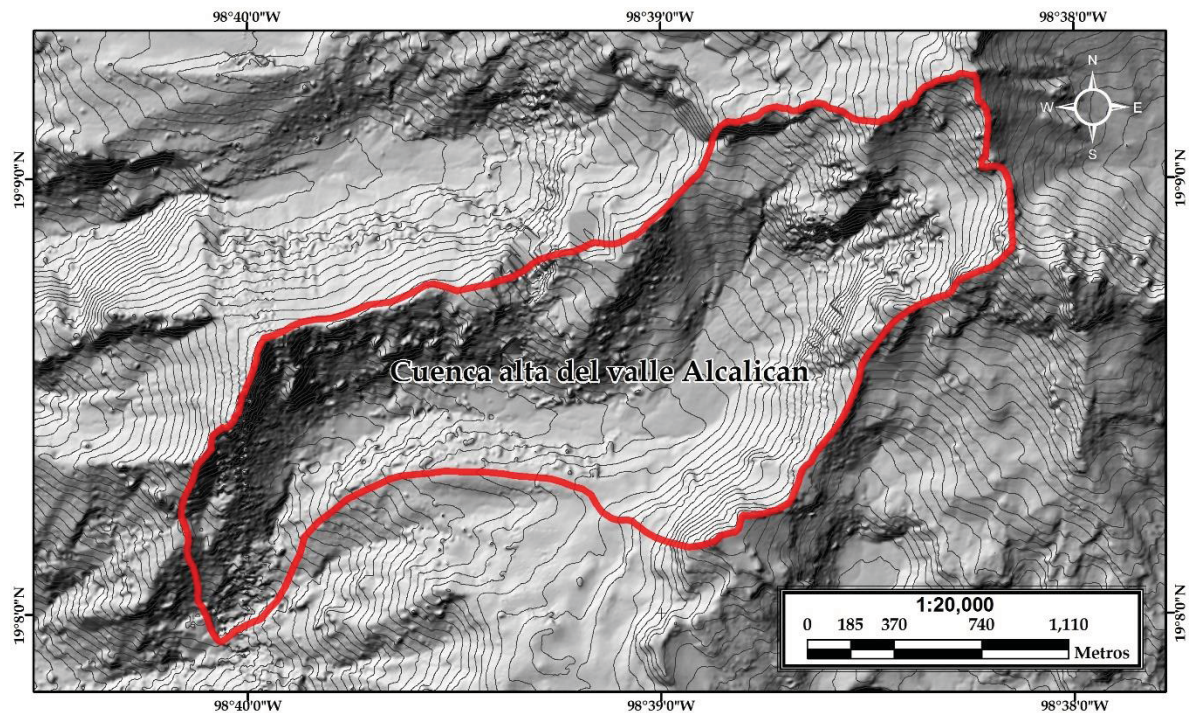


Figura 14. Modelo sombreado obtenido con datos de terreno resolución LiDAR en el que se muestran la topografía y los límites de la cuenca alta del valle Alcalican (línea roja), (INEGI, 2010).

2.2. Geología

La cartografía geológica del Iztaccíhuatl muestra que el volcán ha tenido una historia eruptiva compleja con la formación de cinco aparatos volcánicos, de sur a norte: *Los Pies*, *Rodillas*, *Pecho*, *Cabeza* y el *Téyotl* (Nixon, 1989).

Para el volcán Iztaccíhuatl, Nixon (1989) distingue dos secuencias eruptivas principales y propone un esquema evolutivo con apoyo en observaciones de campo y fechamientos K-Ar. La serie volcánica más antigua, tiene una edad entre 2.84 millones de años y 600 mil años A.P. y se caracteriza por presentar lavas y depósitos piroclásticos de andesita y dacita. El edificio volcánico representativo de esta serie se conoce como Llano Grande (Nixon, 1989).

La Formación Iztaccíhuatl, establecida por Schlaepfer (1968), es una de las formaciones que pertenece a la Serie Volcánica Antigua (De Cserna et al., 1988) y está constituida por rocas efusivas que varían de andesita-basáltica a dacítica; al inicio se presentó en forma de derrames lávicos y al final en forma de extrusiones dómicas.

La Serie Volcánica *Joven* se inicia a los 0.6 millones de años A.P., después de una intensa etapa erosiva (Nixon, 1989). Al norte fueron emitidas andesita y dacita a las que se les nombró lavas de la Serie Somital. Se reconocieron varias fuentes de emisión: *La Cabeza*, la cima de *El Pecho*, dos centros eruptivos en *Las Rodillas* y el pico de *Los Pies*, con una alineación N-NW a S-SE que reflejan un control lineal en el basamento.

Hace 270 mil años A.P. se produjeron lavas y escorias de basalto a andesita en La Joya, flanco sur del Iztaccíhuatl, con una extensión de 8 km². Más recientemente, hace 80 mil años A.P., las laderas norte se cubrieron de dacita viscosa, conocida como la Dacita Téyotl, dando como resultado 5 km² de flujos gruesos. La actividad eruptiva continuó hasta hace 100 mil años A.P., terminando en el Iztaccíhuatl antes de la glaciación Wisconsin del Pleistoceno Tardío (Nixon, 1989).

De acuerdo con García-Tenorio (2002), el complejo volcánico está comprendido por dos unidades litoestratigráficas principales: Formación Llano Grande y Formación Iztaccíhuatl. Ambas formaciones ocupan una superficie de cerca de 711 km² y suman un volumen de cerca de 653 km³ (Fig. 15).

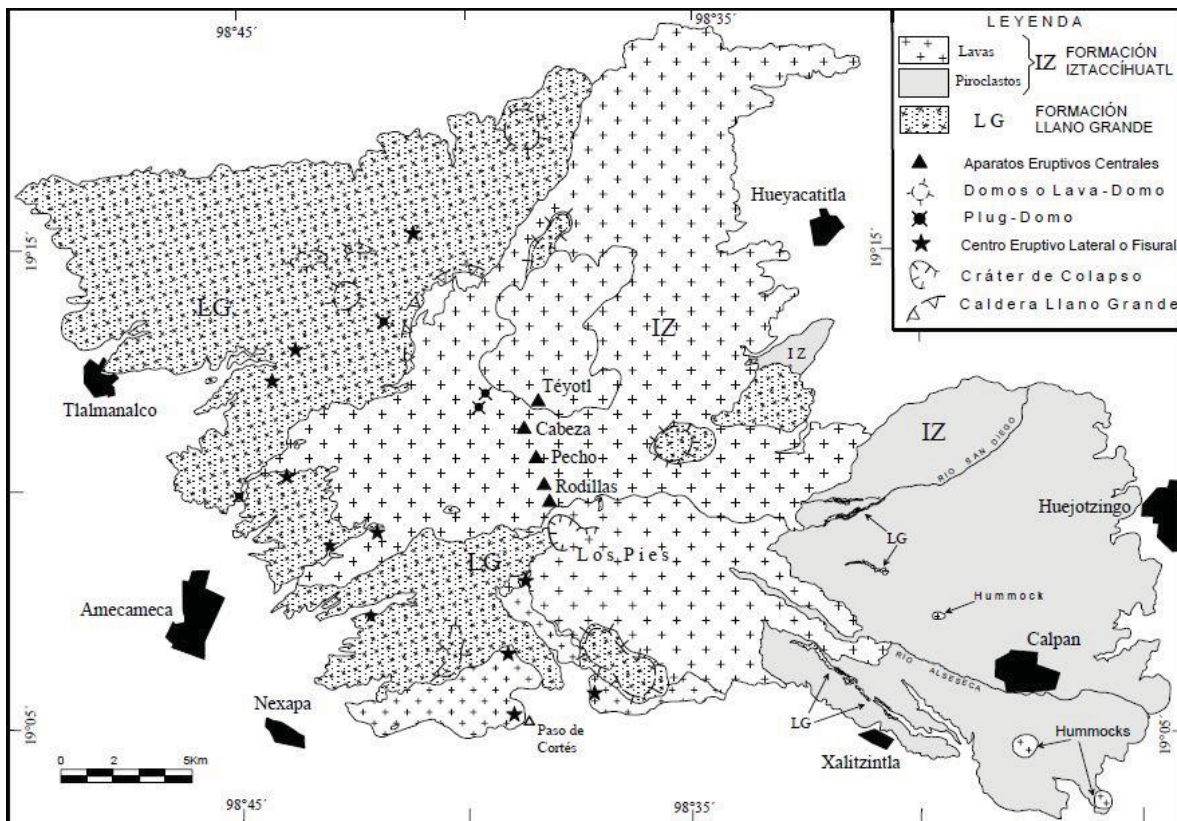


Figura 15. Mapa geológico simplificado que muestra la extensión de las principales unidades volcánicas del Volcán Iztaccíhuatl (García-Tenorio, 2008).

2.2.1 Formación Llano Grande

Representa la parte basal del complejo volcánico Iztaccíhuatl, está compuesta por una caldera (Caldera Llano Grande) y una serie de centros eruptivos localizados en los flancos de la misma, ocupa una superficie de 220.3 km² y tienen un volumen que excede los 508 km³ (García-Tenorio, 2002). La mayor parte de las rocas está expuesta en la vertiente occidental del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl en la cuenca de México.

La historia eruptiva de esta unidad comprende la sobreposición de tres aparatos volcánicos principales: Pulpito del Diablo, Caldera Llano Grande y volcán Los Pies Ancestrales, y la emisión de domos y lavas fisurales en los flancos de los mismos. La construcción de estas estructuras ocurrió mediante la emisión de derrames lávicos y en menor cantidad por depósitos piroclásticos. Sus rocas varían de andesitas, dacitas. La edad de las rocas de esta formación es de >900 mil años – 600 mil años A.P. (Nixon, 1989).

La actividad explosiva ocurrió con la formación de la caldera Llano Grande y durante la construcción del volcán Los Pies Ancestrales (Fig. 16) siendo principalmente secuencias de flujos de bloques y cenizas, flujos de cenizas y oleadas piroclásticas, con un carácter andesítico-dacítico. Los depósitos piroclásticos en general ocupan un área de 70 km² y tienen un volumen aproximado de 4.9 km³ (García-Tenorio, 2002).

Miembro	Edad K-Ar (ma) (Nixon, <i>op. Cit</i>)	Tipo de estructura o actividad	Volúmen (Km ³)	Litología
Zacaltepec		Central	0.6	Andesitas
Ocosintla	0.58±0.12	Fisural y Domo	3.3	Andesitas
Tlacopaso		Domo	0.3	Riodacitas
Cerro Gordo		Domos	2.5	Dacitas
La Trampa		Lava Domos	11.5	Andesitas, Dacitas, Riodacitas
Ocatepec		Domo	8	Andesitas
Pien Ancestrales		Central	120.3	Andesitas, Dacitas
Llano Grande el Alto	0.9±0.07	Central, Caldera	336.8	Andesitas, Dacitas
Dacitas Pulpito del Diablo		Central	25	Dacitas

Figura 16. Unidades estratigráficas de la Formación Llano Grande (García-Tenorio, 2008).

2.2.2 Formación Iztaccíhuatl

Se refiere a la segunda fase magmática, de construcción del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (Fig. 17). La actividad fue emitida a partir de una cadena de cinco aparatos volcánicos alineados NNW-SSE (*Los Pies, Rodillas, Pecho, Cabeza*) y de una serie de aparatos volcánicos de carácter lateral (La Joya, Téyotl y Buenavista) (Nixon, 1989; García-Tenorio, 2002). El magmatismo fue predominantemente efusivo, con volcanismo explosivo importante, principalmente en las fases tardías de evolución. Los productos eruptivos de los distintos aparatos volcánicos se han agrupado informalmente en cinco miembros principales (Fig. 17).

La edad de las rocas de la formación comprende un rango muy amplio, que va desde 580 mil a 80 mil años A.P. (Nixon, 1989), sin embargo, el volcán ha tenido actividad explosiva y efusiva aún más joven de 80 mil años A.P., como por ejemplo: la emisión de un flujo de lava dacítico (Buenavista) con una edad de entre 8,990 y 9,475 años A.P. (Siebe *et al.*, 1995).

La mayoría de las lavas de la Formación Iztaccíhuatl se distribuyen en las cimas del Complejo Volcánico y cubren los flancos de la estructura volcánica antigua, sobre todo en la vertiente oriental, hacia la cuenca de Puebla. Las rocas de la Formación Iztaccíhuatl están compuestas principalmente por andesitas y dacitas, y en menor proporción de andesitas basálticas.

Miembro	Unidad	Edad K-Ar (Ma.) Nixon, 1989.	Tipo de estructura o actividad (Modificado de Nixon, op.cit)	Volumen (Km ³)	Litología
Dacitas Buenavista		◇ 8,990-9,475 BP	Fisural	0.2	Dacitas
Dacitas Téyotl		0.08±0.02	Central	5	Dacitas
Andesitas basálticas La Joya	Tzotquitzinco	0.27±0.02	Fisural	2.3	Andesitas- basálticas y andesitas
	Alcalican				
	Amalacaxco				
	La Joya				
Serie Somital	Lávica Cabeza	• 0.13	Central, con cráteres en las Rodillas	95	Andesitas, Dacitas
	Lávica Pecho				
	Lávica Rodillas	0.58±0.11			
Los Pies Recientes	Los Pies Recientes 2	* >25,000 BP	Central con cráter de colapso	43.3	Andesitas, Dacitas
	Los Pies Recientes 1	0.34±0.04 0.41±0.14			

*edad relativa, • edad cosmogénica in situ Vázquez Selem (comunicación personal), ◇ edad 14C, Siebe *et al.*, 1995.

Figura 17. Unidades estratigráficas de la Formación Iztaccíhuatl (García-Tenorio, 2008).

Las rocas tienen una estructura masiva y alternan ocasionalmente con brechas volcánicas por encima de los 4,000 msnm. El espesor de las lavas en flujos individuales varía de 20 a más de 50 m y se infiere un espesor total de cerca de 500 m. Las lavas de esta formación cubren una superficie de 502 km² y tienen un volumen de 145 km³ (García-Tenorio, 2002).

2.3. Secuencias glaciales en el Iztaccíhuatl

En el centro de México los distintos periodos fríos ocurridos durante el Pleistoceno y Holoceno modelaron gran parte de los sistemas montañosos por arriba de los 3,000 msnm, generando formas de relieve como valles glaciales, morrenas y rocas con pulimiento.

Las montañas que presentan evidencias de glaciario son: Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca, La Malinche y Popocatepetl, aunque en muchos casos estos rasgos han sido sepultados por depósitos volcánicos más recientes. Vázquez-Selem y Heine (2004) han identificado y nombrado los distintos avances glaciares que se enlistan a continuación:

2.3.1 Formación Nexcoalango

De acuerdo con Vázquez-Selem (2000), los depósitos glaciares y morrenas que corresponden a Nexcoalango tienen una edad de 195,000 años A.P. y su distribución abarcó todos los flancos del volcán.

Es posible que la actividad volcánica posterior del avance Nexcoalango haya cubierto estos depósitos, esto se infiere debido a que en algunas porciones del volcán no se encuentran evidencias de este avance. Por otra parte, se han corroborado estas dataciones mediante los análisis de los depósitos en otros volcanes de la parte central de México (Vázquez-Selem, 2000).

2.3.2 Formación Hueyatlaco

El siguiente avance registrado es la glaciación Hueyatlaco-1 que empezó hace aproximadamente 20,000 años A.P. Las evidencias disponibles (morrenas y pulimiento de bloques) encontradas en prácticamente todos los flancos del volcán Iztaccíhuatl, sugieren que los avances de Hueyatlaco-1 entre los años 20,000 y 14,000 años A.P., tuvieron un alcance menor que los de Nexcoalango.

Hueyatlaco-1 corresponde al mayor avance glaciario en el Pleistoceno tardío (~20,000 a ~17,500 años A.P.) y alcanzaba elevaciones en sus partes frontales de aproximadamente 3,390 msnm. Después de la recesión de Hueyatlaco-1, comenzó el avance de un nuevo glaciario conocido como Hueyatlaco-2. Se caracteriza por morrenas localizadas en los flancos NE y NO y en menor medida al sur del Iztaccíhuatl. Las morrenas de este avance se localizan alrededor de los 3,500 msnm. El retroceso de esta unidad comenzó aproximadamente hace 14,000 años A.P. (Vázquez-Selem, 2000).

2.3.3 Formación Milpulco

El avance de la unidad Milpulco-1, datada alrededor de 12,000 años A.P. registró una elevación de 3,810 msnm en su punto más bajo, se identificaron morrenas recesionales que van entre los 11,000 y los ~9,500 años A.P., localizadas principalmente al norte del volcán, así como en la vertiente sur-oeste. Al N y NE del Iztaccíhuatl se presentan un par de glaciares rocosos (Vázquez-Selem, 2000).

Milpulco-2 se desarrolló entre los 8,000 y los 7,000 años A.P., teniendo su máximo alcance llegó a los 4,050 y los 3,900 msnm. Las morrenas de este avance se localizan principalmente en la vertiente occidental, aunque también se identificaron en los sectores centro-occidental y sur occidental (Vázquez-Selem, 2000).

2.3.4 Formación Ayoloco

El último avance corresponde a la unidad Ayoloco, registró un alcance altitudinal de aproximadamente 4,400 msnm. No existen dataciones para las morrenas de este avance, sin embargo, se puede observar que estas morrenas no están cubiertas por la última erupción pliniana del Popocatepetl ocurrida hace ~1,000 años A.P. Por lo tanto, las morrenas son más recientes que esa actividad eruptiva. Asimismo, se identifican cuatro morrenas recesionales a lo largo de todo el volcán, una de ellas, la más joven depositada en la primera mitad del S. XX (Vázquez-Selem y Heine, 2004), (Fig. 18).

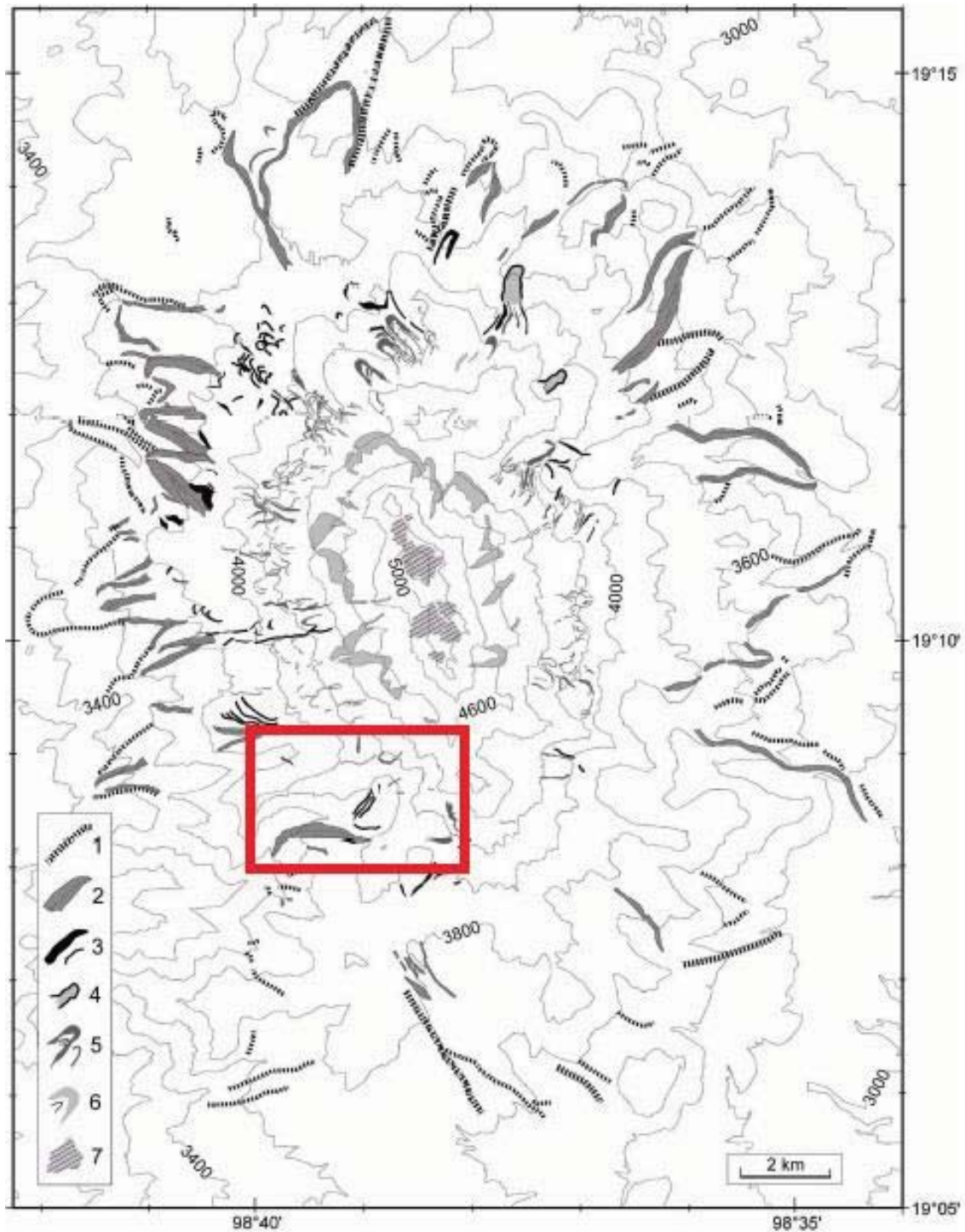


Figura 18. Mapa de los depósitos del Pleistoceno tardío y del Holoceno en el volcán Iztaccíhuatl. 1) Morrena Hueyatlaco-1. 2) Morrena Hueyatlaco-2. 3) Morrena Milpulco-1. 4) Glaciar rocoso Milpulco-1. 5) Morrena Milpulco-2. 6) Morrena Ayoloco. 7) Glaciares actuales (1983). El recuadro color rojo enmarca el área de estudio (Cuenca alta del valle Alcalicán), (Vázquez-Selem 2004).

La cuenca alta del valle de Alcalican (área de estudio), presenta una forma típica de valle glaciario alpino en forma de “U” con fondo plano. En los bordes laterales del valle es posible distinguir morrenas y pulimiento asociados a los últimos avances del hielo en el Pleistoceno Tardío y Holoceno Temprano, equivalentes a Milpulco 1 y 2 (Vázquez-Selem y Heine, 2004), (Fig. 18).

2.4. Edafología

De acuerdo con el INEGI (2010) en el área de estudio se pueden encontrar sólo dos tipos de suelos: regosoles y cambisoles (Fig. 19).

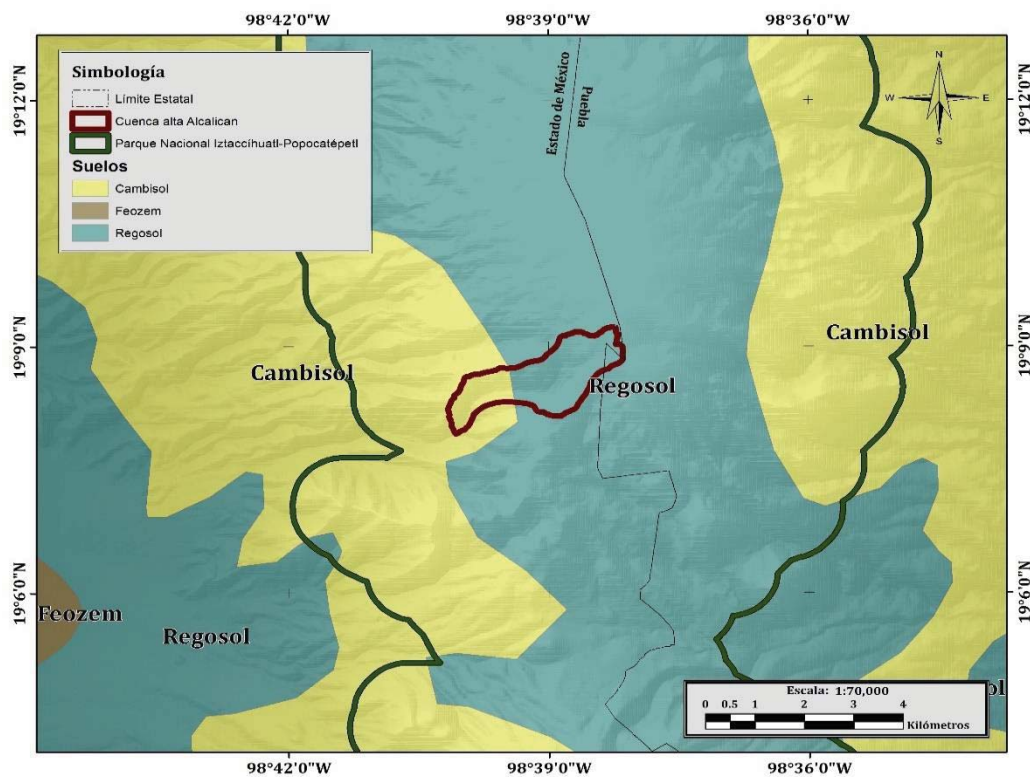


Figura 19. Tipos de suelo presentes en el área de estudio (Información vectorial de INEGI (2010).

2.4.1 Regosol

Del griego reghos: manto, cobija o capa de material suelto que cubre a la roca. Suelos ubicados en muy diversos tipos de clima, vegetación y relieve. Tienen poco desarrollo y por ello no presentan capas muy diferenciadas entre sí. En general son claros o pobres en materia orgánica, se parecen bastante a la roca que les da origen. En la cuenca de Alcalicán se pueden encontrar entre los 3,800 y los 4,700 msnm.

En México los regosoles constituyen el segundo tipo de suelo más importante por su extensión (19.2%) y muchas veces están asociados con litosoles y con afloramientos de roca o tepetate. Frecuentemente son someros, su fertilidad es variable y su productividad está condicionada a la profundidad y pedregosidad.

2.4.2 Cambisol

Del latín cambiare: cambiar. Literalmente, suelo que cambia. Estos suelos son jóvenes, poco desarrollados y se pueden encontrar en cualquier tipo de vegetación o clima excepto en los de zonas áridas. En la cuenca de Alcalicán se pueden encontrar entre los 3,500 y los 3,800 msnm.

Los cambisoles se caracterizan por presentar en el subsuelo una capa con terrones que presentan vestigios del tipo de roca subyacente y que además puede tener pequeñas acumulaciones de arcilla, carbonato de calcio, fierro o manganeso. También pertenecen a esta unidad algunos suelos muy delgados que están colocados directamente encima de un tepetate. Son muy abundantes, se destinan a muchos usos y sus rendimientos son variables pues dependen del clima donde se encuentre el suelo. Son de moderada a alta susceptibilidad a la erosión.

2.5. Hidrología

De acuerdo con el programa de manejo Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl (2013), los recursos hídricos de esta región se forman principalmente por la fusión de la nieve y la precipitación pluvial la cual es abundante en la región, y sobrepasa los mil milímetros anuales.

Las corrientes superficiales pueden ser permanentes o intermitentes, éstas últimas son innumerables durante la época lluviosa y también se produce gran infiltración de agua que va a alimentar las corrientes subterráneas. Los ecosistemas de la Sierra Nevada efectúan procesos que permiten la recarga de acuíferos y los mantos freáticos que abastecen buena parte de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México y al valle de Puebla y Tlaxcala.

El patrón de la red de drenaje que se observa en el área de estudio es subdendrítico, típico de laderas volcánicas con retrabajamiento glaciar en donde los tributarios son controlados estructuralmente por los materiales volcánicos *in situ* a diferencia del afluente principal que fluye por un fondo plano (compuesto por sedimentos depositados tanto por acción fluvial como glaciar) y presenta un menor control estructural (Guerra-Peña, 1980), (Fig. 20).

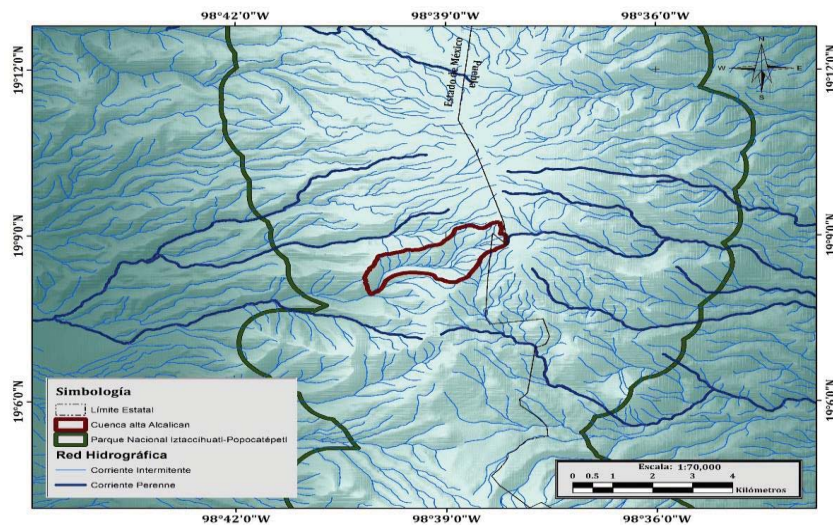


Figura 20. Mapa de corrientes hidrológicas presentes en el área de estudio (Información vectorial de INEGI (2010).

2.6. Clima

Los climas predominantes están controlados principalmente por la altitud, entre las cotas de los 4,000 a los 5,000 msnm (Fig. 21). El clima es frío de alta montaña E(T)HC con temperatura media anual entre -2 y 5°C y la del mes más caliente entre 0 y 10°C , se conoce como clima de los pastizales alpinos “*Almenklima*”, en esta zona el suelo permanece cubierto de nieve casi todo el año y no hay vegetación aparente (INEGI, 2010).

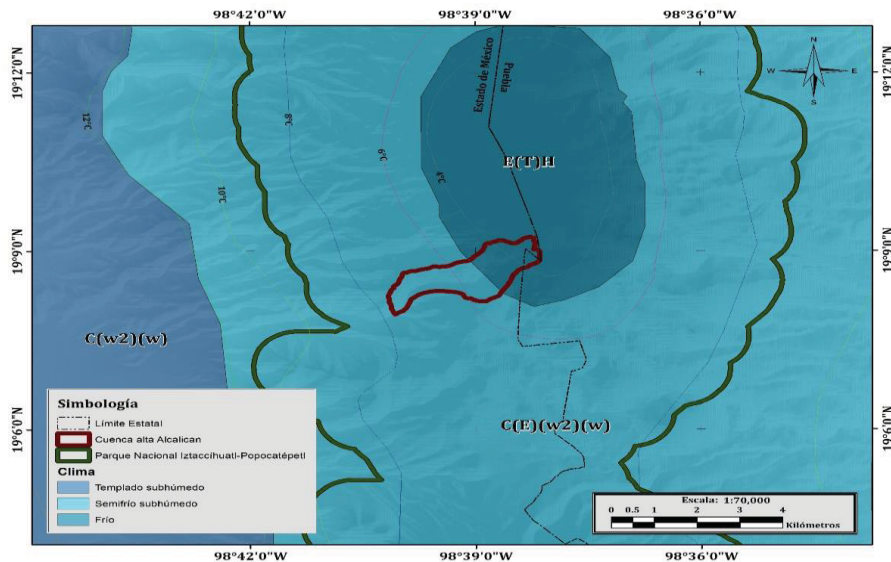


Figura 21. Mapa de unidades climáticas presentes en el área de estudio (Elaboración propia, información vectorial de INEGI (2010).

De acuerdo con la clasificación de García, E. (2004), por debajo de los 4,000 msnm se presenta un clima semifrío subhúmedo C(E)(w2)(w), es el más frío de los templados con temperatura media anual de 5 a 12°C , la del mes más frío de 3 a 18°C , el verano es fresco y corto.

La precipitación del mes más seco es menor a 40 mm, el coeficiente P/T es mayor a 55 , el porcentaje de lluvia invernal es de menos de 5% de la anual y menos de 4 meses con temperatura mayor de 10°C , los dos tipos climáticos presentan lluvias en verano, son isotermales con marcha tipo Ganges (García 1988 en INEGI, 2010).

El comportamiento meteorológico registrado en el área de estudio es el típico de las zonas de alta montaña tropical, con marcadas oscilaciones térmicas diarias alrededor del punto de congelación durante de todo el año (Lauer 1973, Lauer y Klaus 1975, en INEGI, 2010). La isoterma de 5° C se ubica a los 4,000 m. De acuerdo con la estación meteorológica de Amecameca, el mes más frío es enero con una temperatura promedio de 10.9° C y el más caliente mayo, con 16° C (Fig. 22).

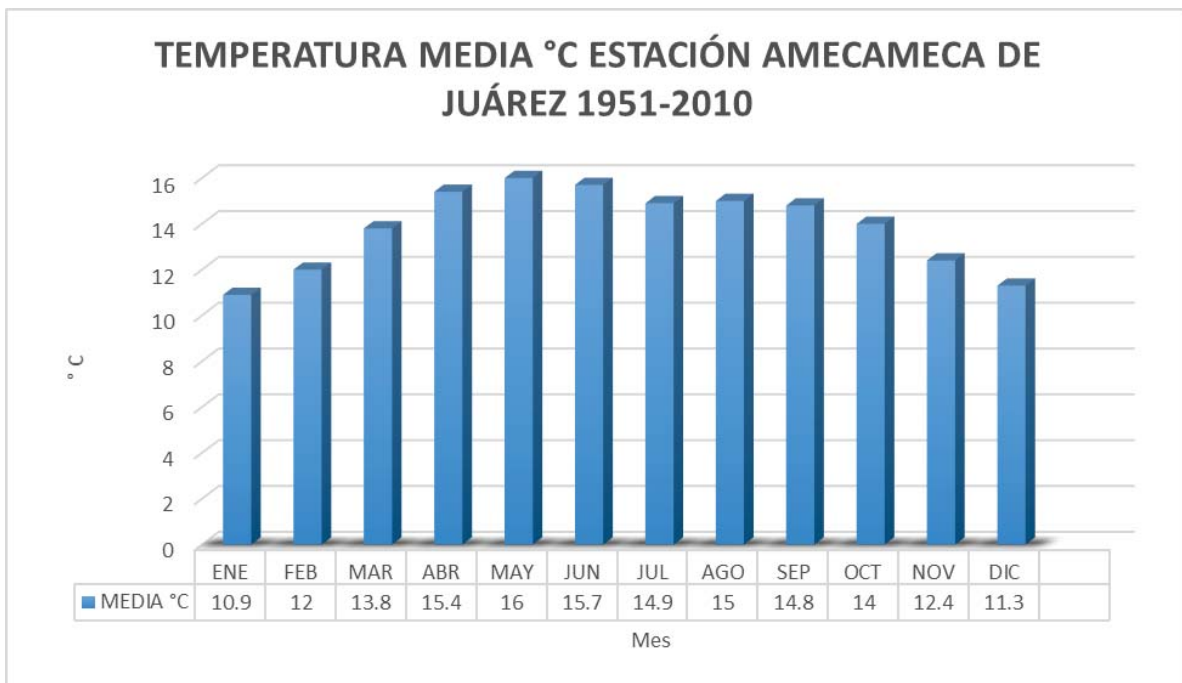


Figura 22. Datos de temperatura para el periodo 1951-2010 de la estación 00015007. 2,470 msnm. Fuente <http://smn1.conagua.gob.mx/>.

La intensidad de la luz incidente aumenta con la altitud incrementándose la radiación. El régimen pluviométrico presenta dos temporadas definidas: invierno seco (noviembre-marzo) y verano lluvioso (abril-noviembre), donde se recibe más del 85% de la precipitación total anual (Fig. 23).

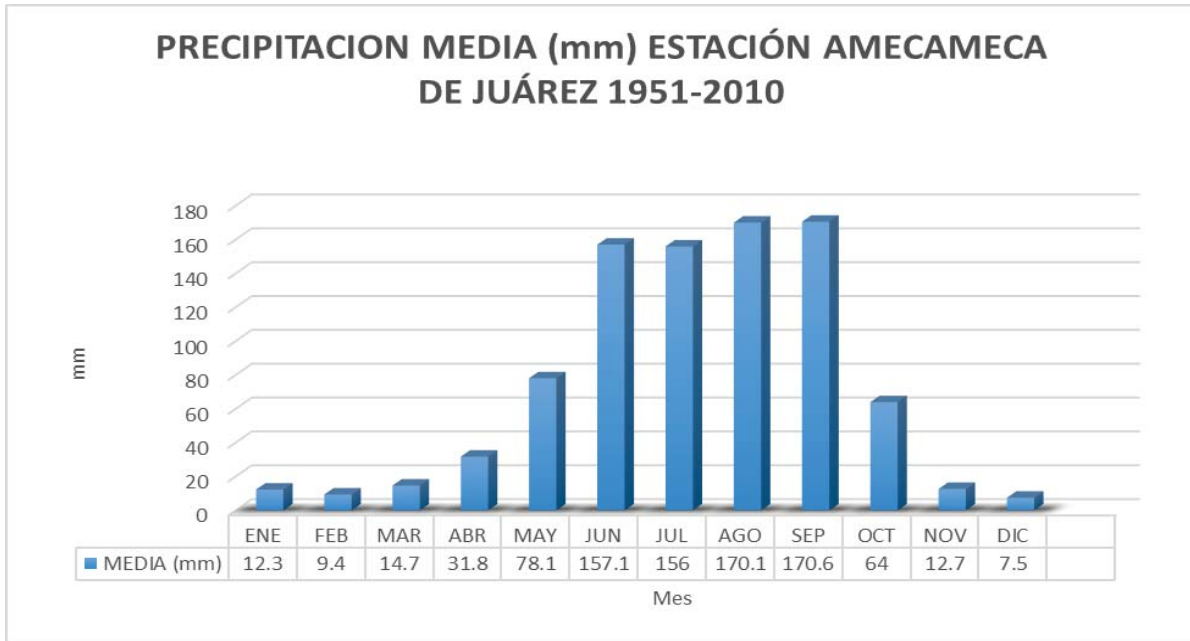


Figura 23. Datos de precipitación para el periodo 1951-2010 de la estación 00015007. 2,470 msnm. Fuente <http://smn1.conagua.gob.mx/>.

Por otra parte, y debido a la falta de datos registrados para la estación Amecameca, se generó un gráfico de precipitación media anual en la estación San Pedro Nexapa que cuenta con registro hasta el año 2012 (Fig. 24). Por encima de los 4,000 m hay una rápida disminución de la precipitación y de la humedad relativa (Lauer, 1978 en INEGI, 2010).

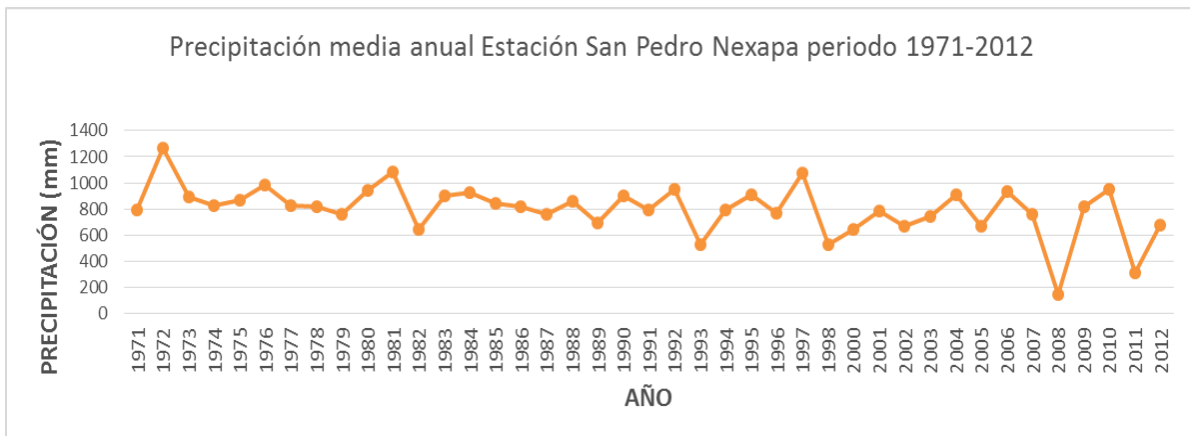


Figura 24. Gráfica de precipitación media anual del periodo 1971-2012 de la estación 00015103 San Pedro Nexapa (DGE), 2,620 msnm. Fuente <http://smn1.conagua.gob.mx/>.

2.7. Vegetación

El valle de Alcalican se encuentra localizado dentro del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl (PNIP), que es el remanente más importante de bosques de coníferas y praderas de alta montaña en el centro del país (CONANP, 2013). Su importancia radica no sólo en la extensión de bosques en buen estado de conservación (más de 21,000 hectáreas que representan 52.3% de la superficie total del parque), sino también en la diversidad de su flora.

En el PNIP, la distribución de la vegetación está en función de la altitud, de modo que pueden distinguirse tres pisos fundamentales de vegetación que incluyen zonas de transición o ecotonos donde se llevan a cabo complejas relaciones ecológicas entre las comunidades, dificultando su interpretación y límite altitudinal preciso. A pesar de ello, se ha clasificado la vegetación en tres categorías básicas, según la Rzedowski (1978).

Los bosques de coníferas constituyen la vegetación dominante, continuando con las praderas de alta montaña o pastizal alpino, vegetación herbácea de no más de 50 centímetros de altura, que colinda con las nieves o los arenales.

2.7.1 Bosques

Los pinos mexicanos crecen generalmente en las regiones montañosas, entre los 1,500 y 3,000 metros de altitud. Junto con otros árboles como oyameles, encinos y cipreses, forman los llamados bosques de coníferas y cubren alrededor de 17 millones de hectáreas del territorio nacional (CONANP, 2013). Los bosques de pino del PNIP se caracterizan por ser bosques maduros en buen estado de conservación y con zonas importantes de regeneración natural.

En las partes más elevadas, por encima de los 4,000 msnm, con frecuencia se presenta un bosque *achaparrado* (de cinco a ocho metros de alto) y abierto, aunque algunos individuos

aislados pueden encontrarse en los 4,200 msnm, que es el límite altitudinal arbóreo en México. Por encima de los 3,600 metros sobre el nivel del mar se establece el bosque de *P. hartwegii* tolerante a las temperaturas bajas (Fig. 25), frecuentes nevadas y probablemente uno de los pinos más adaptados a los incendios superficiales. De acuerdo con Torres-Beltrán (2013), el límite superior del *Timberline* (bosque denso) para el año 2012, tiene una altitud media de $4,013 \pm 83$, mientras que la altitud media del *Treeline* es de $4,072 \pm 74$ m (Fig. 25).

En las partes bajas forma rodales con árboles de entre 15 y 20 metros de altura, asociado con zacatonal denso y leguminosas como *Lupinus spp.* En las barrancas y valles glaciares se distribuye el enebro azul (*Juniperus monticola*), que se encuentra bajo protección especial de acuerdo con la Norma Oficial Mexicana Nom-059-Semarnat-2010 (CONANP, 2013).



Figura 25. *Pinus hartwegii* localizado en el valle Alcalican, a 3,920 msnm en vertiente sur-oriental del volcán Iztaccihuatl (Octubre, 2016).

2.7.2 Pastizal

De acuerdo con CONANP (2013), el zacatonal que se distribuye en el Parque Nacional está representado por una combinación de zacatonales primigenios y secundarios como consecuencia de la introducción de zacatales destinados a la ganadería. El rango altitudinal

en el que se puede encontrar este tipo de vegetación se establece entre los 4 mil y los 4 mil 500 metros sobre el nivel del mar.

El pastizal alpino se distribuye por arriba del límite arbóreo y constituye vegetación clímax. Las especies dominantes en las distintas asociaciones del zacatonal son: *Calamagrostis toluensis*, *Festuca hephaestophila*, *Festuca livida*, *Festuca toluensis*, *Muhlenbergia macroura*, y *M. quadridentata*.

Capítulo 3. Materiales y métodos

Se realizó una revisión exhaustiva de información bibliográfica y cartográfica temática de aspectos geomorfológicos, geológicos y estratigráficos de la zona de estudio con el fin de establecer un marco teórico que permita entender de una mejor forma la génesis y dinámica de esta región. Con ayuda de técnicas geomorfológicas, dendrocronológicas, cartográficas, climatológicas, meteorológicas, así como trabajo de campo, se identificaron las condiciones bio-físicas que imperan en el área de estudio y su relación con la dinámica geomorfológica.

3.1. Cartografía geomorfológica

Para la elaboración de la cartografía geomorfológica escala 1:4,500 se interpretaron imágenes de satélite (*Google Earth*[®], 2012-2016) y fotografías aéreas a escala 1: 37,500. De este modo se identificaron y delimitaron las distintas formas del relieve que se encuentran en el área de estudio, posteriormente se corroboraron por medio de observaciones en campo para así obtener el producto final.

Para la identificación de las formas del relieve se utilizaron polígonos y líneas de diferentes colores, a través de la herramienta de edición del Sistema de Información Geográfica *ArcGis 10.5* (ESRI, 2016). La clasificación del relieve se basó en los criterios morfogenéticos y morfocronológicos de Simonov (1985).

3.2. Análisis dendrogeomorfológico

3.2.1 Muestreo en campo

Antes de iniciar el muestreo dendrogeomorfológico fue indispensable hacer un pre-reconocimiento de la dinámica y tipo de procesos geomorfológicos presentes en el área de

estudio. Una vez identificados, fueron seleccionados los sitios para realizar el muestreo, mismo que se basó en la identificación y selección de los individuos que presenten indicios de perturbación geomorfológica como impactos en el tronco, sepultamiento de la base, inclinación del árbol, pérdida de ramas, erosión de la raíz, entre otros (Diez-Herrero *et al.*, 2007).

En el trabajo de campo se debe llevar un registro sistemático de los individuos muestreados como la posición geográfica con un sistema de posicionamiento global (GPS, por sus siglas en inglés), latitud, longitud y altitud. A cada muestra se le asignó una clave de identificación, y a su vez se reconocieron las características del árbol en formatos de campo donde se anotó la especie de árbol, el diámetro del tronco, posición social, tipo de disturbios, altura del árbol, así como un croquis dendrogeomorfológico (Franco, 2014).

Las muestras fueron extraídas de forma manual utilizando barrenos *Pressler* (Fig. 26) con las que se obtienen ejemplares cilíndricos (núcleos) de 5 mm de diámetro. Los núcleos deben ser tomados perpendicularmente al tronco del árbol (90°), de preferencia de la parte más sana y sólida del tronco (Villanueva, *et al.*, 2004). Es conveniente que la altura de los muestreos para conocer edades mínimas del relieve y de unidades donde se presenta dinámica geomorfológica se realice lo más cercano al suelo para contar con un mayor registro de anillos de crecimiento.



Figura 26. Extracción de núcleo de *Pinus hartwegii* con ayuda de un barreno *Pressler*.

Se procuró obtener dos núcleos de cada árbol con orientaciones opuestas (Fig. 27). Si el árbol presenta disturbios, se toman muestras del lado C (cara del árbol orientada hacia el proceso) y D (cara opuesta) los cuales son los lados donde se identifica con mayor claridad la presencia de madera de reacción, mientras que los lados A y B (perpendiculares respecto a C y D) son útiles para identificar falsos anillos o anillos perdidos, así como apoyo adicional al co-fechado de los árboles (Stoffel, 2005; Bollschweiler, 2007).



Figura 27. Obtención de muestras de *Pinus hartwegii*. Notar que los núcleos son extraídos de las caras opuestas del árbol C-D o A-B preferentemente.

Para el análisis dendrogeomorfológico se muestrearon 46 árboles de *Pinus hartwegii* con un total de 100 núcleos que fueron afectados o se encuentran relacionados con procesos morfodinámicos. También se extrajeron muestras de árboles que se encuentran en unidades geomorfológicamente estables, para obtener las edades mínimas de estabilización (Fig. 28).

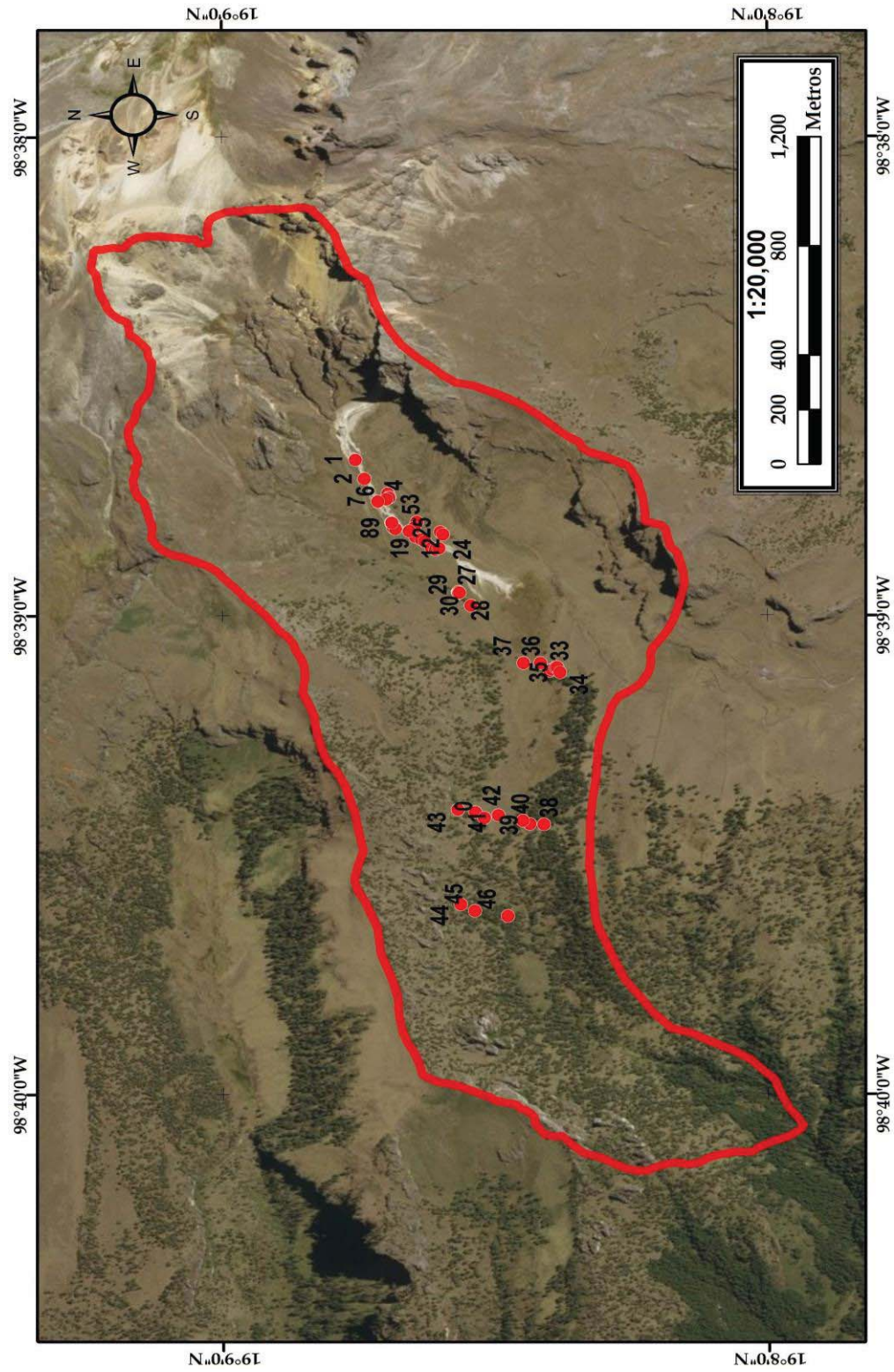


Figura 28. Mapa de localización del muestreo dendrocronológico (puntos rojos) en la cuenca alta de Alcalican.

3.2.2 Montado y preparación de muestras en gabinete

La preparación de las muestras para su posterior análisis consistió en un montaje de los núcleos de madera, con base en criterios estandarizados. Los núcleos recolectados fueron pegados en bases de madera que tienen una pequeña acanaladura sobre la que se asienta la muestra. Cada muestra fue rotulada con una clave asignada, con la que se identifica el área de recolección, el número de muestra y la cara del árbol de donde fue extraído el núcleo (Fig. 29).



Figura 29. Montado y preparación muestras de *Pinus hartwegii* en gabinete.

Una vez que las muestras se observaron debidamente fijadas y secas, se lijaron de forma manual y con una máquina lijadora para conseguir una visión clara de los distintos anillos de crecimiento (Villanueva, *et al.*, 2004), (Fig. 30).



Figura 30. Lijado y pulido de las muestras individuales para su análisis.

Las lijas utilizadas para para este procedimiento fueron desde los 36 hasta los 400 grados en donde el menor corresponde a un grano más grueso (mayor abrasión) y el de mayor grado a un grano más fino (menor abrasión), (Fig. 31).



Figura 31. Tipos de lijas utilizados para el proceso de pulimiento. La primera lija utilizada es la de mayor grosor de grano, grado 36, hasta llegar al grado 400 que es el grano más fino. Al disminuir el tamaño de grano de las lijas, se consigue un grado de pulimiento que permite apreciar de forma adecuada los anillos de crecimiento de las muestras.

3.2.3 Análisis en laboratorio

Cada muestra fue contada empezando de la corteza a la médula del árbol y marcando un punto cada 10 años, dos puntos para cada 50 años y tres puntos para cada 100 años (Fig. 32). Para la medición de los anillos y sus respectivas series de crecimiento se utilizó el programa R (R Development Core Team, 2005), a través del paquete *Measuring* (Lara *et al.*, 2015) que consiste en la identificación automática de anillos en escala de grises y en formato *.tiff* (Fig. 33).

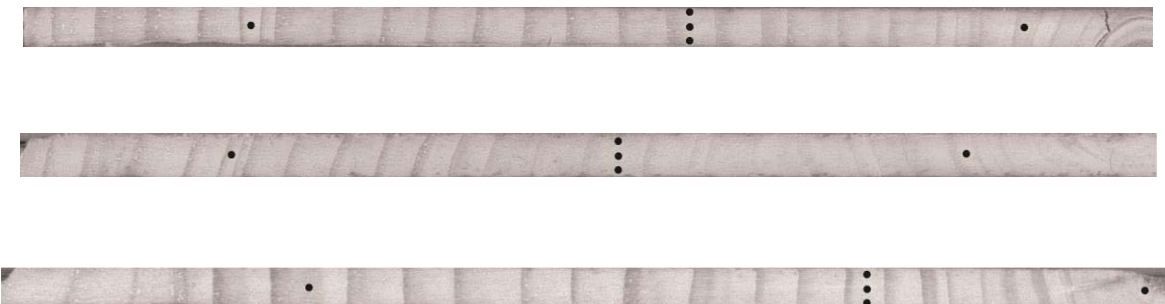


Figura 32. Imagen digitalizada de tres muestras diferentes de *Pinus hartwegii* en las que se pueden observar fácilmente los anillos de crecimiento. Los tres puntos marcados en las muestras corresponden al anillo generado en el año 2000.

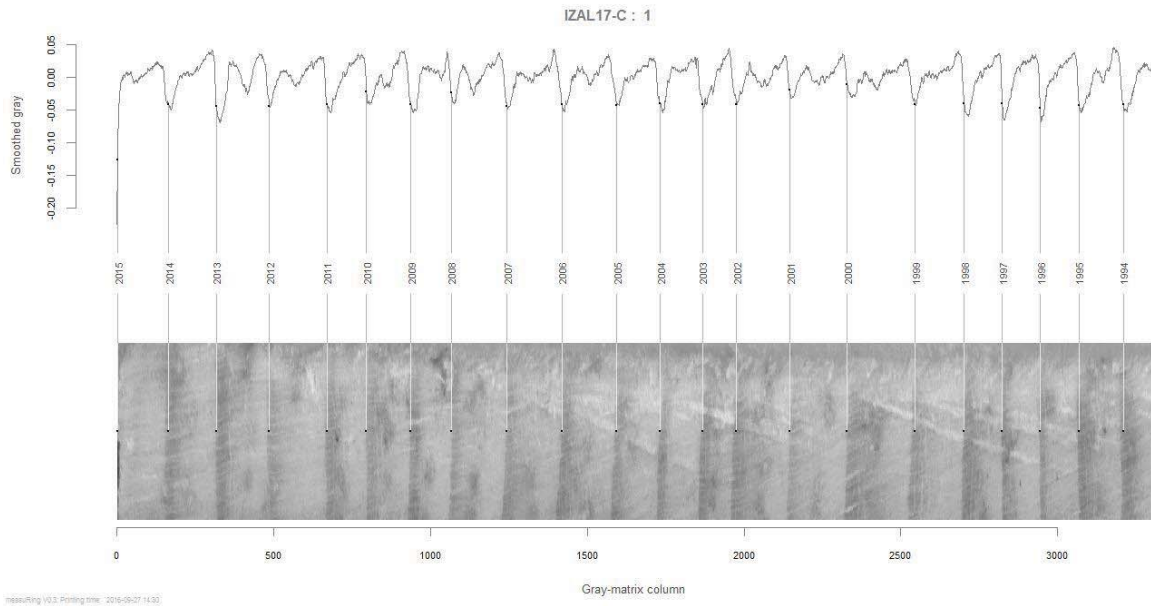


Figura 33. Identificación y medición automática de anillos de crecimiento con el software “R”, paquete “measuRing”.

La validación de las cronologías de las muestras y la identificación de eventos geomorfológicos fue a partir de la relación con datos meteorológicos y sísmicos.

3.3. Análisis sedimentológico

En el valle de Alcalican se observaron varios lóbulos y terrazas de origen lahárico, sin embargo, se desconoce el tipo de depósito, es decir, si son de tipo flujo de escombros cohesivos (entre 3% y 5% de volumen de arcilla), no cohesivos (menos de 3% de volumen de arcilla) o hiperconcentrados (entre 4-10% de finos respecto al peso del depósito), (Scott, 1988). Por esta razón se caracterizó estratigráficamente el depósito de lahar más reciente para reconocer las unidades, espesor, tamaño de bloques, forma de clastos, color y matriz. Además, se realizó un muestreo de sedimentos para análisis granulométrico del depósito (Fig. 34).



Figura 34. Colecta de muestras de sedimento de los depósitos de lahar (febrero, 2016).

Se colectaron cinco muestras de material de la unidad más superficial del depósito en distintos puntos localizados a lo largo del cuerpo principal del lahar (parte alta, media-alta, media, media-baja y baja), (Fig. 35).

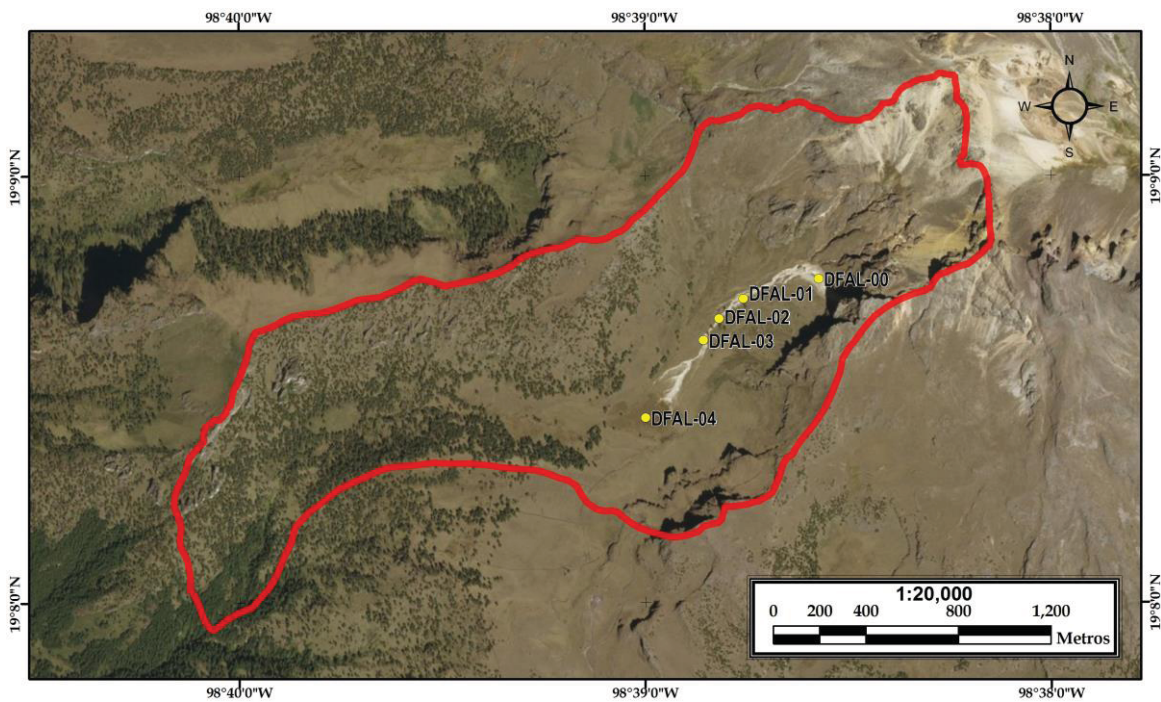


Figura 35. Localización del muestreo sedimentológico (puntos en amarillo) del flujo de escombros en la cuenca alta de Alcalican.

El tamizado en seco de las muestras para saber el porcentaje de arenas y clastos fue realizado en el Laboratorio Geocron-Q, del Instituto de Geología de la UNAM. Mediante el cálculo de partículas según su tamaño, es posible conocer la madurez textural de un depósito, en este caso un flujo de escombros y por lo tanto poder valorar su génesis y mecanismos de transporte.

Para poder realizar el análisis fueron necesarios los siguientes materiales:

- Un horno para poder secar las muestras colectadas en campo.
- Juego de tamices de acero inoxidable con una charola en la parte basal y tapa en la parte superior.
- Báscula con una precisión de 0.1g

Es importante que el material a tamizar se encuentre completamente seco, si no lo está, se debe secar antes de iniciar el proceso. Para ello se utiliza el horno durante el tiempo necesario para eliminar cualquier rastro de humedad de las muestras.

Las muestras para tamizar fueron puestas en la parte superior del juego de tamices (Fig. 36) que separan los materiales de sedimento de acuerdo con su tamaño. Se acomodaron en orden descendente de arriba hacia abajo, la de mayor apertura en la parte alta (4000 μ micrones) y el de menor apertura en la parte baja (63 μ micrones), para conseguir así que en cada tamiz acumule los materiales de acuerdo a su tamaño bloques (>4000), grava (4000-2000), arena gruesa (2000>500), arena media (500-250), arena fina (250-63), limo y arcilla (<63) (Capra *et al.*, 2004).



Figura 36. Juego de tamices superpuestos en orden descendente (tamaño de malla) $4000\ \mu$ - $63\ \mu$.

Asegurando la tapa en la parte superior de la pila de tamices y la charola en la parte inferior, se comenzó a agitar con movimientos horizontales durante el tiempo que fue necesario para asegurar que los materiales hayan sido correctamente separados.

Ya que se terminó el proceso de tamizado y las muestras se encuentran separadas de acuerdo con su tamaño, se procedió a almacenarlos por separado (Fig. 37), para poder pesar cada uno y así obtener el porcentaje granulométrico del total de la muestra.



Figura 37. Muestras separadas por y etiquetadas de acuerdo a su granulometría.

Capítulo 4. Resultados

En este apartado se exponen los resultados obtenidos en la investigación, que tiene que ver con la identificación, cartografía y clasificación de las formas de relieve del valle de Alcalican, así como los datos de las edades de los árboles y fechamiento de un flujo de escombros en el interior del valle y su caracterización granulométrica. De este modo el capítulo se divide en tres partes: geomorfología, dendrocronología y sedimentología.

4.1. Geomorfología

La geomorfología es la ciencia que estudia las formas de relieve terrestre con base en la génesis, morfología, edad y dinámica. De esta manera los procesos endógenos o formadores y los procesos exógenos o modeladores del relieve, son integrados en un estudio geomorfológico (Lugo, 1991).

En este sentido, la elaboración del mapa geomorfológico del valle Alcalican es importante para comprender la configuración espacial de las formas de relieve, ya que mediante éste, es posible reconocer relieves con una homogeneidad relativa, en lo que respecta a génesis, morfología, dinámica y evolución. Resultado del análisis geomorfológico, resulta el mapa que se muestra al final de la presente investigación (Anexo 1) y se explica a continuación.

I. Relieve endógeno modelado

Este tipo de relieve hace referencia a las unidades formadas por los procesos internos de la Tierra y que ya no conservan sus formas originales debido a los procesos exógenos que han actuado sobre ellas. En esta categoría se identificó una sola unidad de características complejas que se describirá a continuación.

1.1. Laderas de lava expuestas

Estas unidades corresponden a las partes laterales y frontales de diferentes coladas de lava que son de composición andesítica. Estas coladas se asocian al cono Los Pies, que fluyeron hacia la porción sur del volcán hace aproximadamente 270,000 años A.P y que cubrieron un área aproximada de 8 Km² (Nixon, 1989). Los flujos que se encuentran en el área de estudio presentan una dirección preferencial NE-SO.

Las laderas estables de lava tienen una morfología homogénea con una superficie aplanada y una pendiente entre 20 y 30 grados. En su mayoría se presentan pastizales de alta montaña que evidencian la aparente estabilidad de esas superficies (Fig. 39). Se localizan en su mayoría en la porción central de la cuenca, cerca de la cabecera del valle en un rango de altitud que va de los 4,050 a los 4,415 msnm.



Figura 39. Fotografía de una de las unidades identificadas como ladera estable de lava. Se puede observar que la superficie es aplanada y que se puede encontrar vegetación primaria (pastizales de montaña), (octubre, 2016).

Este tipo de laderas también están asociadas a los flujos de lava del cono Los Pies, los materiales (rocas andesíticas) están expuestas en su totalidad, en algunos sectores tienen una morfología irregular de aspecto anguloso (Fig. 40) y presentan pendientes de más de 30 grados.

En su mayoría presentan indicios de actividad gravitacional (colapso de paredes y bloques). En algunos casos se pueden observar superficies de desprendimiento recientes (Fig. 40).

Estas unidades conforman una franja que marca la división entre la cabecera erosiva del valle de Alcalican y laderas de mayor estabilidad en la porción inferior.

Tienen una fuerte presencia de barrancos profundos de más de 10 metros de disección que funcionan como corredores de material cuando se generan lahares y que en el pasado funcionaron como corredores de avalanchas nivales; se identificaron dos de ellos dónde se encauzaron flujos de escombros recientes (no datados por ausencia de árboles que pudieran ser muestreados).



Figura 40. Se observa la morfología irregular e incluso las superficies de desprendimiento reciente (paredes color ocre), (octubre, 2016).

Por otra parte, las crestas de lava presentes en esta unidad son remanentes de flujos de lava bien delimitados que por su morfología, tamaño y localización no han sido sepultados por detritos o depósitos de caída del Popocatepetl (Fig. 41). Se identificaron una gran cantidad de crestas de lava de diferentes dimensiones; las más pequeñas (entre 2 y 5 metros de eje mayor) y algunas de grandes dimensiones (hasta más de 100 metros de eje mayor).

La presencia de estas formas se encuentra limitada al sector cumbral del cono Los Pies, arriba de la cota de los 4,450 msnm y que corresponde a la cabecera del valle de Alcalican. Tienen una morfología aguda debido al alto fracturamiento típico de rocas en ambientes periglaciares (diaclasas por gelifracción), (Fig. 41).



Figura 41. Fotografía con vista al norte, tomada en el segundo portillo del Iztaccihuatl. Se distingue la roca fracturada debido a las condiciones de alta montaña (gelifracción), (octubre, 2016).

Otra morfología presente en esta unidad son los escarpes de lava, que tienen una morfología alargada y marcan pisos altitudinales (escalones formados por antiguos niveles de hielo que las modelaron) en la ladera de valle. Son paredes prácticamente verticales ($>80^\circ$ de inclinación) de los frentes y laterales de flujos de lava emitidos por el cono Los Pies. Estas formas del relieve se distinguen como rupturas drásticas de la pendiente dentro de laderas de aparente estabilidad (Fig. 42).

Las paredes del escarpe, por el contrario, presentan alta inestabilidad y en algunas porciones se presentan superficies de desprendimiento y taludes de depósitos de caída en la parte inferior de las mismas en algunos casos antiguos y en otros recientes, formas del relieve que serán descritas más adelante.

Las alturas de estas paredes van desde los 10 hasta los 60 metros en los escarpes que se encuentran más cercanos al paradero La Joya, en la parte oriental de la zona de estudio (Fig. 42).

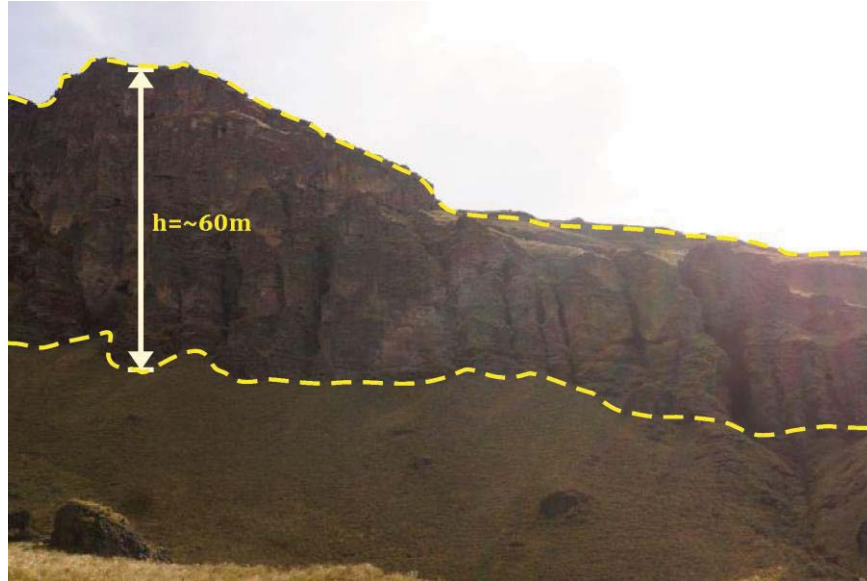


Figura 42. Las alturas de las paredes varían de forma drástica incluso en un mismo escarpe. Se pueden observar taludes de depósitos de caída antiguos que ya han sido cubiertos por vegetación y muestran una aparente estabilidad (octubre, 2016).

1.2. Mantos mixtos

Esta unidad asemeja a un arco que delimita el valle glaciar en su porción sur (Fig. 43a). Se encuentra en un rango altitudinal que va de los 3,630 a los 3,940 msnm. Tiene una morfología alargada con superficie suavizada y homogénea, tiene un espesor promedio de unos 40 metros (Fig. 43b).

La complejidad de esta forma del relieve hace referencia a una variedad de relictos y depósitos encontrados a lo largo de la superficie y en afloramientos encontrados en las partes laterales de la unidad.

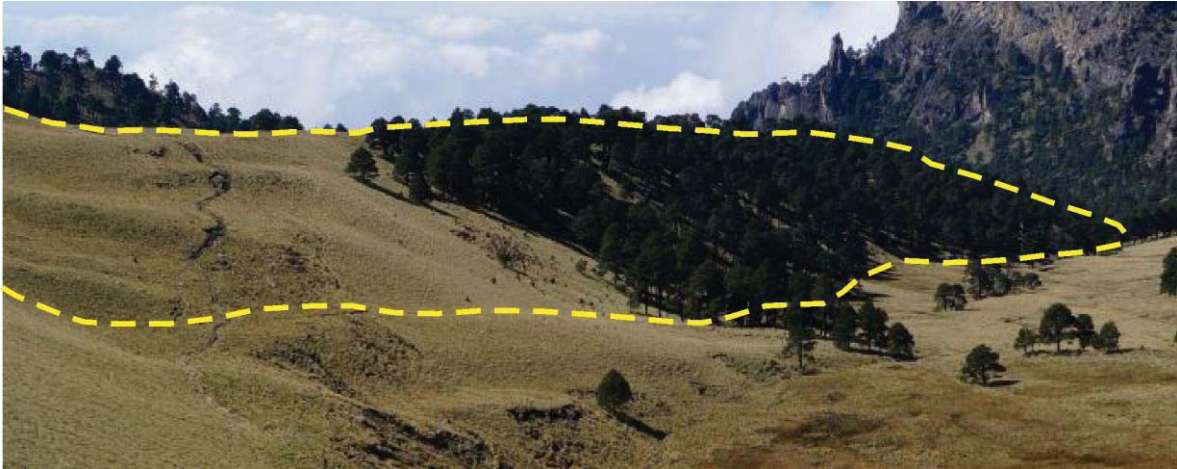


Figura 43a. Delimitación de la ladera compleja. Esta unidad se encuentra en la sección sur del área de estudio (octubre, 2016).

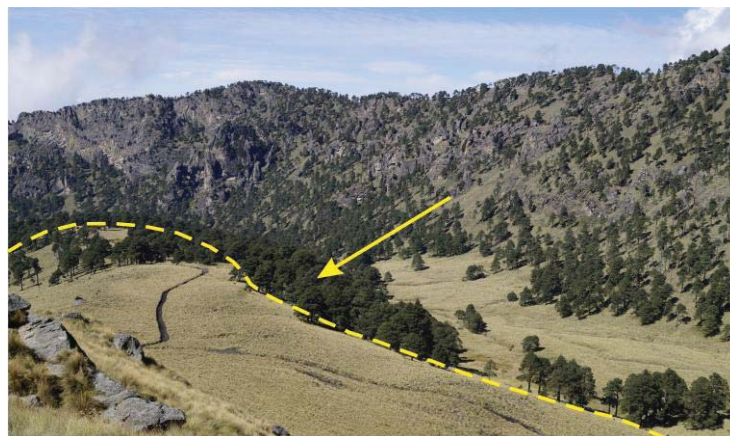


Figura 43b. Vista desde la cresta de la ladera compleja en dirección SO. Se aprecia la superficie suavizada en la parte superior de la unidad (octubre, 2016).

De acuerdo con las observaciones de campo, esta unidad corresponde a un flujo de lava que fluyó en dirección Este. La figura 44 muestra un corte en la ladera Noroeste donde se puede observar el afloramiento del flujo de lava y que a su vez se encuentra sepultado por detritos glaciales y depósitos de caída (tefra), que posiblemente corresponde a la actividad eruptiva de ~1000 años A.P. del Popocatépetl. Estos depósitos otorgan la morfología suavizada y homogénea a la superficie de esta unidad geomorfológica.



Figura 44. Afloramiento del flujo de lava cubierto por tefra (enero, 2017).

Por otra parte, en la cresta y en las partes altas de la ladera compleja fueron identificados bloques de hasta tres metros de eje mayor y de apariencia morrénica, ya que presentaban superficie de pulimiento y estrías en algunos casos y que fueron exhumados hacia la superficie de la unidad (Fig. 45).



Figura 45. Bloque de apariencia morrénica encontrado sobre la superficie de la ladera compleja (enero, 2017).

La presencia de estos bloques puede dar indicio a que una morrena lateral cubrió parcialmente los flujos de lava anteriormente mencionados y que a su vez, los depósitos de tefra del Popocatepetl sobreyacen al depósito glaciar, por lo que se pueden encontrar tres diferentes unidades montadas que caracterizan la complejidad de esta unidad geomorfológica.

1.3. Ladera de valle glacial

Las laderas de valle glacial ocupan una gran parte del área de estudio. Su superficie es prácticamente homogénea con pendientes de entre 20° y 30° . Se distribuyen de forma prácticamente continua a en ambos flancos del valle Alcalican y mantienen una estabilidad geomorfológica aparente, la cual se evidencia por la superficie cubierta por depósitos de tefra de la actividad del Popocatepetl y a su vez está colonizada por pastizales de alta montaña en las laderas de mayor altitud (Fig. 46), mientras que las que se encuentran en las partes más bajas cuentan con presencia de bosque de pino.



Figura 46. Las laderas de valle glacial tienen una pendiente continua y una superficie homogénea (octubre, 2016).

II. Relieve exógeno

Esta categoría de relieve incluye las formas que son producto de la erosión y acumulación de distintos procesos exógenos. El tipo de modelado y las morfologías resultantes son controlados por el tipo de roca, la pendiente, las condiciones ambientales y climáticas de la zona que determinan el nivel de intemperismo y erosión que re trabajan las superficies y las unidades geomorfológicas.

Los procesos exógenos que definen la configuración del relieve en el área de estudio y que se describe en los siguientes apartados son de tipo glaciario, gravitacional y fluvial.

A) Erosivo glacial

Se han reconocido diferentes glaciaciones a lo largo de la historia de la Tierra, destaca Cuaternario como una etapa de glaciaciones que han dejado morfologías e incluso relictos de hielo sobre la superficie terrestre actual.

Los glaciares se encuentran dentro de los procesos más erosivos y por tanto, modeladores del relieve. La acción de avance y retroceso glaciario, tiene una acción altamente erosiva ya que la enorme cantidad de hielo que es desplazado funciona como una *lija* abrasiva sobre la superficie.

Existen diferentes tipos de procesos erosivos de acción glacial entre los que se encuentran la abrasión, que refiere al desgaste de las rocas por el paso del hielo, esto incluye la fricción de los fragmentos rocosos que el glaciario transporta con el sustrato rocoso o lecho de fracturación y el contacto directo con la masa de hielo (Sugden y John, 1976).

De acuerdo con Vázquez-Selem (2000), las unidades glaciares que tuvieron una presencia importante en la cuenca alta del valle Alcalicán corresponden a la Formación Hueyatenco-I (20,000 años A.P.), Formación Milpulco I y II (~12,000 y ~7000 respectivamente).

La acción de estos procesos genera diferentes formas características sobre la superficie y que evidencian la ocurrencia de glaciares en el pasado. De esta forma, dentro de esta categoría fueron identificadas dos formas del relieve que se describen a continuación.

2.1. Circo glacial

El valle Alcalican tiene una génesis glacial, sobre este valle se han emplazado lenguas de hielo en distintos periodos entre los que destacan Hueyatlaco II, Milpulco I y Milpulco II (Vázquez-Selem, 2004).

El área de estudio está enmarcada por el circo glacial que actualmente corresponde el parteaguas que delimita el valle Alcalican. Este circo delimita un área cóncava que estuvo ocupada por hielo, asimismo, las paredes o laderas contiguas a la línea del circo tienen una pendiente pronunciada o en algunos casos paredes verticales, el fondo tiene una morfología cóncava con pendientes suaves o incluso fondo plano (Fig. 47).



Figura 47. Vista hacia el noreste, hacia la cabecera del valle glacial. Se puede observar las laderas o paredes con alta pendiente en los costados, mientras que la parte central del valle glacial, tiene una forma más suavizada y fondo prácticamente plano (enero, 2016).

B) Acumulativo glacial

Los glaciares acarrean una gran cantidad de materiales a su paso. Una de las principales formas del relieve asociadas a la erosión glacial son las morrenas, que son un conjunto de detritos transportados y depositados por la acción del hielo. Existen diferentes tipos de morrenas que son clasificadas de acuerdo al lugar donde se depositan y si se formaron durante el avance o retroceso del glaciar.

Depósitos morrénicos

En el valle Alcalican se identificaron unidades de depósito glacial, que pertenecen a distintos avances glaciares de acuerdo con Vázquez-Selem, (2004), todas las morrenas identificadas se encuentran cubiertas por depósitos de tefra debido a la cercanía con el volcán Popocatepetl y a la continua actividad del mismo.

Periodo Hueyatlaco II

2.2. Recesional

Debido a sus dimensiones, aproximadamente 60 metros de eje mayor, 15 metros de eje menor y su poca altura respecto a su nivel base (2 a 3 metros), esta unidad fue identificada únicamente mediante trabajo de campo.

Se localiza en la parte sur del área de estudio, dentro de un nivel altitudinal que va de los 3,680 a los 3,705 msnm., a un costado de la unidad 2.1 (ladera compleja) anteriormente descrita, de acuerdo con Vázquez-Selem, (2004) corresponde a una morrena del periodo Hueyatlaco-II (17,500- 14,000 A.P.).

Su morfología particular en forma de medio arco y superficie convexa con una cresta bien formada a lo largo de toda la unidad, se propone que corresponda a una morrena de tipo recesional del avance Hueyatlaco II. Este tipo de morrenas se forman debido a un periodo de retroceso del glaciar después de un periodo de avance, dejando este tipo de depósitos en forma de medio arco.

Por lo general, estas unidades cuentan con un símil correspondiente, que en su conjunto marcan la parte frontal de un avance de la masa de hielo. En este caso, debido a su localización y morfología, la unidad cartografiada corresponde a una morrena recesional izquierda, por el contrario no fue posible identificar su correspondiente derecha ya que posiblemente fue cubierta por depósitos de flujos de escombros y depósitos caída del talud detrítico que se encuentra en ese sector.

Periodo Milpulco I

2.3. Avance

Se identificaron dos morrenas correspondientes dentro de esta categoría. Se localizan en la parte central del valle Alcalican, en un rango de elevación entre los 3,845 y los 3,900 msnm (Fig. 48). Ambas morrenas con una longitud aproximada de 300 metros y un espesor de hasta 15 metros, indican la parte frontal de un máximo avance glaciar del periodo Milpulco I, ~12,000 A.P. (Vázquez-Selem, 2004).

Estas dos unidades geomorfológicas forman un arco elongado que funciona como un cuello de botella en el fondo del valle. Esto provoca que los flujos de escombros (se explicarán más adelante) que se depositaron después de la formación de las morrenas, se acumulen entre estas mismas en la parte alta. A su vez, entre las dos morrenas se desarrolla dos corrientes fluviales que se abren camino valle abajo.

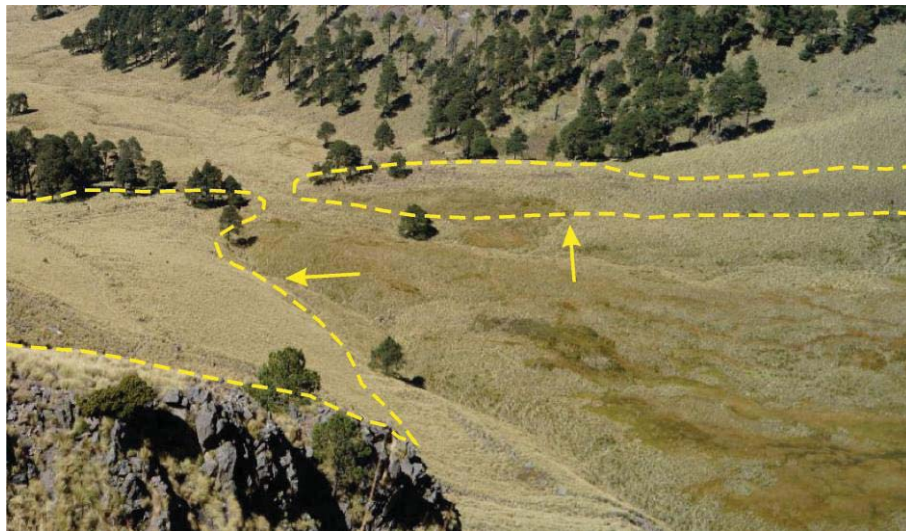


Figura 48. Vista hacia el Noroeste dónde se pueden observar ambas morrenas correspondientes a Milpulco I y los depósitos de flujos de escombros acumulados entre ellas (octubre, 2016).

2.4. Recesional

Se identificaron cuatro morrenas recesionales que se localizan en la porción central del valle, en la parte baja en la vertiente izquierda (1 unidad) y derecha (3 unidades) en una cota altitudinal que va de los 3,865 a los 3,990 msnm. De acuerdo con Vázquez-Selem (2000), estas morrenas tienen una edad aproximada entre 11,000 y 9,500 años A.P. Son producto del avance Milpulco I que tuvo su mayor alcance cerca de los 12,000 años A.P.

Las unidades en cuestión son producto del retroceso del glaciar, que formó depósitos en las partes laterales del valle en distintos periodos de avance-retroceso, siendo más antiguas las unidades que están en las porciones bajas y más recientes las que se encuentran en las cotas más altas. La única morrena recesional de este periodo se encuentra en la ladera sur del valle, es la de menor tamaño, y se emplaza sobre una morrena más antigua que es producto del máximo avance de Milpulco I.

Sobre la ladera norte, se identificaron dos morrenas recesionales, las de mayor tamaño dentro de esta categoría (ambas con una longitud de 250 metros). Una de ellas, que se encuentra en la parte superior, se monta sobre la otra, indicando dos periodos de retroceso en un rango relativamente corto de tiempo, debido a la cercanía de los depósitos (Fig. 49).



Figura 49. Se distingue una morrena montada sobre la otra en la ladera norte del valle (octubre, 2016).

La morrena faltante se encuentra también en la ladera norte, es el depósito más reciente de los cuatro el estar localizado en una porción más alta, correspondiendo a un avance de menor alcance.

Periodo Milpulco II

2.5. Avance

Las tres morrenas correspondientes a esta unidad son más recientes que las del periodo Milpulco I. Las tres se encuentran alineadas a lo ancho del valle y están prácticamente en el mismo nivel altitudinal, entre los 3,960 y los 4,075 msnm.

El avance glaciario que propició la formación de estos depósitos se produjo entre los 8,000 y 7,000 A.P. (Vázquez-Selem, 2000). Estas unidades corresponden a las morrenas más recientes del valle, que fueron formadas por el avance Milpulco II, el último que se presentó en Alcalicán de acuerdo con los depósitos encontrados.

De acuerdo con la morfología y posición de las morrenas al interior del valle, éstas se pueden agrupar en dos sectores que corresponden a diferentes lenguas del mismo periodo; izquierdo y derecho (Fig. 50). Por un lado, dos morrenas localizadas en ambos flancos del flujo de escombros del año 2012, parecen ser depósitos correspondientes; lateral derecho y lateral izquierdo de una lengua glaciario que descendió en dirección sur-oeste.

La tercera morrena, de un tamaño ligeramente menor a las dos anteriormente mencionadas, parece provenir de una lengua que desbordó del valle Milpulco y que descendió en dirección sur-suroeste hacia el centro del valle Alcalicán. Este depósito correspondería entonces a una morrena lateral izquierda. Por otra parte, no fue posible identificar su morrena correspondiente derecha, posiblemente por una fuerte erosión o sepultamiento por tefras del Popocatepetl.



Figura 50. En la parte central de la fotografía se observan dos morrenas de distintas lenguas glaciares (octubre, 2016).

C) Erosivo gravitacional

Una gran parte de la superficie terrestre está formada por laderas y éstas pueden considerarse como un componente fundamental del relieve (Young, 1972). Debido a esto la erosión por procesos gravitacionales puede presentarse con una amplia gama de posibilidades y clasificaciones, dando como resultado diferentes tipos de modelado y formas resultantes sobre el relieve.

Los factores que inciden sobre los procesos erosivos de este tipo están directamente relacionados con la gravedad, elemento siempre presente que promueve el movimiento de los materiales ladera abajo (Crozier, 1986).

Esta categoría hace referencia al transporte de materiales como rocas y detritos que se produce sobre las laderas. Los materiales que se desplazan pasan de una superficie de mayor altura a una de menor altura. Dependiendo del tipo de proceso, puede o no existir una superficie de deslizamiento.

2.6. Corredor de escombros

Las tres unidades se desarrollan en la parte más elevada del valle glaciar (por encima de los 4,500 msnm), en donde se hacen presentes distintos procesos erosivos de áreas periglaciares como la gelifracción, que provoca que los materiales (rocas) se fracturen y se trasladen ladera abajo encauzándose por pequeñas cárcavas que corresponden a los corredores de escombros (Fig. 51).

La de mayor tamaño (derecho), cuenta con una longitud de 400 metros desde su origen, los corredores restantes tienen 250 metros de longitud. Los tres corredores de escombros identificados se desarrollan dentro de un talud detrítico activo. Este talud aporta los materiales que se encauzan en los corredores, el tamaño de los materiales va desde los bloques de hasta 50 cm hasta detritos de menos de 4 mm.



Figura 51. Se identifican los corredores de escombros dentro del talud de detritos activos. La morfología es parecida a pequeños valles por donde “corren” los materiales (enero, 2017).

D) Acumulativo gravitacional

En este apartado corresponde a los depósitos asociados a distintos tipos de procesos gravitacionales como flujos o caídas. Las morfologías que presentan las deposiciones son resultado de la dinámica exógena que los modela.

Por lo general se asocian a colapsos de laderas de lava inestables y a acumulación de detritos y bloques por erosión o intemperismo que representan agentes detonantes para generar un movimiento de los materiales que componen las laderas, que después se acumularán para formar una gran variedad de formas de relieve.

En el valle de Alcalican se reconocieron dos distintas unidades para este inciso que se pueden observar desde el sector NE y SW del valle.

2.7. Talud de derrubios activo

El origen de esta unidad se asocia con la gelifracción que actúa sobre las rocas volcánicas expuestas en las paredes de los flujos y crestas de lava, este tipo de proceso provoca la ruptura de las rocas por el aumento del volumen del agua que se encuentra en las pequeñas fracturas de la misma, al pasar del estado líquido a sólido (aumento en volumen de ~30%).

Esta unidad ocupa la mayor parte de la cabecera del valle, área donde los procesos periglaciales generan una alta erosión provocando el aporte de materiales del que está constituida la presente unidad, tiene una pendiente con al menos 35° y ocupa un área de aproximadamente 270,000 metros cuadrados.

El tamaño de los materiales que componen esta unidad del relieve corresponde principalmente a bloques y detritos, con una alta actividad de transporte, que se observó en el reconocimiento de campo (Fig. 52).

De acuerdo con las observaciones en campo, los bloques se encuentran en su mayoría orientados con dirección paralela a la pendiente y los depósitos presentan una gradación normal, donde los bloques de mayor tamaño se encuentran sobre la superficie y los de menor tamaño en profundidad.



Figura 52. El talud activo de derrubios se encuentra en la zona más alta del valle Alcalican, donde la presencia de procesos periglaciares determina el alto grado de actividad (inestabilidad) de esta unidad geomorfológica (enero, 2017).

2.8. Talud de derrubios estabilizado

Son aquellos depósitos que se ubican al pie de los escarpes, en pendientes superiores a 30° y corresponden a una franja que se desarrolla de forma paralela-contigua a las paredes y escarpes de lava.

De la misma forma que la unidad descrita en el apartado anterior hace referencia a los depósitos gravitacionales producto de la erosión/intemperización de la roca.

Estos taludes no presentan dinámica en la actualidad, esto se evidencia por la presencia de cobertura vegetal como pastizal de alta montaña en las unidades de la parte occidental del valle (Fig. 53) y bosque de coníferas en la porción sur y sur-oriental.



Figura 53. Se observa la unidad de talud, cubierta por pastizales de alta montaña. Esta foto corresponde a una unidad ubicada en el sector nor-occidental del valle (octubre, 2016).

E) Erosivo fluvial

Los sistemas fluviales se pueden definir como una combinación de elementos que conforman un conjunto complejo, que actúan sobre la superficie terrestre y la modelan. Por lo general y en un esquema idealizado, Schumm (1977), reconoce tres zonas principales en un sistema fluvial: La zona 1 corresponde al área de producción de escorrentía y sedimentos. La zona 2 representa el área de transferencia y la zona 3 es el área de sedimentación.

Esta categoría refiere a las formas asociadas a las zonas 1 y 2 que aunada al tipo de litología, permeabilidad, inclinación del terreno y en algunos casos la presencia de estructuras disyuntivas da como resultado una configuración fluvial determinada, así como sus consecuentes formas del relieve:

2.9 Surco

El patrón de la red de drenaje que se observa en el área de estudio es subdendrítico, donde los tributarios son controlados estructuralmente por el fracturamiento de las lavas, a diferencia del afluente principal que fluye por un fondo plano (compuesto por sedimentos

depositados tanto por acción fluvial como glacial) y presenta un menor control estructural (Guerra-Peña, 1980).

La formación de los surcos en el área de estudio representa el principal proceso de erosión fluvial en el área de estudio. Su morfología convexa facilita el encauzamiento de las corrientes intermitentes o perennes, en su mayoría de origen pluvial o por deshielo, debido a esto, estas formas del relieve se desarrollan a lo largo de todo el valle Alcalican (Fig. 54).



Figura 54. Los materiales que componen las laderas favorecen desarrollo de los cauces (octubre, 2016).

El análisis de la configuración fluvial es importante para el reconocimiento y caracterización del relieve que es estudiado en esta investigación ya que estas unidades en varios casos representan las fronteras entre formas de relieve.

En la zona de estudio se identificaron cauces con distinta dinámica y profundidad de disección, mediante técnicas de interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales y posteriormente fueron corroborados en campo los cuales serán descritos en los siguientes apartados.

2.10. Barranco de 1 a 3 metros de disección

Se desarrollan en laderas con pendientes menores que van desde los 5° hasta los 20° y en el fondo del valle Alcalican (Fig. 55). En su mayoría tienen una amplitud que varía de tres a cuatro metros y en algunos casos presentan corrientes perennes (principalmente los que se encuentran en el fondo del valle).



Figura 55. Fotografía del sector central del área de estudio, se aprecia que los cauces de esta categoría son angostos y relativamente someros (enero, 2017).

2.11. Barranco de 3 a 10 metros de disección

Estos barrancos se desarrollan en el sector central del valle, se asientan sobre formas del relieve más antiguas que las que se encuentran en la parte superior, por lo que el tiempo de erosión les permite alcanzar mayores dimensiones en la vertical, no así en la horizontal (Fig. 56).

Estas unidades presentan corrientes perennes en su totalidad, aunque no cuentan con un caudal importante, si es mayor que el de las unidades anteriormente descritas.



Figura 56. Barranco con unos 4-5 metros de disección, en la ladera norte del área de estudio (enero, 2017).

2.12. Barranco >10 metros de disección

Este tipo de barrancos, se presentan tanto en las partes altas del valle (cerca de la cabecera) y en el sector más bajo del área de estudio.

En la parte alta son controlados por la litología, correspondiente a derrames de lava del cono Los Pies, por lo que su anchura se limita a no más de 10 metros. Por el contrario, la unidad identificada en la parte baja de la zona de estudio, alcanza una anchura de hasta 70 metros, esto debido a que los materiales son menos competentes a la erosión.

Los barrancos del sector superior del valle funcionan también como corredores para los materiales que se desprenden de las laderas activas (colapsos de paredes y aporte de detritos). En dos de ellos se encauzaron los flujos de escombros que se produjeron en el año 2012 (Fig. 57).



Figura 57. Los dos barrancos que se observan en la parte central de la fotografía canalizaron los materiales de los flujos de escombros que se produjeron en el año 2012 (Google Earth®).

F) Acumulativo fluvial

Los sedimentos transportados por corrientes fluviales se depositan principalmente en discontinuidades topográficas (cambios de pendiente), donde los ríos pierden su capacidad erosiva y comienzan a depositar los materiales erosionados de las partes altas (Gutiérrez-Elorza, 2008).

Se debe tomar en cuenta que una buena parte de los materiales erosionados llegan a la desembocadura de los ríos, aunque una fracción importante es depositada durante su recorrido. En esta categoría las formas de relieve están asociadas a la acumulación-deposición de sedimentos debido a las corrientes fluviales ya sea permanentes o intermitentes. En el área de estudio se identificó sólo una morfología correspondiente a esta categoría.

2.13. Flujo de escombros datado en 2012

Esta unidad es la forma del relieve de mayor interés en esta investigación, al ser un proceso reciente emplazado en el 2012, fue posible datarlo mediante técnicas dendrocronológicas y

a su vez hacer un estudio sedimentológico para analizar el tipo de materiales del que está compuesto a lo largo de su estructura.

Este tipo de flujos se desarrollan comúnmente en ambientes volcánicos, y pueden tener una génesis asociada directamente a una erupción volcánica o como en este caso, pueden ser producidos por un evento posterior (lluvias torrenciales, nevadas intensas, por ejemplo).

Los depósitos del flujo de escombros en cuestión cubren un área de 50,000 m². Se identificaron tres focos de captación distintos, mismos que se encauzaron de diferente manera de acuerdo con la localización de la fuente de materiales y se explican a continuación.

Dos de los puntos de origen se ubican en las paredes de dos barrancos diferentes que cuentan con más de 10 metros de profundidad de disección. El transporte de los materiales removidos fue directamente controlado por el barranco en su parte más alta, siendo más estrecho (entre 1 y 4 metros), mientras que al entrar a la parte central del valle que ya no es controlada por barrancos, se unen con el cuerpo principal del flujo y los materiales tienen mayor capacidad de desplazarse en direcciones laterales, aumentando la anchura de los depósitos.

El tercer punto de origen proviene de un escarpe de lava de unos 40 metros de altura en el sector oriental del valle. Los materiales que alimentaron al cuerpo principal del flujo de escombros fueron aportados por un colapso de un sector del escarpe antes mencionado.

Los materiales, al incorporarse al cuerpo del flujo, se depositan en un área lateral más extensa (hasta 100 metros) ya que no se encauzan dentro de un barranco. Al llegar a la parte central del valle, reduce su anchura y se deposita dentro de pequeños cauces que se encuentran en el fondo del valle (Fig. 58).



Figura 58. Se observa en la parte izquierda de la imagen, un cuerpo más ancho, mientras que hacia el centro del valle los depósitos se encauzan y tienen menor anchura (octubre, 2016).

En algunos sectores se puede apreciar cómo los depósitos recientes del flujo en cuestión se sobreponen y se interdigitan con depósitos de flujos más antiguos (Fig. 59).



Figura 59. Depósitos de distintos flujos de escombros. Los materiales más claros pertenecen al flujo del año 2012, los más oscuros a flujos anteriores (octubre, 2016).

Esta unidad llega a alcanzar más de 800 metros de longitud desde su origen hasta la parte más baja y se compone de materiales monolitológicos de una gran variedad de tamaños que van desde los 40 cm de eje mayor hasta arenas gruesas y finas. El cuerpo del depósito tiene un arreglo masivo, sin estratificación y no presenta imbricación, se compone de bloques sub angulosos y subredondeados en su porción superior y de bloques redondeados y

subredondeados en su parte media-baja con una matriz de arenas gruesas en ambos sectores (Fig. 60).



Figura 60. Fotografía de un canal producto de la erosión fluvial posterior al depósito de los materiales del flujo del año 2012. Se pueden apreciar los bloques de distintos tamaños así como el arreglo heterométrico y mal clasificado del depósito (octubre, 2016).

El flujo de escombros en su parte baja, se separa en dos cuerpos que se encauzan en distintas direcciones, una de las cuales se dispersa asemejando un pseudoabanico, debido a la reducción de la pendiente y que los materiales de mayor tamaño fueron depositados en las partes altas, mismo que está compuesto en su mayoría por materiales más finos, desde gravas, hasta limos y arcillas.

2.14. Levée de flujo de escombros

Esta forma de relieve se asocia a los flujos de escombros, los levées se forman debido a la acumulación lateral de los materiales que componen a los flujos. Su morfología es alargada y a manera de crestas, de mayor altitud con respecto a las partes contiguas. La presencia de levées, en algunos casos, ayudó a delimitar los lóbulos más antiguos de los flujos de escombros.

Las partes laterales de los canales, al tener una mayor elevación, generan una fricción más alta, lo que provoca que las partes laterales del flujo tengan una velocidad menor que la parte central. Esto hace que una mayor cantidad de material (principalmente los bloques de mayor tamaño) se acumule en los costados y forme estas estructuras que asemejan “cordones” (Fig. 61).

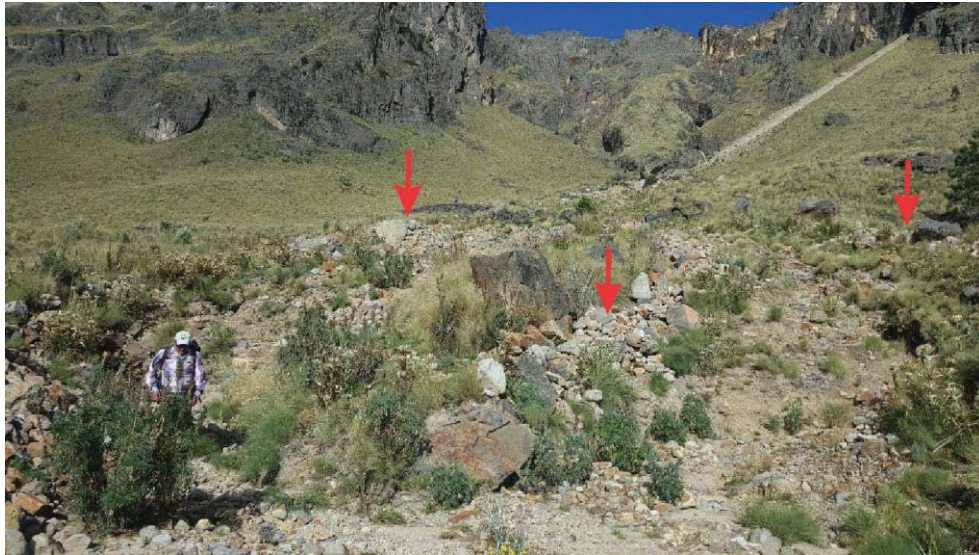


Figura 61. Parte central del flujo de escombros donde se puede observar un levée, que destaca por ser un depósito alineado y alargado, de mayor altura que su zona contigua (octubre, 2016).

2.15. Lóbulo de flujo de escombros

Estas unidades del relieve tienen una forma alargada y redondeada en su parte frontal, ligeramente convexa en su perfil transversal. Su formación es común en ambientes periglaciares-volcánicos, donde hay aporte continuo de materiales y presencia de agentes detonantes como fuertes nevadas o lluvias torrenciales.

Se identificaron un total de 13 lóbulos antiguos de acuerdo con su morfología, levées presentes en algunas unidades, la tonalidad apreciada en las imágenes satelitales y a su altura relativa identificada en campo. La mayoría de los lóbulos identificados, al ser unidades que se formaron hace al menos 138 años (edad mínima obtenida mediante el análisis dendrocronológico), se encuentran totalmente colonizados por pastizales de alta

montaña, por lo que su identificación se realizó por medio de la interpretación de su morfología, principalmente por los levées y acanaladuras en las partes laterales por donde drenan los pequeños flujos intermitentes de la porción central del valle.

En algunos casos y asociados a los lóbulos más recientes de esta categoría, se encontraron afloramientos de bloques sin presencia de pastizal, un indicador de deposición reciente. La figura 62 muestra un depósito con las características antes mencionadas y que debido a la ausencia de árboles muestreables sobre el mismo (no hay datación mínima como en otros casos) se puede inferir que la edad del depósito es incluso inferior a 138 años.

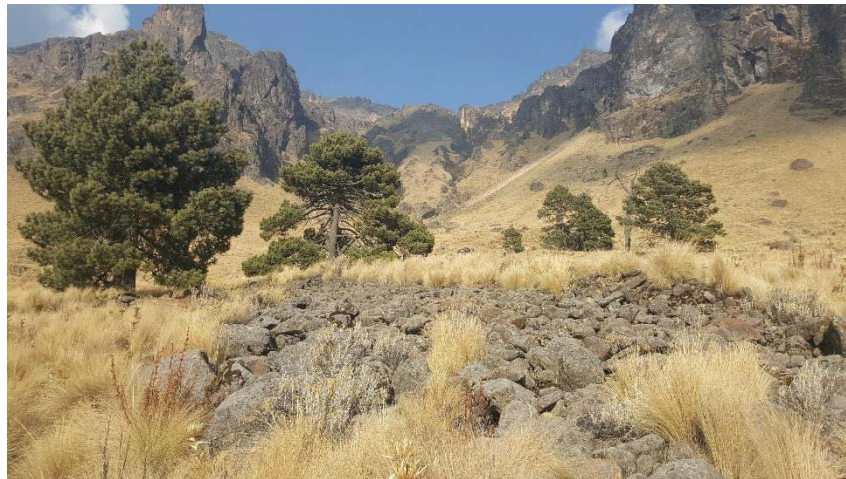


Figura 62. Depósito de bloques que pertenece a un lóbulo que aflora entre los pastizales en la porción central del valle (octubre, 2016).

La identificación de los distintos lóbulos en el área de estudio es un indicativo que demuestra que este tipo de procesos de remoción (flujos de escombros) se han producido de forma continua a lo largo cientos e incluso miles de años en este valle.

2.16. Terraza de flujo de escombros

La terraza identificada se asocia a depósitos de flujos de escombros de grandes dimensiones; la longitud de estos depósitos llega a tener hasta 3 km hasta su punto más bajo y cubre un área de casi 260 mil metros cuadrados, lo que da una idea de la continua ocurrencia de este tipo de procesos de remoción.

Su morfología es aplanada, las paredes laterales están bien delimitadas (Fig. 63) y la superficie tiene una apariencia más suavizada que los lóbulos del apartado anterior. Asimismo, la presencia de bloques en la superficie no es común, contrario a los flujos de escombros más recientes.



Figura 63. Fotografía panorámica de la parte lateral de la terraza de flujo de escombros (octubre, 2016).

En la superficie de esta unidad, hay formación de una pequeña capa de suelo con aproximadamente 10 cm de espesor, por lo que no fue posible identificar lóbulos; bajo la capa de suelo, se identificó un depósito de ceniza y pómez “Pink”, que fue producto de la explosión de hace ~1000 años del Popocatepetl (Siebe *et al.*, 1997) (Fig. 64). La presencia de estos depósitos indica que la terraza formada por los flujos de escombros antiguos tienen más de mil años.

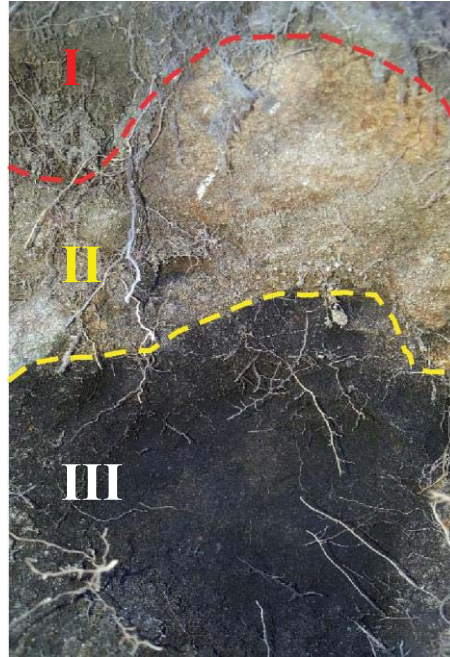


Figura 64. Depósito de ceniza y pómez (II) que se encuentra entre los flujos de escombros (III) y la capa de suelo (I), (enero, 2017).

2.17. Abanico aluvial

Tienen una morfología de cono invertido con una superficie convexa en su eje transversal, se forman por la acumulación de los materiales que fueron erosionados por las corrientes fluviales en las partes superiores de las laderas y que se depositan en las zonas donde existe una reducción importante de la pendiente (parte baja de las laderas).

Se identificaron dos unidades dentro de esta categoría, ambas en la ladera norte del valle, aunque una se encuentra en la porción oriental y otra en la parte occidental del área de estudio.

Las partes laterales de la unidad de menor tamaño (parte oriental del área de estudio) fueron cubiertas por depósitos morrénicos que corresponden al periodo Milpulco II, que tienen una edad entre 8,000 y 7,000 años A.P., por lo que la formación de este abanico es anterior el periodo glacial antes mencionado.

Los materiales que componen al abanico de la parte baja del valle son principalmente detríticos, producto de la erosión de las tefras que arrojó el Popocatepetl hace unos 1000 años A.P. y que fueron depositadas en las laderas del valle, por lo su génesis es posterior a dicha explosión. Debido a la presencia de vegetación baja, se deduce que el abanico se encuentra estabilizado y que no tiene una dinámica activa en la actualidad (figura 65).



Figura 65. Los abanicos aluviales están formados por materiales poco consolidados, por lo que no se desarrolla el bosque de pino sobre ellos (enero, 2017).

III. Rasgos morfológicos complementarios

Ápice de abanico aluvial

Corresponde a la porción superior del abanico aluvial y punto donde desemboca la corriente fluvial. Representa el inicio de la zona de depósitos aluviales acarreados de las áreas erosivas

Origen de flujo de escombros 2012

Punto de origen del aporte de los materiales que componen el flujo de escombros. Se localizan en las partes elevadas del valle Alcalican, cercanas a las cabeceras y en paredes de lava inestables.

Origen de corredor de escombros

Porción superior del corredor de escombros, supone el inicio del área donde los materiales presentan un encauzamiento al momento de desplazarse. Se localizan en la cabecera del valle Alcalican.

Escarpe

Ladera abrupta, cercana a los 90° de pendiente, en este caso, formada por procesos exógenos como flujos de lava erosionados e intemperizados.

4.2. Dendrogeomorfología

La presencia de morfologías que indican el desarrollo de procesos de remoción en masa, específicamente de flujos de escombros en el valle Alcalican, permite realizar análisis dendrocronológicos para conocer su dinámica y antigüedad. El sector superior del valle Alcalican está conformado por laderas de origen volcánico con paredes verticales de roca de hasta 60 metros de altura, que aunado a los procesos periglaciales que operan sobre ellas, favorecen los procesos gravitacionales cuyos materiales rellenan el fondo del valle.

En este sentido, el muestreo realizado en el área de estudio consistió en la colecta de 100 muestras obtenidas de 46 árboles de la especie *Pinus hartwegii* (Fig. 66) localizados a lo largo del área de estudio (ver mapa geomorfológico y Anexo 2). Se extrajeron 57 núcleos de 25 árboles localizados en sectores cercanos y sobre los depósitos flujo de escombros de apariencia juvenil de los cuáles 7 presentan cicatrices de impacto en el anillo correspondiente al año 2012.

La edad media de los 25 árboles muestreados en el fondo del valle (área de influencia de flujos de escombros) es de 59 años. El árbol más viejo tiene una edad de 130 años (año 1887), mientras que el más joven tiene sólo 8 años (edad estimada por el método de verticilos).

Los individuos que presentan cicatrices de impacto en el tronco son de gran importancia en el muestreo ya que permitieron identificar el año en el que ocurrió el evento (figura 67). Los individuos muestreados con esas características corresponden a los siguientes núcleos: Izal 01 (C'), Izal 02 (muerto), Izal 10 (C-B), Izal 12 (B, C-A), Izal 16 (D-RAMA), Izal 19 (A-C) e Izal 20 (A).

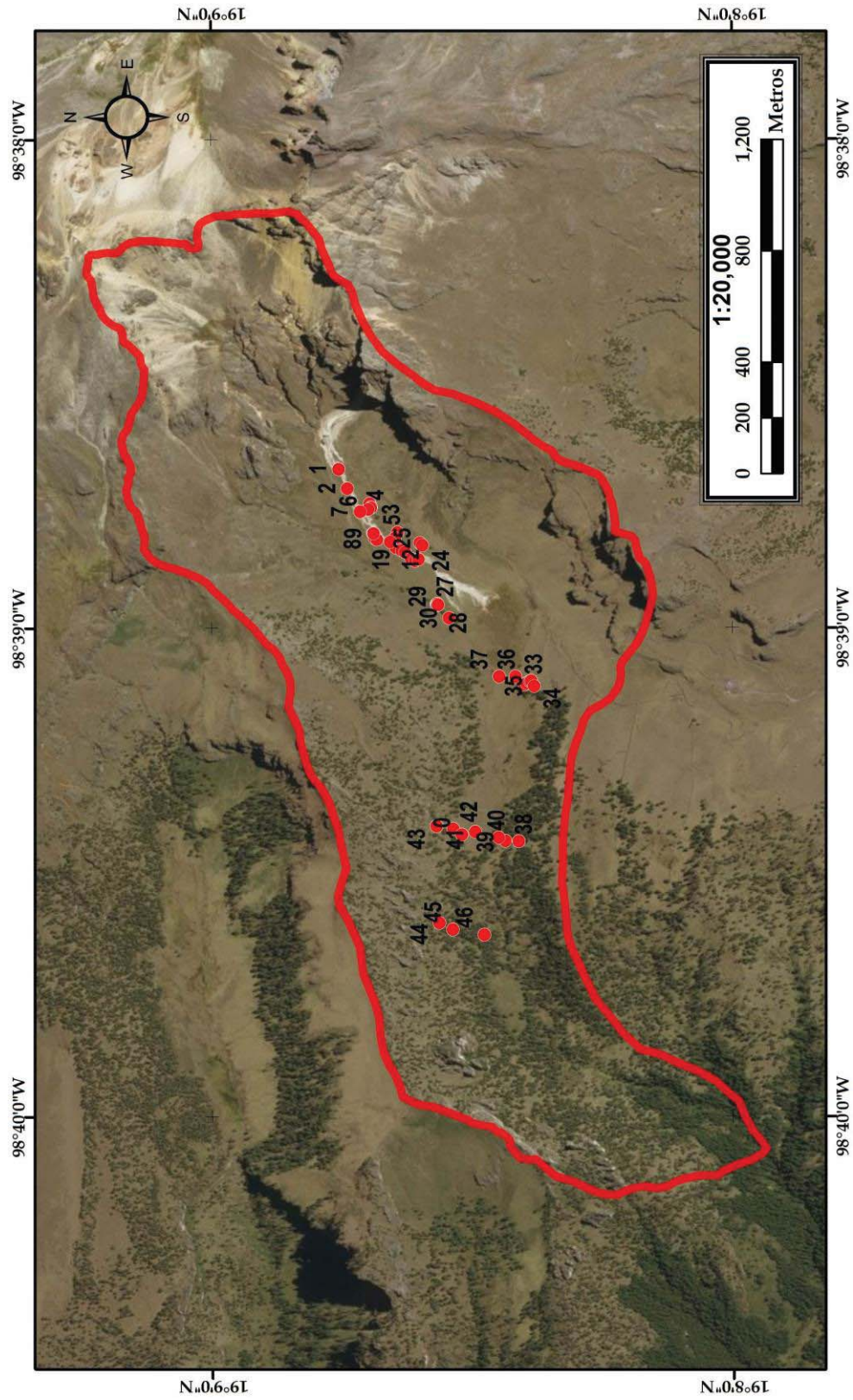


Figura 66. Distribución de los puntos de muestreo de 46 árboles dentro del valle de Alcalican.



Figura 67. Las flechas muestran cicatrices de impacto en los árboles localizados al interior del flujo de escombros del 2012 (octubre, 2016).

De acuerdo con el análisis por conteo de los anillos de forma manual y con el software *R* con el paquete *MeasuRing*, en las muestras obtenidas de dichos árboles, las cicatrices de impacto y un micro-anillo provocadas por el flujo de escombros se localizan en los años correspondientes al 2012, en la madera tardía, específicamente en la etapa final también conocida como *late-latewood*, como se puede observar en las figuras 68 y 69.

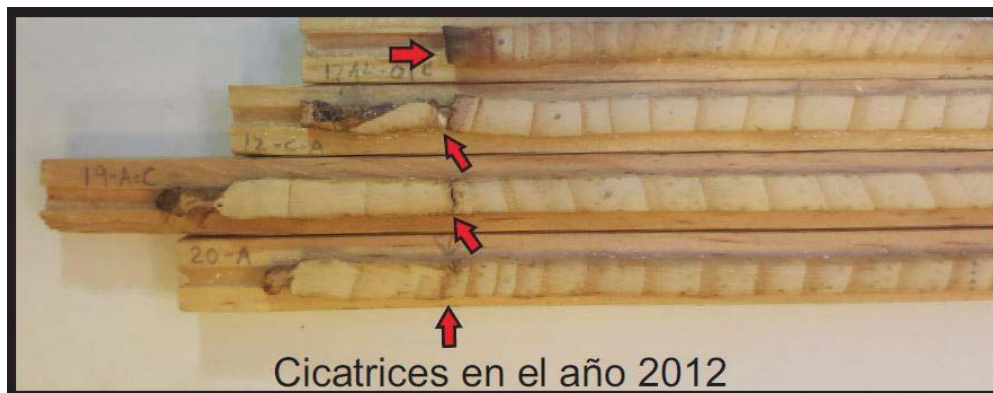


Figura 68. Cicatrices de impacto identificadas en distintos núcleos de distintos árboles muestreados.

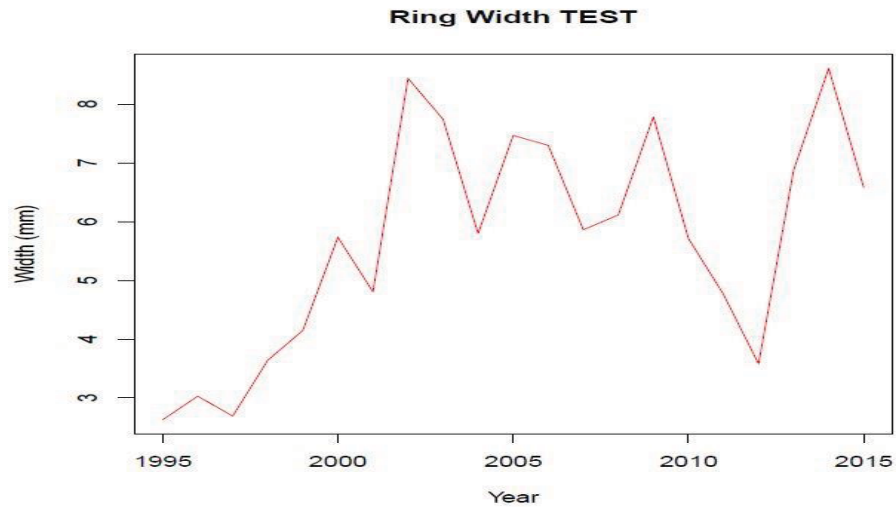


Figura 69. Gráfica de ancho de anillos obtenida mediante el software R paquete dplR, corresponde a la muestra Izal 12-B. Se puede identificar un anillo estrecho en el año 2012.

Los árboles de este conjunto en su mayoría se encuentran sepultados en la base por los depósitos de flujos de escombros del año 2012 (Fig. 70), lo que generó una supresión en los anillos de crecimiento posteriores al evento, como se puede observar en los disturbios reportados en la tabla dendrocronológica en el Anexo 1, sólo un individuo (Izal 02) murió con el evento.



Figura 70. Árbol sepultado por los depósitos del flujo de escombros del 2012 (octubre, 2016).

De acuerdo con la información climática obtenida para el año 2012, se identifica la presencia de fuertes lluvias provocadas por el huracán “Ernesto” (CONAGUA, 2012), que coincide con la presencia de las cicatrices de impacto en el periodo *late-latewood* y que pudieron provocar el flujo de escombros en cuestión.

Los datos de la reseña de CONAGUA (2012), (Anexo 3) indican que el fenómeno meteorológico comenzó el día primero de agosto, con categoría de depresión tropical en el Océano Atlántico. El día 7 de agosto alcanzó la categoría de huracán en el Mar Caribe (Fig. 71a), teniendo una dirección noroeste, atravesando la península de Yucatán e internándose en el Golfo de México rumbo a las costas de Veracruz (Fig. 71b). Su máxima intensidad la alcanzó el 9 de agosto, después de haber cruzado la península, a 65 km al NE de Coatzacoalcos (Fig. 75).

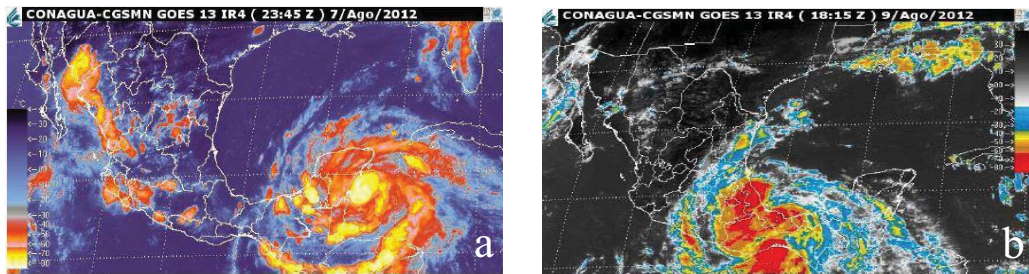


Figura 71. a) Imagen satelital del 7 de agosto del huracán “Ernesto” internándose en la península de Yucatán. b) Imagen satelital del 9 de agosto del huracán “Ernesto” sobre la costa del Golfo de México. Fuente: CONAGUA (2012).

La presencia de este evento meteorológico provocó fuertes precipitaciones en la región central del país, alcanzando hasta 344 mm de lluvia registrados en 24 horas en algunas regiones.

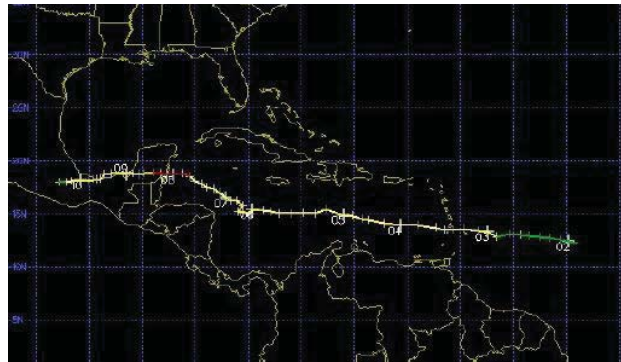


Figura 72. Trayectoria final del huracán “Ernesto”. Fuente CONAGUA (2012).

Por otra parte, los 43 núcleos restantes se obtuvieron de árboles que se localizan en distintas unidades geomorfológicas como laderas, taludes (ver Anexo 1), terrazas, barrancos y morrenas que se encuentran en las porciones media y baja del área de estudio.

El análisis de estas muestras permite identificar la edad mínima del relieve sobre el que se desarrolló el árbol, por lo que, a su vez permite deducir el periodo de estabilidad aparente de dichas unidades geomorfológicas (tabla dendrogeomorfológica en Anexo 2).

4.3. Sedimentología (análisis textural) del flujo de escombros 2012

Las condiciones necesarias para la formación de un lahar con depósitos tipo flujo de escombros, incluyen la presencia de una considerable cantidad de agua, material de origen volcánico, así como pendientes abruptas del terreno que favorezcan el movimiento de material ladera abajo.

Los depósitos del flujo de escombros del 2012 se emplazaron con una dirección preferencial NE-SO. Su origen se asocia al colapso de laderas de lava en el margen oriental (foco principal) y en el sector SO del valle Alcalican a una altitud de 4,440 msnm (Fig. 73a y b).



Figura 73. a) Parte superior de los depósitos del flujo de escombros, se observa que el paquete presenta espesor considerable. b) muestra la ladera inestable de lava y los depósitos del evento del año 2012 (enero, 2012).

Los materiales se extienden a lo largo de ~1.4 km, que son controlados en la parte alta por barrancos de más de 10 metros de disección, teniendo un ancho máximo de unos 4 metros, mientras que los depósitos de las partes más bajas, a partir de los 4,100 hasta los 3,880

msnm, que se encuentran en el fondo del valle glaciar, se dispersan alcanzando los 40 metros de anchura.

El depósito es masivo, monolítico y no presenta imbricación. El espesor máximo del depósito alcanza los 2.8 metros, en la parte proximal a su origen (Fig. 74a). En la parte distal, al centro del valle, no supera los 120 centímetros de espesor, esto debido al ensanchamiento horizontal de los depósitos por la pérdida de capacidad erosiva por la disminución de la pendiente (Fig. 74b).

Asimismo, se identificó que los materiales que componen el depósito tienen características sub-angulosas en las porciones más cercanas al punto de origen mientras que los materiales que se encuentran en las partes más bajas, al frente del flujo de escombros, tienden a presentar características sub-redondeadas debido al transporte y retrabajamiento de los mismos (Fig. 74b).



Figura 74. Depósitos en la parte central del valle glaciar (a). Depósitos con características redondeadas en la parte frontal del flujo de escombros (b), (enero, 2012).

El análisis a detalle del método por tamizado en seco de las cinco muestras recolectadas a lo largo del flujo de escombros del año 2012 (Fig. 75): DFAL-00, DFAL-01, DFAL-02, DFAL-03 y DFAL-04, (Fig. 76) se describe a continuación.

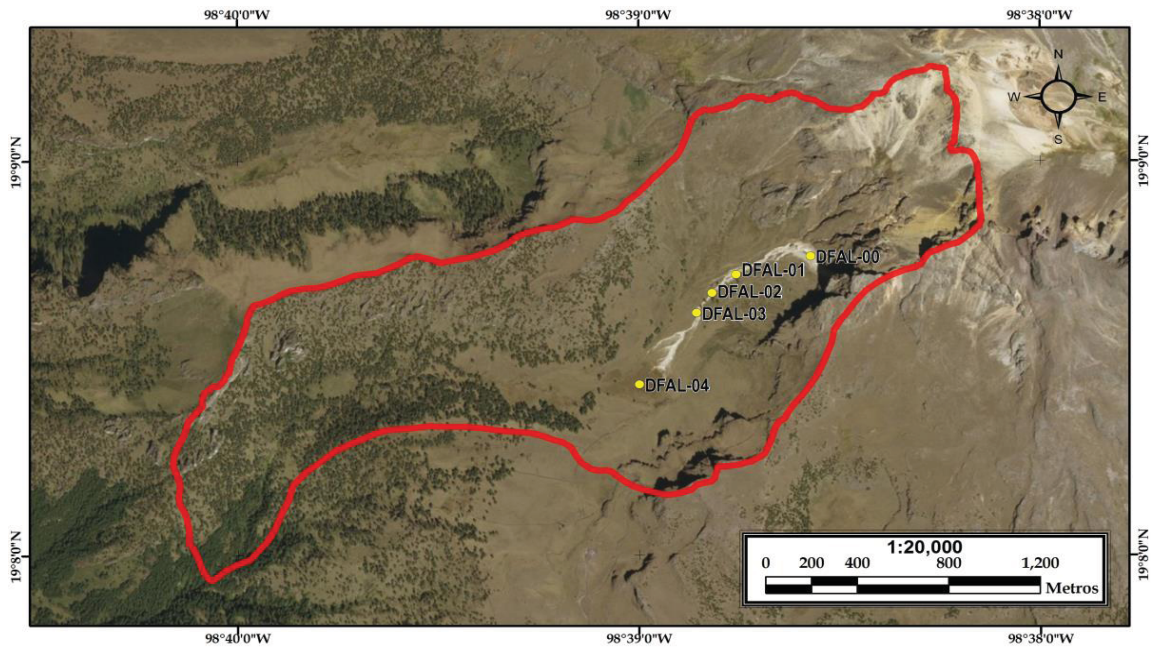


Figura 75. Localización de los puntos de muestreo de sedimento a lo largo del flujo de escombros.

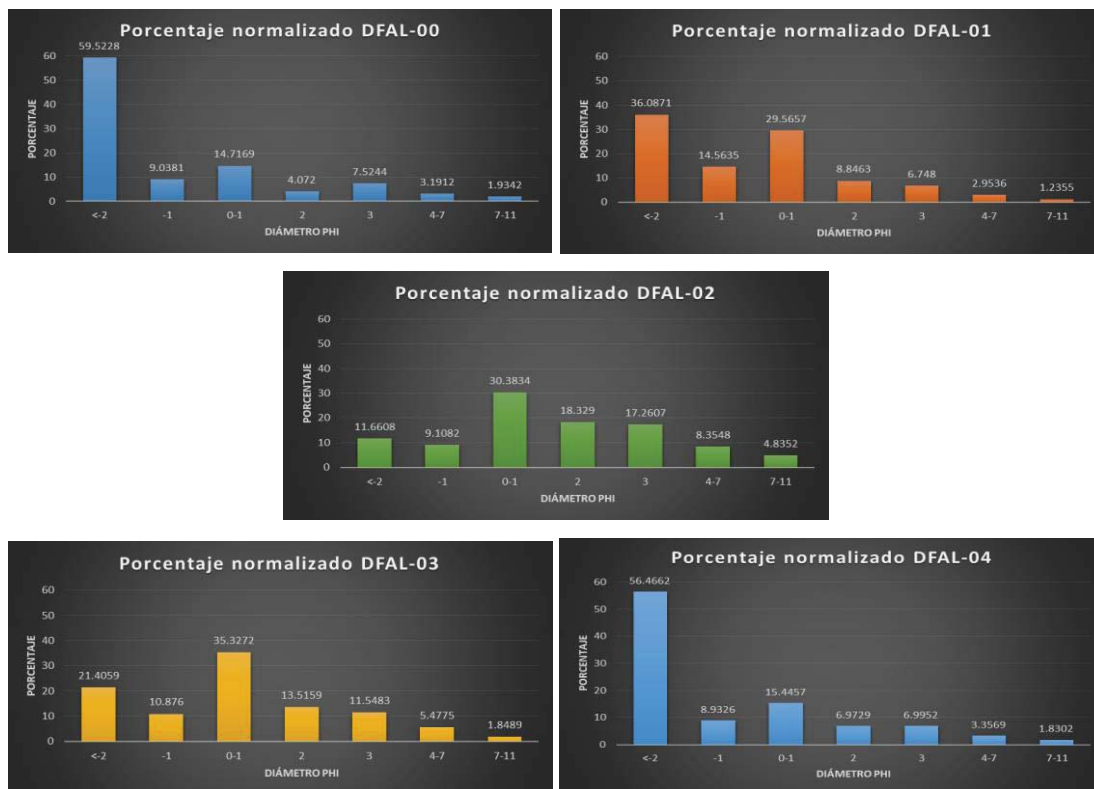


Figura 76. Histogramas de frecuencia de los tamaños de partículas y porcentaje de peso de las cinco muestras obtenidas en el flujo de escombros del año 2012 en donde se aprecia un comportamiento unimodal para las fracciones gruesas.

Como indica la gráfica de DFAL-00 (figura 76), la muestra más proximal al origen del flujo (4100 msnm), presenta un alto contenido de materiales con un tamaño mayor a -2ϕ , con un 59.5%, siendo ésta la muestra que presenta mayor cantidad de bloques (Fig. 77), con una matriz constituida principalmente por gravilla (14.7%).



Figura 77. Perfil de muestreo DFAL-00 en el sector superior del flujo de escombros (enero, 2012).

La muestra DFAL-01 (3980 msnm), presenta una granulometría muy similar (Fig. 78), aunque en ella la presencia de grava y gravilla aumenta a causa del fracturamiento por el transporte de los bloques del sector superior (14.5% y 29.5% respectivamente).



Figura 78. Perfil de muestreo DFAL-01 en el sector medio-alto del flujo de escombros (enero, 2012).

Como lo muestra la gráfica DFAL-02 y la figura 79 (3940 msnm), en donde la presencia de materiales gruesos como los bloques, desciende drásticamente alcanzando sólo 11.6% del total, el más bajo de todas las muestras obtenidas. Por el contrario, resalta el aumento de

materiales con granulometría igual o mayor a 2ϕ , que incluye arenas gruesas, medias, finas, limos y arcillas.



Figuras 79. Perfil de muestreo en el sector medio del flujo de escombros (enero, 2012).

La muestra DFAL-03 (3920 msnm) presenta un ligero aumento de porcentaje de bloques (21.4%) con respecto a la muestra anterior, cabe destacar que la presencia de gravilla en esta muestra alcanza su mayor cantidad respecto a las demás, con un 35.3% (Fig. 80a y b).



Figura 80. Punto de muestreo DFAL-03 en el sector medio-bajo del flujo de escombros (b) y, vista panorámica del depósito y muestreo (b), (enero, 2012).

El comportamiento antes mencionado puede indicar que el depósito tuvo una removilización/reactivación en la parte media y frontal, de menores dimensiones respecto al evento original (Fig. 81a y b).

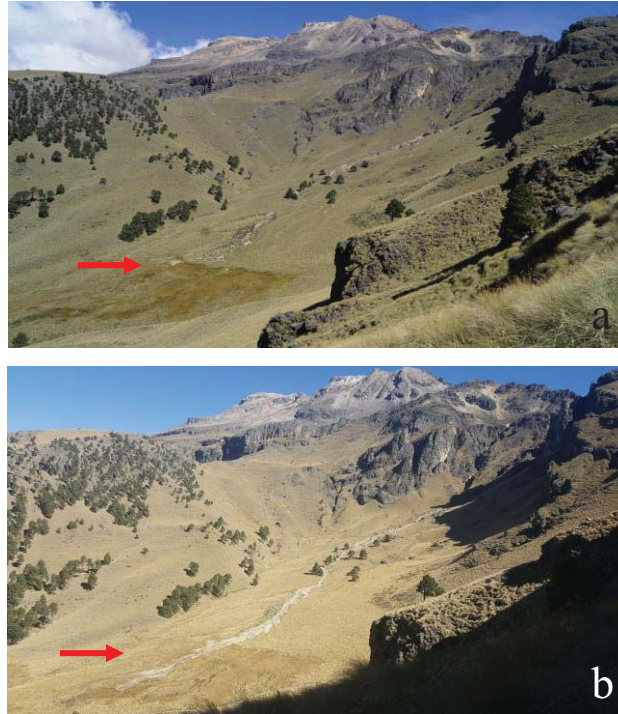


Figura 81. Imagen tomada en 2015, donde se observan los depósitos originales del evento de 2012 (a). Imagen correspondiente al año 2017, en donde se aprecia que el flujo de escombros tiene una morfología distinta en su parte frontal, lo que indica una reactivación posterior al evento de 2012 (b).

Del sector más distal del flujo de escombros se obtuvo la muestra DFAL-04 (3870 msnm), que tiene una granulometría muy parecida a la muestra DFAL-00, la más proximal al origen del flujo (56.4%), esto se puede explicar por la reactivación del flujo de escombros, en donde los materiales gruesos fueron removilizados de los depósitos localizados en las zonas más altas, depositándolos en la parte frontal del flujo (Fig. 82).



Figura 82. Punto de muestreo DFAL-04 del sector frontal del flujo de escombros (enero, 2012).

En la gráfica comparativa (Fig. 83) se puede apreciar que las muestras DFAL-00 y la DFAL-04 presentan un comportamiento muy similar debido a las condiciones antes

mencionadas, mientras que las muestras de los sectores medios también presentan grandes similitudes entre sí, donde destaca el aumento de finos en las muestras DFAL-02 y DFAL-03.

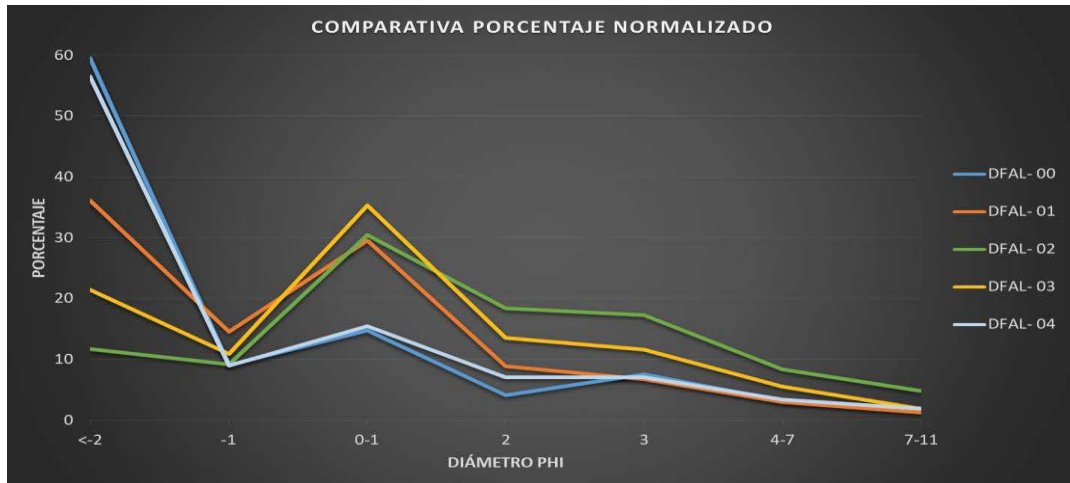


Figura 83. Comparativa en donde se observa la granulometría de las distintas muestras obtenidas en campo.

4.4. Consideraciones finales

- La elaboración de cartografía a escala a detalle (1: 4,500) se obtuvo a partir de imágenes satelitales dispuestas en Google Earth®, ya que la escala de las fotografías aéreas disponibles, no permitieron una interpretación detallada de las formas del relieve. Sin embargo, el mapa geomorfológico fue validado y complementado en trabajo de campo.
- La presencia o ausencia de árboles, así como la longevidad de los mismos, limita el fechamiento de otros procesos geomorfológicos, así como para la asignación de edades mínimas de relieve y estabilización geomórfica.
- Se debe tomar en cuenta que si bien los árboles puedan indicar las edades mínimas de las formas del relieve; a) pueden haberse desarrollado varias generaciones de árboles después de la estabilización de la geoforma. b) la explotación forestal por lo general afecta a los árboles más viejos debido a que en la mayoría de los casos éstos presentan las mayores dimensiones (Franco-Ramos, 2009). Sin embargo, si se obtuvieron edades mínimas, 130 años para el depósito más antiguo y cinco para el más joven. Ningún otro método permitiría una estimación similar.
- La utilización del software *R* con el paquete *MeasuRing*, se realizó como apoyo al conteo e identificación de anillos de forma manual (mayor precisión), ya que en múltiples casos, el conteo y medición de los anillos con el software generaron algunas inconsistencias debido a la irregularidad de las muestras (forma, tamaño, tonalidad de la madera, ruptura de las muestras, entre otros).
- De manera general, el análisis textural por el método de tamizado en seco permitió caracterizar espacialmente el depósito de flujo de escombros del 2012. Sin embargo, no fue posible saber si el depósito tuvo un componente hiperconcentrado a lo largo de su trayecto.

Conclusiones generales

El mapa geomorfológico elaborado a escala detallada (1: 4,500) de la cuenca alta del valle Alcalican, permitió identificar y representar las formas de relieve existentes, con base en su génesis, morfología y dinámica morfológica. Este mapa puede ser un instrumento útil para el conocimiento de los procesos endógenos y exógenos que configuran las cuencas de montaña en ambientes volcánicos del centro de México.

A escala local, fue posible reconstruir eventos morfoclimáticos de mayor antigüedad, como son los avances glaciares que dejaron evidencias morfológicas en el valle; ej. Circos glaciares y morrenas. Con la clasificación y mapeo de este tipo de formas, fue posible hacer una identificación detallada del alcance de dichos avances, y comprender el efecto de los procesos glaciares en el valle Alcalican.

Los resultados dendrogeomorfológicos obtenidos corroboraron que este método es una herramienta útil y asequible para la datación anual o sub-anual de procesos gravitacionales no identificados previamente, como el flujo de escombros datado en 2012. La dendrocronología de igual manera permite relacionar eventos geomorfológicos con indicadores climáticos, por ejemplo, el impacto del huracán “Ernesto”, que desencadenó los procesos gravitacionales en el interior del valle. También, permitió asignar edades mínimas de relieve y estabilización geomorfológica, con base en la edad del arbolado.

No obstante, al limitado análisis sedimentológico en la zona de estudio, a información obtenida fue importante para conocer el tipo de depósito, así como para comparar las variaciones granulométricas a lo largo del flujo de escombros datado en 2012.

La combinación de los tres métodos de análisis: geomorfológico, dendrocronológico y sedimentológico, fue útil para el entendimiento de las condiciones morfológicas, tipo de depósitos, edad de los procesos y dinámica geomorfológica en el valle de Alcalican. De esta manera fue posible comprender la historia reciente del área de estudio, así como evaluar los procesos geomorfológicos actuales, que puedan servir en los planes de manejo y

ordenamiento territorial del Parque Nacional Izta-Popo, o bien, para otras cuencas de los sistemas montañosos de México.

Bibliografía

- Ballesteros, J. A., Stoffel, M., Bodoque, J. M., Bollschweiler, M., Hitz, O. M. y Diez, A. (2010). Changes in wood anatomy in tree rings of *Pinus pinaster* Ait. Following wounding by flash floods. *Tree-Ring Research* 66, 93–103.
- Bashenina, B. (1977). *Cartografía Geomorfológica*. Ed. Educación Superior, Moscú, URSS. 375 p (en ruso).
- Bollschweiler, M. (2007). Spatial and temporal occurrence of past debris flows in the Valais Alps—results from tree-ring analysis. Tesis PhD. Departamento de Geociencias, Universidad de Friburgo, Suiza. 182 p.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Schneuwly, D. M. y Bourqui, K. (2008). Traumatic resin ducts in *Larix decidua* stems impacted by debris flows. *Tree Physiology* 28, 255–263.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L., Palacios, D. (2010). Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl volcano, México. *The Holocene* 20 (2), 265-274.
- Butler, D. R., y Malanson G. P. (1985). A history of 643 high magnitude snow avalanches, southern Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Mountain: Research and Development* 5, 175–182.
- Butler, D.R. y Stoffel, M. (2013). John F. Shroder, Jr.'s 1978 and 1980 Papers on Dendrogeomorphology. *Progress in Physical Geography* 37(5), 717–721.
- Capra, L., Poblete, M.A., Alvarado, R. (2004). The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *Journal of volcanology and geothermal research* 131, 351-369.
- CONANP (2013). Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. Programa de Manejo Parque Nacional Iztaccíhuatl Popocatepetl. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. México. 190p.

- CONAGUA (2012). Ciclones Tropicales. Comisión Nacional del Agua.
<http://smn.cna.gob.mx/tools/DATA/Ciclones%20Tropicales/Ciclones/2012-Ernesto.pdf>
- Costa, J.E. (1988). Rheologic, Geomorphic and Sedimentologic Differentiation of Water Floods, Hyperconcentrated Flows, and Debris Flows. *Flood geomorphology*. John Wiley & Sons, 113-122.
- De Cserna, Z., de la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 104, 71 p.
- Crozier, M. J. (1986). *Landslides: Causes, Consequences and environment*. Croom Helm. Londres. 252 p.
- Delgado-Granados, H. (2002). Lahares. Departamento de Vulcanología Instituto de Geofísica, UNAM.
- Díez-Herrero, A. Ballesteros, J. A., Bodoque, J. M., Equíbar, M. A., Fernández J. A., Génova, M. M., Laín, L., Llorente, M., Rubiales, J. M., y Stoffel, M. (2007). Mejoras en la estimación de la frecuencia y magnitud de avenidas torrenciales mediante técnicas geomorfológicas: *Boletín Geológico y Minero*, 118 (4), 789-802.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. LIII.
- Franco Ramos, O. (2009). Procesos morfodinámicos en la vertiente Norte del Volcán Popocatepetl. Tesis de Maestría Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. 144 p.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L., y Capra, L. (2013). Spatio-temporal reconstruction of lahars on the southern slopes of Colima volcano, Mexico- A dendrogeomorphic approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 267, pp. 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 Programa de posgrado en Geografía. UNAM, 129 p.
- Franco-Ramos, O., Castillo, M., Muñoz-Salinas, E. (2016a). Using tree-ring analysis to evaluate intra-eruptive lahar activity in the Nexpayantla Gorge, Popocatepetl volcano (central Mexico). *Catena* 147, pp. 205–215.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L. (2016b). Tree-ring based record of intra-eruptive lahar activity: Axaltzintle valley, Malinche volcano, Mexico. *Geochronometria* 43. Pp. 74–83.
- Fritts, H.C., 2001, *Tree Rings and Climate*. Ed. The Blackburn Press. New Jersey, USA.
- García, E. (2004). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. 90 p.
- García-Tenorio, F. (2002). Estratigrafía y Petrografía del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl, Tesis Ing. Geólogo, IPN. 150 p.
- Giraldo-Jimenez, J. A. (2011). Dendrocronología en el trópico: Aplicaciones actuales y potenciales. *Colombia Forestal* 14 (1), 97-111.
- Guerra Peña, F. (1980). Fotogeología. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria. 337 p.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). Geomorfología. Pearson Educación. Madrid. 920 p.
- Gutiérrez, E. (2008). La dendrocronología: métodos y aplicaciones. Departamento de Ecología, Facultad de Biología, Universidad de Barcelona. 17p.
- INEGI. (2004). Guías para la Interpretación de Cartografía Edafología. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.

- INEGI. (2010). <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/geografia/default.aspx>
- Iverson, R.M. (1997). The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics* 35, 245-296.
- Lara, W., Bravo, F., Sierra C. A. (2015). MeasuRing: An R package to measure tree-ring widths from scanned images. *Dendrochronologia* 34, p. 43-50.
- Lugo-Hubb, J. (1991). Algunos conceptos sobre la geomorfología volcánica. Instituto de Geografía, UNAM. p. 32-43.
- Lockwood, P., John y Hazlett W., Richard. (2010). *Volcanoes: global perspectives*. Wiley-Blackwell. 550 p.
- Lowe, D. (1982). Sediment Gravity Flows; II. Depositional models with special reference to the deposits of highdensity turbidity current. *Journal of Sedimentary Petrology* 52 (1), 279-297.
- Lugo, H.J. (1984). *Geomorfología del sur de la Cuenca de México*. Instituto de Geografía, UNAM. Serie Varia 8. México. 95 p.
- Lundström, Heiz T. U., Stoffel, M., y Stöckli V. (2007). Fresh-wood bending: linking the mechanical and growth properties of a Norway spruce stem. *Tree Physiology* 27, 1229–1241.
- Muñoz, E. (2007). *Los lahares del Popocatépetl: Obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos*. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Geografía e Historia. Madrid, España. 239 p.
- Nixon, G. T. (1989). *The geology of Iztaccíhuatl Volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico*, The Geological Society of America, Special Paper.
- Phillips, M. A. y Croteau R. B. (1999). Resin-based defences in conifers. *Trends in Plant Science* 4, 184–190.

- Pierson, T. y Scott, K. (1985). Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research* 21 (10), 1511-1524.
- Pierson, T. y Costa, J. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Reviews in Engineering Geology* 7, 1-12.
- R Development Core Team (2005). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0.
- Sarocchi, D. (2007). Estudio sedimentológico del depósito de flujo de bloques y ceniza del 17 de julio de 1999 en el Volcán de Colima. *Monografías del Instituto de Geofísica No. 11*. UNAM. 73 p.
- Schlaepfer, C.J. (1968). Hoja México 14Q-h (5) con Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México serie de 1:100000.
- Schneuwly, D.M. y Stoffel, M. (2008). Tree-ring based reconstruction of the seasonal timing, major events and origin of rockfall on a case-study Slope in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 203-211.
- Schumm, S. A. (1977). *The Fluvial System*. Wiley. Nueva York. 338 p.
- Scott, K. M. (1988). Origins, behavior and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River System. *Geological Survey Professional Paper*. 1447-A. 74 p.
- Shlemon, R. (1979). Zonas de deslizamientos en los alrededores de Medellín, Antioquia (Colombia). *Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas*. 45 p.
- Shroder, J. (1978). Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research* 9, 168-185.

- Siebe, C. Abrams, M. y Macías, J. L. (1995). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad actual del cono del volcán Popocatepetl. En Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CEENAPRED/UNAM; México, 1996. 195-220.
- Siebe, C; Macías, J. L, Abrams, M; Rodríguez, S. y Castro, R. (1997). Catastrophic Prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdan-Oriental Basin, East-Central México. Fieldtrip Guidebook. IAVCEI General Assembly. Puerto Vallarta, México; January, p. 19-24.
- Simonov, Y. (1985). Análisis morfométrico. Editorial. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS. 30 p. (En ruso)
- Speer, J. H. (2010). Fundamentals of tree-ring research. University of Arizona Press. 335 p.
- Stoffel, M. (2005). Spatio-temporal variations of rockfall activity into forests- results from treering and tree analysis. Tesis PhD. Departamento de Geociencias, Universidad de Friburgo, Suiza. 188 p.
- Stoffel, M., D. Schneuwly, M. Bollschweiler, Lie`vre, I., Delaloye, R., Myint, M., y Monbaron, M. (2005). Analyzing rockfall activity (1600–2002) in a protection forest – A case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology* 68, 224–241.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2008). Tree-ring analysis in natural hazards research- an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 187-202.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2009). What tree-ring can tell about Earth-surface processes: teaching the principles of dendrogeomorphology. *Geography Compass* 3, 1013-1037.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2010a). Tree-ring analysis in natural hazards research- an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 187-202.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2010b). Tree-ring analysis in natural hazards research- preface. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 2355 – 2357.

- Stoffel, M. y Corona, C. (2014). Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees. *Tree-Ring Research* 70, 3–20.
- Suárez, J. (2009). Deslizamientos: Análisis Geotectónico. 1. U. Industrial de Santander. 185-187.
- Sudgen, D. E. y John, B. S. (1976). *Glaciers and Landscape*. Edward Arnold. London. 376 p.
- Timell, T. E. (1986). *Compression Wood in Gymnosperms*. Springer, Berlin. 625 p.
- Torres, B. C. (2013). Análisis de los cambios del límite superior del bosque en el volcán Iztaccíhuatl. Tesis de licenciatura. Colegio de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Vallance, J. W., y Scott, K. M. (1997). The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *Geological Society of America Bulletin* 109 (2), 143-163.
- Vallance, J.W. (2000). Lahars. En: H. Sigurdsson, B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer, and J. Stix (eds). *Encyclopedia of volcanoes* (pp. 601 – 616). Academic Press, London.
- Villalba, R. (2000). Métodos en dendrogeomorfología y su potencial uso en América del sur. *Dendrogeomorfología en América Latina*. F.A. Roig (comp); EDIUVC, Mendoza, Argentina. p. 103 -134.
- Villanueva, Díaz J., Cerano, J., Stahle, D.W., Therrell, M.D., Cleaveland, M. K., Sánchez, I. (2004). Elementos básicos de la dendrocronología y sus aplicaciones en México. INIFAP, CENID-RASPA. Folleto Técnico No. 2, Gómez Palacio, Dgo. 37 pp.
- Villanueva Díaz, J., Cerano Paredes, J., Stahle, D.W., Constante García, V., Vázquez Selem, L., Estrada Avalos, J., Benavides Solorio, J. (2010). Árboles longevos de México. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales*. 1 (2), 7-29.

Vázquez-Selem, L., (2000). Late Quaternary glacial chronology of Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. A record of environmental change in the border of the tropics: Tempe, Arizona, Arizona State University, Tesis doctoral, 210 p.

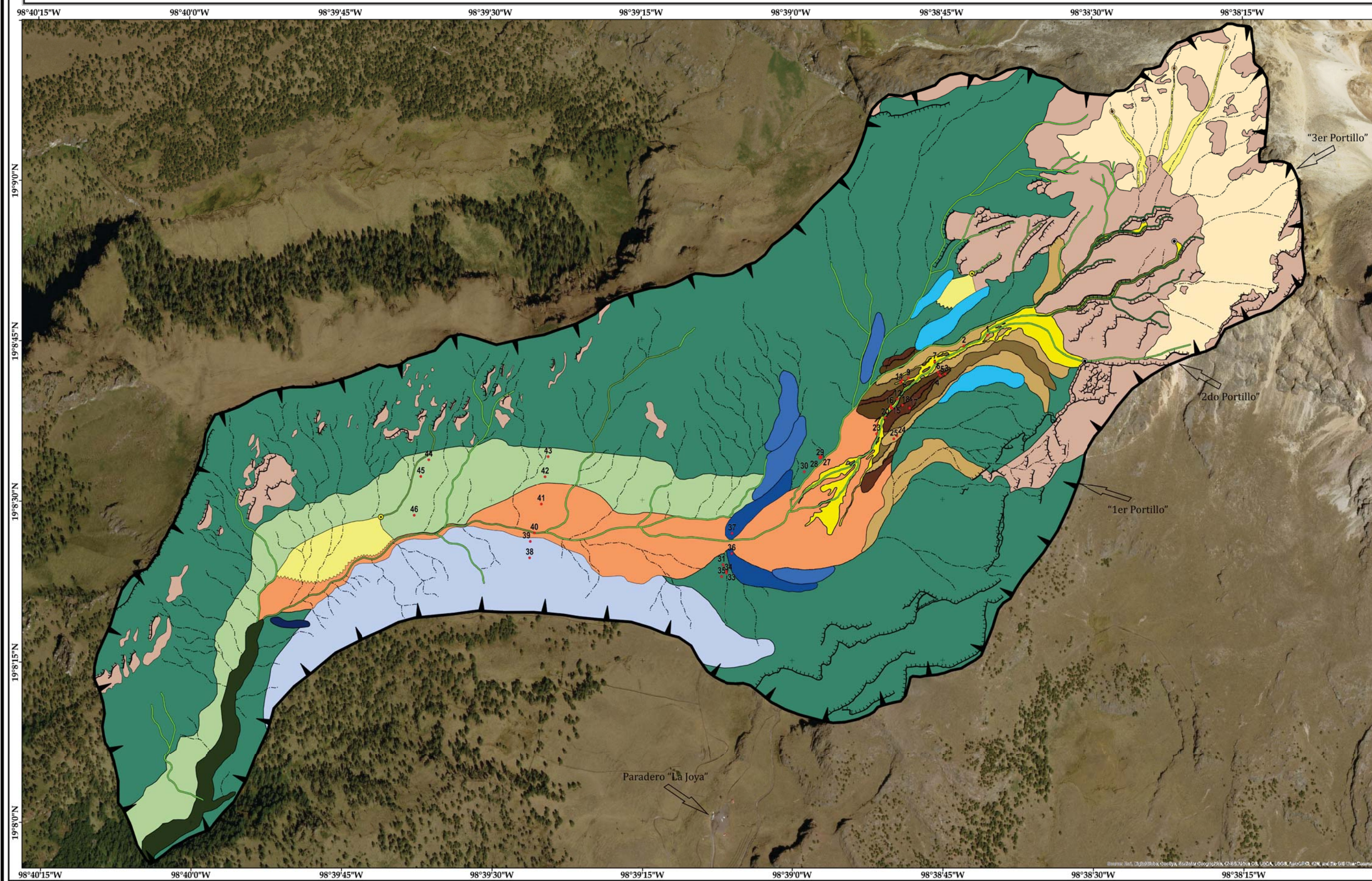
Vázquez-Selem, L., Heine, K., (2004). Late Quaternary glaciation of México, en Ehlers, J., Gibbard, P.L. (eds.), Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Volume 2, Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica: Amsterdam, Países Bajos, Elsevier, p. 233–242.

Young, A. (1972). Slopes. Oliver and Boyd. Edingurgh. 278 p.

Yury-Medina, B. (2007). Deslizamientos e impactos ambientales de los huracanes Mitch y Stan, en Guatemala. Jornadas Internacionales sobre Gestión del Riesgo de Inundaciones y Deslizamientos de Laderas. Ciudad de Guatemala. 11 p.

Anexo 1 (Mapa geomorfológico)

Mapa Geomorfológico de la cuenca alta del valle Alcalican, Volcán Iztaccíhuatl

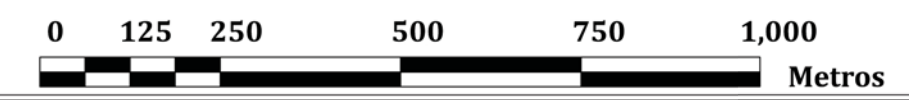


Simbología

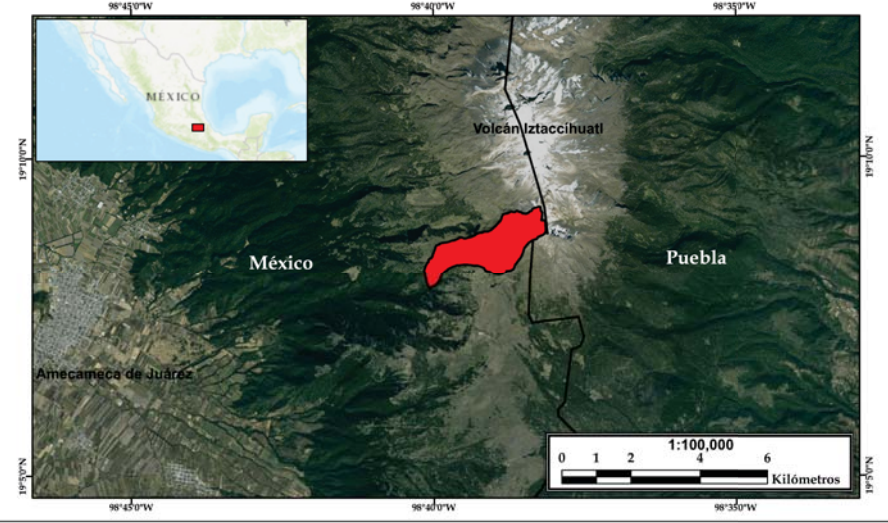
- | | |
|-------------------------------------------------|-------------------------------------|
| I. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO | II. RELIEVE EXÓGENO |
| 1.1 Ladera de lavas expuestas | A) Erosivo glacial |
| 1.2 Mantos mixtos | 2.1 Circo glacial |
| 1.3 Ladera de valle glacial | B) Acumulativo glacial |
| III. RASGOS MORFOLÓGICOS COMPLEMENTARIOS | Depósitos morrénicos: |
| 3.1 Ápice de abanico aluvial | Periodo Hueyatlatco II |
| 3.2 Origen de flujo de escombros 2012 | 2.2 Recesional |
| 3.3 Origen de corredor de escombros | Periodo Milpulco I |
| 3.4 Escarpe | 2.3 Avance |
| IV. DENDROGEOMORFOLOGÍA | 2.4 Recesional |
| 4.1 Árbol muestreado | Periodo Milpulco II |
| 4.2 Número de muestra | 2.5 Avance |
| | C) Erosivo gravitacional |
| | 2.6 Corredor de escombros |
| | D) Acumulativo gravitacional |
| | 2.7 Talud de derrubios activo |
| | 2.8 Talud de derrubios estabilizado |
| | E) Erosivo fluvial |
| | 2.9 Surco |
| | 2.10 Barranco 1-3 m |
| | 2.11 Barranco 3-10 m |
| | 2.12 Barranco >10 m |
| | F) Acumulativo fluvial |
| | 2.13 Flujo de escombros año 2012 |
| | 2.14 Levee de flujo de escombros |
| | 2.15 Lóbulo de flujo de escombros |
| | Edad relativa |
| | - + |
| | 2.16 Terraza de flujo de escombros |
| | 2.17 Abanico aluvial |

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

ELABORÓ: ANDRÉS PRADO LALLANDE
ASESOR: DR. OSVALDO FRANCO RAMOS*



Mapa de localización



Anexo 2 (Tablas dendrocronológicas y dendrogeomorfológicas)

TABLA 1

DAITOS DENDROCRONOLOGICOS

ID	POSICION UTM			ESPECIE DE ARBOL	FECHA DE COLECTA	CARA DE LA MUESTRA	ALTIMETRIA DE LA MUESTRA			AÑO MAS EXTERNO DE LAS MUESTRAS	EDAD DEL ARBOL			ALTIMETRIA DEL ARBOL	Ø DEL ARBOL	POSICION SOCIAL	DISTURBIOS		
	X	Y	Z				ALTIMETRIA DE LA MUESTRA	ALTIMETRIA DE LA MUESTRA	ALTIMETRIA DE LA MUESTRA		MAXIMA	MINIMA	PROMEDIO						
IZAL 01	537308	2116983	4024	P. hartwegii	26-oct-15	B	50 cm	S/D	S/D	1980	S/D	S/D	35	26	30.5	6 m	114 cm	Co-dominante	Cicatriz de impacto (B), inclinación, base enterada, ligeramente quemado.
						C	44 cm												
						C	33 cm												
						D	60 cm												
IZAL 01(2)						S/M	S/D	S/D	2015	S/D	S/D	S/D	S/D	4 m	102 cm	Co-dominante	Cicatriz de impacto (B), inclinación		
IZAL 02	537308	2116983	4002	P. hartwegii	26-oct-15	S/M	S/D	S/D	2015	S/D	S/D	S/D	S/D	6 m	147 cm	Dominante/ Muerto	N/P		
						A	26 cm	C	28 cm										
IZAL 03	537253	2116899	3981	P. hartwegii	26-oct-15	C	28 cm	C	28 cm	1981	1981	34	33	33.5	4 m	57 cm	Dominante	N/P	
						B	72 cm	D	90 cm										
IZAL 04	537239	2116897	3976	P. hartwegii	26-oct-15	D	90 cm	D	90 cm	1893	1893	122	101	111.5	13 m	170 cm	Co-dominante	N/P	
						A	30 cm	C	40 cm										
IZAL 05	537237	2116893	3974	P. hartwegii	26-oct-15	C	40 cm	C	40 cm	1887	1887	128	99	113.5	12 m	162 cm	Co-dominante	Ligeramente inclinado	
						A	35 cm	D	50 cm										
IZAL 06	537232	211909	3974	P. hartwegii	26-oct-15	A	35 cm	A	35 cm	1985	1985	30	29	29.5	8 m	85 cm	Suprimido	N/P	
						D	50 cm												
IZAL 07	537217	2116936	3976	P. hartwegii	26-oct-15	S/M	S/D	S/D	2015	S/D	S/D	8 años (medición de nudos)	N/A	N/A	1.7 m	25 cm	Dominante	N/P	
						B	48 cm	D	90 cm										
IZAL 08	537150	2116894	3955	P. hartwegii	26-oct-15	D	90 cm	D	90 cm	1938	1938	77	77	77	14 m	190 cm	Co-dominante	Cicatriz de impacto (C), base enterada	
						A	27 cm	C	35 cm										
IZAL 09	537150	2116894	3955	P. hartwegii	26-oct-15	A	27 cm	A	27 cm	1924	1924	91	67	79	14 m	195 cm	Co-dominante	Inclinado	
						A-C	93 cm	C-B	103 cm										
IZAL 10	537130	2116885	3950	P. hartwegii	26-oct-15	D	52 cm	D	52 cm	1980	1980	35	26	30.5	11 m	105 cm	Co-dominante	Cicatriz (C-B)	
						A	35 cm	C	40 cm										
IZAL 11	537124	2116877	3949	P. hartwegii	26-oct-15	A	35 cm	A	35 cm	1979	1979	36	31	33.5	11 m	120 cm	Co-dominante	N/P	
						B	89 cm	D	61 cm										
IZAL 12	537112	2116833	3947	P. hartwegii	26-oct-15	D	61 cm	D	61 cm	1988	1988	27	20	23.5	7 m	85 cm	Dominante	Cicatriz de impacto (C), base enterada	
						C-A	56 cm												
IZAL 13	537100	2116809	3935	P. hartwegii	26-oct-15	B	28 cm	B	28 cm	1978	1978	37	19	28	9 m	120 cm	Suprimido	Cicatriz de impacto (C), base enterada	
						D	46 cm												
IZAL 14	537090	2116801	3935	P. hartwegii	26-oct-15	A	75 cm	A	75 cm	1981	1981	34	33	33.5	11 m	115 cm	Intermedio	Cicatriz de impacto (C), base enterada	
						D	40 cm	B	29 cm										
IZAL 15	537089	2116809	3935	P. hartwegii	26-oct-15	B	29 cm	B	29 cm	1962	1962	53	53	53	12 m	153 cm	Dominante	Base enterada	
						D	35 cm												
IZAL 16	537085	2116812	3935	P. hartwegii	26-oct-15	C-T2	49 cm	C-T2	49 cm	1986	1986	29	26	27.5	11 m	114 cm	Intermedio	Base enterada	
						D-T1	42 cm	D-T1	42 cm										
IZAL 17	537150	2116804	3943	P. hartwegii	26-oct-15	D-Rama	22 cm	D-Rama	22 cm	1910	1910	105	67	86	18 m	305 cm	Dominante	Base enterada	
						C	55 cm	B-C	26 cm										
IZAL 18	537126	2116810	3941	P. hartwegii	27-oct-15	D	80 cm	D	80 cm	1905	1905	105	97	101	16 m	328 cm	Dominante	Base enterada, inclinado	
						B	68 cm	C-A	78 cm										
IZAL 19	537085	2116792	3931	P. hartwegii	27-oct-15	A-C	17 cm	A-C	17 cm	1997	1997	21	14	17.5	8 m	72 cm	Dominante	Cicatriz de impacto (C), base enterada	
						B	13 cm	D	42 cm										
IZAL 20	537085	2116771	3928	P. hartwegii	27-oct-15	A	30 cm	A	30 cm	1952	1952	63	22	42	14 m	185 cm	Dominante	Base enterada	
						B	40 cm	C	34 cm										
IZAL 21	537150	2116894	3923	P. hartwegii	27-oct-15	D	46 cm	D	46 cm	1916	1916	99	89	94	S/D	S/D	Dominante	Base enterada	
						B	45 cm	C	50 cm										
IZAL 22	537044	2116740	3920	P. hartwegii	27-oct-15	B-D	49 cm	B-D	49 cm	1943	1943	72	58	65	16 m	280 cm	Dominante	Base enterada	
						C	43 cm	D	60 cm										
IZAL 23	537044	2116735	3920	P. hartwegii	27-oct-15	B	46 cm	B	46 cm	1974	1974	41	45	43	13 m	169 cm	Suprimido	Base enterada	
						C	52 cm	C-B	30 cm										

Tabla 1. Datos dendrocronológicos, 1/2.

TABLA 1
DATOS DENDROCRONOLÓGICOS

ID	POSICIÓN UTM			ESPECIE DE ÁRBOL	FECHA DE COLECCIÓN	CARA DE LA MUESTRA	ALTURA DE LA MUESTRA		AÑO MÁS EXTERNO DE LAS MUESTRAS	EDAD DEL ÁRBOL		ALTURA DEL ÁRBOL	Ø DEL ÁRBOL	POSICIÓN SOCIAL	DISTURBIOS
	X	Y	Z				A	B		MÁXIMA	MÍNIMA				
IZAL 24	537108	2116727	3925	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	A	42 cm	93 cm	1895	120	118	119	258 cm	Dominante	N/P
IZAL 25	537103	2116716	3923	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	B	95 cm	100 cm	1955	80	70	75	174 cm	Suprimido	Base enterrada
IZAL 26	536887	2116666	3900	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	A	127 cm	62 cm	1884	131	116	123.5	255 cm	Co-dominante	Quemadura leve en la base
IZAL 27	536885	2116666	3898	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	C-A	55 cm	58 cm	1924	91	76	83.5	244 cm	Co-dominante	Quemadura leve
IZAL 28	536884	2116668	3901	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	A	80 cm	100 cm	1877	138	125	131.5	265 cm	Co-dominante	Quemadura leve
IZAL 29	536884	2116669	3899	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	C	60 cm	75 cm	1877	138	126	132	197 cm	Co-dominante	Quemadura leve
IZAL 30	536841	2116621	3897	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	A	85 cm	92 cm	1891	124	115	119.5	285 cm	Co-dominante	N/P
IZAL 31	536608	2116357	3855	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	A	65 cm	64 cm	1923	92	84	88	225 cm	Co-dominante	N/P
IZAL 32	536599	2116346	3856	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	B	78 cm	80 cm	1901	114	112	113	227 cm	Co-dominante	N/P
IZAL 33	536606	2116333	3856	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	B	110 cm	100 cm	1891	124	107	115.5	332 cm	Co-dominante	N/P
IZAL 34	536598	2116323	3856	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	C-B	27 cm	93 cm	1882	133	117	125	170 cm	Co-dominante	N/P
IZAL 35	536586	2116327	3863	<i>P. hartwegii</i>	27-oct-15	D	52 cm	97 cm	1905	110	107	108.5	208 cm	Co-dominante	N/P
IZAL 36	536631	2116385	3954	<i>P. hartwegii</i>	09-feb-17	B-D	42 cm	52 cm	1955	81	62	71.5	154 cm	Co-dominante	N/P
IZAL 37	536632	2116443	3850	<i>P. hartwegii</i>	09-feb-17	A	40 cm	45 cm	1958	58	54	56	117 cm	Intermedio	N/P
IZAL 38	536043	2116380	3827	<i>P. hartwegii</i>	09-feb-17	C	39 cm	37 cm	1951	65	61	63	138 cm	Co-dominante	N/P
IZAL 39	536042	2116420	3810	<i>P. hartwegii</i>	09-feb-17	D	40 cm	40 cm	1909	107	102	104.5	144 cm	Co-dominante	N/P
IZAL 40	536054	2116444	3800	<i>P. hartwegii</i>	09-feb-17	A	66 cm	43 cm	1905	111	105	108	166 cm	Dominante	Cicatriz de impacto
IZAL 41	536074	2116527	3811	<i>P. hartwegii</i>	09-feb-17	C	58 cm	69 cm	1906	110	96	103	189 cm	Co-dominante	Base enterrada
IZAL 42	536085	2116606	3832	<i>P. hartwegii</i>	09-feb-17	A	40 cm	60 cm	1935	81	80	80.5	178 cm	Co-dominante	N/P
IZAL 43	536094	2116664	3860	<i>P. hartwegii</i>	09-feb-17	C	54 cm	43 cm	1923	93	87	90	207 cm	Co-dominante	N/P
IZAL 44	535747	2116655	3835	<i>P. hartwegii</i>	09-feb-17	C	56 cm	58 cm	1907	109	107	108	169 cm	Dominante	N/P
IZAL 45	535724	2116607	3805	<i>P. hartwegii</i>	09-feb-17	A	40 cm	60 cm	1942	74	68	71	183 cm	Suprimido	Quemadura leve en la base
IZAL 46	535705	2116495	3761	<i>P. hartwegii</i>	09-feb-17	C	72 cm	48 cm	1926	90	86	88	240 cm	Co-dominante	N/P

Tabla 1. Datos dendrocronológicos, 2/2.

TABLA 2 DATOS DENDROGEOMORFOLÓGICOS														
ID	POSICIÓN UTM			ORIENTACIÓN DE LA LADERA	PENDIENTE	FORMA DEL RELIEVE	EDAD (MIRIRINA DEL RELIEVE)	CARA DE LA MUESTRA	TIPO DE DISTURBIO	INTENSIDAD DEL DISTURBIO	ESTACIONALIDAD DEL DISTURBIO	AÑO DEL DISTURBIO	AÑO DEL EVENTO	
	X	Y	Z											
IZAL01	537308	2116983	4022	SW	21.2°	FLUJO DE ESCOMBROS 2012	35		B	MADERA DE COMPRESIÓN	3	N/A	1985 (PRIMER AÑO CONTADO)	N/A
									C	MADERA DE COMPRESIÓN	1	N/A	1988 (PRIMER AÑO CONTADO)	N/A
										MADERA DE COMPRESIÓN	2	N/A	2002	N/A
									C'	SUPRESIÓN	1	N/A	2004	2003
										CICATRIZ DE IMPACTO	4	LATE-LATEWOOD	2012	2012
										MADERA DE COMPRESIÓN	3	N/A	1989 (PRIMER AÑO CONTADO)	N/A
D	MADERA DE COMPRESIÓN	2	N/A	2002	N/A									
	SUPRESIÓN	1	N/A	2009	2008									
IZAL01(2)	537308	2116983	4022	SW	21.2°	FLUJO DE ESCOMBROS 2012	S/D	S/M	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	
IZAL02	537308	2116983	4002	SW	15.6°	FLUJO DE ESCOMBROS 2012	S/D	S/M	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	
IZAL03	537253	2116899	3981	SW	24.2	LÓBULO ANTIGUO FE	34		A	SUPRESIÓN	2	N/A	1988	1987
										REALCE	2	N/A	2004	2003
									C	SUPRESIÓN	2	N/A	1988	1987
										SUPRESIÓN	1	N/A	2004	2003
D	REALCE	2	N/A	2002	2001									
	SUPRESIÓN	1	N/A	2007	2006									
IZAL04	537239	2116897	3976	SW	22.9	LÓBULO ANTIGUO FE	124		D	MADERA DE COMPRESIÓN	3	N/A	1915	N/A
										SUPRESIÓN	2	N/A	1989	1988
									D	REALCE	1	N/A	1997	1996
										SUPRESIÓN	2	N/A	2007	2006
IZAL05	537237	2116893	3974	SW	22.9	LÓBULO ANTIGUO FE	118		A	SUPRESIÓN	1	N/A	1918	1917
										SUPRESIÓN	1	N/A	1924	1923
									C	MADERA DE COMPRESIÓN	3	N/A	1887 (PRIMER AÑO CONTADO)	N/A
										SUPRESIÓN	2	N/A	1971	1970
										SUPRESIÓN	3	N/A	1992	1991
										SUPRESIÓN	3	N/A	2000	1999
IZAL06	537232	211909	3974	SW	19.6°	LÓBULO ANTIGUO FE	30		A	SUPRESIÓN	2	N/A	1985 (PRIMER AÑO CONTADO)	1986
										SUPRESIÓN	1	N/A	1993	1992
										SUPRESIÓN	1	N/A	2009	2008
									D	SUPRESIÓN	2	N/A	1986 (PRIMER AÑO CONTADO)	1985
										SUPRESIÓN	1	N/A	1993	1992
										SUPRESIÓN	1	N/A	2009	2008
IZAL07	537217	2118936	3976	SW	15.6°	FLUJO DE ESCOMBROS 2012	8	S/M	N/A	N/A	N/A	N/A		
IZAL08	537150	2116894	3955	SW	10.2°	LÓBULO ANTIGUO FE/FLUJO DE ESCOMBROS 2012	77		B	SUPRESIÓN	1	N/A	2003	2002
									D	SUPRESIÓN	1	N/A	2003	2002
IZAL09	537150	2116894	3955	SW	10.2°	LÓBULO ANTIGUO FE/FLUJO DE ESCOMBROS 2012	91		A	SUPRESIÓN	2	N/A	1978	1977
										SUPRESIÓN	2	N/A	2003	2002
									C	SUPRESIÓN	1	N/A	1974	1973
										SUPRESIÓN	1	N/A	2004	2003
IZAL10	537130	2116885	3950	SW	9.9°	LÓBULO ANTIGUO FE/FLUJO DE ESCOMBROS 2012	35		A-C	TEJIDO CALLOSO	4	MEDIUM-EARLYWOOD	1986	1986
										SUPRESIÓN	1	N/A	2009	2008
										REALCE	2	N/A	2011	2010
									C-B	CICATRIZ	4	EARLY-EARLYWOOD	2009	2009
										REALCE	2	N/A	2012	2011
									D	REALCE	2	N/A	2011	2010
IZAL11	537124	2116877	3949	SW	12°	LÓBULO ANTIGUO FE/FLUJO DE ESCOMBROS 2012	37		A	MADERA DE COMPRESIÓN	3	N/A	PRIMER AÑO CONT	N/A
										REALCE	2	N/A	1995	1994
									C	MADERA DE COMPRESIÓN	3	N/A	PRIMER AÑO CONT	N/A
										REALCE	1	N/A	1993	1992
IZAL12	537112	2116833	3947	SW	11.3°	FLUJO DE ESCOMBROS 2012	26		B	CICATRIZ DE IMPACTO	4	EARLY-LATEWOOD	2012	2012
										REALCE	1	N/A	2001	2000
									C-A	CICATRIZ DE IMPACTO	4	EARLY-LATEWOOD	2012	2012
										REALCE	1	N/A	2001	2000
									D	REALCE	1	N/A	2001	2000
										SUPRESIÓN	1	N/A	2009	2008
D'	SUPRESIÓN	1	N/A	2009	2008									
	SUPRESIÓN	1	N/A	2009	2008									
IZAL13	537100	2116809	3935	SW	10.3°	FLUJO DE ESCOMBROS 2012	37		A	N/P	N/A	N/A	N/A	
IZAL14	537090	2116801	3935	SW	10°	FLUJO DE ESCOMBROS 2012	34		D	N/P	N/A	N/A	N/A	N/A
									D'	N/P	N/A	N/A	N/A	N/A
IZAL15	537089	2116809	3935	SW	6.2°	FLUJO DE ESCOMBROS 2012	53		A	N/P	N/A	N/A	N/A	N/A
									D	N/P	N/A	N/A	N/A	N/A

Tabla 2. Datos dendrogeomorfológicos, 1/4.

TABLA 2 DATOS DENDROGEOMORFOLÓGICOS													
ID	POSICIÓN UTM			ORIENTACIÓN DE LA LADERA	PENDIENTE	FORMA DEL RELIEVE	EDAD (MIRINA DEL RELIEVE)	CARA DE LA MUESTRA	TIPO DE DISTURBIO	INTENSIDAD DEL DISTURBIO	ESTACIONALIDAD DEL DISTURBIO	AÑO DEL DISTURBIO	AÑO DEL EVENTO
	X	Y	Z										
IZAL16	537085	2116812	3935	SW	4.6°	FLUJO DE ESCOMBROS 2012	29	C-T2	N/P	N/A	N/A	N/A	N/A
								D-T1	MADERA DE COMPRESIÓN	2	N/A	2006	N/A
								D-RAMA	CICATRIZ	4	EARLY-EARLYWOOD	1996	1996
									SUPRESIÓN	2	N/A	2003	2002
IZAL17	537150	2116804	3943	SW	7.9°	LÓBULO ANTIGUO FE	105	B-C	MADERA DE COMPRESIÓN	1	N/A	1950	N/A
									SUPRESIÓN	2	N/A	1975	1974
									MADERA DE COMPRESIÓN	2	N/A	1984	N/A
									MADERA DE COMPRESIÓN	1	N/A	1992	N/A
									MADERA DE COMPRESIÓN	2	N/A	2002	N/A
									MADERA DE COMPRESIÓN	1	N/A	2011	N/A
								C	REALCE	1	N/A	1973	1972
									REALCE	2	N/A	1999	1998
								D	MADERA DE COMPRESIÓN	2	N/A	1935	N/A
									MADERA DE COMPRESIÓN	1	N/A	1958	N/A
									SUPRESIÓN	1	N/A	1976	1975
									SUPRESIÓN	2	N/A	1989	1988
									MADERA DE COMPRESIÓN	1	N/A	1996	N/A
									MADERA DE COMPRESIÓN	2	N/A	2002	N/A
IZAL18	537126	2116810	3941	SW	12.7°	LÓBULO ANTIGUO FE	120	A-C	N/P	N/A	N/A	N/A	N/A
								B	SUPRESIÓN	2	N/A	2005	2004
IZAL19	537085	2116792	3931	SW	12.5°		22	A-C	CICATRIZ DE IMPACTO	4	LATE-LATEWOOD	2012	2012
								B	N/P	N/A	N/A	N/A	
								D	MADERA DE COMPRESIÓN	1	N/A	2013	N/A
IZAL20	537085	2116771	3928	SW	10.7°	LÓBULO ANTIGUO FE	63	A	SUPRESIÓN	1	N/A	2010	2009
									CICATRIZ DE IMPACTO	4	LATE-LATEWOOD	2012	2012
								B	REALCE	2	N/A	2013	2012
								C	REALCE	1	N/A	2013	2012
								D	MADERA DE COMPRESIÓN	1	N/A	1997	N/A
REALCE	1	N/A	2013	2012									
IZAL21	537150	2116894	3923	SW	7.8°	FLUJO DE ESCOMBROS 2012	100	B	SUPRESIÓN	1	N/A	1943	1942
									SUPRESIÓN	1	N/A	1952	1951
								C	REALCE	1	N/A	1926	1925
IZAL22	537044	2116740	3920	SW	13.1°	DEPÓSITO DISTAL DE FLUJOS DE ESCOMBROS	72	B-D	REALCE	2	N/A	1952 (PRIMER AÑO CONTADO)	1951
									SUPRESIÓN	3	N/A	1967	1968
									REALCE	1	N/A	1984	1983
								C	SUPRESIÓN	1	N/A	2002	2001
									SUPRESIÓN	1	N/A	1965	1964
									SUPRESIÓN	1	N/A	1982	1981
D	SUPRESIÓN	2	N/A	1964	1963								
	SUPRESIÓN	1	N/A	1974	1973								
IZAL23	537044	2116735	3920	SW	11.4°	DEPÓSITO DISTAL DE FLUJOS DE ESCOMBROS	42	B (MUESTRA PODRIDA)	S/D	S/D	S/D	S/D	S/D
								C	MADERA DE COMPRESIÓN	2	N/A	2005	N/A
								C-B	MADERA DE COMPRESIÓN	3	N/A	1974	N/A
MADERA DE COMPRESIÓN	1	N/A	2007	N/A									
IZAL24	537108	2116727	3925	SW	11.1°	LÓBULO ANTIGUO FE	125	A	SUPRESIÓN	1	N/A	1968	1969
									SUPRESIÓN	2	N/A	1980	1979
								D	SUPRESIÓN	1	N/A	1900	1899
									SUPRESIÓN	1	N/A	1953	1951
									SUPRESIÓN	1	N/A	1980	1979
IZAL25	537103	2116716	3923	SW	11°	LÓBULO ANTIGUO FE	80	B	SUPRESIÓN	3	N/A	1961	1960
									REALCE	1	N/A	1977	1976
								D	SUPRESIÓN	1	N/A	2001	2000
									SUPRESIÓN	3	N/A	1959	1958
IZAL26 REF	536887	2116666	3900	SE	32.6°	LADERA DE VALLE GLACIAR	131	A	SUPRESIÓN	2	N/A	1982	1981
									SUPRESIÓN	2	N/A	1892	1891
								C	SUPRESIÓN	1	N/A	1984	1983
									SUPRESIÓN	3	N/A	2004	2003

Tabla 2. Datos dendrogeomorfológicos, 2/4.

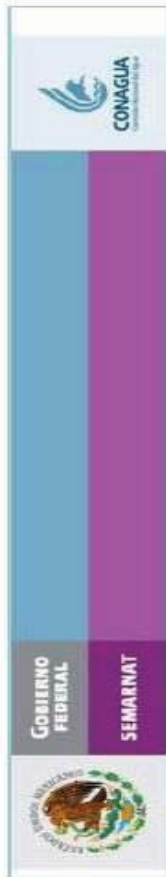
TABLA 2 DATOS DENDROGEOMORFOLÓGICOS														
ID	POSICIÓN UTM			ORIENTACIÓN DE LA LADERA	PENDIENTE	FORMA DEL RELIEVE	EDAD MÍNIMA DEL RELIEVE	CARA DE LA MUESTRA	TIPO DE DISTURBIO	INTENSIDAD DEL DISTURBIO	ESTACIONALIDAD DEL DISTURBIO	AÑO DEL DISTURBIO	AÑO DEL EVENTO	
	X	Y	Z											
IZAL27 REF	536885	2116666	3898	SE	32.6°	LADERA DE VALLE GLACIAR	91	C-A	REALCE	2	N/A	1932	1931	
									SUPRESIÓN	2	N/A	1968	1967	
									SUPRESIÓN	1	N/A	1968	1967	
									SUPRESIÓN	2	N/A	1975	1974	
IZAL28 REF	536884	2116668	3901	SE	31.8°	LADERA DE VALLE GLACIAR	138	A	N/P	N/A	N/A	N/A	N/A	
									C	N/P	N/A	N/A	N/A	
									SUPRESIÓN	1	N/A	2003	2002	
IZAL29 REF	536884	2116669	3899	SE	32.3	LADERA DE VALLE GLACIAR	138	B	SUPRESIÓN	1	N/A	1923	1922	
									SUPRESIÓN	1	N/A	1968	1967	
									SUPRESIÓN	1	N/A	2003	2002	
									C	SUPRESIÓN	3	N/A	1968	1967
									REALCE	1	N/A	1987	1986	
SUPRESIÓN	1	N/A	2011	2010										
IZAL30 REF	536841	2116621	3897	SE	13.8°	LADERA DE VALLE GLACIAR	124	A	SUPRESIÓN	1	N/A	1965	1964	
									C	SUPRESIÓN	1	N/A	1965	1964
									SUPRESIÓN	2	N/A	1892	1891	
									SUPRESIÓN	1	N/A	2004	2003	
IZAL31 REF	536601	2116357	3855	E	17.7°	LADERA DE VALLE GLACIAR	92	A	N/P	N/A	N/A	N/A		
									C	N/P	N/A	N/A	N/A	
IZAL32 REF	536599	2116346	3856	E	16.4°	LADERA DE VALLE GLACIAR	114	B	SUPRESIÓN	1	N/A	1991	1990	
									C	SUPRESIÓN	1	N/A	1966	1965
IZAL33 REF	536606	2116333	3856	E	7.6°	LADERA DE VALLE GLACIAR	124	B	N/P	N/A	N/A	N/A		
									C	SUPRESIÓN	2	N/A	1978	1977
IZAL34 REF	536598	2116323	3856	E	5.9°	LADERA DE VALLE GLACIAR	133	C	SUPRESIÓN	1	N/A	1976	1975	
									SUPRESIÓN	1	N/A	1944	1943	
									SUPRESIÓN	1	N/A	1972	1971	
									SUPRESIÓN	2	N/A	1986	1985	
									SUPRESIÓN	1	N/A	2011	2010	
IZAL35 REF	536586	2116327	3863	E	21.4°	LADERA DE VALLE GLACIAR	110	A	SUPRESIÓN	2	N/A	1984	1983	
									SUPRESIÓN	2	N/A	2005	2004	
									SUPRESIÓN	2	N/A	2011	2010	
									D	SUPRESIÓN	1	N/A	1963	1962
									SUPRESIÓN	1	N/A	2003	2002	
IZAL36 REF	536631	2116385	3954	N	10.7°	MORRENA MILPULCO I	138	B-D	SUPRESIÓN	1	N/A	1939	1938	
									SUPRESIÓN	1	N/A	1935	1934	
									SUPRESIÓN	1	N/A	1989	1988	
									C	SUPRESIÓN	1	N/A	1985	1984
IZAL37 REF	536632	2116443	3850	S	4.8°	MORRENA MILPULCO I	138	B	SUPRESIÓN	2	N/A	1972	1971	
									SUPRESIÓN	1	N/A	1987	1986	
IZAL38 REF	536043	2116380	3827	N	16.7°	LADERA COMPLEJA	138	C	SUPRESIÓN	1	N/A	1988	1987	
									SUPRESIÓN	2	N/A	2012	2011	
									REALCE	1	N/A	1992	1991	
									D	SUPRESIÓN	1	N/A	1995	1994
									SUPRESIÓN	2	N/A	2013	2012	
IZAL39 REF	536042	2116420	3810	N	14.4°	LADERA COMPLEJA	138	A	SUPRESIÓN	4	N/A	1912	1911	
									SUPRESIÓN	3	N/A	1922	1921	
									SUPRESIÓN	1	N/A	1954	1953	
									C	SUPRESIÓN	3	N/A	1929	1928
									SUPRESIÓN	2	N/A	1977	1976	
SUPRESIÓN	1	N/A	2013	1012										
IZAL40 REF	536054	2116444	3800	N	9.4°	DEPÓSITO DISTAL DE FLUIOS DE ESCOMBROS	138	A	SUPRESIÓN	2	N/A	1887	1886	
									SUPRESIÓN	1	N/A	1902	1901	
									SUPRESIÓN	2	N/A	1931	1930	
									SUPRESIÓN	2	N/A	1941	1940	
									SUPRESIÓN	2	N/A	1961	1960	
									SUPRESIÓN	3	N/A	1974	1973	
									SUPRESIÓN	1	N/A	1901	1900	
									SUPRESIÓN	4	N/A	1922	1921	
									C	SUPRESIÓN	2	N/A	1937	1936
									SUPRESIÓN	2	N/A	1977	1976	

Tabla 2. Datos dendrogeomorfológicos, 3/4.

TABLA 2													
DATOS DENDROGEOMORFOLÓGICOS													
ID	POSICIÓN UTM			ORIENTACIÓN DE LA LADERA	PENDIENTE	FORMA DEL RELIEVE	EDAD MÍNIMA DEL RELIEVE	CARA DE LA MUESTRA	TIPO DE DISTURBIO	INTENSIDAD DEL DISTURBIO	ESTACIONALIDAD DEL DISTURBIO	AÑO DEL DISTURBIO	AÑO DEL EVENTO
	X	Y	Z										
IZAL41 REF	536074	2116527	3811	S	7.8°	DEPÓSITO DISTAL DE FLUJOS DE ESCOMBROS	138	C	SUPRESIÓN	1	N/A	1981	1980
								D	SUPRESIÓN	2	N/A	1980	1979
									SUPRESIÓN	1	N/A	2003	2002
IZAL42 REF	536085	2116606	3832	S	23.8°	TALUD DE DEPÓSITOS DE CAÍDA	138	A	SUPRESIÓN	1	N/A	2010	2009
								C	SUPRESIÓN	1	N/A	2001	2000
IZAL43 REF	536094	2116664	3860	S	34.7°	TALUD DE DEPÓSITOS DE CAÍDA	138	A	SUPRESIÓN	1	N/A	1960	1959
									SUPRESIÓN	2	N/A	1974	1973
									SUPRESIÓN	3	N/A	1990	1989
									SUPRESIÓN	1	N/A	2004	2003
								C	SUPRESIÓN	1	N/A	1980	1979
									SUPRESIÓN	2	N/A	1990	1989
									SUPRESIÓN	1	N/A	2003	2002
IZAL44 REF	535747	2116655	3835	S	33.4°	TALUD DE DEPÓSITOS DE CAÍDA	128	C	SUPRESIÓN	3	N/A	1953	1952
									SUPRESIÓN	1	N/A	1988	1987
									SUPRESIÓN	2	N/A	2004	2003
								D	REALCE	1	N/A	1907	1906
									SUPRESIÓN	1	N/A	1979	1978
									SUPRESIÓN	1	N/A	1989	1988
									REALCE	1	N/A	1905	1904
IZAL45 REF	535724	2116607	3805	S	25.1°	TALUD DE DEPÓSITOS DE CAÍDA	84	A	SUPRESIÓN	3	N/A	1982	1981
									SUPRESIÓN	4	N/A	1998	1997
									REALCE	1	N/A	1988	1987
								D	SUPRESIÓN	1	N/A	1966	1965
									REALCE	1	N/A	2007	2006
IZAL46 REF	535705	2116495	3761	S	16.6°	TALUD DE DEPÓSITOS DE CAÍDA	137	C	SUPRESIÓN	2	N/A	1945	1944
									SUPRESIÓN	4	N/A	2004	2003
									REALCE	2	N/A	1914	1913
								D	SUPRESIÓN	2	N/A	1939	1938
									SUPRESIÓN	1	N/A	1964	1963
									SUPRESIÓN	2	N/A	1990	1989
SUPRESIÓN	2	N/A	1999	1998									

Tabla 2. Datos dendrogeomorfológicos, 4/4.

Anexo 3 (Reseña huracán “Ernesto”)



Reseña del huracán “Ernesto” del Océano Atlántico

El día 1° de agosto por la tarde se formó la depresión tropical No. 5 de la temporada de ciclones 2012 en la cuenca del Océano Atlántico. Se inició a 1,300 km al Este de las Antillas Menores y a 4,200 km al Este de las costas de Quintana Roo, con vientos máximos sostenidos de 55 km/h y rachas de 75 km/h, misma fuerza con la que se mantuvo hasta la tarde del día 2, cuando se desarrolló a tormenta tropical con el nombre de “Ernesto”, alcanzando vientos máximos sostenidos de 85 km/h y rachas de 100 km/h a una distancia de 3,345 km al Este de la costa de Quintana Roo.

Mientras seguía su trayecto hacia el Oeste viajando en la periferia Sur de la amplia circulación anticiclónica de las Azores, la tormenta tropical “Ernesto” siguió fortaleciéndose y así, el día 7 de agosto a las 13:00 horas local, tiempo de México, después de haber atravesado a todo lo largo del Mar Caribe, se intensificó a huracán con vientos máximos sostenidos de 130 km/h y rachas de 160 km/h a 295 km al Este de Chetumal, Q. R.

Ya como huracán, “Ernesto” siguió aumentando su fuerza y a las 22:00 horas, tiempo del centro de México se encontraba sobre la línea de costa, en las inmediaciones de la población de Majahual, Q. R. y a 65 km al Este-Noreste de Chetumal, Q. R. con vientos máximos sostenidos de 140 km/h y rachas de 165 km/h.

Debido al efecto de fricción con el terreno, “Ernesto” empezó a perder fuerza por lo que a las 01:00 horas del día 8 de agosto, se encontraba en tierra, a 16 km al Nor-Noreste de Bacalar y a 35 km al Norte de Chetumal, Q. R., ligeramente debilitado, con vientos máximos sostenidos de 130 km/h y rachas de 155 km/h.

Mientras avanzaba hacia el Oeste el huracán “Ernesto” siguió debilitándose por lo que a las 4:00 horas, cuando se encontraba sobre la frontera entre Quintana Roo y Tabasco, a 85 km al Oeste-Noroeste de Chetumal, Q. R., se degradó a tormenta tropical presentando vientos máximos sostenidos de 110 km/h con rachas de 140 km/h.

En su trayecto hacia el Oeste sobre la Península de Yucatán, la tormenta tropical “Ernesto” siguió perdiendo fuerza por lo que a las 13:00 horas del día 8, se ubicó en tierra, a 27 km al Sureste de Punta Xochén, Camp. con vientos máximos sostenidos de 75 km/h y rachas de 95 km/h; por la tarde de este mismo día, ya se encontraba nuevamente en el mar, a 50 km al Noreste de Ciudad del Carmen, Camp., donde encontró condiciones favorables para ganar fuerza, iniciando un periodo de fortalecimiento sobre el Sur del Golfo de México, mientras se desplazaba con rumbo hacia la costa Sur de Veracruz, hasta alcanzar vientos máximos sostenidos de 110 km/h con rachas de 130 km/h a 65 km al Nor-Noreste de Coatzacoalcos, Ver., el día 9 por la mañana.

Debido a su emplazamiento muy cerca de la costa “Ernesto” empezó a perder fuerza como resultado del impacto de sus bandas nubosas con la costa Sur y Suroeste del Golfo de México y con la Sierra Madre Oriental y así, a las 10:00 horas del día 9, se ubicó a 10 km al Este de Coatzacoalcos, Ver., con vientos máximos sostenidos de 95 km/h y rachas de 110 km/h, misma fuerza con la que a las 13:00 horas el centro del ciclón tocó tierra por segunda ocasión, esta vez a 15 km al Noroeste de Coatzacoalcos, Ver.

"Ernesto" empezó a perder fuerza rápidamente mientras se desplazaba sobre el terreno montañoso del Sur de Veracruz y Norte de Oaxaca, razón por la cual, el día 10 de agosto a las 01:00 horas, cuando se encontraba sobre territorio de Oaxaca, a 55 km al Sur-Sureste de Tehuacán, Pue., se degradó a depresión tropical con vientos máximos sostenidos de 55 km/h y rachas de 75 km/h.

La depresión tropical "Ernesto" siguió su trayecto hacia el Oeste y avanzó sobre territorio de Guerrero, donde el día 10 de agosto a las 10:00 horas, se degradó a una baja presión remanente con vientos máximos sostenidos de 35 km/h y rachas de 50 km/h a 60 km al Noreste de Chilpancingo, Gro.

"Ernesto", quinto ciclón de la temporada y segundo huracán en el Océano Atlántico, tuvo su origen en el Atlántico Central y desde sus inicios los modelos de pronóstico lo presentaron con una trayectoria bien definida hacia el Oeste, por lo que después de cruzar a todo lo largo del Mar Caribe, tocó tierra en la costa de Quintana Roo y atravesó la Península de Yucatán hasta salir al mar en la Sonda de Campeche con rumbo hacia la costa de Veracruz, llegando a tierra por segunda ocasión, esta vez cerca de la población de Coatzacoalcos, Ver. Siguió su trayecto sobre territorio de Veracruz, después sobre el Norte de Oaxaca y finalmente se disipó sobre el Noreste del estado de Guerrero.

Las lluvias máximas puntuales superiores a 100 mm en 24 horas asociadas con el ciclón "Ernesto" fueron las siguientes:

129.2 mm en Chetumal, QR., el día 7 de agosto.
 183.0 mm en Candelaria, Camp.; 177.0 mm en La Cangrejera, Ver. y 139.9 mm en Yamonho, Chis., el día 8 de agosto.
 344.0 mm en Jacatepec, Oax.; 329.3 mm en El Raudal, Ver.; 226.0 mm en Teziutlán, Pue.; 168.0 mm en Zacualtipán, Hgo.; 166.0 mm en Arriaga, Chis.; 164.0 mm en Quetzala, Gro. y 112.2 mm en Matlapa, SLP., el día 9 de agosto.
 180.0 mm en Huachinango, Pue.; 140.0 mm en Tecpan, Gro.; 129.7 mm en La Angostura, Chis. y 126.8 mm en Terrerillos, Ver., el día 10 de agosto.
 140.5 mm en Escuintla, Chis., el día 11 de agosto.

"Ernesto" tuvo una duración de 210 horas, tiempo en el que recorrió una distancia aproximada de 5,625 km a una velocidad promedio de 27 km/h.

El Servicio Meteorológico Nacional llevó a cabo la vigilancia del huracán "Ernesto", emitiendo un total de 49 avisos de ciclón tropical y 18 boletines de Vigilancia Permanente.

RESUMEN Y SEGUIMIENTO DE LA TRAYECTORIA	
CICLÓN TROPICAL	Huracán "Ernesto"
Periodo de ocurrencia	Del 1 al 10 de Agosto de 2012
Total de Avisos del SMN	49
	Etapas de evolución
Depresión tropical	1 de Agosto 16:00 horas local (21 GMT) Aviso No. 1
Tormenta tropical	2 de Agosto 16:00 horas local (21 GMT) Aviso No. 5
Huracán	7 de Agosto 13:00 horas local (18 GMT) Aviso No. 27
Tormenta tropical	8 de Agosto 04:00 horas local (09 GMT) Aviso No. 32
Depresión tropical	10 de Agosto 01:00 horas local (06 GMT) Aviso No. 46
Disipación	10 de Agosto 10:00 horas local (15 GMT) Aviso No. 49

Resumen del ciclón tropical	
Recorrido	5,625 km
Duración	210 horas
Intensidad máxima de vientos	140 km/h con rachas de 175 km/h
Presión mínima central	980 hPa
Impactos en tierra en México	Primero tocó tierra en las inmediaciones de la población de Majahual, Q. R., el día 7 de agosto a las 22:00 horas como huracán con vientos máximos sostenidos de 140 km/h y rachas de 165 km/h; el segundo impacto fue en la costa Sur del estado Veracruz, a 15 km al Noroeste de Coatzacoalcos, como tormenta tropical con vientos máximos sostenidos de 95 km/h y rachas de 110 km/h, el día 9 de agosto a las 13:00 horas.
Estados afectados directamente	Quintana Roo, Yucatán, Campeche, Tabasco, Chiapas, Veracruz, San Luis Potosí, Hidalgo, Querétaro, Guanajuato, Puebla, Tlaxcala, México, Distrito Federal, Morelos, Michoacán, Guerrero y Oaxaca.
Lluvia máxima reportada en 24 horas	344.0 mm en Jacatepec, Oax., el día 9 de agosto.

TABLA DE SEGUIMIENTO DE CICLÓN TROPICAL
HURACÁN "ERNESTO" DEL OCEANO ATLANTICO

FECHA DE INICIO: 01 DE AGOSTO DEL 2012 FECHA DE TERMINACIÓN: 10 de agosto de 2012

No. Aviso	Fecha / Hora local CDT	Latitud N	Long. W	Distancia más cercana	Viento máx y rachas km/h	Categoría	Avance	Índice Peligrosidad
01	01/08/2012 16:00	12.2°N	49.0°W	4,200 km al E de Quintana Roo.	55/75	D.T	Hacia el Oeste-Noroeste a 30 km/h	---
02	01/08/2012 22:00	12.6°N	50.6°W	4,020 km al E de Quintana Roo	55/75	D.T.	Hacia el Oeste-Noroeste a 30 km/h	---
03	02/08/2012 04:00	12.8°N	52.6°W	4,000 km al E de Quintana Roo	55/75	D.T.	Hacia el Oeste a 35 km/h	---
04	02/08/2012 10:00	13.0°N	54.3°W	3,570 km al E de Quintana Roo	55/75	D.T.	Hacia el Oeste a 32 km/h	---
05	02/08/2012 16:00	12.8°N	56.6°W	3,345 km al E de Quintana Roo	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 35 km/h	---
06	02/08/2012 22:00	13.4°N	58.3°W	3,150 km al Este de Quintana Roo	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 35 km/h	---
07	03/08/2012 04:00	13.5°N	60.7°W	2,895 km al Este de Quintana Roo	75/95	T.T.	Hacia el Oeste a 39 km/h	---
08	03/08/2012 10:00	13.7°N	62.3°W	2,745 km al Este-Sureste de Quintana Roo	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 33 km/h	---
09	03/08/2012 16:00	13.9°N	64.1°W	2,540 km al Este-Sureste de Quintana Roo	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 33 km/h	---

10	03/08/2012 22:00 h	13.9°N	65.6°W	2,415 km al Este-Sureste de Quintana Roo	95/110	T.T.	Hacia el Oeste a 30 km/h	--
11	04/08/2012 04:00 h	14.1°N	67.2°W	2,240 km al Este-Sureste de Quintana Roo	95/110	T.T.	Hacia el Oeste a 30 km/h	--
12	04/08/2012 10:00 h	14.4°N	66.7°W	2,135 km al Este-Sureste de Quintana Roo	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 30 km/h	--
13	04/08/2012 16:00 h	14.8°N	70.1°W	1,925 km al Este-Sureste de Quintana Roo	95/110	T.T.	Hacia el Oeste a 30 km/h	--
14	04/08/2012 22:00 h	15.4°N	72.7°W	1,625 km al Este-Sureste de Quintana Roo	95/110	T.T.	Hacia el Oeste-Norreste a 35 km/h	--
15	05/08/2012 04:00 h	15.1°N	74.8°W	1,435 km al Este-Sureste de Quintana Roo	85/105	T.T.	Hacia el Oeste a 35 km/h	--
16	05/08/2012 10:00 h	15.0°N	77.1°W	1,240 km al Este-Sureste de Quintana Roo	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 37 km/h	--
17	05/08/2012 16:00 h	15.3°N	78.6°W	1,090 km al Este-Sureste de Quintana Roo	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 31 km/h	--
18	05/08/2012 22:00 h	15.0°N	79.7°W	965 km al Este-Sureste de Chetumal, Q.R.	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 24 km/h	--
19	06/08/2012 04:00 h	15.1°N	80.5°W	910 km al Este-Sureste de Chetumal, Q.R.	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 19 km/h	--
20	06/08/2012 10:00 h	15.8°N	80.5°W	880 km al Este-Sureste de Chetumal, Q.R.	100/120	T.T.	Hacia el Oeste-Norreste a 15 km/h	--
21	06/08/2012 16:00 h	16.2°N	81.6°W	705 km al Este-Sureste de Chetumal, Q.R.	100/120	T.T.	Hacia el Oeste-Norreste a 19 km/h	--
22	06/08/2012 22:00 h	17.0°N	82.7°W	615 km al Este-Sureste de Chetumal, Q.R.	100/120	T.T.	Hacia el Oeste-Norreste a 20 km/h	--
23	07/08/2012 01:00 h	17.3°N	83.3°W	545 km al Este-Sureste de Chetumal, Q.R.	100/120	T.T.	Hacia el Oeste-Norreste a 20 km/h	--
24	07/08/2012 04:00 h	17.5°N	83.9°W	480 km al Este-Sureste de Chetumal, Q.R.	100/120	T.T.	Hacia el Oeste-Norreste a 20 km/h	MODERADO
25	07/08/2012 07:00 h	17.8°N	84.4°W	420 km al Este-Sureste de Chetumal, Q.R.	100/120	T.T.	Hacia el Oeste-Norreste a 20 km/h	MODERADO
26	07/08/2012 10:00 h	18.1°N	85.0°W	350 km al Este de Chetumal, Q.R.	100/120	T.T.	Hacia el Oeste-Norreste a 22 km/h	MODERADO
27	07/08/2012 13:00 h	18.5°N	85.5°W	295 km al Este de Chetumal, Q.R.	130/160	H1	Hacia el Oeste-Norreste a 22 km/h	FUERTE
28	07/08/2012 16:00 h	18.8°N	86.2°W	225 km al Este de Chetumal, Q.R.	130/155	H1	Hacia el Oeste-Norreste a 24 km/h	FUERTE
29	07/08/2012 19:00 h	18.7°N	87.1°W	105 km al Este de Chetumal, Q.R.	140/175	H1	Hacia el Oeste-Norreste a 30 km/h	FUERTE
30	07/08/2012 22:00 h	18.7°N	87.7°W	65 km al Este-Norreste de Chetumal, Q.R. Y SOBRE	140/165	H1	Hacia el Oeste a 24 km/h	FUERTE

31	08/08/2012 01:00 h	18.8°N	88.3°W	LA LINEA DE COSTA, EN LAS INMEDIACIONES DE MAJAHUAL	130/155	H1	Hacia el Oeste a 24 km/h	FUERTE
32	08/08/2012 04:00 h	18.9°N	89.0°W	EN TIERRA A 16 km al Nor-Noreste de Bacalar y a 35 km al Norte de Chetumal, Q.R.	110/140	T.T.	Hacia el Oeste a 24 km/h	FUERTE
33	08/08/2012 07:00 h	18.9°N	89.8°W	EN TIERRA A 85 km al Oeste-Noreste de Chetumal, Q.R. y a 195 km al Sureste de Campeche, Camp.	95/120	T.T.	Hacia el Oeste a 24 km/h	FUERTE
34	08/08/2012 10:00 h	18.7°N	90.4°W	EN TIERRA A 145 km al Sur-Sureste de Campeche, Camp.	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 24 km/h	FUERTE
35	08/08/2012 13:00 h	18.8°N	90.9°W	EN TIERRA A 80 km al Este-Sureste de Punta Xochten, Camp.	75/95	T.T.	Hacia el Oeste a 20 km/h	FUERTE
36	08/08/2012 16:00 h	18.9°N	91.5°W	EN TIERRA A 27 km al Sureste de Punta Xochten, Camp.	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 20 km/h	FUERTE
37	08/08/2012 22:00 h	18.8°N	91.8°W	EN MAR A 50 km al Noreste de Cd. Del Carmen, Camp.	100/120	T.T.	Hacia el Oeste a 11 km/h	FUERTE
38	08/08/2012 01:00 h	18.8°N	93.0°W	A 25 km al Norte de Cd. Del Carmen, Camp.	110/130	T.T.	Hacia el Oeste a 26 km/h	FUERTE
39	08/08/2012 04:00 h	18.8°N	93.0°W	A 50 km al Nor-Noreste de Paraiso, Tab. y a 125 km al Noroeste de Cd. Del Carmen, Camp.	110/130	T.T.	Hacia el Oeste a 26 km/h	FUERTE
40	08/08/2012 07:00 h	18.7°N	93.6°W	A 100 al Noreste de Coatzacoalcos, Ver.	110/130	T.T.	Hacia el Oeste a 20 km/h	FUERTE
41	08/08/2012 10:00 h	18.3°N	94.0°W	A 85 al Nor-Noreste de Coatzacoalcos, Ver.	110/130	T.T.	Hacia el Oeste-Suroeste a 20 km/h	FUERTE
		18.2°N	94.3°W	A 10 Km al Este Coatzacoalcos, Ver.	95/110	T.T.	Hacia el Oeste a 17 km/h	FUERTE

42	09/08/2012 13:00 h	18.2°N	94.6°W	Tocando la cota al Occidente de Coahuacalcos, Ver.	95/110	T.T.	Hacia el Oeste a 7 km/h	FUERTE
43	09/08/2012 16:00 h	18.1°N	95.2°W	A 35 Km al Oeste-Noroeste de Acayucán, Ver.	85/100	T.T.	Hacia el Oeste a 17 km/h	FUERTE
44	09/08/2012 19:00 h	18.2°N	95.8°W	A 20 Km al Sur de Cosamaloapan, Ver.	75/95	T.T.	Hacia el Oeste a 18 km/h	FUERTE
45	09/08/2012 22:00 h	18.1°N	96.7°W	A 50 Km al Suroeste de Tierra Blanca, Ver.	65/85	T.T.	Hacia el Oeste a 22 km/h	FUERTE
46	10/08/2012 01:00 h	18.0°N	97.2°W	A 55 Km al Sur-Sureste de Tehuacán, Pue.	55/75	D.T.	Hacia el Oeste a 22 km/h	FUERTE
47	10/08/2012 04:00 h	18.0°N	97.8°W	A 20 Km al Norte de Huajuapán de León, Oax.	55/75	D.T.	Hacia el Oeste a 20 km/h	FUERTE
48	10/08/2012 07:00 h	18.0°N	98.3°W	A 60 Km al Oeste-Noroeste de Huajuapán de León, Oax.	55/75	D.T.	Hacia el Oeste a 20 km/h	FUERTE
49	10/08/2012 10:00 h	18.0°N	98.3°W	A 60 Km al Oeste-Noroeste de Huajuapán de León, Oax.	55/75	D.T.	Hacia el Oeste a 20 km/h	FUERTE

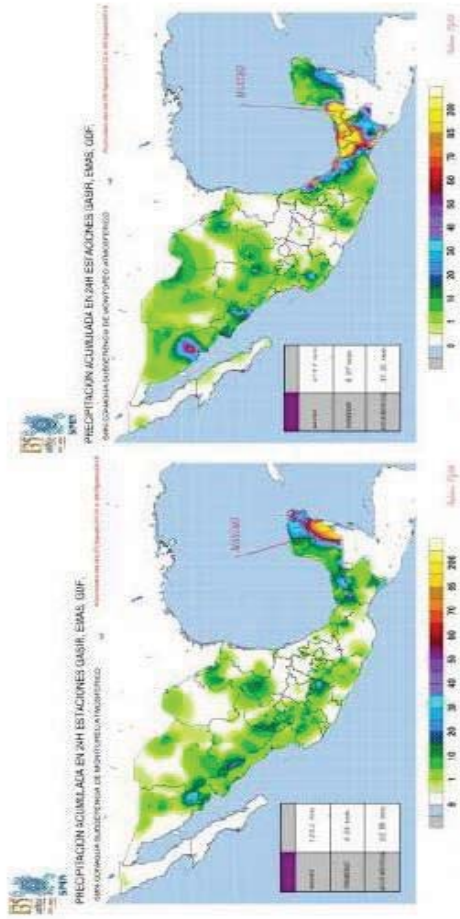


Fig. 5. Precipitación en San Pedro, Tab, 8/ago/12

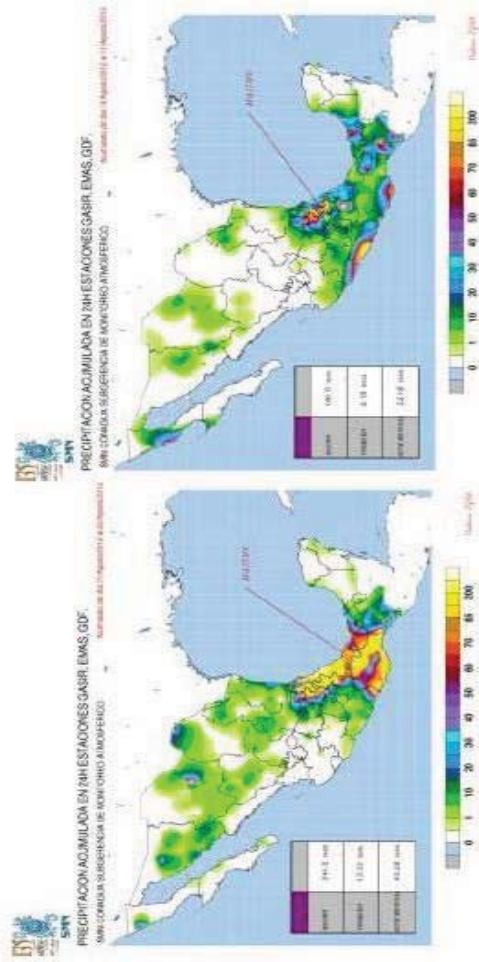


Fig. 7. Precipitación en Tecpan, Gro, 10/ago/12

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Filosofía y Letras

Geomorfología, dendrocronología y análisis sedimentológico
de la cuenca alta del valle Alcalican, SW del volcán
Iztaccíhuatl

TESIS

que presenta:

Andrés Prado Lallande

que para obtener el título de:

Licenciado en Geografía

Director de Tesis

Dr. Osvaldo Franco Ramos

Ciudad Universitaria, Cd. Mx, 2017