



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO DE PROCESOS EROSIVOS Y DE TRANSPORTE  
DE SEDIMENTOS EN EL SECTOR MEDIO DE LA  
BARRANCA DE NEXPAYANTLA (POPOCATÉPETL,  
MÉXICO)

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:  
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
CITLALI SALAS BARRENA

DIRECTOR DE TESIS:  
DRA. ESPERANZA MUÑOZ SALINAS



CIUDAD DE MÉXICO

MARZO, 2016



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.

---

## Hoja de Datos del Jurado

### 1. Datos del alumno

Salas  
Barrena  
Citlali  
56650207  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Facultad de Ciencias  
Licenciatura en Ciencias de la Tierra  
308107542

### 2. Datos del tutor

Dra.  
Esperanza  
Muñoz  
Salinas

### 5. Datos del sinodal 3

Dr.  
José Juan  
Zamorano  
Orozco

### 3. Datos del sinodal 1

Dr.  
Fernando  
Ortega  
Gutiérrez

### 6. Datos del sinodal 4

Dr.  
Epifanio  
Cruz  
Zaragoza

### 4. Datos del sinodal 2

Dr.  
Hugo  
Delgado  
Granados

### 7. Datos del trabajo escrito

Estudio de procesos erosivos y de transporte de sedimento en el sector medio de la barranca de Nexpayantla (Popocatépetl, México).  
128 pp  
2016

*A mis abuelos Ventura y Sergio  
y a mi madre, Celia.*



---

## Agradecimientos

Agradezco al Instituto de Geología por la beca que me otorgó para la elaboración de esta tesis. Del mismo modo, agradezco a la Dra. Esperanza Muñoz Salinas, al Dr. Miguel Castillo, al Dr. Osvaldo Franco Ramos por todo el tiempo y atención que me brindaron.

Asimismo agradezco a mis sinodales por sus comentarios que fueron de gran ayuda para complementar el trabajo y su buena disposición.

También a todos mis amigos, sobretodo aquellos de la primera generación de CT, a Raiza, Nidia y Liz les agradezco su amistad, apoyo y los días incontables que estuvimos trabajando juntas. Igualmente a Becerra, Rubén y a Anthony, quienes me han escuchado en todo momento y me han dado palabras de aliento. A Aramis y a su familia, le agradezco muchísimo haberme compartido sus conocimientos de LaTeX que me sirvieron enormemente para elaborar este trabajo, todas las tardes que invadí su casa y su paciencia. Del mismo modo, agradezco a Carlos Echeverría y a David Porta por enseñarme tanto a lo largo de la carrera y sacarme de apuros en múltiples ocasiones, su amistad es de los mejores recuerdos que me llevo de la facultad.

Finalmente a Javier por ser el mejor siamés del mundo.

De igual forma quiero agradecerles a toda mi familia por su cariño, paciencia y apoyo; especialmente a mis padres por su interés, preocupación y correcciones. Gracias mamá, por ayudarme aún ahora.

*A todas las demás personas que me ha faltado mencionar: Gracias por haber sido parte de esta etapa de mi vida.*

# Índice general

---

|  |             |
|--|-------------|
| <b>Índice general</b>                                      | <b>X</b>    |
| <b>Índices de figuras y tablas</b>                         | <b>XI</b>   |
| Figuras . . . . .  | XI          |
| Tablas . . . . .   | XII         |
| <b>Introducción</b>  | <b>XIII</b> |
| <b>1. Marco Geográfico de la Zona Estudiada</b>            | <b>1</b>    |
| 1.1. Popocatepetl . . . . .                                | 1           |
| 1.1.1. Historia Eruptiva del Popocatepetl . . . . .        | 1           |
| 1.1.2. Historia Glaciar del Popocatepetl . . . . .         | 4           |
| 1.2. Barranca de Nexpayantla . . . . .                     | 5           |
| 1.2.1. Geomorfología . . . . .                             | 6           |
| 1.2.2. Hidrografía . . . . .                               | 12          |
| 1.2.3. Clima . . . . .                                     | 12          |
| 1.2.4. Vegetación . . . . .                                | 14          |
| 1.2.5. Geología . . . . .                                  | 17          |
| 1.2.6. Actividad Glaciar . . . . .                         | 19          |
| <b>2. Procesos geomorfológicos y principales depósitos</b> | <b>23</b>   |
| 2.1. Flujos de agua y sedimento . . . . .                  | 23          |
| 2.1.1. Flujos de Escorrentía . . . . .                     | 24          |
| 2.1.2. Flujos Hiperconcentrados . . . . .                  | 25          |
| 2.1.3. Flujos de escombros . . . . .                       | 27          |
| 2.2. Procesos de remoción en masa (PRM) . . . . .          | 29          |
| 2.2.1. Deslizamientos . . . . .                            | 29          |
| 2.3. Procesos Erosivos Glaciares . . . . .                 | 32          |
| 2.3.1. Flujo y erosión glaciar . . . . .                   | 33          |
| 2.3.2. Depósitos glaciares . . . . .                       | 34          |

|   |            |
|---|------------|
| <b>3. Metodología</b>   | <b>37</b>  |
| 3.1. Metodología integral . . . . .                             | 37         |
| 3.2. Cartografía Geomorfológica . . . . .                       | 38         |
| 3.2.1. Importancia del método . . . . .                         | 40         |
| 3.2.2. Limitaciones del método . . . . .                        | 40         |
| 3.2.3. Pasos llevados a cabo . . . . .                          | 41         |
| 3.3. Análisis Texturales . . . . .                              | 42         |
| 3.3.1. Importancia del método . . . . .                         | 45         |
| 3.3.2. Limitaciones del método . . . . .                        | 46         |
| 3.3.3. Pasos llevados a cabo . . . . .                          | 47         |
| 3.4. Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL) . . . . .       | 47         |
| 3.4.1. Importancia del método . . . . .                         | 49         |
| 3.4.2. Limitaciones del método . . . . .                        | 50         |
| 3.4.3. Pasos llevados a cabo . . . . .                          | 50         |
| 3.5. Dendrogeomorfología . . . . .                              | 52         |
| 3.5.1. Importancia del método . . . . .                         | 59         |
| 3.5.2. Limitaciones del método . . . . .                        | 60         |
| 3.5.3. Pasos llevados a cabo . . . . .                          | 61         |
| <b>4. Resultados</b>  | <b>65</b>  |
| 4.1. Cartografía Geomorfológica . . . . .                       | 65         |
| 4.2. Análisis Texturales . . . . .                              | 72         |
| 4.2.1. Histogramas y curvas de frecuencia . . . . .             | 73         |
| 4.2.2. Curvas de frecuencia acumulada . . . . .                 | 80         |
| 4.2.3. Diagrama ternario . . . . .                              | 82         |
| 4.3. Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL) . . . . .       | 84         |
| 4.4. Dendrogeomorfología . . . . .                              | 85         |
| <b>5. Discusiones</b>   | <b>89</b>  |
| 5.1. Cartografía Geomorfológica . . . . .                       | 89         |
| 5.2. Análisis Texturales . . . . .                              | 91         |
| 5.2.1. Lecho . . . . .  | 91         |
| 5.2.2. Terrazas . . . . .                                       | 92         |
| 5.2.3. Deslizamientos . . . . .                                 | 93         |
| 5.2.4. Morrenas . . . . .                                       | 93         |
| 5.3. OSL . . . . .  | 94         |
| 5.4. Dendrogeomorfología . . . . .                              | 95         |
| 5.5. Discusiones generales a la metodología propuesta . . . . . | 96         |
| <b>6. Conclusiones</b>  | <b>99</b>  |
| <b>Apéndices</b>  | <b>101</b> |
| <b>Bibliografía</b>   | <b>107</b> |

# Índices de figuras y tablas

---

## Figuras

|  |    |
|--|----|
| 1.1. Ubicación del Popocatepetl . . . . .                    | 2  |
| 1.2. Mapa Tectónico de México . . . . .                      | 2  |
| 1.3. Geomorfología de Nexpayantla . . . . .                  | 7  |
| 1.4. Cauces de Nexpayantla . . . . .                         | 13 |
| 1.5. Climas del NW del Popocatepetl . . . . .                | 14 |
| 1.6. Variogramas de T y Precipitación . . . . .              | 15 |
| 1.7. Pisos de vegetación en NW del volcán . . . . .          | 16 |
| 1.8. Sección estratigráfica ‘Árboles de Navidad’ . . . . .   | 20 |
| 1.9. Morrenas en Nexpayantla . . . . .                       | 21 |
| 2.1. Flujo hiperconcentrado . . . . .                        | 27 |
| 2.2. Debris Flow . . . . .                                   | 28 |
| 2.3. Diagrama de deslizamiento . . . . .                     | 31 |
| 2.4. Tipos de deslizamientos . . . . .                       | 32 |
| 2.5. Clasificación de morrenas . . . . .                     | 36 |
| 3.1. Esquema de metodología . . . . .                        | 39 |
| 3.2. Tamizado . . . . .                                      | 44 |
| 3.3. Esquema de diagrama ternario . . . . .                  | 46 |
| 3.4. Diagrama de OSL . . . . .                               | 49 |
| 3.5. Anillos de crecimiento . . . . .                        | 53 |
| 3.6. Cicatrices y ductos traumáticos . . . . .               | 54 |
| 3.7. Diagrama de corte de árbol . . . . .                    | 55 |
| 3.8. Árbol inclinado . . . . .                               | 56 |
| 3.9. Árbol enterrado . . . . .                               | 57 |
| 3.10. Decapitaciones y deslizamiento . . . . .               | 57 |
| 3.11. Exposición de raíces . . . . .                         | 59 |
| 3.12. Estrés vegetal . . . . .                               | 60 |
| 3.13. Muestreo dendrogeomorfología y procesamiento . . . . . | 62 |
| 3.14. Detalle de núcleos de madera . . . . .                 | 63 |
| a. . . . .   | 63 |
| b. . . . .   | 63 |

|   |    |
|---|----|
| 4.1. Mapa geomorfológico del sector medio de la barranca de Nexpayantla . . . . .         | 66 |
| 4.2. Lecho de fondo plano . . . . .   | 68 |
| 4.3. Terrazas de Nexpayantla . . . . .  | 69 |
| 4.4. Paredes rocosas de Nexpayantla . . . . .   | 70 |
| 4.5. Deslizamientos en Nexpayantla . . . . .  | 71 |
| 4.6. Superficies de deslizamientos . . . . .  | 71 |
| 4.7. Morrenas en Nexpayantla . . . . .  | 72 |
| 4.8. Mapa de muestras de lecho . . . . .  | 74 |
| 4.9. Histogramas y curvas de frecuencia de lecho activo . . . . .                         | 74 |
| 4.10. Mapa de muestras de terrazas . . . . .  | 75 |
| 4.11. Histogramas y curvas de frecuencia de Terrazas . . . . .                            | 76 |
| 4.12. Mapa de muestras de deslizamientos . . . . .  | 77 |
| 4.13. Histogramas y curvas de frecuencia de deslizamientos . . . . .                      | 78 |
| 4.14. Mapa de muestras de morrenas . . . . .  | 79 |
| 4.15. Histogramas y curvas de frecuencia de morrenas . . . . .                            | 79 |
| 4.16. Curvas de frecuencia acumulada de muestras de lecho . . . . .                       | 80 |
| 4.17. Curvas de frecuencia acumulada de muestras de terrazas . . . . .                    | 81 |
| 4.18. Curvas de frecuencia acumulada de muestras de deslizamientos . . . . .              | 81 |
| 4.19. Curvas de frecuencia acumulada de muestras de morrenas . . . . .                    | 82 |
| 4.20. Diagrama textural de Folk (1954) . . . . .  | 83 |
| 4.21. Mapa de puntos de muestreo para OSL (modificado de imagen de Google Earth, 2015)    | 84 |
| 4.22. Gráfica de comparación de conteo de fotones . . . . .                               | 85 |
| 4.23. Mapa de muestreo de dendrogeomorfología . . . . .                                   | 86 |
| 4.24. Histograma de eventos mayores para la barranca de Nexpayantla (volcán Popocatepetl) | 87 |

## Tablas

|   |     |
|---|-----|
| 1.1. Actividad volcánica reciente . . . . .   | 5   |
| 1.2. Fechamientos de glaciares (tomado de Julio-Miranda, 2006) . . . . .                    | 6   |
| 2.1. Clasificación de flujos de agua y sedimento (modificado de Pierson, 1985 y 1999) . . . | 24  |
| 2.2. Causas de procesos de ladera . . . . .   | 30  |
| 3.1. Tabla de escala Udden-Wentworth . . . . .  | 43  |
| I. Apéndice I: Cartografía Geomorfológica (Morrenas) . . . . .                              | 101 |
| II. Apéndice II: Análisis Texturales (A) . . . . .  | 102 |
| III. Apéndice III: Análisis texturales (B) . . . . .  | 103 |
| IV. Apéndice IV: OSL . . . . .  | 104 |
| V. Apéndice V: Dendrogeomorfología . . . . .  | 105 |

# Introducción

---

En los alrededores del volcán Popocatepetl se encuentran numerosas barrancas, dentro de las cuales, Nexpayantla es la más antigua y la de mayores dimensiones tanto en profundidad como en longitud. Otro aspecto importante es su gran dinamismo geomorfológico, por lo que se observan frecuentes procesos de remoción en masa así como de flujos de agua y sedimento que modifican significativamente el relieve de la zona.

Este trabajo es una primera aproximación para comprender y distinguir los diferentes depósitos que se encuentran en el sector medio de la barranca de Nexpayantla (entre 2908 y 3109 msnm) y los procesos que actúan en ella. Con esto en mente, se propone una metodología integral compuesta por : (1) interpretación de imágenes satelitales y aéreas, (2) análisis texturales, (3) luminiscencia ópticamente estimulada, y (4) dendrogeomorfología.

Hay que mencionar que el rango altitudinal fue delimitado no sólo por ser el sector de mayor removilización y transporte de sedimento, sino también por la amplia variedad de depósitos y la presencia de un bosque de *Abies religiosa* en buen estado. Esta es una especie ideal para los análisis de dendrogeomorfología ya que produce anillos anuales fáciles de identificar.

## Justificación

La justificación del presente proyecto se sostiene en la falta de estudios sobre la dinámica erosiva y de transporte de sedimento en esta región del volcán, lo cual cobra importancia por sus implicaciones en el riesgo por inundación de las poblaciones cercanas como son San Pedro Nexapa, Amecameca, Ozumba y Atlauta. Así retomando los trabajos de Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo (2006), Sosa-Ceballos et al. (2015) y la tesis de Franco-Ramos (2005) se pretende aportar información útil que

permita contribuir a investigaciones posteriores, pues la zona ofrece múltiples oportunidades para aprender acerca de los procesos erosivos que ocurren en las barrancas y que alteran los abanicos aluviales, los cuales son geoformas muy comunes del relieve mexicano y sobre ellos, se encuentran asentadas numerosas poblaciones a lo largo del país.

## **Objetivo**

Comprender los procesos erosivos y de transporte de sedimento (particularmente flujos de escombros e hiperconcentrados), flujo glaciar y deslizamientos en el sector medio de la barranca de Nexpayantla, mediante la aplicación de una metodología integral que permita analizar los depósitos que conforman la zona de estudio y brinde información acerca de la naturaleza y periodicidad de los fenómenos geomorfológicos presentes en el área.

# Marco Geográfico de la Zona Estudiada

---

## 1.1. Popocatépetl

El volcán Popocatépetl es un estratovolcán mexicano ubicado entre los estados de Puebla, Morelos y Estado de México (Fig. 1.1), en las coordenadas geográficas de  $19^{\circ} 10' N$  y  $98^{\circ} 37' W$ . El cono actual tiene una altitud de 5452 msnm y abarca  $600 \text{ km}^2$  (Gómez-Vázquez, 2012). Es el segundo volcán más alto del país y uno de los más activos también.

El Popocatépetl se encuentra en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la cual consiste en un conjunto de estratovolcanes aislados, pequeños grupos de volcanes monogenéticos y grandes cadenas montañosas volcánicas que atraviesan el centro de México. El origen de esta Faja Volcánica se asocia al proceso de subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la placa Norteamericana (Fig. 1.2), lo cual produce una frecuente actividad sísmica y volcánica (Demant, 1982)

### 1.1.1. Historia Eruptiva del Popocatépetl

Gracias a las condiciones anteriormente mencionadas, el proceso de construcción del cono volcánico actual se ha dado en diferentes etapas, que han sido analizadas a través de numerosos estudios en la





**Figura 1.1:** Volcán Popocatepetl y división política de estados (imagen modificada de Google Earth, 2015)



**Figura 1.2:** Mapa Tectónico de México y Popocatepetl (modificada de Espinasa-Pereña y Martin del Pozzo, 2006)

zona. Una de las propuestas es la de Robin y Boudal (1987) que destacan al menos dos estructuras previas al Popocatepetl, y que se detallarán a continuación.

### 1. Volcán Primigenio o Nexpayantla

Este edificio es el más antiguo que fue identificado por Mooser en 1958, estuvo conformado por derrames de lava profundos y masivos producidos en los eventos efusivos de hace  $331 \pm 10$  mil años (Sosa-Ceballos et al., 2015). En cuanto a su composición química estos derrames varían desde los básicos ricos en olivino a los intermedios como andesitas o dacitas. Además, a partir

de las pendientes de las lavas, se infiere que el volcán fue amplio con bordes curvados aunque más bajo que el actual Popocatépetl, tenido unos 3500 msnm aproximadamente de altitud y se estima que arrojó un volumen superior a 600 km<sup>3</sup> de lava (Robin y Boudal, 1987), las cuales pueden ser observadas en las laderas noroeste, oeste y en pequeñas áreas en el sur del cono actual (Robin, 1984). Hace 200 mil años se produjo una erupción que causó el colapso parcial del **volcán Nexpayantla** y contribuyó a la formación de una caldera, dentro de esta caldera se inició un nuevo edificio volcánico conocido como **El Fraile** en Macías (2005) aunque posteriormente Sosa-Ceballos et al. (2015) corrigen el nombre a **El Ventorrillo**.

## 2. **El Ventorrillo**

Este volcán fue construido a partir de las lavas procedentes de la nueva caldera y de las fracturas en la ladera este del antiguo volcán de Nexpayantla. Por esta razón, los flujos de lava se orientaron hacia al este y sur de los restos del volcán primigenio, alcanzando una altura máxima de 3600 msnm.

**El Ventorrillo** fue formado por derrames de lava fluida y en bloques que contienen ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa y olivino (Robin y Boudal, 1987). Sosa-Ceballos et al. (2015) fecha el inicio de este volcán hace  $331 \pm 10$  mil años. Son pocos los vestigios que quedan de este volcán, ya sea por explosiones volcánicas posteriores o acción glacial de finales del Pleistoceno y Holoceno. Aquellos que han sido identificados son: el **Pico del Ventorrillo** incluido en la construcción del cono actual (Palacios, 1995) y **El Abanico**.

El colapso que parcialmente destruyó el edificio volcánico, fue fechado hace  $22.8 \pm 0.9$  mil años y se asocia a los depósitos plinianos White Pumice (Siebe et al., 1995). No obstante, no sería hasta hace 14.1 mil años que una erupción pliniana provocó el completo colapso del cono, produciendo además una pequeña caldera nueva y los depósitos Tutti-Frutti o Pumice with Andesite (PWA), Milky Tephra (MT) y Gray Tephra (GT) (Sosa-Ceballos et al., 2015).

## 3. **Cono actual: Popocatépetl**

Se estima que el volcán actual se inició en el Holoceno, hace 23 000 años sobre los restos del volcán El Ventorrillo. Está edificado por una serie de depósitos piroclásticos y derrames de lava de composición andesítica-dacítica (Macías, 2005).

Tras la formación del Popocatépetl, el volcán ha atravesado periodos intermitentes de actividad. En la publicación de CENAPRED (2012) se menciona que en los últimos 10 000 años han ocurrido cuatro eventos mayores que produjeron diversos depósitos de flujos piroclásticos ricos en pómez y ceniza:

- Hace 9600 años - Erupción pliniana grande que formó el depósito P4.
- Hace  $4805 \pm 60$  años - Erupción pliniana grande que generó el depósito P3 (Mooser, 1967; Heine, 1973).
- Hace 1800 años - Erupción pliniana grande que expulsó el depósito P2.
- Hace  $1235 \pm 50$  a  $855 \pm 55$  años - 3 Erupciones plinianas que formaron los depósitos de P1 (Siebe et al., 1996).

## Historia Eruptiva reciente

En el siglo XX, tras 70 años de inactividad, el 21 de diciembre de 1994 el Popocatépetl arrojó una significativa fumarola marcando el inicio de una fase de actividad que perdura hasta nuestros días (Palacios, 1995). A partir de entonces, el volcán ha atravesado por varias etapas efusivas y explosivas relacionadas con la construcción y destrucción de domos en el interior del cráter, lo que se muestra en la **Tabla 1.1**.

### 1.1.2. Historia Glaciar del Popocatépetl

Los glaciares del Popocatépetl fueron descritos por Heine (1954) pero no fue hasta que en Lorenzo (1964) se cartografiaron y dividieron en tres sectores. Delgado (1996) corrigió y delimitó la masa glaciaria en dos partes: Norte y Ventorrillo. Posteriormente debido al retroceso que éstos experimentaron a lo largo del siglo XX, se denominó únicamente como el glaciar del Popocatépetl, el cual se determinó extinto desde el año 2000 (Delgado-Granados et al., 2007). A pesar de la pérdida de los glaciares aún quedan evidencias de su presencia en el relieve y de los periodos de crecimiento, en este sentido White (1981) y Heine (1984) afirman que existieron dos periodos de máximo avance glaciario durante

|   |  |
|---|--|
| Pre octubre 1994                        | Fase estable   |
| Octubre 1994 a 20 diciembre 1994        | Fase de actividad premonitora  |
| 21 diciembre 1994 a 26 marzo 1996       | Actividad fumarólica de limpieza de conductos                              |
| 26 marzo 1996 a 15 marzo 1997           | Fase de recarga, con el crecimiento de pequeños domos de lava              |
| 15 marzo 1997 a 30 junio 1997           | Crecimiento y destrucción de un domo grande (3)                            |
| Julio de 1997 a septiembre de 1999      | Fase posteruptiva de relajación, emplazamiento de numerosos domos pequeños |
| Septiembre de 1999 a diciembre de 2000  | Fase de recarga, con el emplazamiento de domos cada vez más grandes        |
| Noviembre de 2000 a 18 diciembre 2000   | Emplazamiento muy rápido de un gran domo (12)                              |
| 19 diciembre de 2000 a 23 enero de 2001 | Fase eruptiva intensa, culminando en erupción VEI 3-4                      |
| Enero de 2001 a mayo de 2003            | Fase posteruptiva de relajación, emplazamiento de numerosos domos pequeños |
| Mayo de 2003 a junio de 2005            | Fase estable con mínima actividad  |
| Julio de 2005 a 2009                    | Crecimiento de pequeños domos de lava                                      |
| 2010 y 2011                             | Fase de recarga, con el emplazamiento de domos cada vez más grandes        |

**Tabla 1.1:** Actividad volcánica de la fase actual del Popocatépetl (tomado de CENAPRED,2012)

la segunda mitad del Holoceno en México: hace 2000 años y otra en la Pequeña Edad de Hielo que ocurrió al final del siglo XIX (Palacios, 1996).

Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo (2006) y Julio-Miranda (2006) muestran una recopilación de los fechamientos realizados por White, Heine y Vázquez-Selem de 5 avances glaciares en la Sierra Nevada **Tabla 1.2.**

Cabe destacar que a diferencia del Iztaccíhuatl, el Popocatépetl representa un reto, pues debido a la frecuente actividad volcánica el registro de los procesos glaciares se interrumpe y las formas de relieve derivadas de ellos, se han perdido en su mayoría (White, 1986).

## 1.2. Barranca de Nexpayantla

La barranca de Nexpayantla está ubicada en el flanco noroeste del volcán Popocatépetl, con una longitud de 10 km, más de 1 km de ancho y 500 m de profundidad aproximadamente. Además posee una fuerte pendiente y un amplio gradiente entre la cabecera y la planicie del piedemonte. Es uno de los vestigios que se ha conservado del primer edificio volcánico, el cual fue descrito por Mooser et al. (1996). Su morfología en U nos indica su origen glacial, donde se muestra la inconformidad entre las lavas de Nexpayantla y las de **El Ventorrillo** expuesta durante la incisión de esta barranca, ésta

| Glaciación<br>(White, 1962b) | Depósito<br>(White, 1962b)                | Edad<br>(White, 1987)     | Edad<br>(Heine, 1988)                              | Edad<br>(Vázquez-<br>Selem, 1997)                             | Edad (Vázquez-<br>Selem, 2001;<br>Vázquez-Selem y<br>Heine, 2004)                          |
|------------------------------|---|---------------------------|--|---|--|
| Neoglacial tardía            | morrenas<br>recesionales                  | 300 a 100 a.P.            |  |   |  |
| Neoglacial<br>temprana       | morrenas<br>recesionales                  | 1,850 a 950 a.P.          |  | T 3<br>recesional   |  |
| <b>Ayolotepito</b>           | morrenas<br><b>Ayoloco</b>                | 5,000 a 3,000 a.P.        | <b>M V</b><br>"Neoglacial"                         | <b>T 3</b>  | <b>Ayoloco</b><br>< 1000 a.P.  |
| <b>Alcalican</b>             | morrenas<br><b>Milpulco</b>               | 10,000 a 16,000<br>a.P.   | <b>M IV, M III-3</b><br>< 8,000 a.P.               | <b>T 2</b><br>Cubierta por<br>la Ceniza<br>Negra.             | <b>Milpulco 2</b><br>8,400 a 7,400 a.P.<br><b>Milpulco 1</b><br>12,000 a 10,000 a.P.       |
| <b>Diamantes</b>             | morrenas<br><b>Hueyatlaco</b>             | 20,000 a 32,000<br>a.P.   | <b>M III-1 y M III-2</b><br>9,000 a 10,000<br>a.P. | <b>T 1</b><br>Cubierta por<br>la tefra PWA<br>(> 14,500 a.P.) | <b>Hueyatlaco 2</b><br>17,000 a 14,000 a.P.<br><b>Hueyatlaco 1</b><br>20,000 a 17,500 a.P. |
| <b>Tonicoxco</b>             | morrenas<br><b>Nexcoalango</b>            | 198,000 a<br>132,000 a.P. | <b>M II</b><br>±12,100 a.P.                        | Cubiertas por<br>volcán Teyotl<br>(>80,000 a.P.)              | <b>Nexcoalango</b><br>+198,000 a.P.  |
| <b>San Rafael</b>            | Depósitos<br>morrénicos o<br>diamictitas. | > 302,000 a.P.            | <b>M I</b><br>21,000 a 39,000<br>a.P.              |   |  |

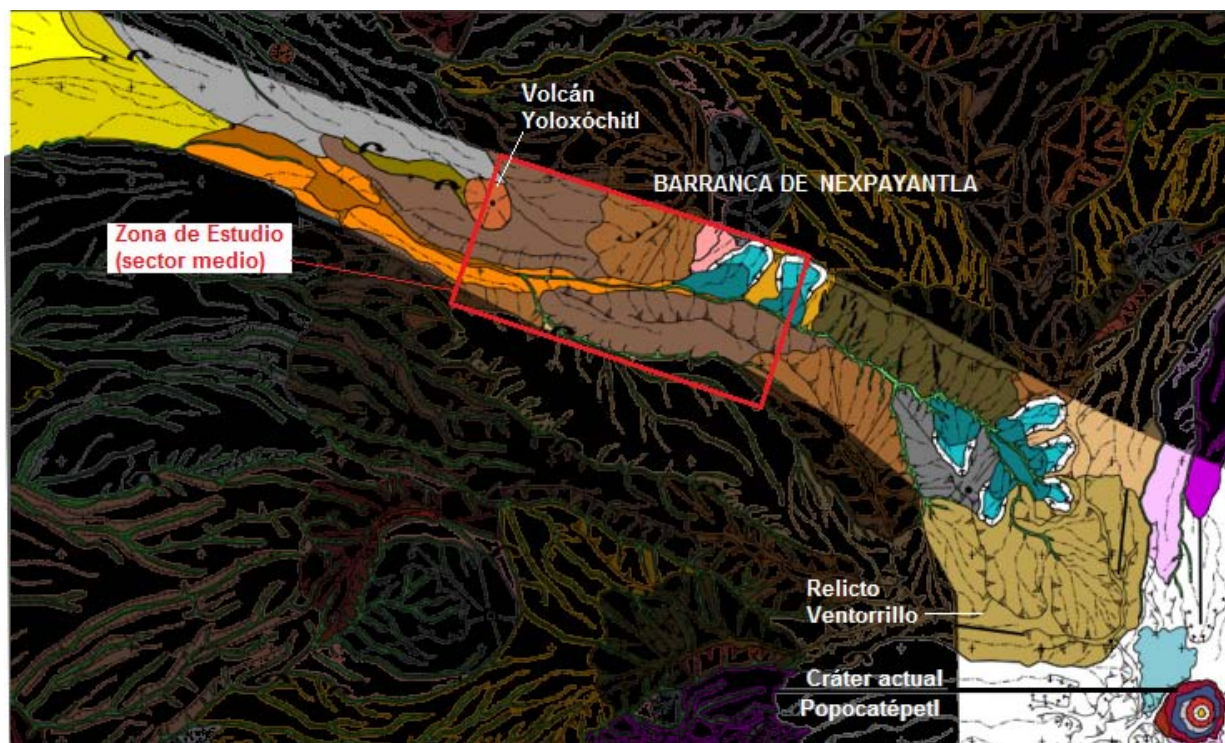
Tabla 1.2: Fechamientos de glaciares (tomado de Julio-Miranda, 2006)

se asocia a la glaciación Tonicoxco de hace 195 mil años (Macías, 2005; Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006; Vázquez-Selem y Heine, 2004).

### 1.2.1. Geomorfología

La barranca de Nexpayantla es una región del Popocatepetl que cuenta con muy pocos estudios publicados, por lo que para analizar la zona, se utilizará como antecedente, la información brindada en la tesis de Franco-Ramos (2005) donde se mapea la geomorfología del Popocatepetl. De esta forma, a continuación se detallarán las formas generales encontradas en dicho trabajo para la barranca de Nexpayantla que se aprecian en (Fig. 1.3), tales como:





I. RELIEVE ENDOGENO

II. RELIEVE ENDOGENO MODELADO

Volcánico acumulativo



Domos

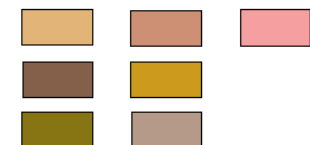


Diques



Flujos de lava asociados a las etapas tempranas del Popocatepetl

Flujos de lava asociados a distintos focos de emisión:



Flujos de lava recientes asociados al Popocatepetl



Formas asociadas al relieve volcánico:



Escarpes

Volcánico erosivo



Relicto del volcán El Fraile



Volcán erosionado o parcialmente sepultado

III. RELIEVE EXÓGENO

A. Erosivo fluvial



Barrancos



Cauces de contacto geomorfológico



Valles fluviales



Circo de erosión activa

B. Acumulativo fluvial



Abanicos aluviales



Lecho de fondo plano



Terraza

C. Erosivo gravitacional



Corona de deslizamiento



Plano de deslizamiento

D. Acumulativo gravitacional



Depósito de deslizamiento

Figura 1.3: Mapa Geomorfológico de la barranca de Nexpayantla y Leyenda (modificado de Franco-Ramos, 2005)

## Relieve Endógeno modelado

### Volcánico acumulativo

- Derrames de lava asociados a las etapas tempranas de formación del Popocatepetl

Son lavas de composición andesítica a dacítica, con espesores que varían entre 10 a 40 m. Se reconocen como superficies ligeramente onduladas que pueden alcanzar los 30° de inclinación. Debido a la acumulación de piroclastos, los desniveles topográficos y superficies irregulares se han suavizado. Estos flujos de lava son zonas resistentes a la acción fluvial, formando cauces con patrones paralelos o subparalelos que coinciden con los límites de los derrames de lava. Se ubican principalmente en las laderas noroeste y oeste del volcán.

- Derrames de lava asociadas a distintos focos de emisión

Son flujos de lava con diversas morfologías pues han surgido a partir de diferentes focos de emisión, heterogéneos en composición, edad y tipo. Se encuentran por lo general entre 3600 y 2560 msnm.

- Flujos de lava recientes asociadas al Popocatepetl

Se encuentran en las cercanías al cráter actual del volcán. La composición varía entre dacítica-andesítica y son las estructuras más recientes, su edad se estima de hace 3800 a 1200 años (Robin y Boudal, 1987). Son rocas jóvenes que se distinguen por el elevado ángulo de inclinación que aún mantienen (40° en promedio), sin embargo ya han sido modificadas por procesos glaciares durante el Cuaternario y periglaciales en la actualidad. Del mismo modo, hoy en día también están sujetas a erosión fluvial, pues sobre ellas se ha construido el patrón de drenaje radial del volcán.

- Diques

Se reconocen 8 estructuras de este tipo en la ladera sur de la barranca de Nexpayantla. Son crestas rocosas laminares con 260 m de longitud y un ancho de 50 m. Su composición varía entre dacítica a riolítica. Cortan de manera paralela las lavas que delimitan la barranca y las cuales son asociadas a la antigua caldera Yoloxóchitl (Franco-Ramos, 2005; Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006).

- Domos

Son estructuras convexas constituidas por lavas de composición riolítica a dacítica que se encuentran en los bordes de las paredes de la barranca en la región de la cabecera. Son zonas muy inestables que promueven la caída de detritos en las laderas debido al intenso fracturamiento y a la viscosidad del magma que los formó.

En el caso del **Cerro de Nexpayantla** este domo se encuentra rodeado de los vestigios del volcán **El Ventorrillo** mientras que al Este tenemos el **Cerro de Tlamacas** sepultado en lavas de eventos más recientes que tiene aproximadamente 300 m de altura y un diámetro en la base de 750 m. Este domo posee estrías de exaración y otras evidencias de erosión glaciaria de principios del Cuaternario (Franco-Ramos, 2005). Aunado a esto, ambos domos presentan un modelado fluvial incipiente.

### **Formas asociadas al relieve volcánico-acumulativo**

- Escarpes

Se encuentran entre 4300-4100 msnm de la zona de estudio que actúan como los márgenes laterales de los flujos de lava que delimitan la barranca. Su altura es variable siendo el promedio de 35 m.

### **Relieve Endógeno Modelado**

#### **Volcánico erosivo**

- Relicto del volcán El Ventorrillo (El Fraile en Franco-Ramos)

Son los vestigios del estratovolcán llamado **El Ventorrillo**, ocupan un área de 3.8 km<sup>2</sup> a una altitud de 5000 msnm. Se han reconocido dos estructuras principales: 1) la elevación llamada **Pico del Ventorrillo** y 2) la depresión en forma de anfiteatro denominada **El Abanico**. (Robin y Boudal, 1987).

- Volcán erosionado o parcialmente sepultado (Cerro de Yoloxóchitl)

Es un edificio volcánico que ha sido sujeto a acción glaciaria y fluvio-glaciaria del Cuaternario y



han perdido su morfología original. El cerro de Yoloxóchitl se localiza en la vertiente NW del Popocatepetl a 3140 msnm.

## **Relieve exógeno**

### **Acumulativo fluvial**

- **Abanico aluvial**

Son las formas de relieve que se establecen en las zonas de transición entre montaña y planicie. Se construyen en etapas de acumulación y erosión. De esta forma, el abanico aluvial se depositó a partir de la glaciación ocurrida en el Holoceno que cubrió el relicto del volcán Ventorillo, convirtiéndolo en una cuenca de neviza que actúa aún hoy en día como cabecera de la barranca de Nexpayantla. El hielo excavó el sustrato creando la barranca, lo que produjo grandes volúmenes de detritos y que fueron depositados en el fondo junto con los materiales generados por la actividad eruptiva anterior. Posteriormente los procesos fluviales han seguido acarreando material en la zona. Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo (2006) lo nombran como Abanico Volcánico Coalescente Amecameca-Ozumba.

- **Lecho de fondo plano**

Es de morfología plana y levemente inclinada, se ha construido por materiales transportados por acción fluvial y la acumulación de piroclastos recientes.

- **Terrazas**

Son antiguos lechos fluviales que han sido abandonados y poseen una posición altitudinal mayor al nivel actual del río, debido: a) a un aumento del volumen de agua de escurrimiento, tras la deglaciación causada por un cambio climático o por caída de material incandescente, b) un cambio de nivel de base por obstrucción de valles por derrames de lavas o flujos de escombros.

Han sido localizadas en las laderas fluviales y márgenes de los lechos de fondo plano de la barranca de Nexpayantla, donde Franco-Ramos (2005) reporta que las mayores terrazas del volcán Popocatepetl se encuentran ahí con ancho de 250 m y una longitud de 2.2 km.

### **Erosivo fluvial**

- Circo de erosión activo

Son superficies cóncavas que sirven como zonas de captura en las cabeceras de escurrimientos. Los factores que los determinan son el tipo de roca, cobertura vegetal, inclinación, altitud y orientación del relieve y la existencia de estructuras disyuntivas en el sustrato. Un circo activo se distingue por la ausencia de vegetación e inestabilidades entre el terreno y los depósitos de material movilizados por procesos de ladera como deslizamientos.

### **Erosivo-gravitacional**

- Corona de deslizamiento

Se producen por el desprendimiento de roca y suelo poco consolidado que por gravedad se desplazan pendiente abajo. Son semicirculares y de ancho pueden llegar a tener entre 250 m - 1 km. En la barranca de Nexpayantla tienen una orientación SE-NW por lo que se infiere una relación con estructuras disyuntivas.

- Plano de deslizamientos

Superficie de contacto sobre la cual el material inconsolidado viaja ladera abajo. El escarpe es la corona y poseen ángulos de inclinación entre 30 a 40°.

### **Acumulativo gravitacional**

- Depósito de deslizamiento

Los depósitos formados por deslizamientos tienen una morfología lobular y alcanzan longitudes de 250 a 850 m, se encuentran restringidos por obstáculos topográficos o por cauces que dificultan la acumulación del material. Están compuestos por una mezcla de bloques y detritos mal clasificados, con madurez textural variable entre angular a subangular. En la barranca de Nexpayantla encontramos deslizamientos en el rango de 3700 a 3600 msnm de altitud. Ocurren principalmente en los márgenes del lecho, algunos están fitoestabilizados lo que indica que no son recientes.

## Erosivo glaciar

- **Circos glaciares**

Se identifica como una depresión en forma de anfiteatro (Franco-Ramos, 2005) y se localiza bajo el Pico del Ventorrillo a 4000 msnm (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006). Se considera parte del antiguo volcán El Ventorrillo. Hoy en día, este circo actúa como cabecera de las corrientes superficiales que alimentan la barranca de Nexpayantla.

### 1.2.2. Hidrografía

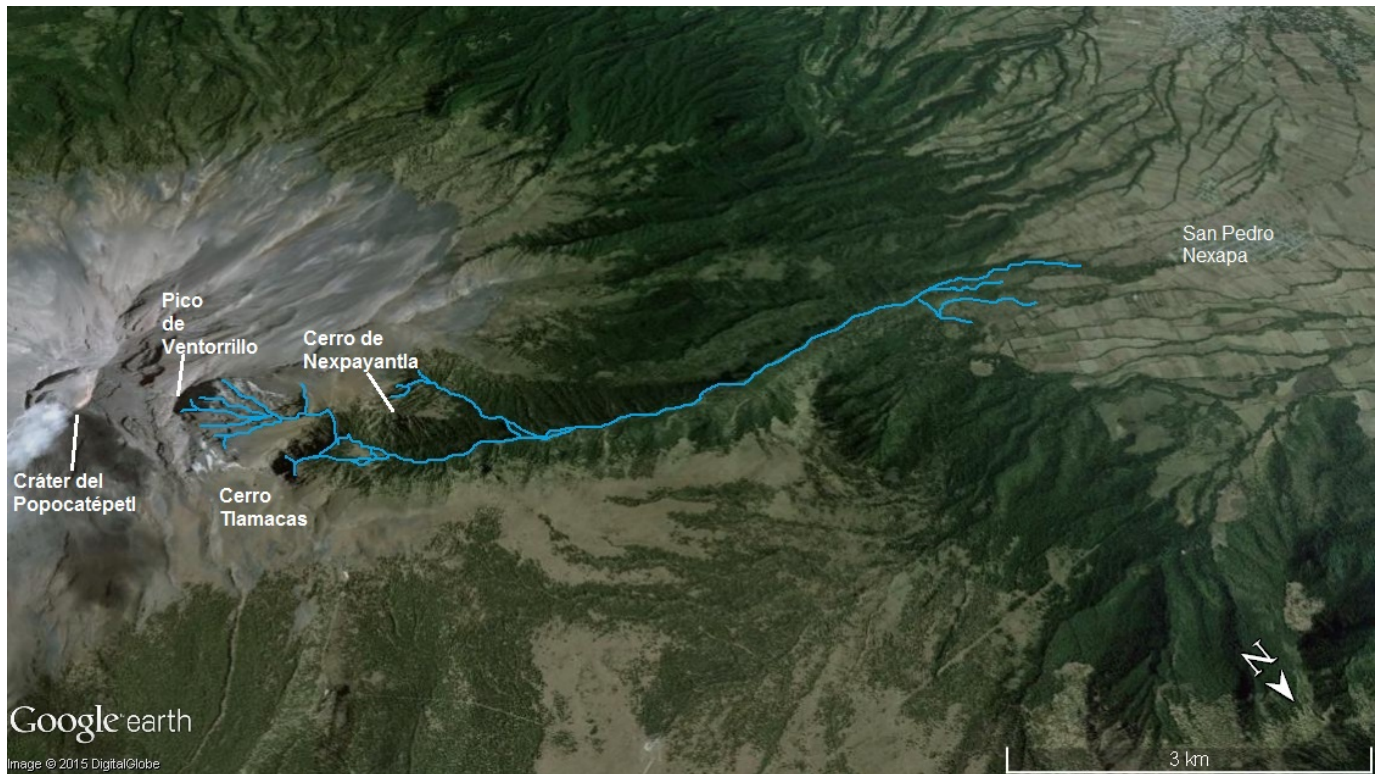
Las aguas de la barranca de Nexpayantla son de origen nival y pluvial. La mayoría provienen de los arroyos formados en el **Pico del Ventorrillo** que transcurren por cinco barrancas en **El Abanico** y que se reúnen en la intersección del **Cerro del Nexpayantla** y **Tlamacas** (Fig. 1.4), uniendo también los cauces tributarios que se originan en ambas elevaciones. Posteriormente se canaliza el agua cerca del abanico aluvial, para abastecer el sistema de agua potable de los diferentes poblados cercanos.

Estos arroyos hacen parte del drenaje radial del Popocatepetl y cuyas corrientes superficiales tienen un bajo caudal, provocado por la alta permeabilidad de las rocas piroclásticas que propicia el reabastecimiento del acuífero local (Carrasco-Nuñez, 1985).

### 1.2.3. Clima

Utilizando la distribución propuesta por Fuentes (1975) para el Parque Nacional Izta-Popo Zoquiapan (Fig. 1.5), se consideran dos tipos dominantes de climas.

- **Cb'(w<sub>2</sub>):** *Semifrío subhúmedo con lluvias en verano.* Es la zona de transición entre la parte culminante del volcán y los valles de las laderas. Su rango se encuentra entre 3250 y 4000 msnm. La precipitación en este tramo es alta siendo de 1187.8 mm su media anual, cuyos máximos se dan desde mayo a octubre. Su temperatura media anual es de 7.7°C y su rango de temperaturas es de los 5° a los 12°C.

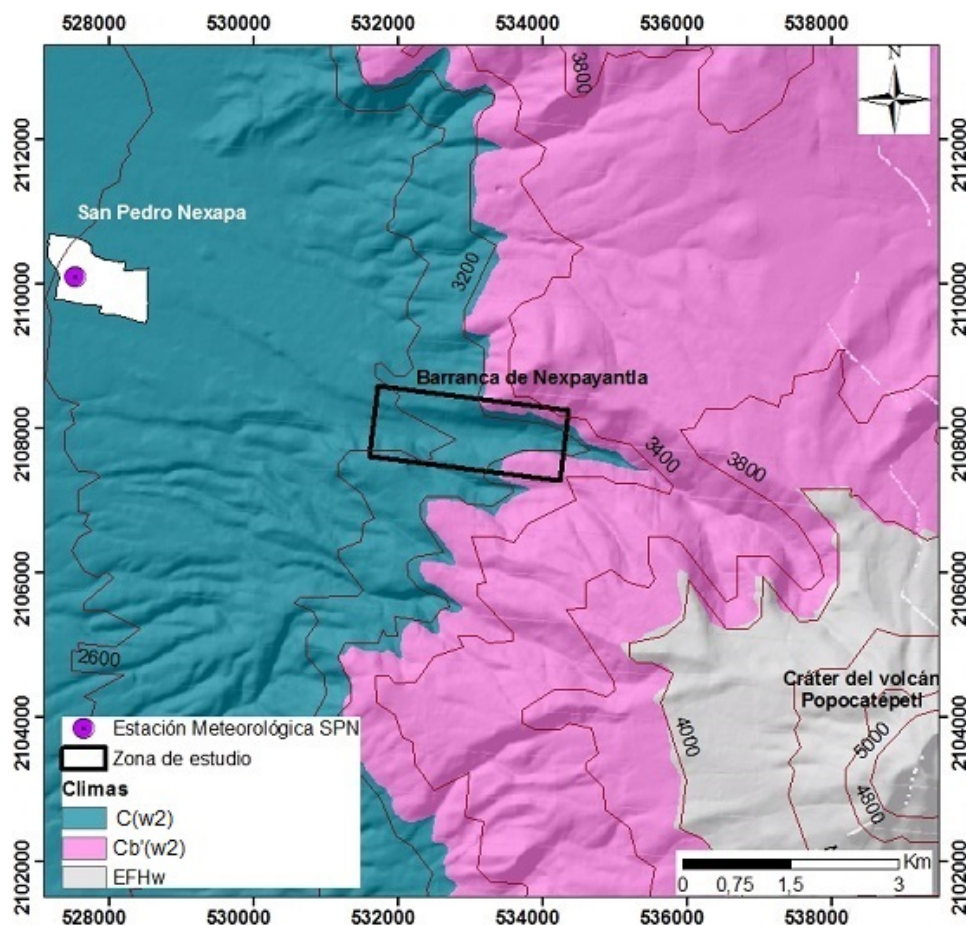


**Figura 1.4:** Cauces en la barranca de Nexpayantla (imagen de Google Earth 2015)

- $C(w_2)$ : *Templado subhúmedo*, el más húmedo de los subhúmedos con lluvias en verano. Abarca desde el piedemonte hasta el valle poblano entre 3250 y 2250 msnm. Así, resulta en la transición entre climas templados y cálidos. Las zonas agrícolas se localizan en esta sección, y existe una fuerte erosión fluvial. La temperatura media anual es de  $14^{\circ}\text{C}$  (Fuentes, 1975; INEGI, 1990) sin embargo en diciembre disminuye a los  $11.5^{\circ}\text{C}$  y en mayo asciende a los  $16^{\circ}\text{C}$ . La pluviosidad media anual es de 1128.2 mm.

Gracias a la información de la estación del Servicio Meteorológico de San Pedro Nexapa se sabe que la zona tiene un clima templado subhúmedo con lluvias de verano ( $Cw_2$ ), con temperaturas medias de  $11.4^{\circ}\text{C}$  en diciembre y enero y en el mes más cálido de  $15.9^{\circ}\text{C}$  en mayo (Fig. 1.6). La temperatura media anual es de  $13.5^{\circ}\text{C}$  y la precipitación anual es de 910 mm.

En estas gráficas (Fig. 1.6) se muestran las variaciones de temperatura donde los máximos se tienen en abril y mayo que corresponden a la primavera que es la época de estiaje, lo que se comprueba en el *Variograma b* ya que desde enero hasta mayo se tienen lluvias escasas. En cambio desde junio hasta



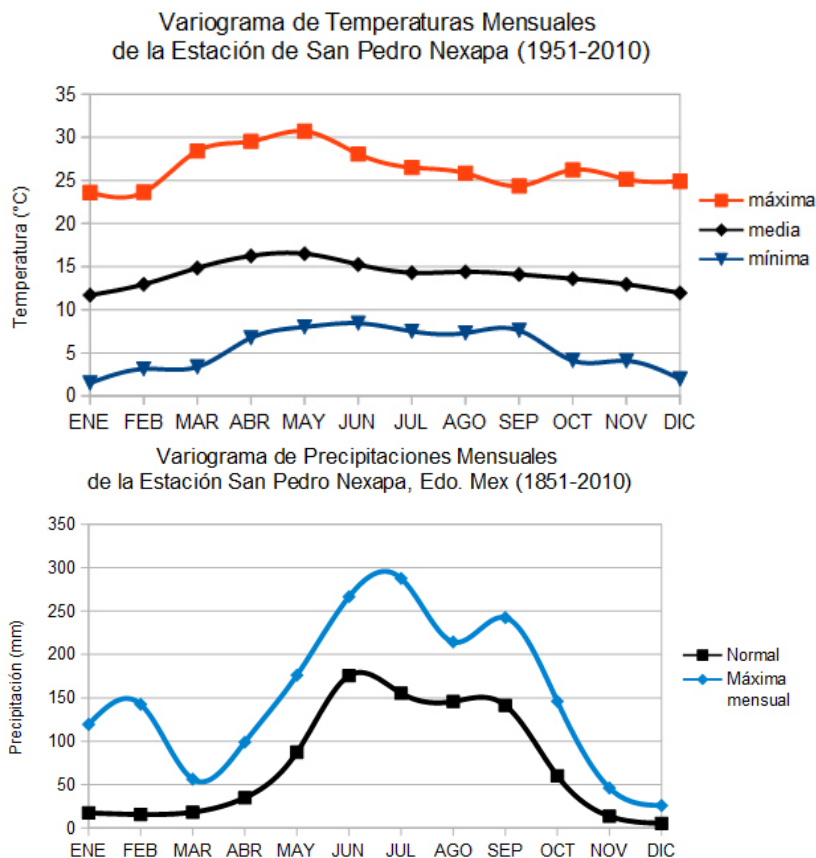
**Figura 1.5:** Mapa de Distribución de climas en el volcán Popocatepetl y poblaciones cercanas (Modelo digital de elevación (MDE), curvas de nivel y poblaciones de 2014 de INEGI, 2015)

octubre es cuando ocurren las mayores precipitaciones, así podemos afirmar que en este periodo se formarán la mayoría de eventos de flujos de agua y sedimento y se favorecerán también los procesos de ladera por la pérdida de cohesión en el sustrato debido a la saturación de agua.

#### 1.2.4. Vegetación

Del mismo modo, siguiendo la clasificación de García-Romero (2003) para la distribución vegetal en relieves volcánicos, se tienen 3 tipos de pisos altitudinales (Fig. 1.7).

- **Piso de transición (Bosque de Pino-Aile-Encino)** Se ubica en zona intermedia entre el piedemonte y las regiones montañosas en altitudes entre 2500 y 3200 msnm, posee una temperatura media anual que varía entre 11 a 15 °C y tiene una precipitación de entre 900

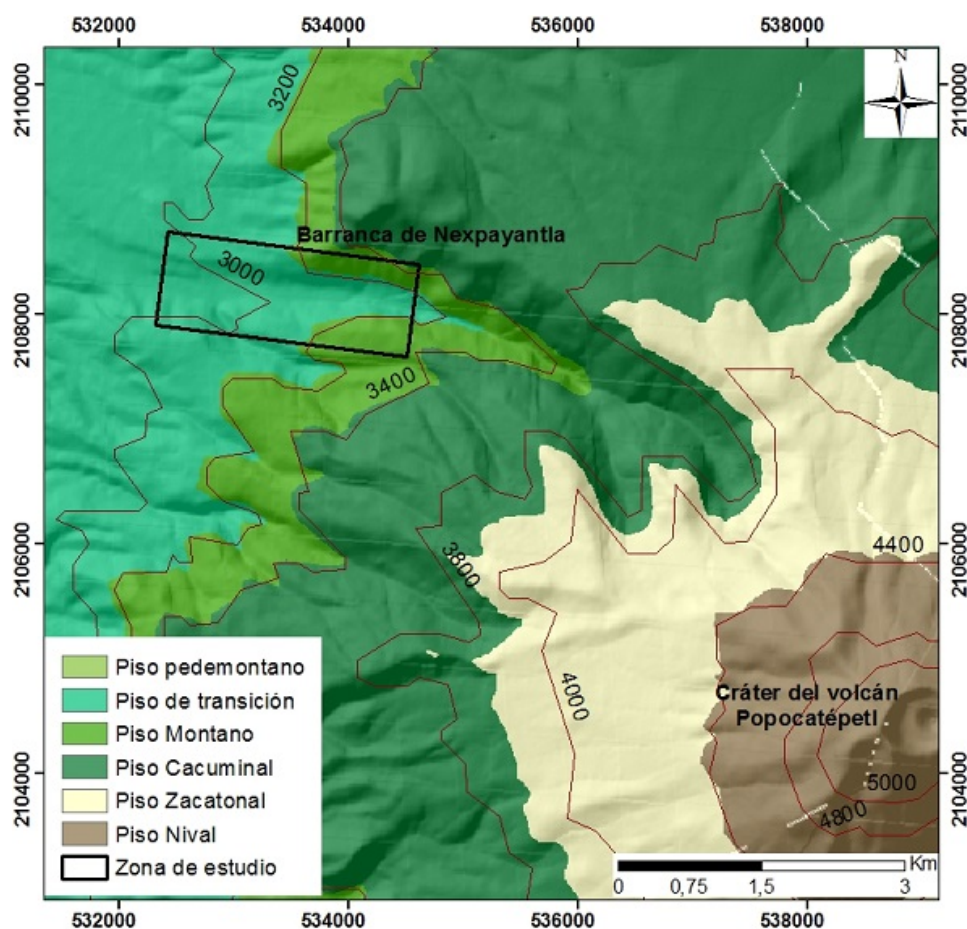


**Figura 1.6:** Variogramas de Temperatura (A) y Precipitaciones (B) en la Estación de San Pedro Nexapa (elaborados a partir de datos de CNA, 2014)

a 1300 mm anuales. Aquí las coníferas *Abies religiosa*, *Pinus montezumae*, *P. leiophylla* y *P. pseudostrobus* conviven con encinos *Quercus crassipes*, *Q. rugosa*, *Q. laurina* y *Q. Mexicana* y otros árboles como el cuauchichie *Garrya laurifolia* y el aile *Alnus spp* (García-Romero, 2003). Es este el piso sobre el cual se realiza el presente estudio.

- **Piso Montano (bosque Oyamel-Pino)** Se desarrolla principalmente entre los 3200 a 3400 msnm de altitud, teniendo una temperatura media anual de 10-12 °C, mientras que la pluviosidad media anual es mayor a 1300 mm. Dado el aumento en humedad, las heladas invernales son frecuentes en este sector. Las especies dominantes son el oyamel *Abies religiosa*, pinos *Pinus hartwegii*, *P. montezumae*, *P. leiophylla* y *P. pseudostrobus*. Los encinos, madroños y cuauchichies se encuentran en los márgenes de este piso. Crecen en barrancas profundas, estrechas con poca luz y alta humedad, formando lenguas que atraviesan el cinturón de *P. hartwegii* y llegan a 3660 msnm (Barrera, 1968). Se caracteriza por tener bosques densos, donde hay menor impacto por la tala e incendios (Romero, 1998).





**Figura 1.7:** Mapa de distribución de vegetación según altitud (MDE y curvas de nivel de INEGI, 2015 y clasificación de pisos altitudinales Muñoz-Salinas, 2007)

- Piso Cacuminal o Pastizal Alpino** Esta región se diferencia por la dominancia en la cubierta vegetal de *Pinus hartwegii*. Dicha especie se adapta a las condiciones de precipitación menor (1000-1200 mm), temperaturas más bajas (6-10°C) y heladas muy frecuentes (Muñoz-Salinas, 2007). Comprende las altitudes entre 3400 m y 3900 msnm. La cota superior de esta franja se determina por los zacatonales, algunos enclaves rocosos y la presencia de *Juniperus monticola* (Beaman, 1962; Romero, 1998; de Azcarate y Escamilla, 1999). En el estrato arbustivo y herbáceo se encuentran, respectivamente: *Baccharis conferta*, *Berberis schiedeana*, *Juniperus monticola* y *Senecio mairetianus*, *Agrostis tolucensis*, *Alchemilla procumbens*, *Calamagrostis intermedia*, *C. schiedeana*, *Calandrinia acaulis*, *Conyza gnaphaloides*, *Gnaphalium liebmannii*, *Potentilla ranunculoides* y *Senecio roseus*.

Sin embargo, la vegetación del Popocatepetl no sólo está condicionada por la altitud y el clima,

sino también por el efecto de la actividad volcánica y de sus productos, éstas alteran las condiciones ecológicas de las laderas del volcán (Beaman, 1962; Romero, 1998; de Azcarate y Escamilla, 1999).

### 1.2.5. Geología

Este es uno de los temas más controvertidos y cuya falta de información hace necesario referirnos a estudios previos del Popocatepetl. Se enlistarán a continuación, las unidades reconocidas en el flanco NW del volcán.

- **Flujos de Lavas Nexpayantla**

Son lavas que se encuentran únicamente en el fondo de la barranca de Nexpayantla. Son andesíticas a dacíticas (61 % SiO<sub>2</sub>). Están cubiertas por lavas del Ventorrillo y pómez B& W, PWA, P4, P3, P2 y P1 además de Ceniza Negra. Asimismo está intrusionada por diques dacíticos a riolíticos y domos (61-70 % SiO<sub>2</sub>) (Robin y Boudal, 1987; Nixon, 1989) que forman crestas y escarpes abruptos. Se consideran contemporáneas al volcán Amacuilécatl y a los flujos de lava del Iztaccíhuatl (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006). Están intrusionadas también por la caldera Yoloxóchitl, los domos de Nexpayantla y Tlamacas. (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006), Sosa-Ceballos et al. (2015) y Cadoux et al. (2011) fecharon estas rocas señalando edades entre  $331 \pm 10$  ka a  $329 \pm 1$  ka utilizando el método de fechamiento radiométrico K-Ar.

- **Lavas del Ventorrillo** Son lavas andesitas a dacitas (60-62 % en SiO<sub>2</sub>) (Robin, 1984; Robin y Boudal, 1987) que tienen un espesor variable de entre 10 a 50 m, son vistas en acantilados en la parte norte del Popocatepetl y en **El Abanico** donde los procesos denudativos han evitado la deposición de material y el abrupto escarpe favorece su exposición. Pertenecen a un volcán posterior al volcán Nexpayantla, llamado El Ventorrillo. Se encuentran sobre las lavas de Amacuilécatl y las lavas de Nexpayantla, pero están cubiertas por capas de pómez B& W, PWA, P4, P3, P2, P1 y Ceniza Negra. Asimismo las cubren las morrenas de Hueyatlaco, Milpulco y Ayoloco y un potente estrato de tefra (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006).

Estas son las rocas sobre las cuales ha sido excavada la barranca de Nexpayantla probablemente durante la glaciación de Tonicoxco (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006).



- **Ceniza Negra**

Son depósitos gruesos de lapilli negra a gris oscura con ceniza y fragmentos ocasionales de pómez de P1 (que le subyace). Fueron descritos por Heine y Heide-Weise (1973) quienes los ubican sobre la mayoría del área del Popocatepetl, aunque hay que mencionar que se encuentran cubiertos por depósitos menores relacionados a erupciones históricas. En regiones por encima del límite de vegetación estos depósitos han sido retrabajados por vientos fuertes hasta formar estructuras de formas similares a dunas. En algunas partes muestra los efectos de condiciones periglaciares como en el caso de lóbulos por soliflucción en el flanco W. Sin embargo no sobrepasa los 4500 msnm en el flanco norte del volcán por lo que se ha inferido que durante la erupción de Ceniza Negra ( $450 \pm 40$  años A.P) había cobertura glacial en esas áreas (Palacios, 1996; Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006).

- **P2 (Pómez Ocre ‘Ochre Pumice’)**

Son gruesos depósitos de caída de pómez de color naranja (Siebe et al., 1996; Plunket y Uruñuela, 1998). Se ha fechado de hace  $1825 \pm 175$  a  $2150 \pm 80$  años y se localizan sobre las regiones cercanas al cono y en la ladera norte.

- **P3 (Pómez Naranja ‘Orange Pumice’)**

Son depósitos de caída de pómez marrón que cayeron sobre depósitos de oleadas piroclásticas (Heine, 1973; Heine y Heide-Weise, 1973). Se localiza en las vertientes norte y SW del volcán. Se han fechado de hace  $4805 \pm 60$  años (Espinasa y Martín del Pozzo, 2006). Fueron principalmente expulsadas en dirección noroeste (Mooser, 1967; Kneib et al., 1973; Heine y Heide-Weise, 1973).

- **Tutti Frutti o Pómez con Andesita (PWA)**

Son depósitos de caída que contienen pómez dacítica de color anaranjado, fragmentos de granodiorita gris, limolitas metamorizadas, skarns y otros fragmentos del basamento del volcán. Se piensa que su origen está relacionado a un evento de que generó flujos piroclásticos y oleadas (o surges) junto con una columna pliniana (Siebe et al., 1995, 1997). Y aunque se encuentran alrededor de todo el volcán sobretodo se identifica en el sector NW, por ello, se infiere que posiblemente este evento se originó en un cráter lateral (situado en la actual barranca de Nexpayantla) hace  $12900 \pm 40$  a  $14430 \pm 190$  años (Macías, 2005).

### ■ Pómez Blanca y Negra (B& W)

Son depósitos de estratos finos de lapilli blanca y gris o negra que se intercalan con líticos andesíticos. Fue descrita por Mooser (1957); Mooser et al. (1958); Mooser (1967), Lorenzo y Mirambell (1986). No se ha fechado pero subyacen estratos de PWA (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006).

La caracterización de estos depósitos se ha hecho a partir de varios estudios que describen las unidades estratigráficas expuestas en cortes verticales (Fig. 1.8). La sección descrita más cercana a la zona de estudio se denomina *sección Nexapa- Árboles de Navidad* descrita por Siebe et al. (1997).

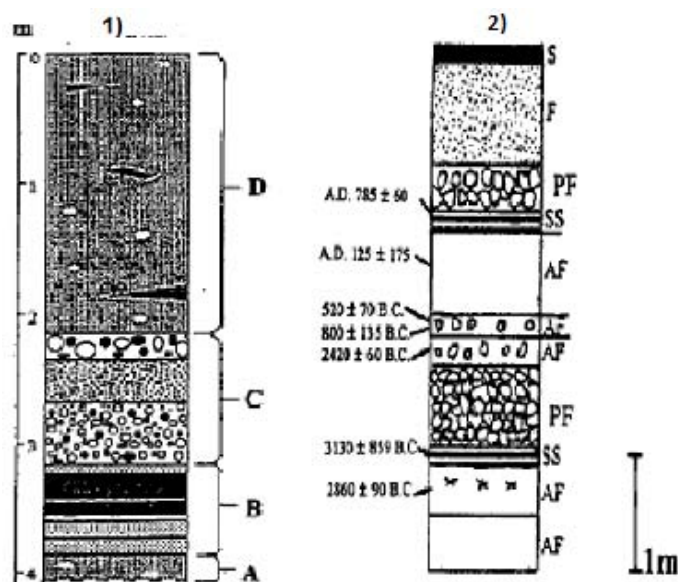
La cual presenta en la base ceniza con pómez, sobre el que se encuentran depósitos de ceniza color negro y blanco (Black & White Pumice) con alto contenido de líticos y ceniza, relacionados a una erupción explosiva. Posteriormente se observan depósitos de pómez con andesita que están ligados a explosiones plinianas (Pumite White Andesite 'PWA') fechada por Mooser et al. (1975) en 14.5 mil años. Se caracteriza por gran cantidad de líticos (30-50 %) de andesita y esquistos verdes, y presenta 3 horizontes bien definidos. La parte más expuesta está constituida por sedimentos finos masivos de color café claro y amarillo. Estos depósitos pertenecen a flujos de ceniza intercalados por fragmentos de pómez y lentes de ceniza gris (Gómez-Arizmendi, 1998).

## 1.2.6. Actividad Glaciar

De acuerdo a Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo (2006), para la barranca de Nexpayantla se han identificado al menos 3 glaciaciones que produjeron los depósitos que se han observado en fotografías aéreas, las cuales se describirán a continuación:

### 1. Tonicoxco

Por su morfología y rango altitudinal, el origen tanto de la barranca de Nexpayantla como la de Hueyetlaco se asocian a la glaciación Tonicoxco. La cual se extendió por la barranca, alimentándose de un circo glaciar llamado **El Abanico**, el cual aprovechó una garganta excavada por un arroyo post-glacial, cuyas dimensiones llegaron a ser de 200-300 m de profundidad y



**Figura 1.8:** Cortes de N y NO del Popocatepetl: a) Martin del Pozzo (1997a) flanco noroeste sección Nexapa: A- flujo de ceniza con pómez, B- (BWP) , C -(PWA), D- Flujos de ceniza fragmentos de pómez y lentes de ceniza gris. b) Siebe *et al.*(1997) flanco norte. AF -flujo de ceniza, SS- Surge, PF- flujo de pómez, F-Ceniza negra de caída; S -suelo. Tomado de Gómez-Arizmendi (1998)

más de 1 km de ancho. En algunas paredes se observan diversos circos más pequeños originados por domos excavados. También se muestran espolones de derrames de lava y diques que fueron erosionados por acción glaciaria. En la pared norte de **El Abanico** hay abundantes detritos que son productos de la gelifracción y de otros procesos erosivos más recientes. El umbral del Ventorrillo está erosionado en roca firme, y en afloramientos con altitudes de 4300-4100 msnm se han visto estriaciones.

## 2. Diamantes

La Glaciación Diamantes se reconoce por una serie de crestas delgadas y largas que se ubican en el fondo de los valles al sur del Cerro Tlapizatépetl. Debido al descenso de lenguas glaciares por los flancos norte y noroeste del Popocatepetl, se depositó material que construyó estas morrenas laterales y frontales, teniendo altitudes semejantes a las morrenas Hueyatlatco identificadas por White (1962). Actualmente en la barranca de Nexpayantla, se encuentran sepultadas por piroclastos y materiales laháricos recientes. Estos depósitos glaciares fueron ubicados a la altura de Cruz de Coyotes, y se interpretaron como morrenas terminales pequeñas (Fig. 1.9).

## 3. Ayolotepito

La glaciación Ayolotepito dejó rastros en los flancos norte, el oeste del Popocatépetl y en el fondo del circo al norte de **El Abanico** donde se encuentran crestas de 20-40 m de alto, enterradas por **Ceniza Negra**. Su morfología delata su origen morrénico a las que se les correlaciona con las morrenas Ayoloco, descritas por White (1962) en el Iztaccíhuatl. Debieron ser modeladas en el último avance máximo. Los glaciares del Popocatépetl que aún existían en el siglo pasado, eran los restos de esta glaciación.



**Figura 1.9:** Morrenas identificadas en cabecera de Nexpayantla (modificada de Espinasa-Pereña y Martin del Pozzo, 2006)

Además en la barranca de Nexpayantla, el deshielo y el flujo glaciar ha dejado crestas angulares, paredes verticales y cumbres planas que delimitan la barranca debido a la gran durabilidad y resistencia de lavas y tefras. El lecho del valle y las superficies grandes de los escarpes han sido afectados por la incisión del agua de deshielo, interrumpida por emisiones de ceniza volcánica (Palacios, 1996).

# Procesos geomorfológicos y principales depósitos

---

En este capítulo se hace una recopilación de descripciones de los mecanismos de transporte de sedimento y de sus depósitos asociados, los cuales fueron observados durante el trabajo de campo en la barranca de Nexpayantla. Se han organizado en tres grandes grupos: flujos de agua y sedimento, procesos de ladera y procesos glaciares.

## 2.1. Flujos de agua y sedimento

Son flujos compuestos de material rocoso transportado por agua. La concentración de sólidos, la dinámica de transporte y características de deposición, son inferidas a partir del análisis de las facies deposicionales (Costa, 1984; Shultz, 1984).

Smith y Lowe (1991) dividen los flujos de agua y sedimento por la concentración de material que contienen en: flujos de escombros o ‘debris flows’, flujos hiperconcentrados o ‘hyperconcentrated flows’ y flujos de escorrentía o ‘normal stream flows’. Esto puede ser observado con mayor detalle en la **Tabla 2.1**.

|                        | % en peso | % en volumen | Esfuerzo límite (dina/cm <sup>2</sup> ) | Densidad (g/cm <sup>3</sup> ) | Reología                 |
|------------------------|-----------|--------------|---|-------------------------------|--------------------------|
| Flujo de Escorrentía   | 1-40      | 0,4-2        | 0 - 100                                 | 1,01 – 1,33                   | newtoniano               |
| Flujo Hiperconcentrado | 40- 70    | 20- 47       | 100 – 400                               | 1,33 – 1,8                    | newtoniano-viscoplástico |
| Flujo de Escombros     | 70 - 90   | 47 – 77      | > 400                                   | 1,8 – 2,3                     | viscoplástico            |

**Tabla 2.1:** Clasificación de flujos de agua y sedimento (modificado de Pierson, 1985 y 1999)

### 2.1.1. Flujos de Escorrentía

Cuando el agua precipita sobre una superficie terrestre un porcentaje del agua variable, fluye ladera abajo hacia una cuenca receptora, haciendo pequeños cauces, que se unen y forman el sistema de drenaje. A este flujo pendiente abajo en cauces definidos se le denomina escurrimiento de corrientes superficiales o flujos de escorrentía (Smith y Fritz, 1989).

Son flujos constituidos de agua, aire y cantidades muy pequeñas de sedimento que no alteran su comportamiento newtoniano, por ende la resistencia al movimiento es baja aunque debido a las velocidades que adquieren en ciertas circunstancias logran adoptar regímenes turbulentos (Shultz, 1984). Los mecanismos de transporte de los materiales sólidos gruesos en estos flujos son la tracción y la saltación, mientras que la fracción fina de los sedimentos viaja en suspensión.

Los flujos de escorrentía situados en canales aluviales definidos se encuentran rodeados por un área denominada llanura de inundación, ésta es parte de un valle que se colma durante una inundación. No obstante, es común que cambie el nivel de base de estos flujos, el cual está determinado por el nivel del mar actual. De este modo, se produce una nueva llanura de inundación, sin embargo permanecen en los márgenes laterales los depósitos del lecho con los niveles de base anteriores, a los cuales se les llaman terrazas fluviales y que representan las evidencias de los cambios que han ocurrido en la zona (Hugett, 2007).

Estos cambios de nivel suceden por diferentes causas: el levantamiento del terreno sobre la cual el río fluía (muchas veces relacionado a la fusión de glaciares, actividad tectónica) o bien, cambios en las descargas de agua y sedimentos (Selby, 1985; Hugett, 2007). Es importante mencionar que en

áreas de altitudes grandes la llanura de inundación es pequeña y delgada (Selby, 1985).

### **Depósitos de flujos de escorrentía**

Los depósitos fluviales están compuestos por estratos de grava subredondeadas a angulares y arena gruesa, estratos delgados de arenas finas, limos y arcillas dispersadas por eventos de inundación y transportadas por suspensión en el agua. Poseen una selección de clastos que varía entre buena a moderada, tienen gradación normal, imbricación de los detritos paralela al flujo y marcas de arrastre en rocas. También se observa laminación o estratificación plana o cruzada y estructuras como ondulitas son frecuentes de identificar en ambientes de poca energía (Pierson y Scott, 1985; Smith y Lowe, 1991; Miall, 1997). Generalmente las fuentes del material más grueso (gravas y arenas) en la llanura aluvial son:

1. las barras de meandros que representan la carga más gruesa del flujo del río y las cuales forman los límites de los recodos.
2. el fondo del lecho en cuyo caso serían las responsables de la formación de una red compleja de canales divergentes y convergentes conocida como 'anastomosada'.

Asimismo es importante considerar que los clastos de ambientes fluviales suelen estar retrabajados, lo que significa que pese a que el material a veces se deposita en el lecho se recoge tiempo después por el agua, hasta depositarlo corriente abajo. Este proceso se repite hasta que la mayoría del sedimento es transportado a su nivel de base (Hugett, 2007).

#### **2.1.2. Flujos Hiperconcentrados**

Se entiende por flujo hiperconcentrado al flujo intermedio o de transición entre un flujo de escombros (debris flow) y flujos de escorrentía (Pierson y Scott, 1985). La reología de los flujos hiperconcentrados varía de comportamiento oscilando entre pseudoplásticos a newtonianos. Asimismo los límites de concentraciones en peso y volumen del material contenido varía dependiendo del autor, donde los valores van de los 35 a 80 % en peso y del 35-60 % en volumen (Pierson y Costa, 1987).

El transporte de material es por tracción, suspensión, flotación y solución, bajo regímenes tanto laminar, como turbulento; donde los agentes responsables del movimiento de las partículas son la turbulencia, la flotación y fuerzas dispersivas (Pierson y Scott, 1985) .

Al disminuir la energía de transporte, la capacidad y la velocidad del flujo decaen, por lo que la gravedad actúa, determinando la deposición del material en función a sus pesos. Los depósitos que se forman se dividen en varias secciones: a) parte proximal, donde se ubican las partículas más pesadas b) parte distal, donde se observan partículas más ligeras (Smith y Lowe, 1991).

Los flujos hiperconcentrados alcanzan velocidades mayores a los flujos de escombros, sin embargo, los primeros tienen una alta capacidad de incorporar o perder agua o sedimento (Fig. 2.1). Por este motivo, es fácil que se conviertan tanto en flujos de escombros mediante la incorporación de material, o bien, que se transformen en flujos de escorrentía si adquieren mayor volumen de agua (Smith y Fritz, 1989; Rodolfo, 1989; Smith y Lowe, 1991) aunque también si existe una deposición gradual de las partículas en carga el flujo de escombros se diluye (Smith y Fritz, 1989; Rodolfo, 1989; Smith y Lowe, 1991; Iverson et al., 1998; Vallance y Scott, 1997; Iverson y Vallance, 2001).

Al atravesar el terreno, habitualmente forman pequeños canales en forma de V. En las paredes y el lecho se visualizan marcas de impacto provocadas por partículas en saltación dentro del flujo (Muñoz-Salinas, 2007).

En los márgenes del canal, se distinguen partículas grandes soportadas por una matriz llamadas bermas de bloques o ‘boulder berms’. Hay dos hipótesis acerca del origen de estos depósitos: a) la caída de bloques desde laderas del canal al flujo y b) que se produzcan por macroturbulencias puntuales que soporten estos clastos de gran tamaño (Muñoz-Salinas, 2007).

La generación de flujos hiperconcentrados ocurre por ejemplo, tras un periodo de lluvias prolongadas, el agua se canaliza en los drenajes del volcán erosionando el material inconsolidado del cauce del río o de depósitos piroclásticos recientes. Estos flujos hiperconcentrados adquieren mayor cantidad de sedimento a su paso y se convierten en flujos de escombros o se diluyen, depositando a su paso el sedimento que acumularon previamente.





**Figura 2.1:** Ejemplo de flujo hiperconcentrado en Río Sacobia 1993 (tomada de Pierson en USGS, [http : //pubs.usgs.gov](http://pubs.usgs.gov), 2015)

## **Depósitos de Flujos Hiperconcentrados**

Los depósitos tienen varios metros de espesor, aunque en terreno abierto suelen ser más delgados. Son masivos con estratificación plana débil y gruesa, con ligera gradación de normal a inversa, causada por la turbulencia del flujo (Pierson y Scott, 1985; Smith y Lowe, 1991; Vallance, 2000). Tienen buena clasificación de clastos por lo que son depósitos unimodales (Thouret et al., 1998) en cualquiera de los tamaños (arena, limo o arcilla) aunque suelen ser ricos en arenas. Poseen una fuerte imbricación y orientación del eje mayor en paralelo al flujo. Se observan lentes de fragmentos pequeños (tamaño grava), superficies estratificadas de materia orgánica y pómez, marcas de arrastre, estructuras de escape de agua y en algunos casos estratificación cruzada (Pierson y Scott, 1985, 1999) (Smith y Lowe, 1991; Vallance, 2000; Thouret et al., 1998; Guarín et al., 2004).

### **2.1.3. Flujos de escombros**

Son fluidos granulares muy densos, debido a que poseen concentraciones de 80 % en peso y al 60 % en volumen según Beverage y Culbertson (1964) y Pierson y Costa (1987).

Los clastos son soportados dentro del flujo por cohesión, fuerzas dispersivas, flotabilidad, turbulencia y choques entre partículas. Este último proceso tiene lugar en concentraciones mayores a 60 % que es cuando a la mezcla de agua y sedimento se le denomina flujo plástico (Ui, 1983; Costa, 1984).

Los flujos de escombros ofrecen mucha más resistencia al movimiento que los flujos hiperconcentrados.



**Figura 2.2:** Ejemplo de Debris Flow en el Parque Nacional de las M. Rocallosas en 1982 (tomado de Colorado Geological Survey, [http : //coloradogeologicalsurvey.org](http://coloradogeologicalsurvey.org), 2015)

trados, sobretodo en los puntos de contacto con el cauce del canal (Dávila-Hernández, 2007). Por lo general, siguen un régimen de flujo laminar y transportan el material sólido por suspensión (Pierson y Scott, 1985). La deposición de este sedimento es por grandes volúmenes, por esta razón es frecuente encontrar derrubios del mismo peso en las secciones iniciales y finales del lahar (Fig. 2.2). Las velocidades que alcanzan también son mayores a los flujos hiperconcentrados (Muñoz-Salinas, 2007).

### Depósitos de Flujos de escombros

Los flujos de escombros producen canales en forma de V y sus depósitos adoptan la morfología de lóbulos con frentes y márgenes escarpados con espesores de varios metros. Su estructura interna es masiva, con material de diferentes tamaños que son gruesos y están soportados por una matriz de grano más fino. Poseen una gradación de inversa a normal y existe imbricación en clastos en paralelo a la dirección del flujo (Pierson y Scott, 1985; Smith y Lowe, 1991; Vallance, 2000). En esta matriz se han encontrado microvesículas, estructuras de escape de agua, cementación o endurecimiento. La distribución de grano va desde unimodal, bimodal a polimodal, siendo más frecuente presentar dos modas, una en la fracción líquida (compuesta por agua y material fino) y otra en la fracción sólida que es el material grueso (Thouret et al., 1998; Giordano et al., 2002; Smith y Lowe, 1991; Vallance y Scott, 1997; Muñoz-Salinas, 2007).

En las paredes de los canales en V, por donde discurren los flujos de escombros, se distinguen montículos de material fino y grueso, paralelos al flujo, estos son llamados leveés. Los leveés son el resultado de la combinación entre una alta viscosidad del flujo y la resistencia respecto al canal

(Dávila-Hernández, 2007).

Adicionalmente, los flujos de escombros son subdivididos en cohesivos y no cohesivos. Esto depende de la proporción de la fracción de tamaño arcilla respecto al total de arena, limo y arcilla dentro de la matriz. Todas estas características son de suma importancia pues determinan el origen, reología, velocidad, distancia del recorrido y la capacidad para incorporar agua o material en el flujo (Vallance y Scott, 1997).

## **2.2. Procesos de remoción en masa (PRM)**

Otro tipo de mecanismos erosivos que se presentan en la barranca son los procesos de ladera o de remoción en masa (PRM). Se definen como aquellos movimientos que desplazan masas de suelo, detritos y rocas de declives montañosos hacia abajo, impulsados por su peso, como efecto de la gravedad. No domina ningún agente fluido de transporte, aunque en algunas ocasiones contienen cantidades mínimas de agua, aire o hielo, sin embargo están por debajo del 20 %, dominando entonces las fuerzas dispersivas (de Pedraza Gilsanz, 1996; Garnica-Peña, 2003; Alcántara Ayala, 2000).

Cruden y Varnes (1996) dividen las causas de procesos de ladera en geológicas, físicas, morfológicas y antropogénicas (**Tabla 2.2**).

De acuerdo a la clasificación utilizada para el proyecto EPOCH (The Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community) de 1993, los procesos de remoción en masa se separan en: caídas, vuelcos o desplomes, expansiones laterales, flujos, deslizamientos y complejos. Pese a ser observados en campo diversos tipos de PRM, para los propósitos de la tesis, únicamente los deslizamientos se detallarán a continuación.

### **2.2.1. Deslizamientos**

Skempton y Hutchinson (1969) lo definen como un movimiento ladera abajo de material (suelos, detritos o rocas) sobre una o más superficies donde se produce un cizallamiento o corte, en los límites de la masa desplazada. La superficie de ruptura determina el tipo de deslizamiento que se

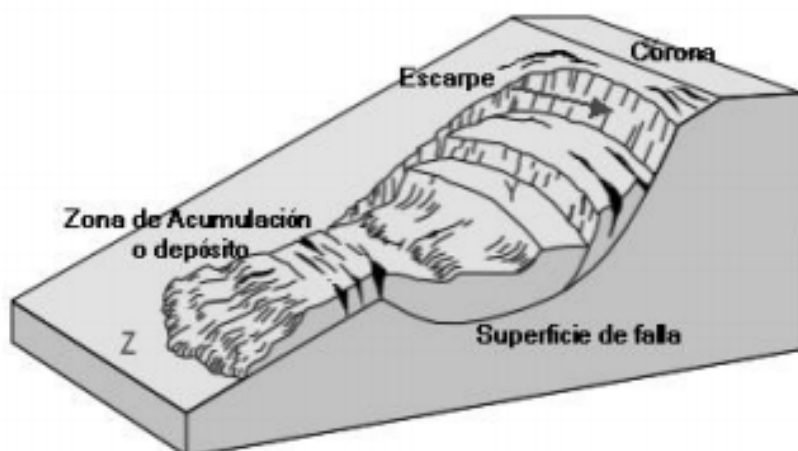
| Geológicas   | Físicas                             | Morfológicas                                  | Antropogénicas                         |
|--|-------------------------------------|---|--|
| Materiales débiles   | Precipitación intensa               | Levantamientos tectónicos o volcánicos        | Excavación de laderas o pie de laderas |
| Sensibles  | Fusión hielo/nieve                  |   |  |
| Intemperizados   | Precipitación extraordinaria        | Erosión fluvial al pie de laderas             | Incremento de peso en laderas          |
| Sujetos a cizalla  | Sismos                              | Erosión glacial                               | Deforestación                          |
| Con fisuras y diaclasas  | Erupciones volcánicas               | Erosión glacial al pie de laderas             | Desecación de cuerpos de agua          |
| Discontinuidades Estructurales   | Gelifracción                        | Erosión subterránea                           | Irrigación                             |
| Discontinuidades orientadas adversamente (planos de inclinación, etc). | Expansión e hidratación de arcillas | Remoción de la vegetación (incendios sequías) | Actividad Minera                       |
| Materiales de diferente plasticidad                                    |                                     |   | Vibraciones artificiales               |
| Permeabilidad contrastante   |                                     | Erosión marina en acantilados                 |  |
|  |                                     | Erosión en márgenes laterales                 |  |

Tabla 2.2: Causas de procesos de ladera

originará, razón por la que las superficies curvas y cóncavas se asocian a deslizamientos rotacionales, las superficies de ruptura semiplana u onduladas a los movimientos translacionales y las superficies planas a deslizamientos planos (Alcántara Ayala, 2000).

Estos procesos suceden principalmente en contactos de rocas inclinadas con la misma dirección que la pendiente, la cual suele ser mayor a los 15° (Lugo-Hubp, 1989). Para que se genere un deslizamiento las fuerzas de peso y carga externa deben ser mayores a las fuerzas resistentes tales como la cohesión y la fricción (Giani, 1992; Gaziev, 2003).

A pesar de que se consideran eventos rápidos la velocidad del deslizamiento suele ser menor a la de una caída o desprendimiento, aunque el volumen de material desplazado generalmente es mayor. Asimismo, la deformación de la masa de material removido, llega a ser menor que en los otros tipos de procesos. La primera señal de movimiento es la aparición de grietas de tensión en la corona o cabeza de la ladera principal o en laderas secundarias. Posteriormente se produce un área superior de hundimiento y otra inferior de deslizamiento, formándose flujos por debajo del pie de la ladera (Lugo-Hubp, 1989; Alcántara Ayala, 2000).

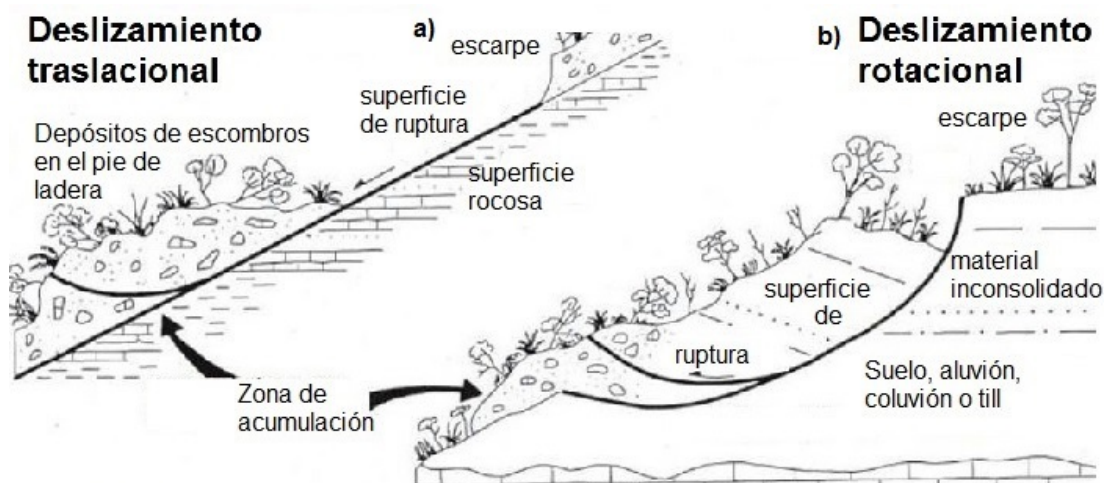


**Figura 2.3:** Diagrama deslizamiento (tomado de Alcántara-Ayala, 2001)

A grandes rasgos, los principales indicadores de estos fenómenos son la corona dejada por encima del plano de deslizamiento, el escarpe por debajo de la corona que separa el material desplazado de su posición original y el pie del deslizamiento situado bajo la ladera. Estas zonas de acumulación adoptan ciertas formas acumulativas tales como lenguas, conos o bloques caóticos que se identifican con cierta facilidad y puede determinarse sencillamente la ladera de la cual provienen (Fig. 2.3) (Ochoa-Tejeda, 2004).

- Rotacionales

Son movimientos rotatorios que poseen un eje paralelo a la ladera y que viajan sobre una superficie de falla cóncava o curva. El proceso inicia con una ruptura en el suelo o roca, la masa se desliza y agrieta, después empieza a rotar y se divide en bloques de menor tamaño mientras se traslada ladera abajo (Alcántara Ayala, 2000), la velocidad y alcance es muy variable (Alcántara-Ayala et al., 2001). Se desarrollan en sustratos rocosos con discontinuidades (asociadas a fallas lítricas) o fuertemente alterados que los fragmenta en detritos y suelos (Hoek y Bray, 1996; Herrera, 2002) o bien en suelos arcillosos blandos (Mendoza López et al., 2002). La falla cóncava adopta las formas circulares, semicirculares, o de cuchara. En la parte superior del deslizamiento los materiales tienen una inclinación hacia atrás, el escarpe principal es vertical. La masa removida se agrupa ladera abajo y presenta una ligera deformación interna (Fig. 2.4), por lo que se les distingue de los flujos (Buma y Van Asch, 1996). Habitualmente la corona



**Figura 2.4:** a) y b) esquemas de deslizamientos (modificado de [http://kgs.uky.edu/kgsmap/helpfiles/landslide\\_help.shtm](http://kgs.uky.edu/kgsmap/helpfiles/landslide_help.shtm))

exhibe posteriormente un retroceso progresivo (Galindo-Serrano, 2013).

- **Traslacionales**

Son movimientos que acarrear masa de suelo o roca a lo largo de una superficie semiplana u ondulada sin que ocurra rotación en el material. Son desplazamientos someros, generalmente ocurren sobre planos de debilidad de formaciones rocosas como discontinuidades (juntas de enfriamiento, planos de estratificación, fallas tectónicas) o sino, en rocas que enfrentan diversos mecanismos de meteorización (Fig. 2.4) y suelos granulares (Mendoza López et al., 2002).

Para que se inicie el proceso es necesario que la discontinuidad o la línea de intersección surja en el frente del talud (Carlos-Valerio, 2010). Se subdividen según su etapa de movimiento: en deslizamientos de roca en bloque, deslizamiento de derrubio en bloque y deslizamiento traslacional de suelos (Ochoa-Tejeda, 2004).

## 2.3. Procesos Erosivos Glaciares

Si bien actualmente no existen procesos glaciares en la zona de estudio, Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo (2006) han señalado las evidencias de flujo glaciar en la barranca y que han quedado sobre el sustrato o que se encuentran en forma de depósitos tales como las morrenas. En este apartado se detallarán los procesos erosivos glaciares y los depósitos glaciares de nuestro interés, las morrenas.

### **2.3.1. Flujo y erosión glaciár**

Existen diferentes mecanismos que propician el flujo glaciár, sin embargo, la deformación basal que consiste en un movimiento lento dado por la fricción contra el fondo rocoso, es el principal responsable de este tipo de desplazamiento. Si aumenta el peso de la masa glaciár, la presión y el punto de fusión disminuyen lo que ocasiona la liberación de agua en la parte basal que actúa como lubricante y favorece aún más el movimiento.

La masa glaciár actúa de diferentes formas en el sustrato sobre el cual se moviliza. Se reconocen tres tipos:

- Abrasión Glaciár

Es el proceso de incisión de lecho (ranuras triangulares, crecientes o '*chattermarks*') y fraccionamiento en pequeños pedazos provocados por el contacto con otras partículas de roca que se encuentran soportadas por el hielo en la base del glaciár. Producen estrías en las rocas y harina de roca (del tamaño de arcilla y limo). Es favorecido por tasas altas de deslizamiento, lechos de dureza baja, molienda fuerte de fragmentos grandes de roca, fusión de hielo basal e incorporación de escombros angulares por contacto con lecho, remoción de harina de roca o '*flour of rock*' y adelgazamiento del hielo. Si la carga del glaciár contiene grandes clastos de roca, producen arañazos y surcos en el lecho de la roca que se llaman estrías glaciares, ellos nos indican la dirección del flujo del hielo (Selby, 1985).

- Remoción glaciár

Cuando un glaciár fluye sobre una superficie fracturada, del lecho, ablanda y remueve bloques de roca que incorpora en su flujo. El agua de fusión basal, penetra las grietas y diaclasas del lecho, y se expande, que resulta en el levantamiento de rocas del sustrato. Así los sedimentos de todos tamaños se unen al glaciár. La carga rocosa del glaciár se desliza sobre el lecho, por lo que alisa y pule la superficie de la base. La roca pulverizada se denomina harina de roca, a veces, el agua de fusión se mezcla con esta de tal forma que se vuelve grisácea por la alta concentración que tiene en sedimento (Bennett y Glasser, 2006).

- Erosión por fusión parcial glaciár

Son los procesos dados por la interacción entre agua y roca fragmentada. El principal mecanismo es la erosión mecánica. La cual se centra en las propiedades del sedimento en el transporte, las propiedades del flujo y las propiedades del canal (Bennett y Glasser, 2006).

### 2.3.2. Depósitos glaciares

Se entiende por derrubios glaciares a todos los sedimentos de origen glaciar sin importar su fuente, proceso o mecanismo de deposición. Se distinguen por su poca o ninguna meteorización química. Este sedimento se divide en:

- derrubios estratificados- detritos dejados por el agua de fusión del glaciar.
- Till- material depositado directamente por el glaciar

Las formas del till son mezclas con granos de diversos tamaños, poco seleccionados, habiendo fragmentos de roca arañados y pulidos. También se encuentran grandes bloques rocosos llamados erráticos glaciares (Selby, 1985).

Las formas del till son variadas, sin embargo nos enfocaremos en las morrenas para los propósitos de este trabajo.

### Morrenas

Son depósitos de till producidos por ablación glaciar. Es decir, son formas glaciares compuestas por fragmentos de roca angulosas, facetadas (aristas bien marcadas), estriadas y con microfracturas (Krinsley y Donahue, 1968) resultado de la abrasión glaciar en la base o gelifracción en las laderas. Están poco clasificadas, por lo que hay una gran variedad de tamaños de clastos, generalmente consiste en bloques, guijarros y guijos (siguiendo la clasificación Udden-Wentworth), con matriz intersticial de arena, limo y arcilla (Boggs, 2006). Estos depósitos generalmente están caracterizados por poseer una distribución bimodal en el tamaño de grano, donde los guijarros predominan en la fracción más gruesa (Easterbrook, 1982).



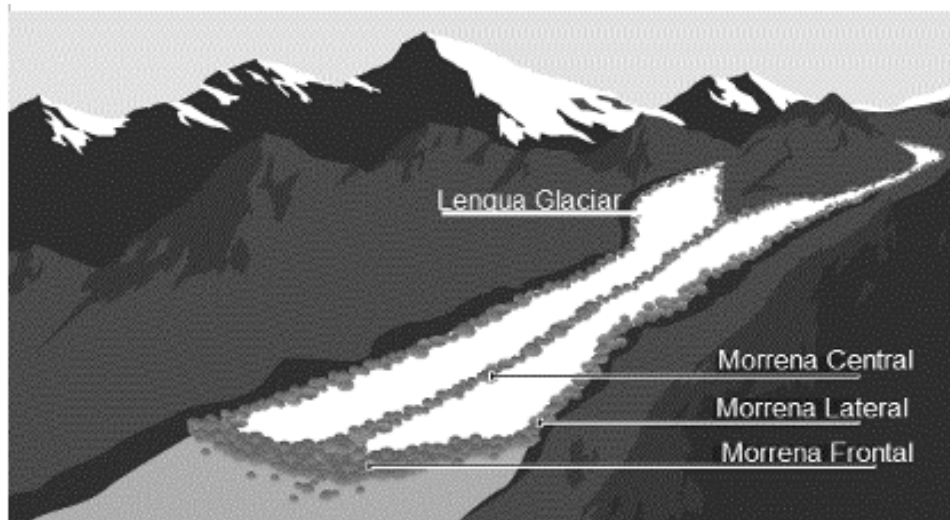
Son usualmente depósitos masivos y no poseen estratificación. Además están compuestos por materiales de diversas fuentes y de diferentes tipos de rocas, por ello, la composición de clastos es muy variada. Las partículas como guijarros y guijos tienden a ser elongadas y alineadas a la dirección de flujo dominante (Selby, 1985), ya que su eje mayor se encuentra paralelo a la dirección de avance glaciar. Además están incipientemente imbricados, con los ejes mayores inclinados hacia corriente arriba (Boggs, 2006). Del mismo modo, las arenas y limos son angulares o subangulares. Si los guijarros y guijos son redondeados provienen del lecho fueron incorporados por el hielo y si existe mucho limo en un depósito glaciar es probable que fuese producido por abrasión glaciar y molienda,

Otra característica importante de los derrubios es la meteorización química es muy baja o nula, por esto, la composición mineral de los clastos no varía mucho de la roca de origen, de esta forma las plagioclasas y hornblendas no suelen ser alteradas y tienden a ser abundantes en los depósitos (Nichols, 2009).

Si los guijarros y guijos son redondeados provienen del lecho y fueron incorporados por el hielo. Las arenas y limos son angulares o subangulares, si existe mucho limo en un depósito glaciar es producido por abrasión glaciar y molienda.

Hay diferentes tipos de morrenas, los cuales se denominan según su posición respecto al glaciar (Fig. 2.5). Éstos son:

- Frontales o terminales: se localizan al frente de la lengua del glaciar, son montículos alargados y redondeados que poseen una dirección perpendicular a la del flujo glaciar y que marcan los límites extensionales del hielo. Se suelen formar cuando el sedimento es transportado a los márgenes de un glaciar que se detiene y se funde (Boulton, 1978).
- Laterales: son crestas paralelas al flujo del glaciar, formadas por el material que se desprende de las paredes del valle atravesado y que se acumula en los márgenes del hielo en movimiento, si el hielo se derrite, el material se deposita en las laderas del valle (Ehlers y Gibbard, 1996).
- Centrales: son los depósitos formados por la intersección de dos morrenas laterales. En la base de muchas morrenas medias creadas por la convergencia de lenguas glaciares, los bloques muestran



**Figura 2.5:** Diagrama de morrenas (modificado de imagen de BBC, <http://www.bbc.co.uk/>, 2015)

signos de desgaste por tracción basal y una distribución de tamaños de grano característica. En las zonas aledañas a las morrenas medias, las líneas de flujo son paralelas al lecho y los escombros están enterrados en la zona basal (Boulton, 1978).

- De fondo: son los depósitos que se forman en el lecho por el cual el glaciar viaja. Son detritos sin ninguna morfología característica. Son ligeramente ondulados y de clastos finos y pequeños (Ritter, 1982).

# Metodología

---

## 3.1. Metodología integral

En esta tesis se propone el estudio de los procesos erosivos y de transporte de sedimentos mediante la integración de cuatro métodos diferentes: (1) cartografía geomorfológica, (2) análisis texturales, (3) luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) y (4) dendrogeomorfología.

Cada método se implementó de manera independiente siguiendo las siguientes fases (Fig. 3.1): (A) trabajo de campo, (B) análisis de laboratorio y (C) procesamiento de datos en gabinete. Finalmente, los resultados de los cuatro métodos se discutieron y se relacionaron a los procesos erosivos y de transporte de sedimentos en la barranca de Nexpayantla formulando posteriormente las conclusiones de la investigación.

La fase de trabajo de campo se realizó en 4 campañas de un día en los siguientes meses y años: octubre de 2013, marzo de 2014, abril de 2014 y junio de 2014. Durante el trabajo de campo se reconocieron unidades geomorfológicas, se tomaron muestras para análisis texturales, se extrajeron muestras para OSL y núcleos de árboles localizados en el lecho activo de la barranca de Nexpayantla en su tramo medio.

En la fase de laboratorio, se interpretaron de imágenes aéreas y de Google Earth para la delimita-

ción de unidades geomorfológicas, se tamizaron las muestras que se tomaron para análisis texturales, se estimularon las muestras de OSL con el lector portátil de luminiscencia, de igual modo se montaron y pulieron los núcleos de los árboles para su futuro análisis.

En la fase de gabinete: 1) se elaboró la cartografía geomorfológica usando un software para el manejo de información geográfica, 2) se graficaron los resultados de los pesos tamizados de los análisis texturales, 3) se graficaron los valores de luminiscencia obtenidos de los depósitos analizados con el lector de OSL 4) se fecharon los anillos perturbados de los núcleos de madera de los árboles colectados en la barranca.

Asimismo la metodología integral se complementó con la búsqueda y consulta de bibliografía referente a los procesos vistos en campo y a la zona de estudio.

En los siguientes apartados, se explica con detalle en qué consiste cada uno de los métodos empleados, se hace referencia a cuál es la importancia de su uso en esta tesis, cuáles son sus limitaciones y cuáles fueron los pasos llevados a cabo para su implementación en la presente investigación.

## **3.2. Cartografía Geomorfológica**

La cartografía es la rama del conocimiento que se encarga de la concepción, producción, difusión y estudio de los mapas (Hansen-Albites, 2008). De esta forma, mediante la cartografía geomorfológica se obtienen mapas que describen al relieve. La elaboración de mapas geomorfológicos nos permite conocer el territorio, pues facilita la identificación y visualización de depósitos que comprenden el área de estudio y también brinda información relevante sobre los procesos que alteran el área.

En este trabajo fue utilizada para conocer las unidades geomorfológicas que componen a la barranca de Nexpayantla en su sector medio y su distribución, detallando especialmente la región cercana al lecho plano.

METODOLOGÍA INTEGRAL PARA EL ESTUDIO DE PROCESOS EROSIVOS Y DE TRANSPORTE EN LA BARRANCA DE NEXPAYANTLA (VOLCÁN POPOCATÉPETL)

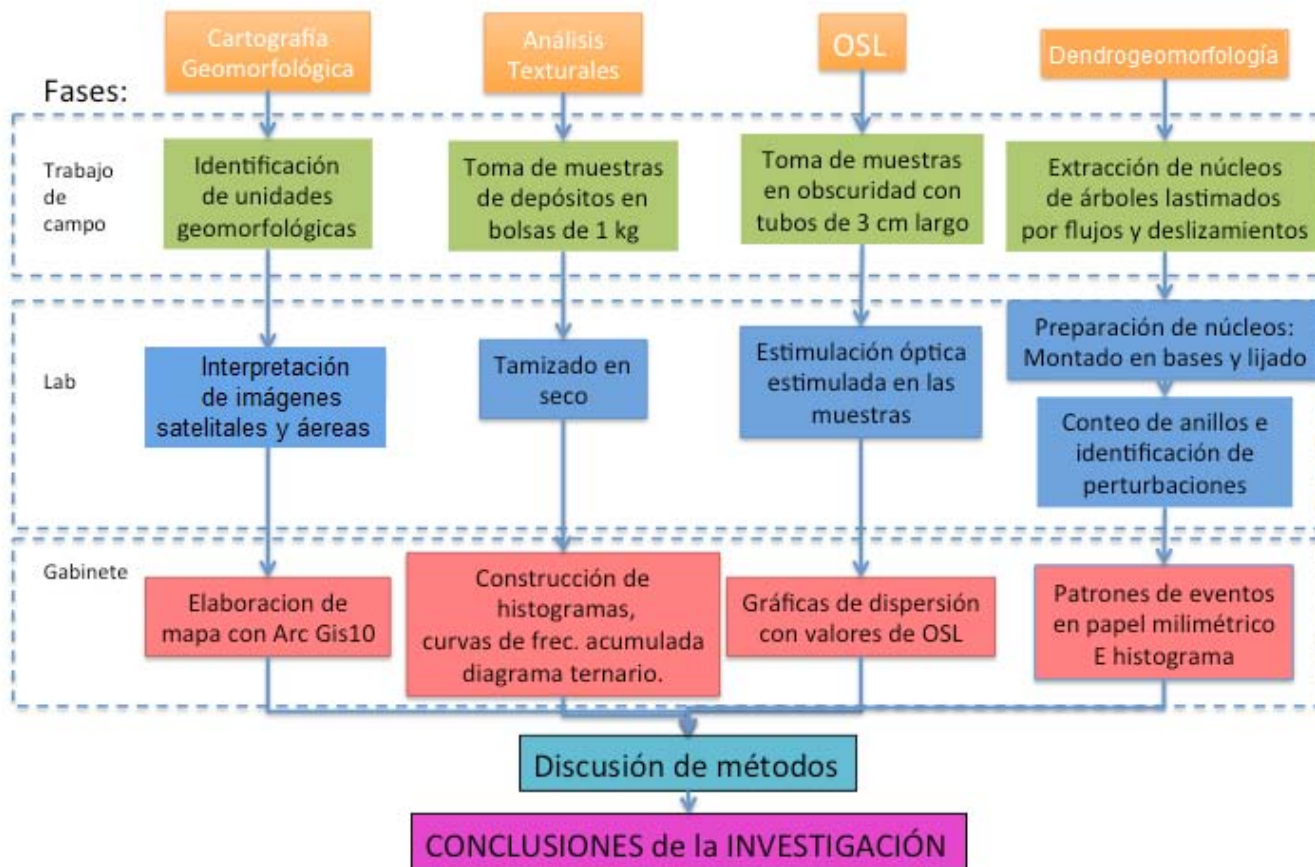


Figura 3.1: Esquema de metodología integral propuesta

### Interpretación de imágenes

La interpretación de imágenes es un método de investigación que utiliza técnicas de análisis físico-espacial sobre imágenes de la superficie terrestre que están tomadas mediante vuelos aéreos o satélites espaciales. Nos proporciona información cualitativa y cuantitativa de los espacios, la cual permite conocer el patrón de comportamiento diferencial de la estructura y volumetría, clasificando los sectores mediante códigos (usualmente simbología cartográfica) para organizar y sistematizar la información de acuerdo a los intereses del usuario (Enciso-González, 1998; Peregrino-García, 1998).

Dependiendo del nivel de aproximación y de precisión deseados en cada estudio, se elige el tipo de material que se utilizará: fotografías aéreas, satelitales, así como cartas o planos, ortofotos, ampli-

ficaciones y mosaicos (Enciso-González, 1998). Por ello es esencial determinar la escala a la cual se trabajará, pues a partir de ello, se definirá el tipo de material con el cual se analizará la zona.

### 3.2.1. Importancia del método

Es un método muy común en la rama de las ciencias de la tierra, debido a que permite analizar zonas de estudio de extensiones mucho mayores y de poca accesibilidad. Asimismo es utilizado para diversos fines, ya sea de mantenimiento, conservación o exploración de recursos naturales o artificiales. Además los productos de la cartografía geomorfológica tienen un gran impacto pues sirven de base para elaborar normas (por ejemplo de construcción o de uso de suelo), son fundamentales para calcular zonas de susceptibilidad a procesos naturales y establecer medidas de prevención adecuadas (Galván-García, 2012) La interpretación de imágenes es una herramienta muy empleada en la cartografía geomorfológica pues economiza tiempo y esfuerzo al facilitar la planeación de los puntos de muestreo y acceso a la zona. Por esto, también reduce costos. Adicionalmente, resulta un método único que permite manipular y expresar en otros formatos la información contenida en las imágenes (Peregrino-García, 1998).

### 3.2.2. Limitaciones del método

Los mapas presentan información selectiva, generalizada y simbolizada, lo que da origen a diferentes situaciones según Hansen-Albites (2008):

- Siendo selectiva, la información mostrada es discriminada y sólo aparece aquella necesaria e importante para los propósitos del estudio. Es decir, los mapas tienen limitantes en cuanto a la cantidad de información que se despliega en ellos, lo que depende en gran medida, sobre el diseño del mapa.
- Al ser generalizada nos referimos a que la información será limitada por la escala, es decir que los detalles y formas reales son imposibles de reproducir con toda fidelidad en una misma escala, por esto se generaliza. Así, la escala debe estar determinada por el objeto de estudio, sacrificando los pormenores de formas secundarias o complementarias.

- Finalmente el utilizar símbolos lo cual aporta ciertos inconvenientes, pues por motivos de presentación, interpretabilidad y uniformidad todos aquellos detalles que tienen características semejantes aunque posean diferencias individuales menores (en forma y dimensiones) son englobados en la misma categoría, representada por un símbolo.

Para la interpretación de imágenes, de igual modo es necesario un conocimiento previo de la zona y cotejo con datos colectados en campo. En donde se requiere también, de un equipo de trabajo compuesto por especialistas en diferentes disciplinas que recorran y caractericen la zona de estudio. Al utilizar imágenes satelitales y aéreas deben preferirse fotografías que no contengan errores (ruido), manchas o nubes espesas.

### 3.2.3. Pasos llevados a cabo

En la tesis se siguió el procedimiento propuesto por Espinosa-Miranda (1972) para realizar un mapa utilizando la interpretación de imágenes:

- Se revisó la literatura existente referida a la zona de estudio, tales como los mapas geomorfológicos creados por Franco-Ramos (2009) y Espinosa-Pereña y Martín del Pozzo (2006).
- Se eligió una imagen de Google Earth como mapa base la cual fue obtenida en mayo de 2015 para la sección media de la barranca, donde los límites fueron establecidos por los puntos de muestreo. El área es de aproximadamente 2.63 km<sup>2</sup>.
- Se consultaron fotografías aéreas del portal de ortofotos de INEGI, para obtener una visión general del terreno. También se consultaron las imágenes de Google Earth, esto como medida de apoyo para zonas de difícil interpretación.
- Utilizando la información del mapa de Franco-Ramos (2005) y comparando con el mapa base y el modelo de elevación (DEM) cuya resolución es de 3.3 m, se delimitaron e identificaron las geoformas de la barranca. Adicionalmente se hicieron cambios en la paleta de colores de la simbología aplicada por Franco-Ramos (2005).
- Finalmente se complementaron las unidades con las anotaciones hechas en campo y la información adquirida en la revisión bibliográfica.

### 3.3. Análisis Texturales

Es un método fundamental en estudios de sedimentología, consiste en clasificar los tamaños de los clastos contenidos en una muestra de sedimento por diversas técnicas como es el tamizado en seco. Este método se utilizó para caracterizar cada depósito muestreado, no obstante también sirvió para complementar las anotaciones en campo y facilitar el mapeo de las geoformas de este sector.

El principio sobre el cual se sustenta este método es que toda muestra de sedimento está compuesta por un conjunto de subpoblaciones de tamaños de grano, en donde la proporción entre las subpoblaciones está determinada por el modo de transporte del material. Estas proporciones serán identificadas gracias a la construcción de gráficos como histogramas, curvas de frecuencia y curvas de frecuencia acumulada que se tratarán más adelante. Para nombrar y distinguir los diferentes tamaños de clastos de una muestra, se utiliza la siguiente tabla de clasificación de Udden-Wentworth (**Tabla 3.1**).

#### Tamizado en seco

La medición del tamaño de grano se realiza mediante diferentes procesos dependiendo del objetivo de estudio, del rango del grano y del grado de consolidación del sedimento.

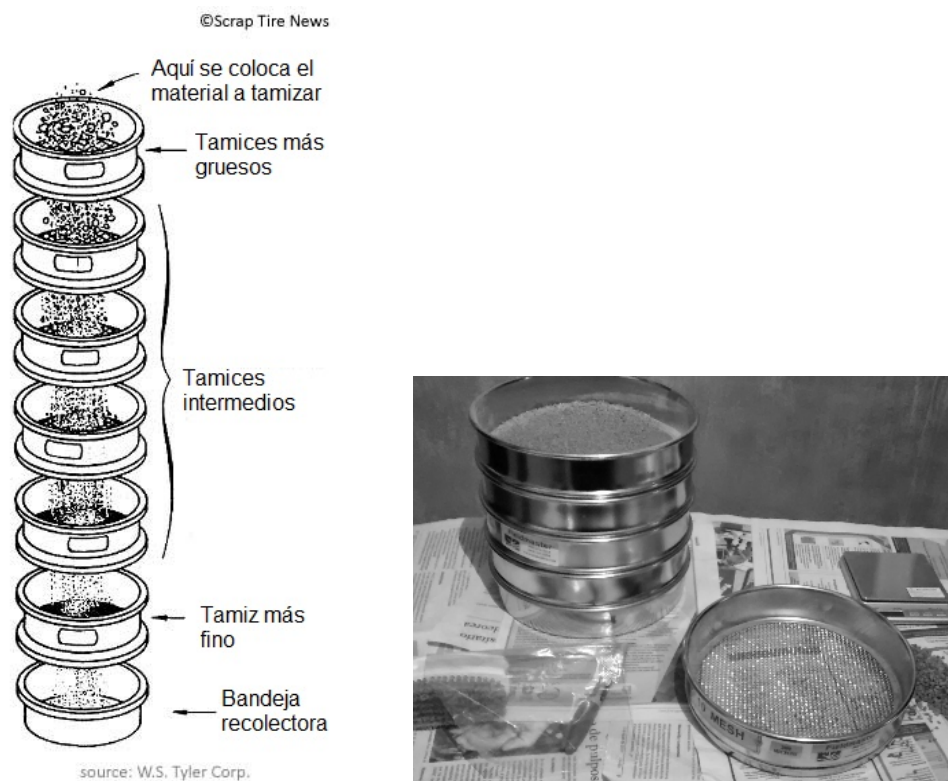
Las partículas tamaño intermedio inconsolidadas se miden usando **tamizado en seco**, es decir, se hace pasar el sedimento a través de un conjunto de tamices dispuestos en una columna, los cuales están ordenados conforme al tamaño de la malla, de forma decreciente. Debajo la malla más fina, en la parte basal de la columna de tamices, se coloca una charola que recolecta las partículas más finas (Fig. 3.2).

El proceso de tamizado permite que la muestra se separe en fracciones, las cuales están determinadas por las dimensiones de los poros de la malla (Boggs, 2006). Posteriormente se introduce este arreglo de mallas a un rotor, o bien, se agita manualmente para facilitar el paso de los clastos de manera vertical y la división por tamaños las partículas. Tras cierto tiempo de agitación se separan los tamices y se colecta el material retenido, ello con la finalidad de pesarlo. Es importante men-



| Milímetros | Phi ( $\phi$ ) | Clasificación de Udden- Wentworth |                         |
|------------|----------------|-----------------------------------|-------------------------|
|            | -20            |                                   |                         |
| 4096       | -12            | Bloque (-8 to -12 $\phi$ )        | Grava                   |
| 1024       | -10            |                                   |                         |
| 256        | -8             | Guijarro (-6 to -8 $\phi$ )       |                         |
| 64         | -6             |                                   |                         |
| 16         | -4             | Guijo (-2 to -6 $\phi$ )          |                         |
| 4          | -2             |                                   |                         |
| 3.36       | -1.75          | Gránulo                           |                         |
| 2.83       | -1.50          |                                   |                         |
| 2.38       | -1.25          |                                   |                         |
| 2.00       | -1.00          |                                   |                         |
| 1.68       | -0.75          |                                   | Arena                   |
| 1.41       | -0.50          | Arena muy gruesa                  |                         |
| 1.19       | -0.25          |                                   |                         |
| 1.00       | -0.00          |                                   |                         |
| 0.84       | 0.25           |                                   |                         |
| 0.71       | 0.50           | Arena gruesa                      |                         |
| 0.59       | 0.75           |                                   |                         |
| 1/2        | 1.00           |                                   |                         |
| 0.42       | 1.25           |                                   |                         |
| 0.35       | 1.50           | Arena media                       |                         |
| 0.30       | 1.75           |                                   | Lodo (Arcillas y limos) |
| 1/4        | 2.00           |                                   |                         |
| 0.210      | 2.25           |                                   |                         |
| 0.177      | 2.50           | Arena fina                        |                         |
| 0.149      | 2.75           |                                   |                         |
| 1/8        | 3.00           |                                   |                         |
| 0.105      | 3.25           |                                   |                         |
| 0.088      | 3.50           | Arena muy fina                    |                         |
| 0.074      | 3.75           |                                   |                         |
| 1/16       | 4.00           |                                   |                         |
| 0.0530     | 4.25           |                                   |                         |
| 0.0440     | 4.50           | Limo grueso                       |                         |
| 0.0370     | 4.75           |                                   |                         |
| 1/32       | 5              | Limo medio                        |                         |
| 1/64       | 6              | Limo fino                         |                         |
| 1/128      | 7              | Limo muy fino                     |                         |
| 1/256      | 8              |                                   |                         |
| 0.0020     | 9              |                                   |                         |
| 0.00098    | 10             |                                   |                         |
| 0.00049    | 11             | Arcilla                           |                         |
| 0.00024    | 12             |                                   |                         |
| 0.00012    | 13             |                                   |                         |
| 0.00006    | 14             |                                   |                         |

Tabla 3.1: Tabla de escala Udden-Wentworth



**Figura 3.2:** A) Diagrama de columna de tamices (modificado de Scrap Tire News, <http://www.scraptirenews.com>; B) Fotografía de mesa de trabajo con tamices, balanza, cepillo, bolsas de plástico y marcador

cionar que el sedimento atrapado en la malla debe retirarse con un cepillo e incluirse en la fracción correspondiente a la malla.

Se registran los pesos de cada fracción y se reportan los datos obtenidos en diferentes tipos de gráficas: histogramas, curvas acumulativas y curvas de frecuencias. Asimismo para clasificar el tipo de sedimento colectado se hacen diagramas ternarios que siguen la nomenclatura de (Folk, 1974).

**Histogramas:** Son gráficos de barras donde se compara en el eje horizontal el tamaño de grano (de forma decreciente) y en el eje vertical el porcentaje en peso del sedimento en cada una de las clases (peso en %). Usualmente tienen la forma de un rectángulo. Son de gran ayuda para comparar los valores de frecuencia de tamaños de grano, conocer la distribución en la muestra y nos permite estimar los valores de la moda gráfica y la mediana. Todo ello nos informa acerca del material y el ambiente en el que se produjeron los depósitos (Folk, 1974).

**Curvas de frecuencia:** Son curvas suavizadas que muestran la variación del porcentaje en peso como una función continua del tamaño de grano. Representan el límite de un histograma siguiendo el intervalo de clase hasta cero (Lindholm, 1987).

**Curvas de frecuencia acumulada:** Son aquellas donde el eje de las abscisas es determinado por el tamaño de grano y en el eje de las ordenadas se encuentra el porcentaje en peso con una escala de 0 a 100 %. La escala puede ser aritmética ordinaria o bien una escala de probabilidad, para las cuales se obtendrá una curva tipo S o una línea recta en sedimentos con distribución normal, respectivamente. En estas gráficas se acumula el valor obtenido en la fracción o fracciones anteriores al tamaño a representar. Así, si se comienza desde la fracción más fina y se termina con la más gruesa, el peso de la primera fracción que se grafique se acumula a la siguiente y así sucesivamente, hasta que la fracción más gruesa siempre debe de sumar un total de 100 %. Las curvas acumulativas no suelen ser líneas rectas, mas bien, curvas con diversos picos que corresponden con los incrementos o decrementos de determinadas fracciones.

**Diagramas Ternarios:** Es una forma de esquematizar el tamaño del sedimento para uno o varios depósitos fue propuesto por Folk en 1954 y 1980 (Fig. 3.3) con 3 clases principales (Lindholm, 1987).

### **3.3.1. Importancia del método**

Es importante conocer los pesos del sedimento en los distintos tamaños de grano de un depósito, ya que está directamente ligado al tipo de transporte y deposición, a la distancia del movimiento, al rango de tamaños de los materiales disponibles en el proceso y a la energía aplicada al sedimento para desplazarse, la última depende de la velocidad del flujo y la turbulencia del medio (Folk, 1974). Debido a esto, nos es posible interpretar y reconstruir los ambientes de deposición y el tipo de transporte que movilizó el sedimento.

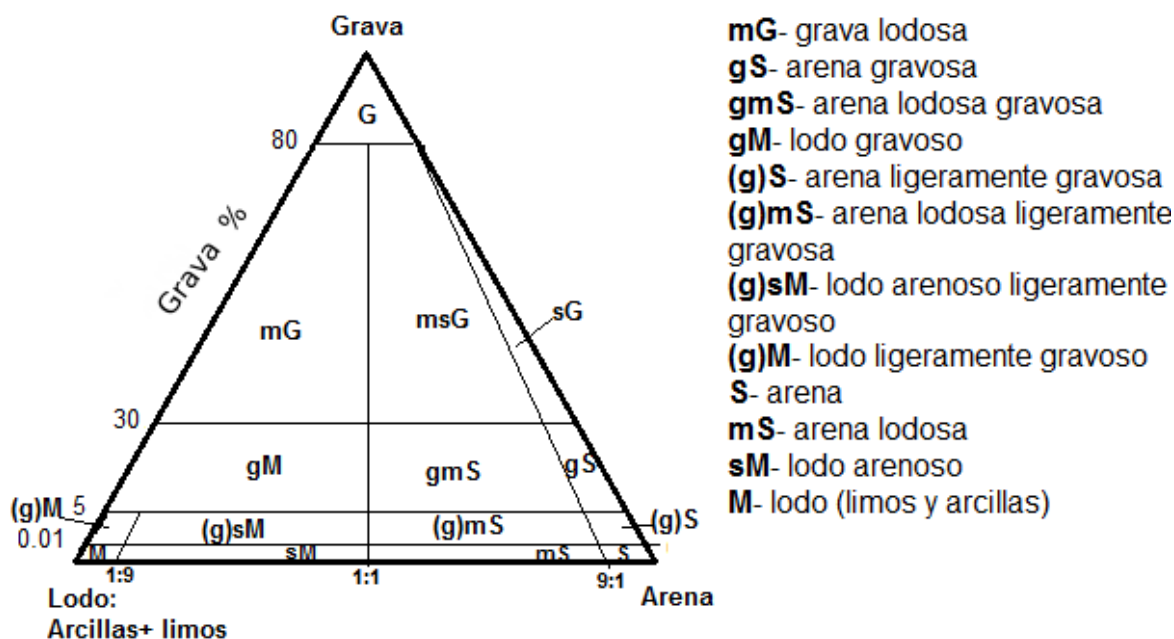


Figura 3.3: Esquema de diagrama ternario propuesto por Folk (1954) (modificado de Lindholm, 1987)

### 3.3.2. Limitaciones del método

La simplicidad de este método y la accesibilidad de los instrumentos que requiere, lo convierte en uno de los métodos más socorridos en el campo de la sedimentología. Sin embargo, existen numerosos factores que afectan la calidad de los resultados obtenidos y la precisión en su reproducibilidad, tales como:

- Tiempo de agitado, es recomendable un lapso de 10 min en muestras ricas en arenas.
- Tamaño de la muestra, no debe ser muy grande pues inhibe el paso de los granos a través de los tamices.
- Un intervalo adecuado entre tamices.
- No debe haber granos agregados.
- La cantidad de arcillas debe ser mínima.
- Se debe tener mucho cuidado al retirar el material de cada tamiz y al medirlos en la balanza.
- La malla del tamiz no debe restar rasgada, suelta o doblada.

Además el grano no es esférico, por lo que hablar de un diámetro es erróneo, lo correcto es

considerar que el tamaño de malla es la sección transversal más pequeña del grano, la cual es función de la forma y de las dimensiones absolutas. Por ellos, los granos más estrechos podrán atravesar la malla que retenga los clastos de similar masa (Lindholm, 1987).

Tras mencionar las posibles fuentes de error al tamizar, también se deben incluir los errores que se generan en el procesamiento estadístico, siendo uno de ellos, la selección de clases en las cuales se dividen las muestras.

### 3.3.3. Pasos llevados a cabo

En este trabajo, el análisis textural se hizo para la fracción media, utilizando 6 tamices y la charola ( $> 4\phi$ ,  $4\phi$ ,  $3\phi$ ,  $2\phi$ ,  $1\phi$ ,  $-1\phi$ ,  $-2\phi$ ). De este modo, se tomó 1 kg aproximadamente de muestra, se etiquetó y se registraron las características del depósito muestreado. En el laboratorio, se pasaron las muestras por la columna y se agitaron. Después se recogió el material retenido por cada tamiz y se volcó en bolsas individuales, tratando de limpiar lo mejor posible cada malla. Tras separar en diferentes bolsas, las fracciones se pesaron y se registraron los valores dados. Se procedió a realizar los diferentes gráficos mencionados anteriormente utilizando los programas de Calc (Open Office), Inkscape, R y Grapher 9.

## 3.4. Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL)

Este método fue aplicado para obtener un fechamiento relativo de los depósitos (sobretudo de los morrénicos). De forma paralela nos indica los tipos de procesos de transporte de sedimento que existen en la zona analizada a partir de la extracción y medición de la luminiscencia de distintos granos minerales de diferentes depósitos encontrados en la barranca.

La luminiscencia ópticamente estimulada (OSL, por sus siglas en inglés) se basa en los siguientes mecanismos:

- La existencia de una radiación natural que genera una acción ionizante de partículas subatómicas y que provienen de los rayos cósmicos que penetran hasta cierta profundidad los suelos (Muñoz-

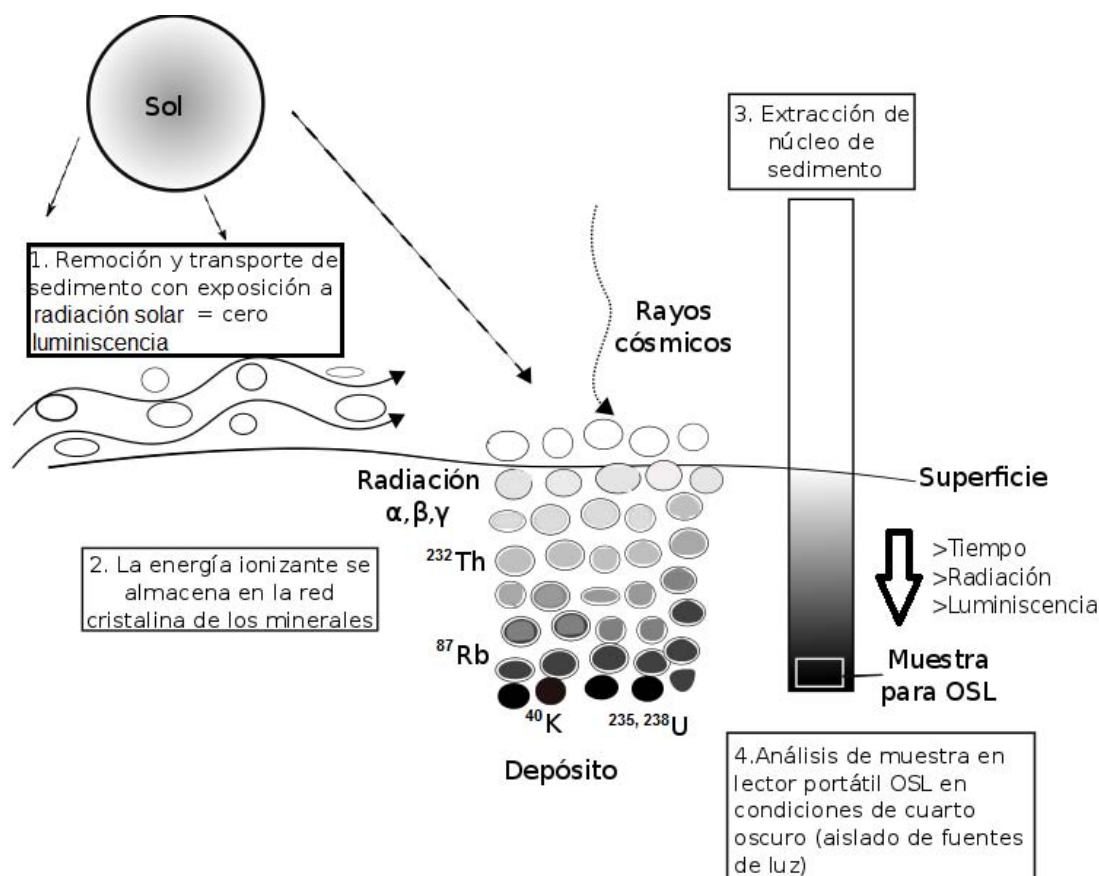
Salinas y Castillo-Rodríguez, 2014) y de los isótopos radiactivos  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{40}\text{K}$  (Fig. 3.4).

- La presencia de ciertos minerales con propiedades de semiconductor, como es el cuarzo y el feldespato, en los cuales la radiación ionizante genera que los electrones se desplacen de la banda de valencia a la de conducción. Entre estas dos capas, existe un vacío energético o ‘*gap*’ en el cual los electrones quedan atrapados en las imperfecciones de la estructura del mineral, a esto se le denomina trampas o ‘*traps*’ Huntley et al. (1985). Estas trampas pueden ser muy estables y permitir un almacenamiento de electrones por mucho tiempo.

Si a los electrones almacenados en posiciones más energéticas a su posición habitual, se les estimula con radiación electromagnética en longitudes del espectro visible o cercano, éstos regresan a su órbita anterior; o bien, en el caso de los semiconductores, vuelven a la banda de valencia. Dicho fenómeno se le denomina ‘reseteo’. A su vez, el retorno conlleva una pérdida de energía que se compensa con la emisión de fotones que producen un haz de luz, los cuales conforman las señales luminosas que provienen de los sedimentos (Aitken, 1985; Muñoz-Salinas y Castillo-Rodríguez, 2014).

Los factores que influyen en determinar la cantidad de radiación ionizante son dos, la proporción de isótopos radioactivos en el suelo y el tiempo de exposición (Aitken, 1998). A mayor tiempo de exposición del mineral a la radiación ionizante, mayor será el número de electrones almacenados en las trampas, ya que si un grano es expuesto a la luz solar en todas sus caras, por un tiempo suficiente durante su transporte, se liberarán todos los electrones de las trampas y no tendrá luminiscencia heredada de otros enterramientos cuando se deposite y se sepulte (lo que se conoce como reseteo). Si esto no ocurre, el material estará mal reseteado, pues mantendrá una herencia de luminiscencia previa, en su siguiente proceso de enterramiento.

Si la muestra de sedimento está mal reseteada, no podrá darnos una luminiscencia relacionada al tiempo de enterramiento y producirá una sobreestimación de la edad del depósito cuando se data por OSL (Duller, 2008). Sin embargo, el exceso de luminiscencia en una muestra proporciona información sobre los mecanismos de transporte de sedimento, sobretodo si ocurren rápidamente (Muñoz-Salinas et al., 2012).



**Figura 3.4:** Diagrama de técnica OSL (modificado de Mallison D., <http://core.ecu.edu/geology/mallinsond/OSL>, 2015)

La estimulación ópticamente estimulada se realiza en la banda del espectro electromagnético del infrarrojo y del azul. En la primera sección se estimulan los feldespatos y con el azul los granos de cuarzo (Aitken, 1998). Cada mineral tiene un patrón diferente en su estructura cristalina, por lo que los electrones se alojan en distintos tipos de trampas y por ello, los electrones se estimulan en distintas longitudes de onda (Huntley et al., 1991; Aitken, 1998).

### 3.4.1. Importancia del método

La luminiscencia nos ayuda a comprender el tiempo que tardan los flujos a transportar el material que es producto de la erosión de diferentes sistemas, en este caso de edificios montañosos. Además, la OSL se ha empleado en estudios recientes para fechar depósitos de arenas ricas en cuarzo que no podían ser fechadas mediante otros métodos. Asimismo es muy versátil pues ha permitido fechar

sedimento de variados ambientes deposicionales y en los cuales ha mostrado gran eficiencia. Se espera que la datación por OSL se extienda a más líneas de investigación de la geología ya que ha demostrado ser una herramienta poderosa y accesible para realizar estudios en este campo de conocimiento.

### 3.4.2. Limitaciones del método

Utilizando un lector portátil de OSL como en nuestro caso, no se obtiene una edad absoluta, sino que a partir de la comparación de la luminiscencia entre depósitos podemos inferir una secuencia de eventos, en resumen, tenemos una datación relativa. Para lograr una datación absoluta con OSL nuestro depósito se deben seguir varios procesos de laboratorio los cuales requieren tratamiento químico de granos minerales y de equipos sofisticados para la medición de radiación ionizante y luminiscencia. Sin embargo la opción más sencilla para completar nuestra información es a partir de la comparación de resultados de luminiscencia de la misma muestra con evidencias geomorfológicas que nos permite entender una secuencia relativa de eventos.

Otro de los inconvenientes, es su corto alcance, pues sólo se deben analizar con este método los depósitos del Holoceno. Existe controversia sobre su precisión en depósitos de menos de 100 años, no obstante en depósitos menores a 1000 años de antigüedad Madsen y Murray (2009) afirman que este procedimiento es adecuado.

### 3.4.3. Pasos llevados a cabo

La metodología que se aplicó para la recolección de las muestras en campo siguió los protocolos propuestos por Muñoz-Salinas et al. (2011) donde las muestras se tomaron del sedimento enterrado, para ello se cavó y raspó en los depósitos muestreados, cubriendo con una tela el área para evitar la exposición directa del sedimento a la radiación solar y presionando los tubos contra el sedimento.

Se utilizaron tubos de plástico o cobre de 2 cm de largo por 1 cm de diámetro para coleccionar aproximadamente 5 g de sedimento de cada depósito. Esto se hizo con ayuda de una espátula y debido al tamaño de los tubos, los clastos se discriminaron, por lo que se estudió únicamente la matriz del



depósito. Los tubos se cubrieron con papel de aluminio, se etiquetaron y aislaron en bolsas herméticas para su posterior procesamiento. Cada muestra se volcó en una caja petri cerrada y etiquetada con el nombre correspondiente del tubo. Este proceso se hizo en un espacio aislado de la luz solar, donde la única fuente de luz permitida era una lámpara de luz roja orientada hacia el extremo contrario de dónde nos situamos.

En laboratorio se requiere de lector portable de OSL diseñado en el Centro de Investigaciones Medioambientales de las Universidades Escocesas (Sanderson y Murphy, 2013). El lector portátil OSL consiste en una cámara donde una muestra es introducida dentro de una caja petri. Los diodos en esta cámara estimulan la muestra en las longitudes de onda del azul y del infrarrojo del espectro electromagnético (BLSL e IRSL). En el sentido opuesto a la cámara se encuentra un fotomultiplicador que cuenta el número de fotones que se desprenden de la muestra (ubicada en un cajón interno del aparato) al entrar en contacto con la luz emitida. El lector portátil de OSL no se utiliza para datar sedimento de forma absoluta, ya que carece de una fuente de irradiación y de calentamiento, no obstante para los fines de este estudio no son necesarios Muñoz-Salinas et al. (2011).

Se hizo una primera estimulación con la cámara vacía antes de analizar las muestras y al finalizar, esto se repitió con la finalidad de calibrar el aparato. En una estimulación con la cámara vacía los valores de referencia no deben de sobrepasar 600 fotones totales en la estimulación con el IRSL y de 1200 con el BLSL.

Tras finalizar las pruebas con el equipo vacío, se colocó una muestra dentro del lector portátil y se hizo el análisis. El equipo procesó esos datos y mostró en tiempo real las gráficas del conteo de fotones exponiéndolas en la pantalla de la computadora, conectada al dispositivo de estimulación óptica.

Asimismo cada caja tras utilizarla se limpió con un algodón húmedo con acetona, esto mismo se repite para el cajón donde se colocaron las muestras dentro del equipo.

Se anotaron en la bitácora los valores obtenidos en la calibración y se exportaron los archivos de datos obtenidos por el equipo a una memoria USB para un futuro procesamiento final. Los datos se despliegan en archivos de texto simple, por lo que se limpiaron y ordenaron para crear gráficas a partir de ellos usando programas de hoja de cálculo (Excel, Calc, etc) y con el programa R se elaboró

la gráfica final de IRSL vs BLSL (luminiscencia estimulada infrarroja vs luminiscencia estimulada azul). Los datos se muestran en la sección de resultados.

### 3.5. Dendrogeomorfología

Al proceso de fechamiento utilizando los patrones de crecimiento de los anillos de árboles se le denomina dendrocronología, este método ha sido desarrollado a partir de la década de los 70 y se han creado nuevos campos que emplean estas herramientas dentro de las cuales está la dendrogeomorfología. Alestalo (1971), Shroder (1980), Braam et al. (1987), Butler (1987), entre otros han utilizado el crecimiento de árboles en anillos anuales en climas templados para estudiar procesos geomorfológicos, acuñando el término **dendrogeomorfología** (Stoffel y Bollswailer, 2008). En este trabajo se utilizó este método para conocer la frecuencia de formación de flujos de escombros o hiperconcentrados que colman el lecho e impactan los árboles de este sector.

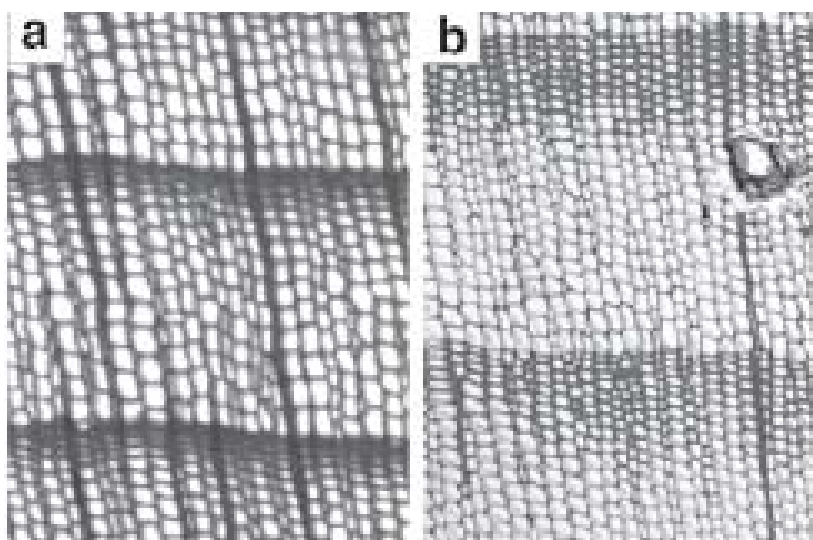
En las zonas de climas templados, las especies de árboles que crecen formando anillos en el tronco tienen dos periodos en el año:

1. etapa de vegetación (primavera a otoño)- El árbol aumenta el número de células en el meristema o cambium vascular, formando un tejido entre la corteza '*floema*' y la madera '*xilema*'.
2. etapa de dormancia (resto del año)- El crecimiento vegetal se detiene.

Posteriormente, el nuevo tejido se divide únicamente en floema y xilema (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

Mediante este ciclo, se crean anillos de crecimiento anual que son fácilmente identificados, lo cual nos permite conocer la cronología y desarrollo de ciertas especies de árboles. Sin embargo, no todas las especies son adecuadas para este seguimiento cronológico, puesto que algunos árboles no generan anillos durante su crecimiento (Stoffel y Bollschweiler, 2008). En el caso de las coníferas (Fig. 3.5) tienen periodos de crecimiento en dos etapas diferentes en el año, lo cual permite identificar dentro del año dos temporadas o etapas (Camarero et al., 1998; Stoffel et al., 2005). Estas son:

1. La primera etapa (primavera). Las células *cambium* reproductivas forman células alargadas y puntiagudas, con paredes delgadas llamadas traqueidas, que forman un tejido de color claro denominado madera temprana o leño temprano. En ella se transporta nutrientes y agua a través del xilema.
2. La segunda etapa (verano). Se forman traqueidas más densas y pequeñas, con paredes celulares más delgadas a las anteriores, debido a ello, la coloración de la madera es más oscura y su función principal es aportarle al árbol mayor estabilidad. A este tejido se le denomina leño tardío o madera tardía.



**Figura 3.5:** Cortes de madera de diferentes especies, identificación de anillos de crecimiento formados por traqueidas (A- *Picea abies* , B- *Pinus cembra*) (tomado de Stoffel, 2010)

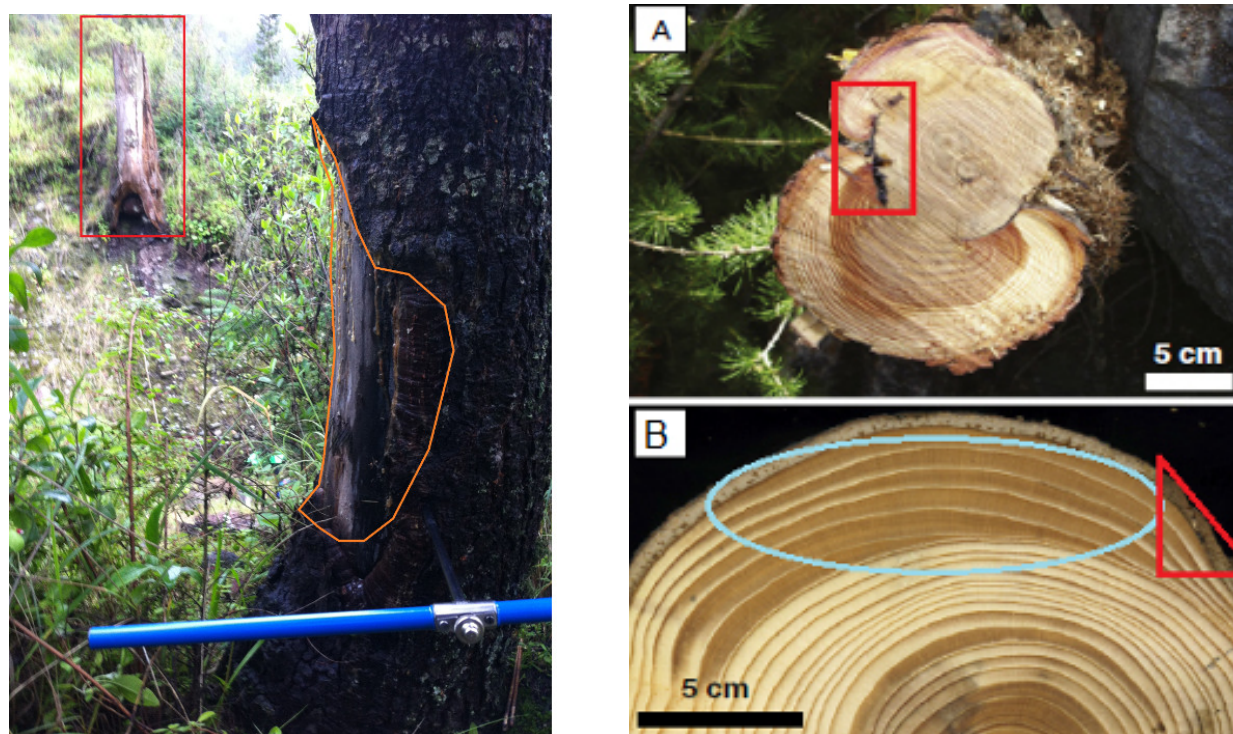
Los factores que influyen en el crecimiento vegetal son:

- internos- la longevidad, edad, sensibilidad a factores externos, etc.
- externos- la temperatura, la exposición a la luz, la disponibilidad de agua y nutrientes, viento, contaminación de aire y suelo, o impactos por procesos geomorfológicos (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

### **Perturbaciones en árboles**

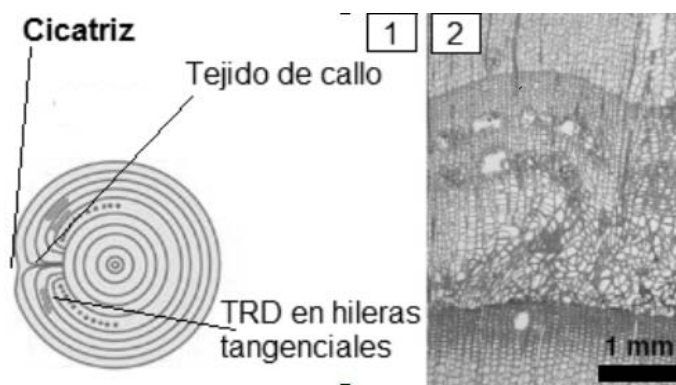
En árboles afectados por procesos geomorfológicos que los lesionen, es común encontrar:

**Cicatrices** - Son marcas tanto en la corteza externa como laceraciones en la madera del tronco, ramas o en las raíces (Fig. 3.6). Si el impacto es muy fuerte, las células cambium se destruyen y el crecimiento del anillo se interrumpe en ese segmento dañado. Para minimizar los efectos del choque la herida se compartimenta (Shigo, 1984) y casi instantáneamente se inicia la producción de tejido de callo que es caótico y se localiza en los bordes de la herida (Fig. 3.6) (Stoffel y Bollschweiler, 2008).



**Figura 3.6:** (1) Fotografía de árbol con cicatriz en primer plano (línea naranja) y árbol con señales de decapitación en segundo plano (encuadrado en rojo) (fotografía de Franco-Ramos, 2014). (2) Cortes trasversales de árboles con cicatrices marcadas en rojo (A) y ductos traumáticos marcados con azul (B) (modificado de Stoffel *et al.*, 2013)

**Ductos de resina traumáticos** - Se forman ductos de resina por traumas (TRD por sus siglas en inglés), ubicados en hileras tangenciales o axiales a la herida (Fig. 3.7). Se forman en el desarrollo del segundo xilema de alguna especie de conífera. Según la cantidad de energía del impacto y el tamaño relativo del choque, el árbol enfoca la formación de anillos en aquellas partes esenciales para su supervivencia y limita el crecimiento en otras secciones en años posteriores al impacto (Stoffel y Bollschweiler, 2008).



**Figura 3.7:** (1) Diagrama de corte en árbol con impacto y ductos de resina marcados en naranja (modificado de Stoffel y Bollschweiler, 2009) (2) Imagen de tejido de callo y ductos de resina (modificado de Stoffel et. al, 2013).

**Inclinación del árbol** - Los árboles inclinados son frecuentes en áreas afectadas por procesos geomorfológicos como caída de escombros, avalanchas o inestabilidades de laderas y deslizamientos lentos que alteran el centro de gravedad del individuo (Fig. 3.9). El árbol tiende a regresar a su posición vertical y los anillos de crecimiento se desplazan hacia el eje de inclinación del tronco, es decir, se vuelven excéntricos (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

Por lo tanto, los deslizamientos afectan al crecimiento de árboles de cuatro maneras:

1. Los anillos concéntricos cambian bruscamente a posiciones excéntricas.
2. La madera de coníferas adquiere tonos más oscuros y es más densa y los anillos son más delgados en la base del árbol (Scurfield, 1973).
3. La curvatura del tronco se inclina cuando recibe el impacto, pero más arriba el tronco crece en una posición vertical.
4. Se generan nuevos brotes que crecen verticales desde el tronco inclinado (Shroder, 1978).

Como anteriormente se ha dicho, en el caso de las coníferas, se forma madera de compresión la cual se va a desarrollar en la parte inferior del tronco. La diferencia en colores de la madera ocurre por el cambio de espesor y redondeamiento de la pared celular (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

**Enterramiento** - Ocurren como consecuencia de flujos de escombros, flujos hiperconcentrados, inundaciones o deslizamientos en ladera, ya que el material se deposita alrededor de los troncos de



**Figura 3.8:** Árbol inclinado (tomado de McAuliffe, 1996)

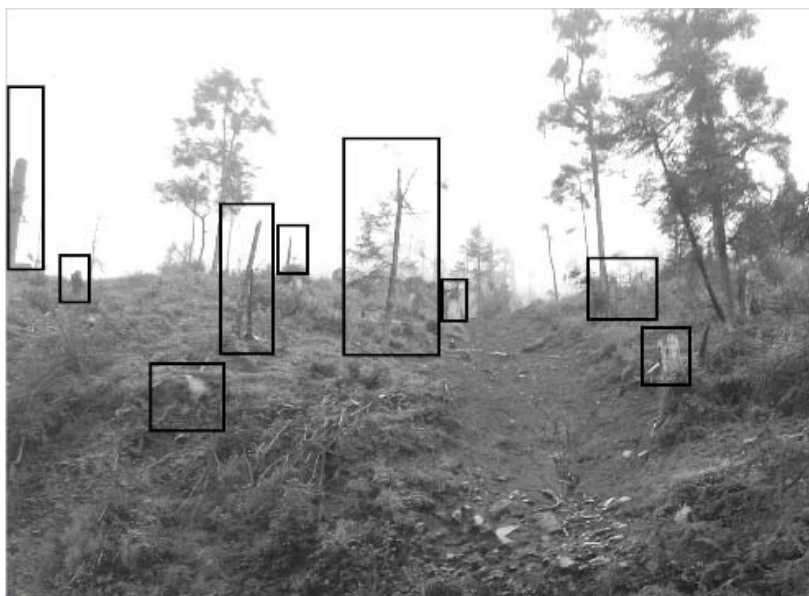
árboles lo que se traduce en su enterramiento (Fig. 3.8). El crecimiento de estos árboles se reduce (Fig. 3.12), debido a la disminución temporal del suministro de agua y nutrientes (LaMarche, 1968; Stoffel y Bollschweiler, 2008). Por lo que los anillos de crecimiento se vuelven más delgados y se genera madera de compresión. Si el material desplazado produce un enterramiento profundo, el árbol perecerá por la falta de nutrientes y agua. Sin embargo se han reportado casos donde el material que llega es rico en nutrientes y resulta en un rápido aumento en el crecimiento de anillos. En otras ocasiones el árbol desarrolla raíces cercanas a la nueva superficie del suelo (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

**Decapitación** - La decapitación de árboles se produce por impactos asociados a flujos, caídas de rocas, deslizamientos, flujos de escombros y avalanchas, entre otros fenómenos geomorfológicos que rompen la parte superior de los árboles, así como de ramas. Esto es común en árboles grandes donde el tronco ha perdido su flexibilidad (Fig. 3.10). Los árboles suelen responder suprimiendo el crecimiento



**Figura 3.9:** Árbol enterrado (tomado de Stoffel, 2010)

en años siguientes al impacto (Fig. 3.12). Para recuperar su corona, las ramas de posiciones superiores crecerán para adoptar una morfología de candelabro (Stoffel y Bollschweiler, 2008).



**Figura 3.10:** Deslizamiento con árboles decapitados (enmarcados en rojo) ubicados en las laderas de la barranca de Nexpayantla (fotografía de Óscar Pita, 2013)

**Exposición de raíces** - Los procesos erosivos y de denudación generan diferentes reacciones en un árbol, tanto en el tronco como en las raíces (Fig. 3.11). Si las raíces son expuestas por completo

durante estos tipos de fenómenos, no serán capaces de cumplir con sus funciones y perecerán, por lo que el árbol enfrentará la disminución en el suministro de agua y nutrientes paulatino, lo que se traducirá en la supresión de crecimiento y por ende, en la formación de anillos en el tronco (Fig. 3.12) (LaMarche, 1968; McAuliffe et al., 2006).

Si las raíces no se exponen por completo, la raíz crecerá y seguirá cumpliendo su función, empero adquirirá un patrón de crecimiento por anillos similar al tronco y ramas del resto del árbol. La localización de este cambio en una serie de anillos de árboles permite identificar el momento de exposición (Stoffel y Bollschweiler, 2008). Si ocurren procesos crónicos de denudación se registrarán como marcas en el crecimiento de las raíces del árbol.

**Muerte de árboles vecinos** - Los procesos de ladera no sólo afectan los árboles durante su crecimiento, sino también eliminan árboles a lo largo de canales o secciones, dejando los árboles vecinos intactos. Este fenómeno se observa en caídas de rocas, flujos de escombros, lahares, inundaciones, deslizamientos y avalanchas (Butler, 1979, 1985; Stoffel et al., 2005). Los árboles que sobreviven, permanecen en un ambiente ahora menos competitivo, con mayor luz, nutrientes y agua (Schweingruber et al., 1996), teniendo como resultado que éstos crezcan y produzcan anillos anchos. Sin embargo también se ha observado que la tasa de crecimiento se da con cierto retraso al evento erosivo, por lo que no se tiene gran precisión para determinar el momento en el que ocurrió el deslizamiento, u otro fenómeno similar.

**Colonización de geoformas después de disturbios** - Una de las respuestas más comunes ante un evento extremo son las sucesiones ecológicas, donde las plantas colonizan nuevamente la sección de suelo denudada (Polunin, 1960; Lagenheim, 1956). En este sentido, para estimar la edad de un proceso geomorfológico de esta escala se fechan los árboles más viejos recolonizadores (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

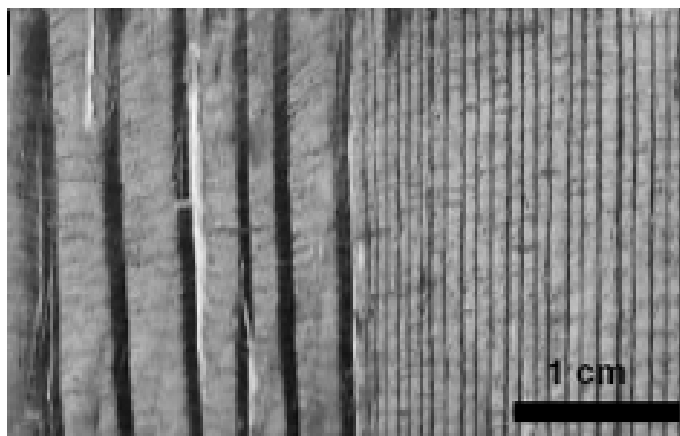




**Figura 3.11:** En (A) Exposición de raíces en Barranca de Nexpayantla (fotografía de Óscar Pita, 2013).(B) Árbol con raíces expuestas en la Barranca de Nexpayantla (fotografía de Javier Gutiérrez, 2013)

### 3.5.1. Importancia del método

Mediante el fechamiento de los árboles se establecen las edades mínimas de las geoformas, es decir, se calcula el inicio de la fitoestabilización de los depósitos (Franco-Ramos, 2009). En los núcleos de árbol también se indica la dirección de los eventos, esto utilizando la localización de los impactos marcados en las diferentes caras de los troncos. Este método es de gran precisión temporal pues cada



**Figura 3.12:** Anillos que demuestran alteración por decapitación, exposición de raíces o enterramiento (modificado de Stoffel *et al.*, 2013)

anillo es un año, por lo que podemos inferir el año exacto para los eventos que rastreamos en el registro de los anillos.

### 3.5.2. Limitaciones del método

Uno de los principales problemas es la distribución de árboles aptos para estos análisis ya que no todas las especies tiene anillos bien marcados (Stoffel *et al.*, 2010). Otra desventaja es el corto alcance de tiempo en los anillos pues los árboles no suelen vivir en su mayoría más de 500 años (Stoffel *et al.*, 2010). Asimismo, los árboles más viejos de un sitio son mucho más vulnerables a la explotación forestal por poseer mayores dimensiones y entonces, no son frecuentes de encontrar (Franco-Ramos, 2009).

Además, existen problemas adicionales con este método, como la dificultad para datar e identificar el punto original de germinación (Sigafos y Hendricks, 1969). De igual manera si se utiliza la edad de los árboles más antiguos, existe la posibilidad de tener fechamientos erróneos puesto que la colonización de especies arbóreas no es inmediata a la finalización de los procesos erosivos (Shroder, 1978).

Otros errores comunes ocurren cuando los anillos de la médula son poco claros o están deformados o bien, si existen anillos ‘falsos’ se dificulta el fechamiento aunque se pueden corregir estos desajustes calibrando los patrones de crecimiento.

### 3.5.3. Pasos llevados a cabo

Es necesario el conocimiento previo de los procesos geomorfológicos de la zona, esto con el fin de optimizar los puntos de muestreo (Franco-Ramos, 2009). Por ello, en este trabajo se escogieron árboles que estuviesen sobre el lecho de río y presentaran muestras de impactos en la corteza. Los núcleos que se tomaron, fueron de especímenes en donde se apreciaron cicatrices de impacto, inclinación y sepultamiento (Franco-Ramos, 2009) (Fig. 3.13). Asimismo, en diversas ocasiones se tomaron muestras de diferentes caras de un mismo árbol, esto con el fin de complementar la información respecto al árbol y conseguir un fechamiento más certero.

La toma de muestras fue in situ y para ello se utilizaron barrenos Pressler (Fig. 3.13) de diferentes longitudes y diámetros, con el propósito de adquirir la mayor cantidad de anillos de crecimiento posible según el tamaño del árbol a muestrear (Franco-Ramos, 2009).

Es necesario el conocimiento previo de los procesos geomorfológicos de la zona, esto con el fin de optimizar los puntos de muestreo (Franco-Ramos, 2009). Por ello, en este trabajo se escogieron árboles que estuviesen sobre el lecho de río y presentaran muestras de impactos en la corteza. Los núcleos que se tomaron, fueron de especímenes en donde se apreciaron cicatrices de impacto, inclinación y sepultamiento (Franco-Ramos, 2009) (Fig. 3.13).

Los núcleos se extrajeron con un ángulo de  $90^\circ$  con respecto al plano de inclinación del tronco (Franco-Ramos, 2009). En nuestro caso, los núcleos se extrajeron en aquellos lugares del tronco donde se consideró que se podría encontrar alguna marca de impacto ocasionada por los flujos de agua y sedimento en el canal o por los bloques y materiales de caída de las laderas de la barranca.

Los núcleos obtenidos se guardaron en popotes que se sellaron con cinta adhesiva en cada uno de los dos extremos y que se etiquetaron con un marcador, asignándoseles el código 'NEXD' seguido por un número y una letra, indicando la secuencia de árboles muestreados y la cara del tronco con respecto a la dirección del evento geomorfológico que lastimó su corteza. Además, se registraron las coordenadas UTM de cada árbol con un dispositivo GPS Garmin etrex, así como la altura y el diámetro del tronco al punto de extracción de cada núcleo.



**Figura 3.13:** Mosaico de fotografías de colecta de muestras en Barranca de Nexpayantla y procesamiento (fotografías de Osvaldo Franco-Ramos y Citlali Salas, 2013). A) Extracción de un núcleo con barreno Pressler en árbol con cicatrices de impacto por flujos de agua y sedimento, B) núcleo de árbol muestreado y C) registro de núcleos y pulimiento

Al finalizar el trabajo en campo, se procesaron los núcleos de la manera siguiente:

Los núcleos se pegaron con pegamento a unas bases de madera con un canal fino. Se rotularon las bases con el mismo código del popote y se dejó secar el pegamento y la resina del árbol. Cuando ya estuvieron fijos y secos los núcleos, se pulieron con lijas de distinto grosor, partiendo de la más gruesa a la más fina (30-400). Esto permitió mejorar la identificación de anillos en la madera que se opaca al secarse (Fig. 3.14).

Tras distinguirse los anillos, éstos se contaron desde el anillo más externo, que es donde está la corteza y corresponde con el anillo del año de muestreo, hacia adentro donde se encuentra la médula del árbol. Además se colocaron puntos hechos con lápiz para simplificar el fechamiento, indicando los cambios de milenio, siglo y décadas. Asimismo para obtener un mayor detalle de los anillos y facilitar el conteo de éstos, se utilizó una lupa y en ocasiones un microscopio.

Después del conteo se procedió a generar gráficas de eventos mayores para lo cual, se utilizó papel milimétrico en tiras. Se estableció una escala de tiempo y se marcaron los anillos más delgados con

líneas más largas y los más anchos con líneas cortas (Fig. 3.14). Adicionalmente, se identificó el año donde existen marcas en los anillos que presentaron alguna perturbación. Finalmente se calculó la edad del árbol a través de la suma total de anillos contabilizados. Con estos datos se elaboraron gráficas que representaron los disturbios en el crecimiento de cada árbol.



(a)



(b)

**Figura 3.14:** (a) Núcleos de árboles con impactos marcados en rojo (tomada por Citlali Salas, 2014). (b) Núcleos de árboles y patrones preliminares de eventos mayores en papel milimétrico (tomada por Citlali Salas, 2014)

## 4.1. Cartografía Geomorfológica

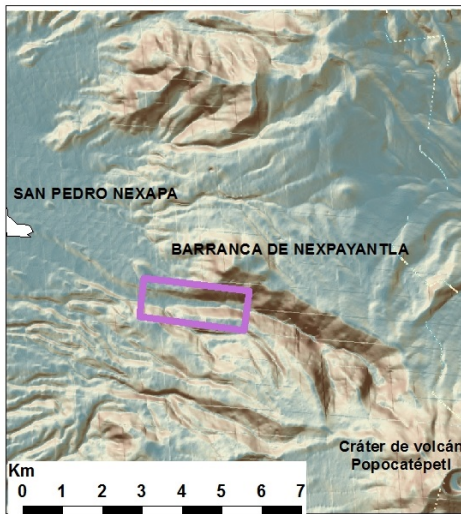
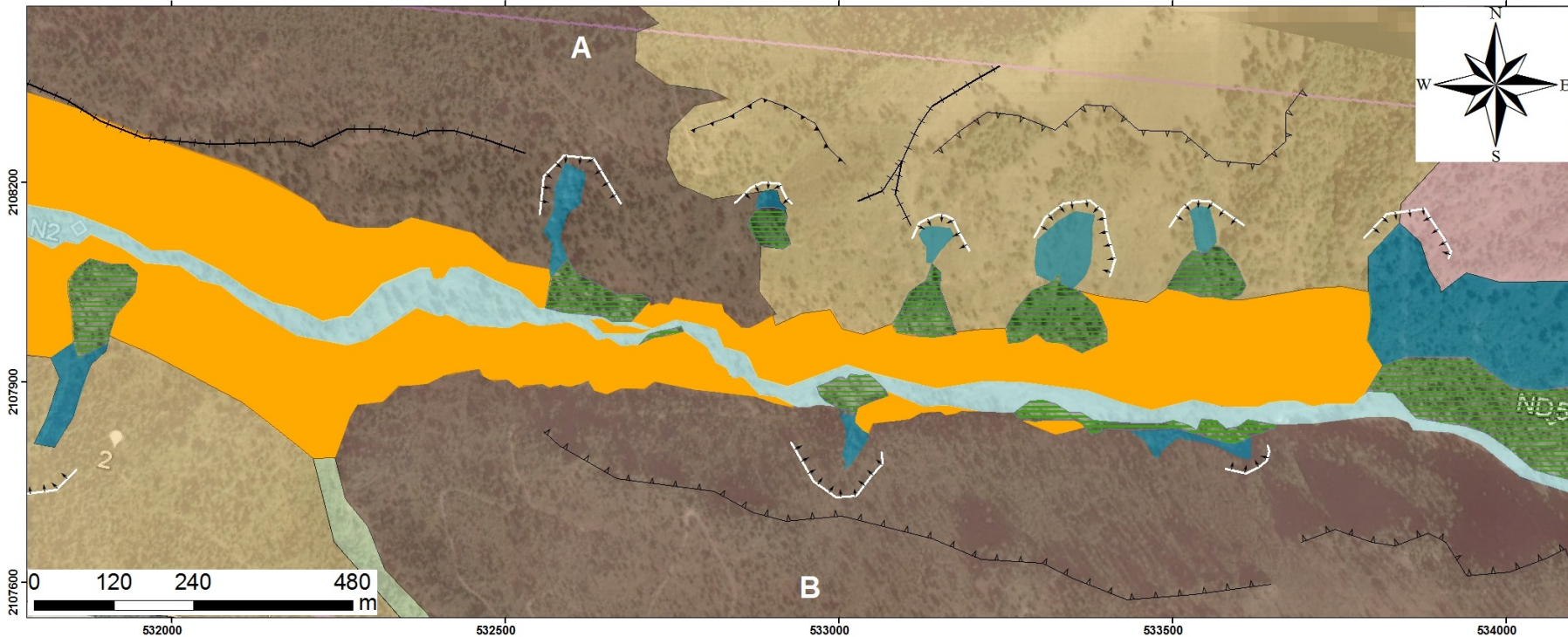
En la *Figura 4.1* se aprecia la cartografía geomorfológica del sector medio de la barranca de Nexpayantla. Las unidades que se reconocen son:

- Lecho de fondo plano
- Terrazas
- Derrames de lava asociados a diferentes focos de emisión (1, 2, 3 y 4)
- Planos y depósitos de deslizamientos
- Volcán erosionado o parcialmente sepultado

Además se distinguen rasgos como escarpes, circos glaciales, circos de erosión activo, coronas de deslizamientos y valles laterales que fueron descritos en el mapa geomorfológico del volcán Popocatepetl, elaborado por Franco-Ramos (2005).



**Mapa Geomorfológico del sector medio de la Barranca de Nexpayantla (Popocatépetl, México, 2016)**



EDO. DE MÉXICO  
 D.F.  
 MORELOS PUEBLA  
**ESTADOS UNIDOS MEXICANOS**  
**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
 Mapa Geomorfológico de la Tesis 'Estudio de procesos erosivos y de transporte de sedimentos en el sector medio de la barranca de Nexpayantla (Popocatépetl, México)' Citlali Salas Barrena  
 Proyección WGS84 UTM. Zona 14Q.  
 Fuentes: INEGI (DEM, Entidades Federativas), Google Earth (detalle de barranca) y Mapa geomorfológico modificado de Franco, 2005. Enero, 2016

**Simbología**

**I. Relieve Endógeno**

Volcánico acumulativo

**Flujos de lava de distintos focos de emisión (Paredes rocosas)**

- 1
- 2
- 3

Formas asociadas al relieve volcánico

Escarpe\*

**II. Relieve Exógeno**

Erosivo fluvial

- Circo erosión activo\*
- Circo glacial\*
- Valle lateral\*

Acumulativo fluvial

- Lecho de fondo plano
- Terrazas fluvio-glaciales

Erosivo gravitacional

- Corona de deslizamiento\*
- Plano de deslizamiento

Acumulativo gravitacional

- Depósito de deslizamiento

\* Unidades y rasgos complementarios basados en Franco (2005) .

Figura 4.1: Mapa geomorfológico del sector medio de la barranca de Nexpayantla

■ Lecho de fondo plano

Corresponde a la parte más baja de la barranca, es la zona más dinámica donde los procesos erosivos se encuentran activos. Aquí se encuentran los flujos de escorrentía, presentes a lo largo de todo el año, por lo que el transporte de clastos es constante. Sin embargo, la competencia del arroyo cambia: en época de estiaje las arenas, limos y arcillas son movilizadas mientras que en época de lluvias el caudal aumenta y por ende el tamaño de clastos transportados, facilitando el desplazamiento de derrubios mayores. En campo fueron observados clastos de diferentes tamaños (con diámetros de escasos cm a mayores a 1 m) y angulosidad (Fig. 4.2). El material está imbricado, con cicatrices de impacto y presentan la superficie pulida por acción del agua y del sedimento contenido en el flujo, esto puede ser una evidencia de procesos anteriores que se han heredado, o bien, que han ocurrido en el sitio de muestreo.

Es una zona sin vegetación, los árboles se encuentran en las terrazas aledañas al canal actual. Para delimitar el lecho se interpretaron las imágenes de Google Earth de 2015 y se compararon con el modelo digital de elevación (MDE). Esto no fue una tarea sencilla, ya que en diversos puntos el lecho era poco visible pues era invadido por lóbulos de material proveniente de deslizamientos en las terrazas. Al analizar las fotografías aéreas y las imágenes satelitales se notaron cauces secundarios paralelos al lecho que recogen el agua que escurre por las laderas y que finalmente ceden el material y el agua al lecho principal en algún otro punto.

■ Terrazas

Son depósitos ubicados en los laterales del río que muestran los diferentes niveles de deposición fluvial previos, éstos han sido excavados y rellenados con el paso del tiempo. Por esto, la altura de la llanura de inundación anterior constituye ahora los márgenes del cauce actual. En campo se han reconocido al menos 3 niveles de terrazas de distintos espesores. Son depósitos matriz-soportados con clastos heterogéneos y de una matriz fina, algunas veces presentan una ligera imbricación y gradación normal. En ellas se ha iniciado la formación de suelo y existe una cubierta vegetal incipiente. Debido a la gran capacidad erosiva del río muchas de las terrazas se encuentran debilitadas en su base, exponiendo las raíces de árboles y formando una estructura





**Figura 4.2:** Fotografías del lecho de fondo plano en Barranca de Nexpayantla (fotografías de Óscar Pita y Citlali Salas, 2015 y 2013)

de ‘zapa’ que propicia el colapso de las terrazas y devuelve el material contenido al lecho (Fig. 4.3).

Esta unidad se acotó en el mapa geomorfológico a partir del análisis del mapa de elevaciones obtenido del MDE y se comparó en algunas partes con la imagen de Google Earth de la barranca. No obstante hay que aclarar que únicamente se trazó un nivel general de terrazas, esto debido a la escala de la imagen utilizada como mapa base.

En la *Figura 4.3*: A) y F) señalan 3 niveles de terrazas existentes en la barranca, en B) se visualizan terrazas desde el canal actual, en C) una terraza con capa y una caída, en D) se indica la zapa (con línea blanca) y las caídas asociadas a ella, asimismo en E) se muestra un desprendimiento de material y la formación de la zapa.

- Paredes rocosas

Son superficies conformadas por paquetes de más de 30 m de espesor de lavas, compuestas por andesitas cortadas y fracturadas, las cuales se depositaron previamente a la incisión de la barranca, por ello se encuentran en ambas laderas (A y B). La delimitación de estas formas no es simple pues estas rocas se encuentran cubiertas ya sea por vegetación o bien, por material



**Figura 4.3:** Mosaico de fotografías de terrazas (fotografías de Óscar Pita y Citlali Salas, 2015 y 2013)

de origen volcánico originado en episodios de actividad posterior a la deposición de las lavas.

Comparando imágenes satelitales de Google Earth, Mapa Continuo de INEGI de ortofotos y el MDE se observaron líneas de fracturas entre depósitos, que facilitaron en gran medida la delimitación de las diferentes unidades marcadas por Franco-Ramos (2005) en la barranca de Nexpayantla. Del mismo modo, desde el lecho activo se observaron estas rocas en las partes culminantes de la barranca (Fig. 4.4) sin embargo no se analizaron a fondo ya que se encontraban en zonas de difícil acceso y no estaban contempladas dentro de los objetivos de este trabajo.

#### ■ Deslizamientos

Son acumulaciones desordenadas de material causadas por el desplazamiento de una porción de la superficie de un depósito ubicado en una ladera. En campo fueron vistos en los márgenes del canal actual del río abarcando los niveles de terrazas T1, T2 y en ocasiones T3. Los deslizamientos son de varias decenas de metros de altura (Fig. 4.5) donde el material desplazado es variado, no obstante, en su mayoría es sedimento medio a fino, con algunos clastos de gran tamaño (diámetro mayor a 50 cm). Fueron delimitados en su mayoría utilizando imágenes



**Figura 4.4:** Frentes de lava antiguos encontrados en el sector medio de Nexpayantla (fotografías de Citlali Salas, 2013 y 2015)

satelitales y el mapa de elevaciones de la zona de estudio.

Las superficies de ruptura de los deslizamientos vistos en campo fueron de tipo cóncavas y semi-planas (Fig. 4.6). Es importante mencionar que las coronas de los deslizamientos generalmente se hallan distribuidas paralelamente a la barranca y a los circos glaciares. Se observó en las salidas a campo, que numerosos deslizamientos se originan a altitudes similares. Sin embargo, en este trabajo no se accedió a estas altitudes para su reconocimiento, por estar fuera del objetivo general de esta investigación. Cabe destacar que en las cercanías de los depósitos glaciares (morrenas) encontrados en campo se observaron deslizamientos.

Por otro lado, utilizando las imágenes satelitales y fotografías aéreas, se notaron lóbulos de acumulación de material (base del deslizamiento) frente a los derrames de lavas y se marcaron planos de deslizamientos en zonas desprovistas de vegetación y con surcos en la superficie. Son deslizamientos más grandes que los vistos en campo, se generan a altitudes mayores y por lo tanto ocurren sobre sustrato rocoso masivo.

- Morrenas

Son depósitos de till. Algunas fueron identificadas por Franco-Ramos (2005) y mencionadas por





**Figura 4.5:** Deslizamientos sobre laderas de la barranca de Nexpayantla (fotografías de Citlali Salas, 2013 y 2015)



**Figura 4.6:** Fotografía de deslizamientos en la barranca de Nexpayantla, las coronas se marcan en naranja (fotografía de Óscar Pita, 2013)



**Figura 4.7:** Morrenas en la barranca de Nexpayantla A) Fotografía vertical de depósito NEX06 (fotografía de Javier Gutiérrez, 2013, B) Fotografía horizontal de depósito morrénico NEXB06 (fotografía de Citlali Salas, 2013)

Espinasa-Pereña (2007). Tanto en imágenes satelitales como fotografías aéreas fue imposible encontrarlas, no obstante, en campo fueron observadas en varios puntos (Fig. 4.14), cuyas coordenadas se muestran en **Apéndice I**. Por el rango altitudinal en el que se sitúan, se propone que todos estos depósitos puedan asociarse a las morrenas de Hueyatenco-Nexcoalango, descritas por White (1962) para el Iztaccíhuatl y fechadas por Franco-Ramos et al. (2013) de hace 190 mil años. Son depósitos de alturas mayores a 30 m, heterogéneos y desordenados, con clastos angulosos de diámetros variables pero mayores a 20 cm, hay una imbricación incipiente en las partes del depósito que se encuentra clastosoportado. No obstante la mayoría de los depósitos son matrizsoportados, es decir, las rocas están embebidas en matriz fina. Estos depósitos son distinguibles del resto de depósitos de origen fluvial debido a la altura que alcanzan y al tamaño de clastos que contienen como se ve en la *Figura 4.7*.

## 4.2. Análisis Texturales

Se tomaron 24 muestras de matriz de los depósitos de aproximadamente 1 kg, el criterio de muestreo fue discrecional, los sitios fueron seleccionados a partir del juicio del investigador a cargo.

De este modo se optaron por muestrear depósitos representativos de la zona que fuesen también cercanos al lecho actual de la barranca y de fácil acceso. A continuación se observan los puntos de muestreo organizados por el tipo de depósito.

En el **Apéndice II** se exhiben las tablas de resultados de los análisis granulométricos con el código de identificación, las coordenadas del punto, una breve descripción, el tamaño máximo de clasto y los porcentajes de grava, limo y arena que contiene cada muestra. Esto fue utilizado para clasificarlos mediante un diagrama ternario.

Además existe una segunda tabla (**Apéndice III**) con los pesos individuales de cada tamiz para cada muestra de sedimento que fueron considerados para elaborar los histogramas y las curvas de frecuencia acumulada, detalladas en la **Sección 4.2.1 y 4.2.2** de este capítulo.

#### 4.2.1. Histogramas y curvas de frecuencia

Se elaboraron los histogramas y curvas de frecuencia utilizando los pesos acumulados registrados en el proceso de tamizado para cada muestra.

#### Depósitos del lecho actual

En el mapa siguiente (Fig. 4.8) se observan los puntos de donde se colectó sedimento.

En la Fig. 4.9 se puede notar a grandes rasgos que el tipo de distribución que tienen las muestras de lecho es unimodal. Siguiendo las altitudes (de mayor a menor) se detallará cada muestra.

NEXTEX7 y NEXTEX8 son las muestras que se tomaron a mayor altitud (2996 msnm) se colectaron a 10 m de diferencia (arriba y abajo, respectivamente) del deslizamiento NEXTEX5, tienen su moda principal centrada en  $3\phi$  ( $125 \mu m$ ) sin embargo NEXTEX7 tiene en gravas de  $-2\phi$  un aumento sustancial en los pesos acumulados, mientras que NEXTEX8 posee una cantidad elevada de arenas de  $2\phi$  ( $250 \mu m$ ).

NEXTEX2 le sigue en altitud (2973 msnm), con una moda también en  $3\phi$  y un porcentaje alto en gravas ( $-2\phi$ ). NEX05 se encuentra a 79 metros más abajo con una altitud de 2967 msnm, es una



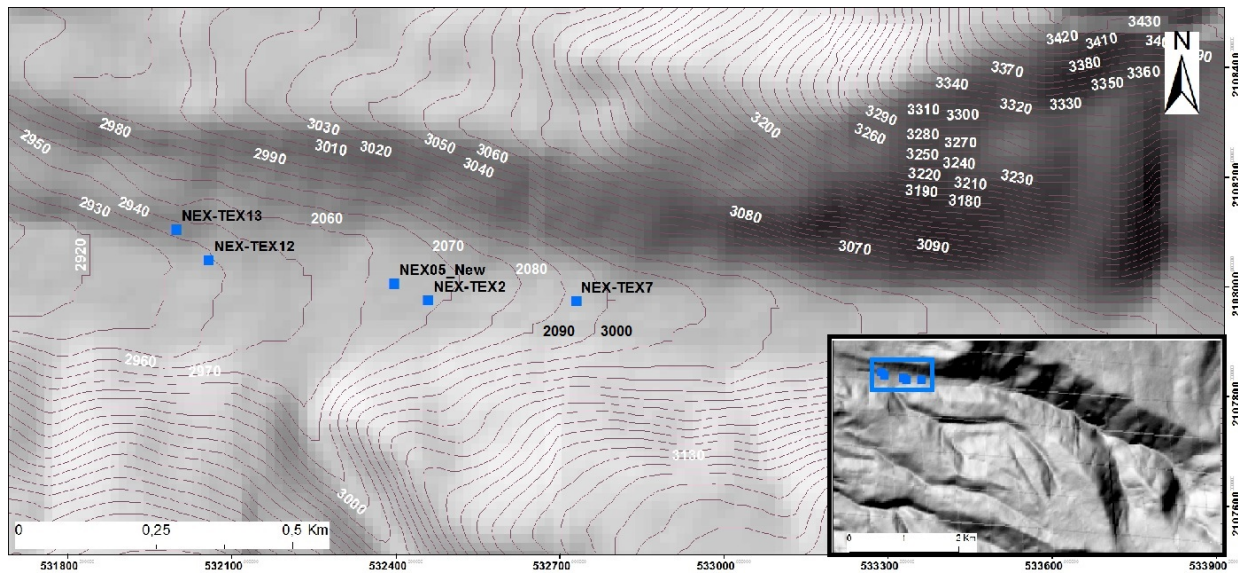


Figura 4.8: Mapa de muestras de lecho

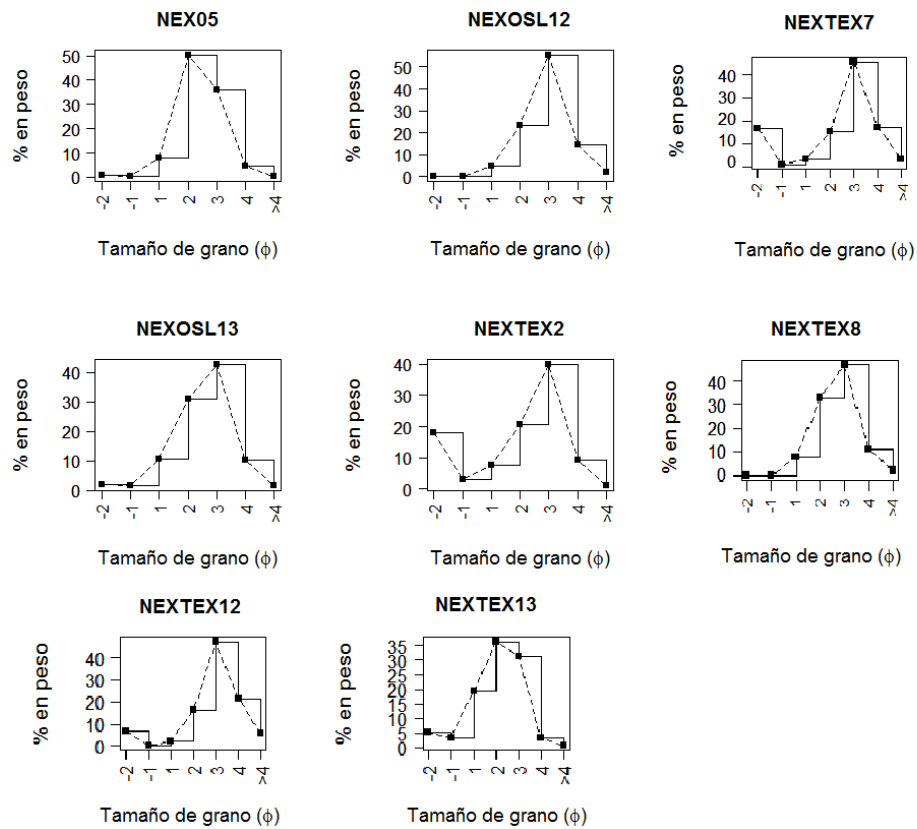


Figura 4.9: Histogramas y curvas de frecuencia de lecho activo

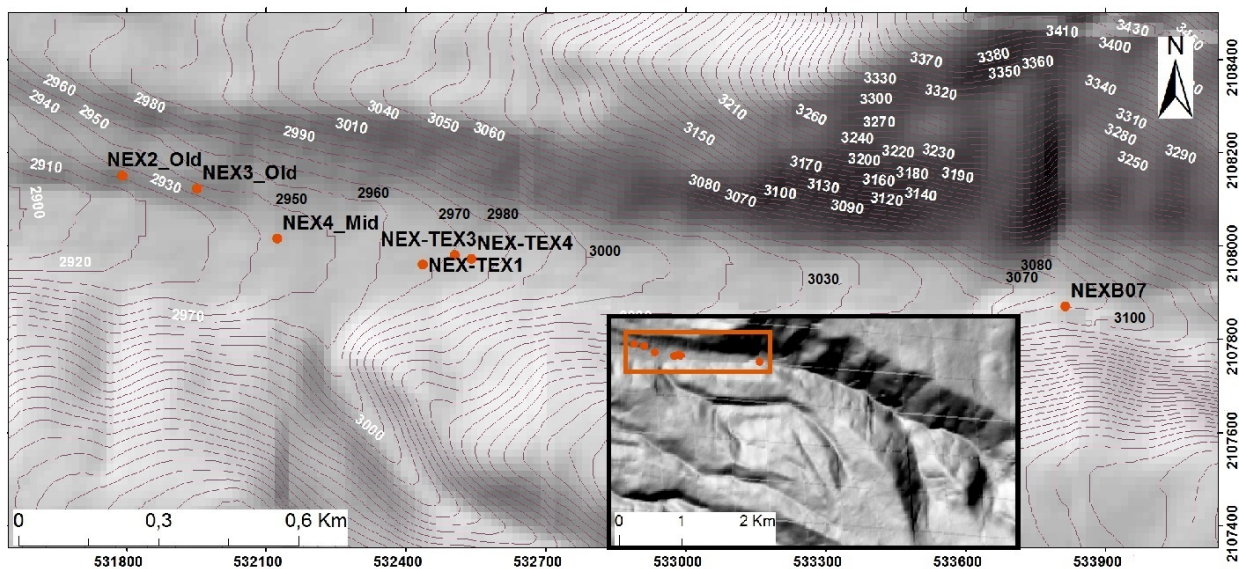
muestra con moda principal centrada en  $2\phi$  y con un enriquecimiento en arenas finas ( $3\phi$ ).

Aguas abajo, NEXTEX12, NEXOSL12 fueron tomados en el mismo sitio, a una altitud de 2946 msnm. NEXOSL12 y NEXTEX12 muestran curvas similares. Su moda se centra en  $3\phi$ .

NEXTEX13 y NEXOSL13 son los puntos de muestreo del lecho con la menor altitud (2929 msnm) pese a su cercanía, son muy diferentes. NEXTEX13 tiene su moda centrada en  $2\phi$  y en NEXOSL13 en  $3\phi$ . Ambas muestras poseen un porcentaje elevado de arenas finas ( $3\phi$  y  $2\phi$  respectivamente).

## Depósitos de terrazas

En el mapa siguiente (Fig. 4.10) se evidencian los puntos de muestreo de depósitos de terrazas.



**Figura 4.10:** Mapa de muestras de terrazas

En los depósitos de terrazas (Fig.4.11) podemos observar una distribución bimodal en NEX03 y NEX-TEX3.

NEXB07 es el punto de muestreo de mayor altitud (3092 msnm), es una muestra interesante pues asemeja un comportamiento unimodal con una moda centrada en gravas ( $-2\phi$ ) y un porcentaje mayor al 10 % en la fracción de arenas medias ( $1\phi$  ó  $500 \mu m$ ).

Corriente abajo NEXTEX4 (tomada a 2985 msnm) es una muestra parecida a NEXTEXB07 ya que su comportamiento es similar a unimodal en arenas ( $1\phi$ ). De la misma manera NEXTEX1 (2996



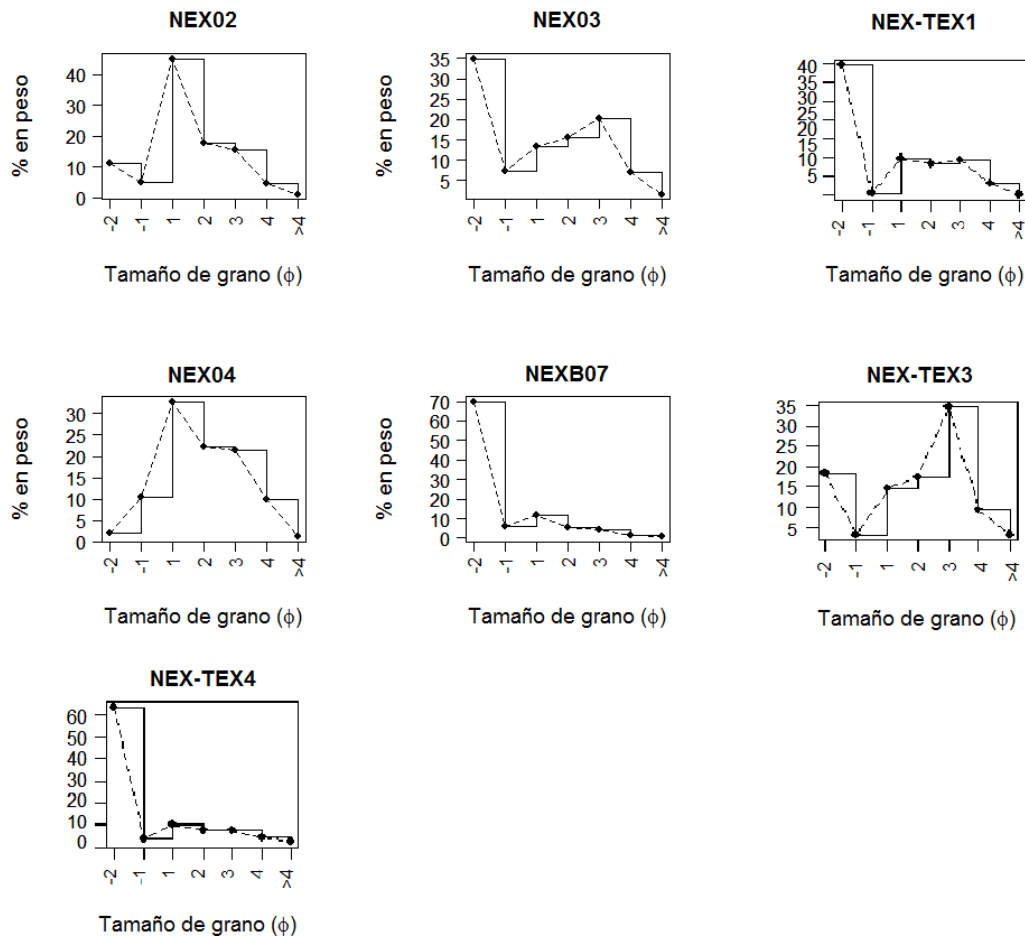


Figura 4.11: Histogramas y curvas de frecuencia de Terrazas

msnm) tiene una gráfica muy semejante, sin embargo la moda es mucho más marcada y posee otros porcentajes menores  $-2\phi$  y  $3\phi$ .

Con una altitud menor, NEX-TEX3 (2978 msnm) es una muestra bimodal con modas en  $-2\phi$  ( $4000 \mu m$ ) y  $3\phi$  ( $125 \mu m$ ), se encuentra en los alrededores de NEXTEX4 y NEXTEX1.

NEX4 tomada a 2953 msnm es unimodal en  $1\phi$  aunque hay que destacar que contiene un porcentaje alto en arenas de  $3\phi$ .

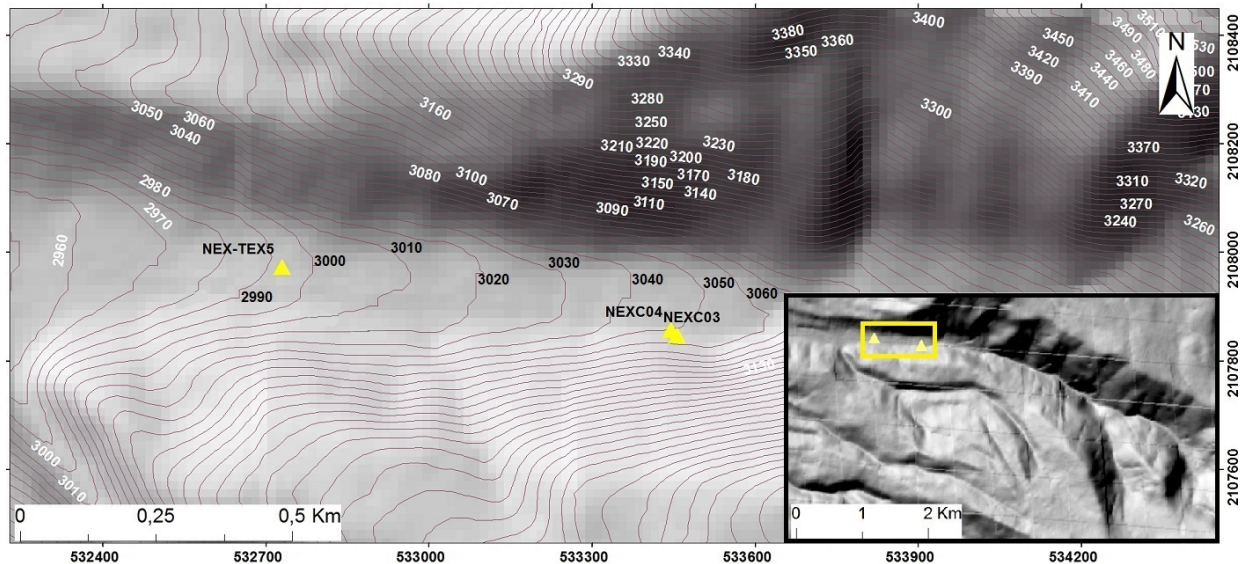
NEX03 es una muestra bimodal, la cual tiene en  $-2\phi$  y en  $3\phi$  sus mayores valores de peso acumulado. Esto nos indica un sedimento en su mayoría gravoso con una gran cantidad de arenas. El material fue colectado a 2934 msnm.

NEX02, esta muestra simula también un comportamiento unimodal, pero también exhibe un porcentaje alto en arenas  $3\phi$ , y uno más pequeño en gravas  $-2\phi$ . Es el punto de menor altitud

considerado para terrazas (2908 msnm).

## Depósitos de deslizamientos

En el mapa siguiente (Fig. 4.10) se presentan los puntos de colecta de sedimento perteneciente a depósitos de deslizamiento.



**Figura 4.12:** Mapa de muestras de deslizamientos

En los histogramas de muestras de deslizamientos (Fig.4.13), vemos que en NEXC03 (3089 msnm) y NEX-TEX6 (2996 msnm) existe un comportamiento polimodal con máximos en gravas y arenas medias-finas, es decir  $-2\phi$ ,  $1\phi$  y  $3\phi$  (4000, 500 y  $125\ \mu\text{m}$ ). Ambos depósitos corresponden a las coronas de deslizamientos. NEX-TEX6 tiene valores más altos en gravas que el resto de muestras.

Asimismo en NEX C03-d (3089 msnm) y NEXC04-d (3077 msnm) observamos una distribución unimodal, cuya moda se encuentra centrada en  $3\phi$  ( $125\ \mu\text{m}$ ) es decir, arenas finas. Estas muestras fueron tomadas en los depósitos formados al pie de las laderas por el material desplazado.

En cambio, NEX-TEX5 colectado a 2996 msnm, es unimodal con moda en  $3\phi$  ( $125\ \mu\text{m}$ ) lo que corresponde a arenas finas. Es una muestra del depósito formado por el material desplazado desde NEX-TEX6, despegado únicamente por unos 3-5 m. Estos son los puntos de menor altitud considerados en este estudio para los deslizamientos.

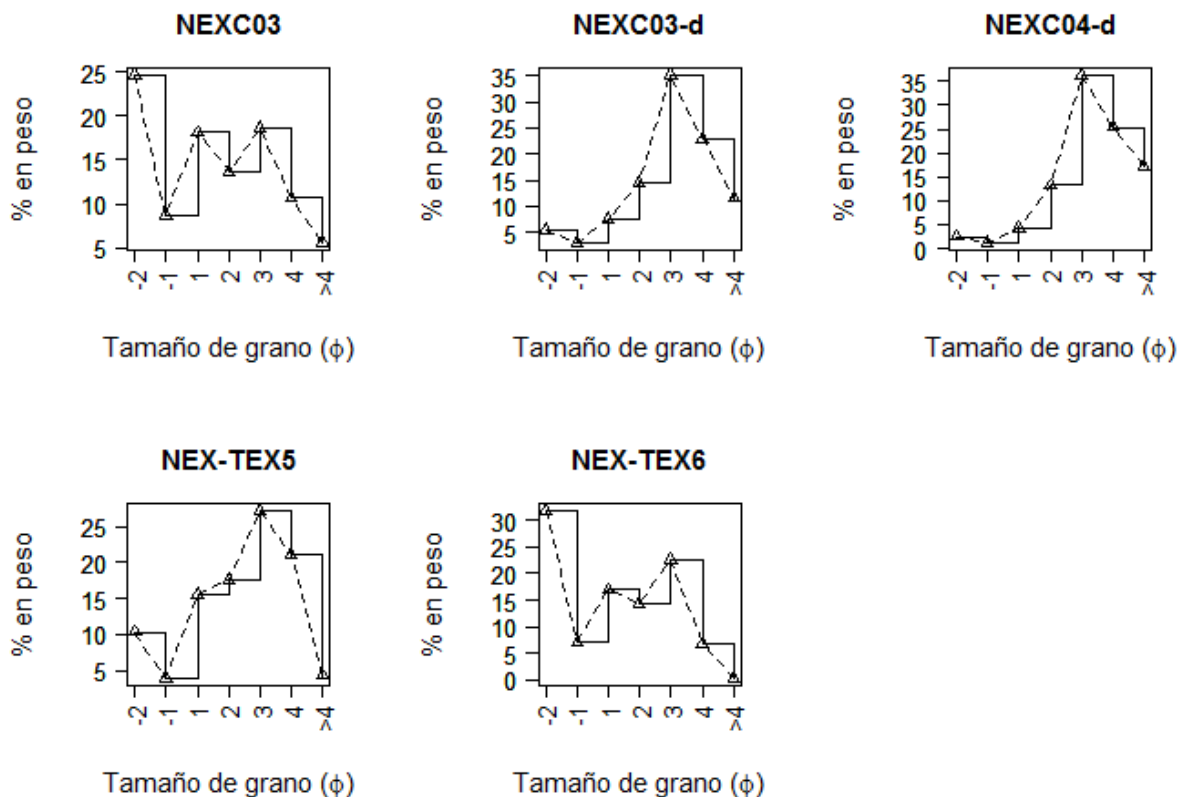


Figura 4.13: Histogramas y curvas de frecuencia de deslizamientos

## Depósitos morrénicos

En el mapa siguiente (Fig. 4.10) se señalan los sitios de muestreo para los depósitos morrénicos.

En los depósitos identificados como morrénicos (Fig. 4.15), tenemos en NEXC05 una distribución unimodal en  $-2\phi$  ( $4000 \mu\text{m}$ ) es decir la moda es en gravas.

En el caso de NEXOSL-10 vemos unimodalidad centrada en  $1\phi$  ( $500 \mu\text{m}$ ) que son arenas gruesas, asimismo NEXB06, es una muestra unimodal cuyo valor más alto de porcentaje de peso se encuentra en la fracción más gruesa  $-2\phi$  ( $4000 \mu\text{m}$ ). En cuanto a NEX06 es una muestra bimodal cuyas modas se localizan en los  $-2\phi$  y  $1\phi$  ( $4000$  y  $500 \mu\text{m}$ ), lo que corresponde al tamaño de gravas y arenas gruesas.

NEX06 es el punto de muestreo más bajo (3032 msnm) y le sigue NEXC05 (3048 msnm), sin embargo las curvas de frecuencia son muy distintas. Asimismo entre las muestras colectadas a mayores altitudes NEX-OSL10 y NEXB06, las curvas de frecuencia son completamente distintas (3073 msnm

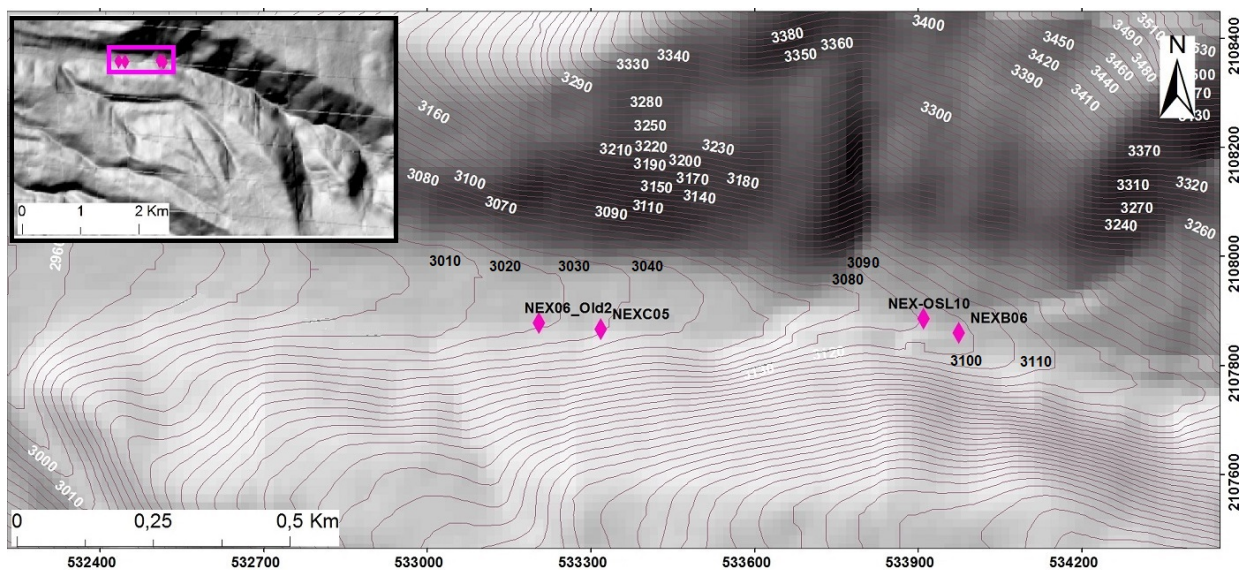


Figura 4.14: Mapa de muestras de morrenas

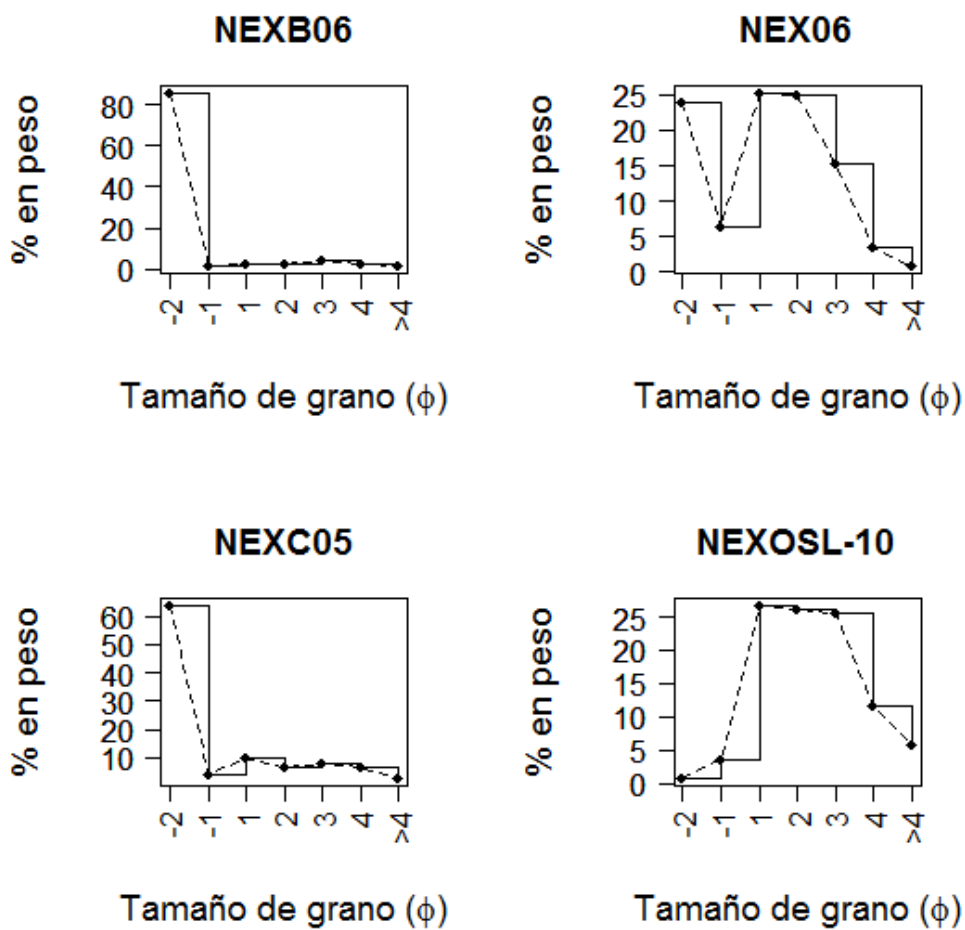
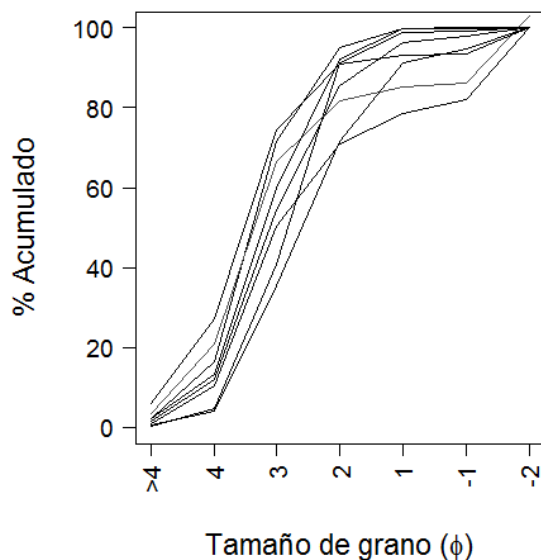


Figura 4.15: Histogramas y curvas de frecuencia de morrenas

y 3102 msnm).

### 4.2.2. Curvas de frecuencia acumulada

#### Lecho

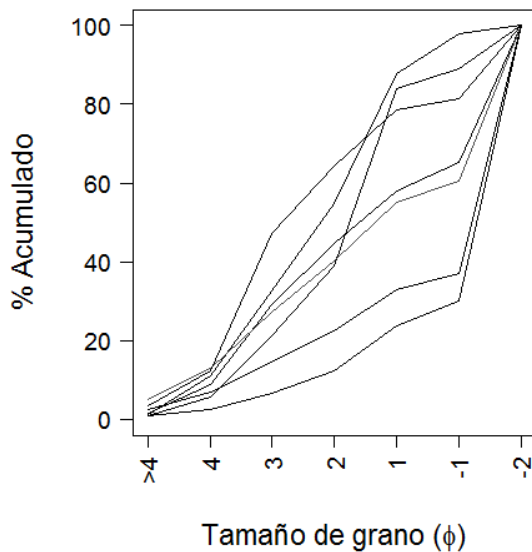


**Figura 4.16:** Curvas de frecuencia acumulada de muestras de lecho

En la gráfica de depósitos de lecho activo (Fig. 4.16) se evidencia que las muestras son muy semejantes, habiendo pocas diferencias entre las curvas. Esto nos informa acerca de la homogeneidad de depósitos de lecho que se han analizado.

#### Terrazas

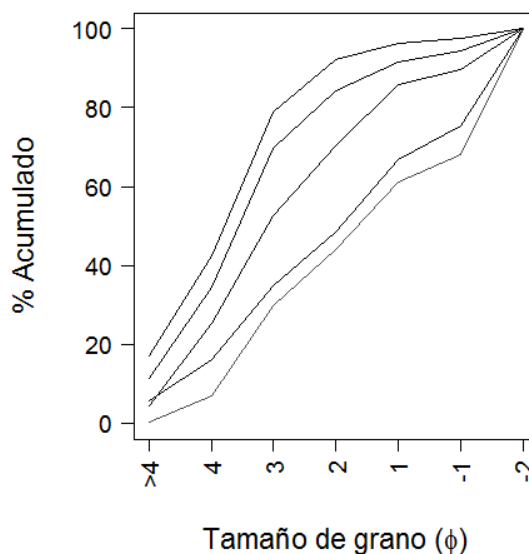
El gráfico de terrazas (Fig. 4.17), las muestras no siguen la misma tendencia. Su relación de arcillas y limos finos es semejante, pero, conforme aumenta el tamaño de grano, las proporciones varían considerablemente, especialmente en la fracción de arenas. En  $1\phi$  ( $500\ \mu\text{m}$ ) y  $-1\phi$  ( $2000\ \mu\text{m}$ ) se nota un distanciamiento máximo entre curvas. La diferencia en concentraciones en cada fracción se relaciona al origen del sedimento que se ha muestreado, por lo que a altitudes mayores se tienen pesos en grava mayores (NEXB07, NEXTEX1 y NEXTEX4) que en muestras de menor altitud (NEX4,



**Figura 4.17:** Curvas de frecuencia acumulada de muestras de terrazas

NEX3, NEX2) las cuales contienen a su vez, mayor porcentaje de arenas. Exceptuando NEX-TEX3 que está constituido mayoritariamente por arenas finas.

### Deslizamientos

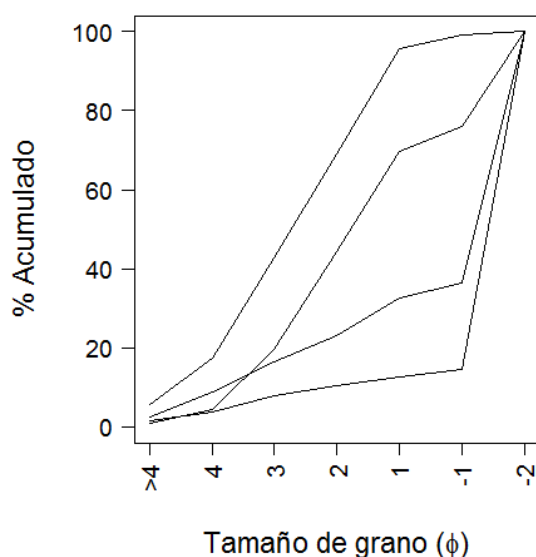


**Figura 4.18:** Curvas de frecuencia acumulada de muestras de deslizamientos

En la *Figura 4.18*, los depósitos se distinguen por su proporción de arenas y gravas, oscilando en valores de 25 a 80 % en  $3\phi$  ( $125 \mu\text{m}$ ) y de 40 a 90 % en  $2\phi$  ( $250 \mu\text{m}$ ), fracción donde se tiene la mayor

diferencia de porcentajes en peso. Por lo tanto, se observan que son depósitos compuestos por un porcentaje bajo en partículas finas y ricos en arenas.

## Morrenas



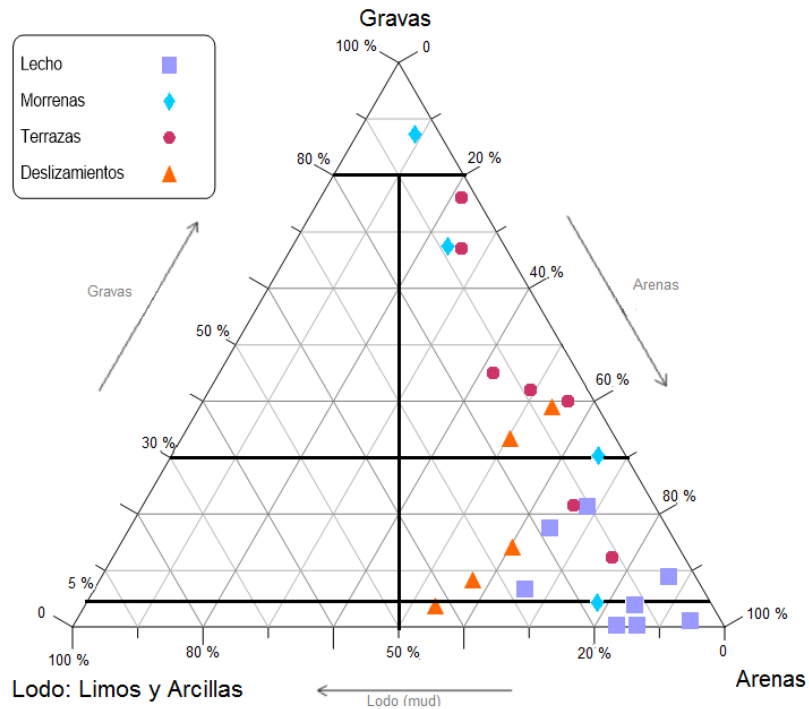
**Figura 4.19:** Curvas de frecuencia acumulada de muestras de morrenas

En el caso de las morrenas (Fig. 4.19), las muestras son muy diferentes entre sí. Dos curvas parecen seguir la misma tendencia aunque su proporción en partículas finas difiere, tienen un contenido alto de arenas gruesas (90 y 65 % aprox.), aunado a esto el porcentaje en gravas es diferente. Por el contrario en el otro grupo, dos curvas también tienen proporciones similares en limos y arcillas pero difieren en arenas, especialmente en  $1\phi$  ( $500 \mu\text{m}$ ), su contenido en  $-1\phi$  y  $2\phi$  ( $2000$  y  $4000 \mu\text{m}$ ) es distinto. No obstante ambas tienen un porcentaje elevado de gravas. En general, son depósitos con poca arcilla y limo pero ricos en arenas y gravas.

### 4.2.3. Diagrama ternario

Usando los parámetros anteriores, se construye el siguiente diagrama de texturas (Fig. 4.20).

Aquí se observa que los depósitos de lecho tienen su mayor contenido en arenas, seguido por un porcentaje importante en sedimentos finos (arcillas y limos) y en menor medida en gravas. Son



**Figura 4.20:** Diagrama textural de Folk (1954)

los depósitos más semejantes entre sí. Considerando la clasificación de Folk (1954), las muestras corresponden a arenas lodosas gravosa, arenas lodosas, arena gravosa, arena ligeramente gravosa y arena lodosa ligeramente gravosa.

Las muestras de terrazas son muy heterogéneas, variando principalmente en su contenido de arenas y gravas. Son depósitos que despliegan un comportamiento único que no se asemeja a las demás muestras, son enriquecidas en arenas y bajas en su contenido de sedimentos finos (arcillas y limos). Si dividimos las muestras respecto a su porcentaje en gravas tenemos 3 subgrupos, los cuales tienen del 12 al 16 % siguiendo la clasificación de Folk (1954) son gravas arenosas lodosas, mientras que el segundo posee del 21.5-45 % son arenas lodosas gravosas y del 67-76 % el tercer subgrupo varía entre grava arenosa y arena gravosa.

Los deslizamientos estudiados son ricos en arenas y según la clasificación de Folk (1954). Se categorizan en dos subgrupos:

1. Grava arenosa lodosa, son aquellas muestras enriquecidas en gravas. Son muy similares a los depósitos de terrazas.



2. Arenas lodosas gravosas, son depósitos distintos de la demás muestras consideradas en este trabajo, pues alcanzan valores mayores en arcillas y limos, que en el resto de tamaños y su contenido en gravas es mínimo.

Los depósitos morrenicos son muy variados, especialmente en su contenido de arenas y gravas. Sin embargo a pesar de su versatilidad en el diagrama ternario es evidente la similitud en proporciones de sedimentos finos con los depósitos de lechos y terrazas. Usando la nomenclatura de Folk (1954) se nombró como arena lodosa ligeramente gravosa a la muestra que asemeja un depósito de lecho y grava arenosa lodosa a aquella compatible con la naturaleza de un depósito de terraza. Existe también otra muestra que se ha mostrado ser totalmente distinta y se ha etiquetado como grava pues contiene muy poca arena y limo.

### 4.3. Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL)

Para las muestras de OSL se tomaron los siguientes puntos (Fig. 4.21).

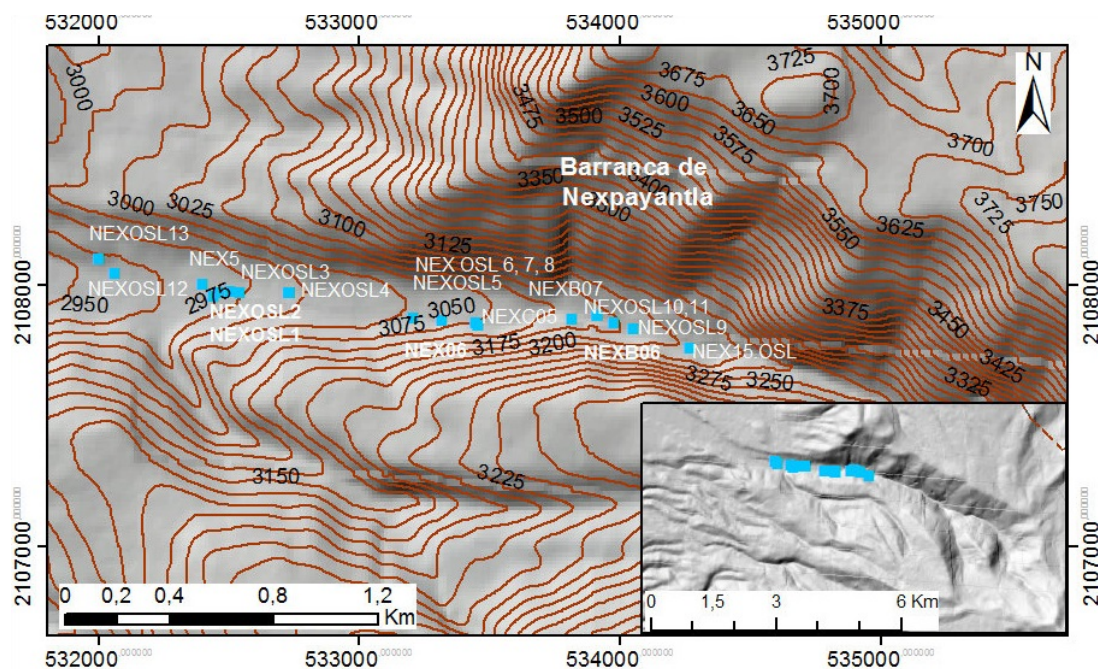
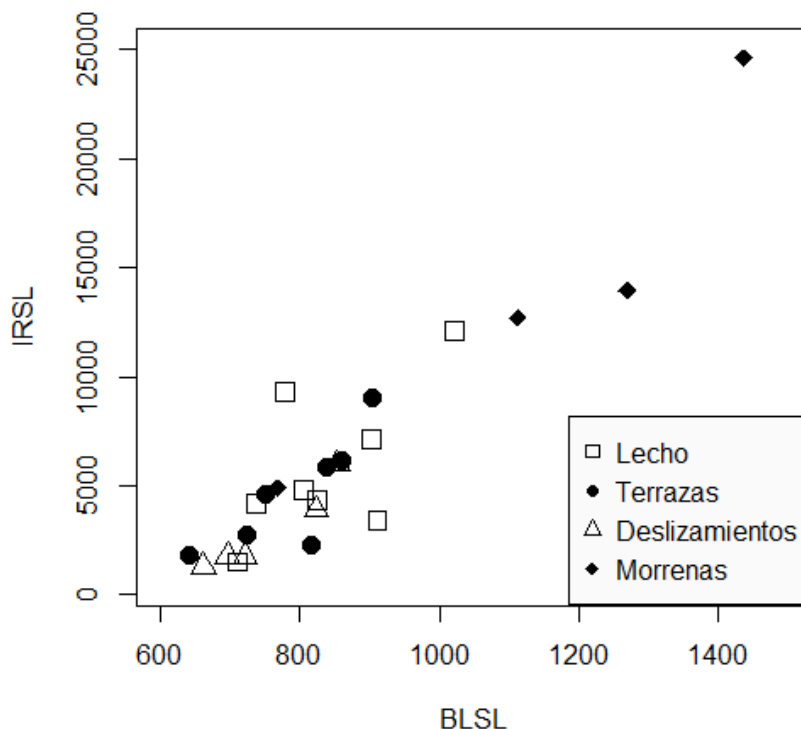


Figura 4.21: Mapa de puntos de muestreo para OSL (modificado de imagen de Google Earth, 2015)

En el **Apéndice IV** se despliegan los resultados completos dados por esta técnica, donde se

exponen los códigos de identificación de las muestras, coordenadas y los valores obtenidos en los análisis de OSL en BSLs e IRSL. Estos valores registrados se dispusieron en una gráfica de dispersión BSLs vs IRSL (Fig. 4.22).



**Figura 4.22:** Gráfica de comparación de conteo de fotones

En la *Figura 4.22* se aprecia que las muestras con mayor cantidad de luminiscencia corresponden a depósitos morrénicos. Por el contrario, aquellas muestras que presentaron luminiscencia menor son de deslizamientos y terrazas. Estas unidades geomorfológicas contienen valores de luminiscencia muy parecidos.

#### 4.4. Dendrogeomorfología

En la *Figura 4.23* se observa la distribución de los puntos de muestreo para los análisis de dendrogeomorfología. Se extrajeron núcleos de individuos que presentaban evidencias de haber sido perturbados (cicatrices de impacto, madera de reacción, inclinación, etc) por flujos de escombros en el canal o por deslizamientos en las laderas del valle.

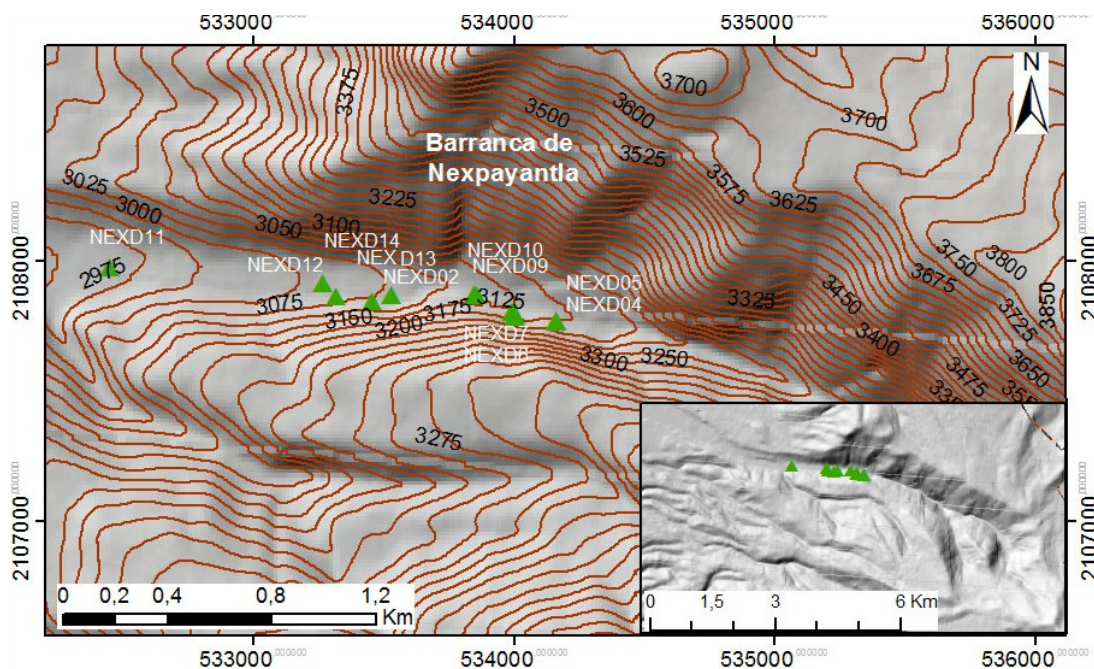


Figura 4.23: Mapa de muestreo de dendrogeomorfología

Las tablas de resultados están en el **Apéndice V**, en donde se ofrece la información relativa a las coordenadas registradas por un GPS portátil de los puntos, la altitud, la edad del individuo, las dimensiones del árbol, la altura a la que se extrajo el núcleo, la cara del árbol, el tipo de disturbio y el año en el que ocurrió dicho fenómeno, además de una breve descripción de la muestra.

A partir de los disturbios registrados en los núcleos se hizo un histograma con los eventos mayores (Fig. 4.24) que se explicará a continuación.

En la *Figura 4.24* se visualiza la distribución temporal de los disturbios por eventos de flujos de escombros o deslizamientos en árboles del canal de Nexpayantla. Para definir el fechamiento de un evento mayor, de gran distribución e intensidad, se consideró una frecuencia de 4 individuos perturbados (cicatrices de impacto, madera de reacción y periodos de estrés) en un año. Se han reconocido en el histograma que dichos fenómenos se repiten cada 11-14 años, exceptuando los años de 1996 y 1998, donde el intervalo es de 2 años.

Cabe mencionar que muchas veces un sólo núcleo contenía diversos disturbios, por lo que la muestra se encuentra señalada en cada una de las fechas donde ocurrieron eventos.

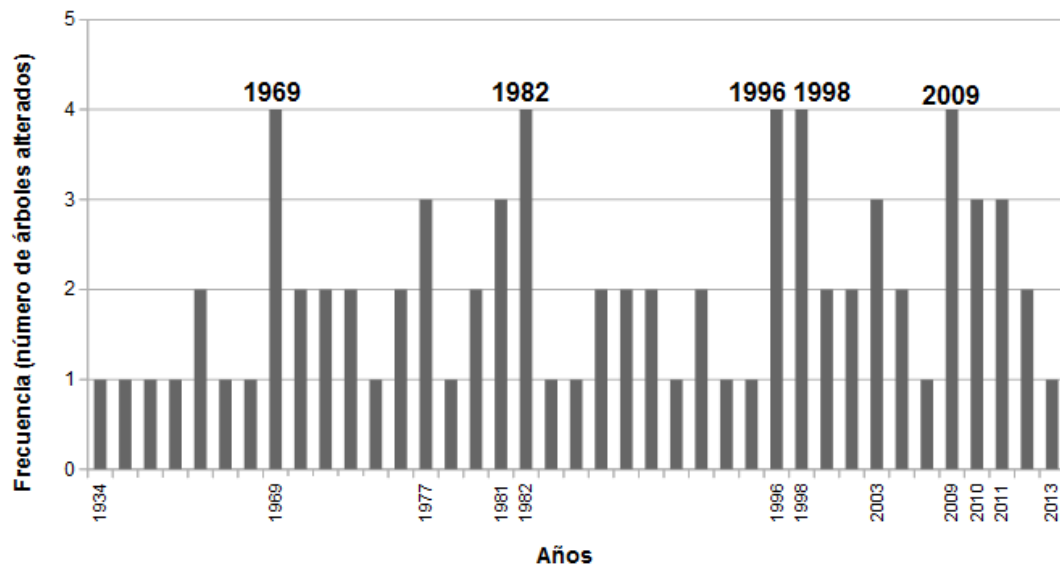


Figura 4.24: Histograma de eventos mayores para la barranca de Nexpayantla (volcán Popocatepetl)

### 5.1. Cartografía Geomorfológica

Como resultado de este método se obtuvo el mapa geomorfológico del sector medio de la barranca ubicado entre los 2908 a 3109 msnm (Fig. 4.1) donde se identificaron diferentes tipos de depósitos como: Lecho de fondo plano, terrazas fluvio-glaciales, paredes rocosas (flujos de lava) y deslizamientos. Éste fue elaborado con base al análisis de imágenes de Google Earth, del modelo digital de elevación (MDE), ortofotos de INEGI y se compararon las anotaciones tomadas en campo. Además se consideraron los rasgos y las unidades geomorfológicas delimitadas en Franco (2005) para la zona.

Sin embargo acotar ciertas unidades fue más complicado que otras, tal es el caso del lecho de fondo plano pues algunos de los puntos de muestreo del lecho activo se situaron en el área de terrazas. Esto es debido a que numerosas terrazas son de tamaños pequeños y diversos ya que están fragmentadas, esto crea múltiples canales dentro del mismo lecho. En otras palabras, se tiene un río con canales anastomosados o trenzados en ciertos tramos de la barranca. Este tipo de sistemas fluviales se produce por la alta pendiente que posee la corriente y la gran carga de sedimentos que transporta el fluido en eventos mayores. Desafortunadamente esta morfología generalmente no es apreciada en la imagen satelital ni por el MDE.

Respecto a las terrazas, se observó que en las zonas cercanas a circos de erosión activos y circos glaciares el área que ocupan aumenta, lo que sugiere que procesos glaciares y fluviales antiguos han aportado material para construir estas geoformas. Hoy en día muchos de las terrazas se encuentran cubiertas de una incipiente vegetación lo cual nos indica que el sedimento ha estado estático el suficiente tiempo para permitir la formación de suelo y la recolonización vegetal. Este fenómeno de recolonización vegetal suele repetirse en diversos tramos de la barranca.

Asimismo utilizando los recursos digitales mencionados anteriormente se detectaron deslizamientos de talla mediana a pequeña (decenas de metros de alto) a partir de la identificación de las superficies de ruptura como zonas sin cobertura vegetal y lenguas de derrubios bajo éstas. Dichos depósitos se ubicaron en las fronteras de las áreas de terrazas fluvio-glaciares y del lecho, lo que coincide con lo observado en campo. Es decir, son numerosas acumulaciones de material situados en los márgenes del lecho actual que son pequeños, recientes y que sobre ellos los árboles tienen un crecimiento en forma de candelabro, decapitaciones y marcas de impacto además de sepultamiento y exposición de raíces en las cercanías del río. Cabe resaltar que la mayoría de las coronas de deslizamientos vistas en el terreno concordaban en altura, lo que nos indica un plano de inestabilidad entre los depósitos, que sugiere un límite entre formaciones rocosas y depósitos fluviales.

De igual forma, se identificaron otro tipo de deslizamientos de mayor tamaño que ocurren por encima de la zona de terrazas, es decir, sobre los derrames de lava que delimitan la barranca. Se tratan de deslizamientos recientes pues aún se observa la carencia de vegetación en los planos de deslizamiento y las grietas sobre éste, que los identifica como deslizamientos traslacionales de derrubios. Hay que destacar que las coronas de deslizamientos coinciden con la orientación de los circos glaciares y circos de erosión activos señalados en Franco (2005).

Por todo esto se puede deducir que el material original de las paredes de la barranca ha sido desplazado ladera abajo y se ha combinado con los depósitos fluviales, creando nuevos depósitos inestables que propician la generación de procesos de remoción en masa recientes, actuando como una de las fuente de detritos para los flujos de agua y sedimento que actualmente se producen en la zona.

De este modo, la cartografía realizada se comprobó para lecho activo, algunas terrazas y deslizamientos con el trabajo de campo. Consideramos oportuno realizar trabajo de campo de mayor detalle en las zonas cumbres de la barranca con el objetivo de identificar y estudiar la geomorfología de los depósitos glaciares buscando otro tipo evidencias como bloques erráticos, estrías glaciares, etc. Adicionalmente, se debe considerar que los intervalos de tiempo en los que actualmente se moviliza el sedimento es corto (meses) por lo que las geoformas que se observan en campo varían drásticamente sobretodo en la transición de la época de estiaje y de lluvias (invierno y verano). Esto es importante ya que debe tomarse en cuenta que el análisis de imágenes es del año 2015, y la topografía podría cambiar de manera significativa en los años siguientes, especialmente en las zonas aledañas al cauce del río.

## 5.2. Análisis Texturales

### 5.2.1. Lecho

A partir de la comparación de histogramas y curvas de frecuencia acumulada (Fig. 4.9 y Fig. 4.16) podemos ver que los materiales del lecho activo presentan menor variabilidad en la distribución de los pesos, que el resto de depósitos vistos en campo. De este modo, el lecho está conformado por depósitos homogéneos unimodales.

Las muestras de mayor altitud tienen su moda centrada en arenas muy finas y poseen un porcentaje importante de gravas. Mientras que las muestras de altitudes menores su moda está centrada en arenas finas y arenas medias.

Una posible explicación es que el sedimento de menor tamaño procede de depósitos ricos en ceniza como son los de flujos piroclásticos o caída de ceniza y que se ubican en altitudes mayores a la zona de estudio como por ejemplo **Ceniza Negra, P1 a P4** u otros. Éstos liberan su fracción fina por lavado o erosión, abasteciendo al lecho de material mediante los flujos hiperconcentrados o de escorrentía. Se propone esto pues las muestras poseen similitudes con las características descritas de los depósitos de dichos flujos. No obstante, el enriquecimiento en gravas sugiere una transición de

flujos hiperconcentrados a flujos de escombros, donde las arenas pertenecen a la fracción líquida y la fracción sólida contiene las gravas.

Por el contrario en las muestras de altitud menor, la cantidad de arenas medias-finas puede deberse tanto a la deposición del material de los flujos de escombros o hiperconcentrados, como al aporte de sedimento proveniente de los deslizamientos generados en las paredes del canal que invaden el lecho actual.

Aun pese a esto, en las curvas de frecuencia acumulada (Fig. 4.16) se observa que las curvas son muy semejantes, por lo que podemos inferir que los depósitos son parecidos en su granulometría. Cabe destacar que las muestras asemejan las descripciones de los depósitos de flujos hiperconcentrados y de escorrentía. Si bien hay que recordar que en las curvas de frecuencia no se incluyeron los clastos de gran tamaño observados en campo.

### 5.2.2. Terrazas

Las muestras de terrazas son muy heterogéneas variando en su contenido de arenas y gravas, analizando los histogramas (Fig. 4.11) se observa que son en su mayoría unimodales, teniendo únicamente dos casos con distribuciones bimodales.

Capra et al. (2004) proponen que los depósitos bimodales son producidos por flujos de escombros donde la moda en clastos gruesos es la fracción sólida y la fracción líquida la constituyen los sedimentos finos y el agua que ha salido del depósito.

En el gráfico 4.17 se nota que la relación de arcillas y limos finos en las muestras es semejante, pero conforme aumenta el tamaño de grano las proporciones varían considerablemente especialmente en la fracción de arenas. Los cambios en los comportamientos de las curvas de frecuencia nos brindan información acerca de las fuentes de las que proviene el material, siendo más diverso a mayores altitudes.

La diferencia en concentraciones en cada fracción revela el origen del sedimento que se ha colectado, en las muestras tomadas a altitudes mayores se tienen pesos en grava mayores (NEXB07, NEXTEX1 y NEXTEX4) que en muestras de menor altitud (NEX4, NEX3, NEX2) las cuales contienen a su



vez, mayor porcentaje de arenas. Esto se explica por el gradiente altitudinal, donde las rocas más grandes se localizan cerca de la fuente y el sedimento más pequeño es transportado por la corriente desplazándose a mayores distancias generando nuevas terrazas corriente abajo de granulometría más fina. Los depósitos además son retrabajados debido a la excavación y colapso de terrazas provocados por el contacto con los flujos de agua y sedimento que devuelven el material al lecho y a partir de esto se generan nuevos procesos de transporte y deposición de derrubios creando geoformas con materiales de diferentes fuentes y tamaños.

### **5.2.3. Deslizamientos**

A partir de la curva de frecuencia acumulada (Fig. 4.18) se descubre que las muestras de los deslizamientos se tratan de depósitos similares, distinguiéndose por su contenido en arenas gruesas. Por ello, en los histogramas (Fig. 4.13) podemos comprobar que poseen comportamientos diversos: unimodales y polimodales, donde sus modas se encuentran en la fracción de gravas y arenas (especialmente en arenas finas). La diferencia entre comportamientos se relaciona al sitio de muestreo ya que las muestras que son polimodales son aquellas que fueron tomadas de las coronas de los deslizamientos, mientras que los depósitos unimodales fueron colectados del lóbulo de material desplazado. En cuanto a la muestra NEXTEX5 se tomó en el lóbulo del material, no obstante el deslizamiento era muy pequeño, desplazando el sedimento apenas 2-5 m de la pared, por ello se explica su enriquecimiento de arenas.

Los deslizamientos ocurren desde las terrazas (T1, T2, T3) por lo que incorporan las rocas movilizadas por procesos fluviales al material original del cual están constituidas las paredes de la barranca como son el sedimento transportado por otros procesos de ladera o bien depósitos glaciares, esto explica la polimodalidad de las muestras de las coronas de los deslizamientos.

### **5.2.4. Morrenas**

Las muestras de morrenas son muy distintas, sus distribuciones varían de unimodales a bimodales. Tanto en las curvas de frecuencia acumulada (Fig. 4.19) como en el diagrama ternario (Fig. 4.20) se

nota la diferencia entre muestras sobretodo en la fracción de arenas y gravas. Exceptuando NEXOSL-10, todas poseen modas en  $-2\phi$  ( $4000\mu m$ ), es decir en gravas. También, tienen un alto porcentaje de arenas especialmente en  $1\phi$  ( $125\mu m$ ), salvo NEXB06. De esta forma, gracias a estos análisis notamos que los depósitos son muy variados, lo que es consistente con la descripción de estos tipos de depósitos. Comparando la distribución espacial con los histogramas y curvas de frecuencia acumulada no se ha podido encontrar un patrón general de las morrenas por lo que se recomienda una colecta de muestras más numerosa y detallada.

Por todo lo anterior podemos afirmar que los análisis texturales realizados en la investigación nos permiten identificar los diferentes tipos de depósitos que se ubican en el sector medio de la barranca Nexpayantla, lo que nos proporciona más información acerca de los procesos fluviales, glaciales y gravitacionales que ocurren en la zona.

### 5.3. OSL

La OSL nos brinda la posibilidad de realizar una cronología relativa basada en la interpretación de la *Figura 4.22*, donde se representan los resultados de luminiscencia de BLSL vs IRSL. Los datos presentados en esta gráfica adoptan una buena correlación lineal, que básicamente nos indican que tienen una proporción similar de cuarzo y feldespato (hay que recordar que el cuarzo se estimula generalmente con el azul y el feldespato en el infrarojo).

Si partimos de la premisa que a mayor luminiscencia, mayor tiempo de enterramiento, tendremos que las morrenas son las que poseen mayor luminiscencia en la gráfica y por ende son las formas más antiguas (dentro de los elementos muestreados en la barranca). En la dirección opuesta, se observan los deslizamientos como las muestras de menor luminiscencia. Esto es acorde a las interpretaciones geomorfológicas pues las morrenas corresponden a las glaciaciones del Pleistoceno y los deslizamientos son depósitos derivados de procesos más recientes donde se expone el sedimento a los rayos solares que resetean el material.

En general, se presenta que la mayoría de las muestras, contiene una luminiscencia similar. Las

terrazas, el lecho y algunos deslizamientos muestran valores cercanos aunque sabemos que esto no es acertado pues corresponden a procesos con duraciones muy dispares. La aparente semejanza se debe a que el material movilizado no fue ‘reseteado’ por completo cuando fue transportado, es decir, que aún porta luminiscencia heredada de otros depósitos anteriores, por lo que se infiere que este material fue sepultado por flujos hiperconcentrados o de escombros que no permitieron la liberación de la luminiscencia de los clastos transportados. Con estos datos la técnica de OSL nos habla de la ocurrencia de flujos de agua y sedimento y de la formación de depósitos que constituyen la barranca de Nexpayantla.

En otras palabras, la similitud de valores en luminiscencia entre depósitos se debe al modo de empleo de la técnica de OSL en este trabajo pues nos ayuda a proponer una cronología relativa en los procesos de la barranca Nexpayantla e inferir el tipo de procesos que transporta el material.

## **5.4. Dendrogeomorfología**

La dendrogeomorfología nos ha permitido identificar que los procesos fluviales y de ladera han sido muy dinámicos en los últimas décadas, mas precisamente durante los últimos 81 años.

Se ha comprobado que los árboles son lastimados por el impacto de bloques debido a los flujos de escombros que tienen lugar en el lecho activo de la barranca, así como por los deslizamientos que ocurren en los márgenes del valle. Los árboles también son afectados por sepultamiento. Todo ello afecta al crecimiento de los anillos, lo cual se pudo identificar claramente en los núcleos que se extrajeron.

En el histograma (Fig. 4.24) se nota que el periodo de repetición varía entre 11 a 14 años lo que es consistente con Franco-Ramos (2009) quien menciona un periodo de 10 años de estabilidad de las terrazas en el Popocatépetl. Además de la información recabada entre la comunidad y las observaciones hechas en la localidad donde se aprecian marcas recientes de diferentes niveles de agua sobre las paredes de las casas y la presencia de clastos de más de 30 cm de diámetro que obstruyen los caminos, patios e incluso son utilizados para delimitar los terrenos en la población.

Posteriormente se comparó la información dada por los núcleos de madera con los registros de procesos climáticos generales. Se observaron que dentro de los periodos de El Niño y La Niña (series temporales reportadas por NOAA en 2015), generalmente tiene lugar un evento geomorfológico máximo en la barranca de Nexpayantla. Coincidiendo la mayoría de picos por eventos extremos con épocas de El Niño.

La única excepción hasta ahora encontrada es el año de 1996, donde se ha registrado la presencia del fenómeno La Niña. En este caso se plantea la posibilidad que el desencadenante fuese un evento volcánico que generó la fusión nival y facilitó la formación de flujos hiperconcentrados o de escombros en el NW del volcán.

De este modo, un muestreo más detallado ayudaría a observar con mayor precisión la relación de los eventos geomorfológicos máximos con el clima, así como la distribución espacial de los mismos. Asimismo aumentando el número de núcleos estudiados se incrementa el alcance de la técnica, cubriendo un mayor periodo de tiempo.

La toma de muestras debe diversificarse, ya que núcleos de distintas terrazas, paredes del canal y del lecho activo brindan información de diferentes épocas y procesos. Esto nos permite caracterizar y fechar eventos en diversos puntos del canal pero también encontrar patrones similares para calibrar nuestros fechamientos y obtener un patrón de crecimiento general de la población de *Abies religiosa* en la barranca.

En este sentido, la consideración de otro tipo de disturbios como la excentricidad en árboles sepultados y los periodos de estrés en árboles decapitados, con raíces expuestas o con vecinos muertos sería benéfica para complementar los fechamientos de la zona.

## 5.5. Discusiones generales a la metodología propuesta

La metodología de la investigación incluyó distintos métodos aplicados a los procesos geomorfológicos con la finalidad de complementar la información obtenida de cada uno de ellos y analizar el adecuamiento de éstos para estudiar los procesos geomorfológicos en la zona.

La generación de numerosos deslizamientos a lo largo de las laderas, la formación de zapas en las terrazas, la acumulación de grandes clastos en San Pedro Nexapa y las marcas del nivel del agua en las casas, la baja cantidad de luminiscencia en el sedimento, los lóbulos de material y las zonas sin vegetación mostrados en las imágenes satelitales y aéreas, las edades de los árboles de las terrazas (menores a 30 años) que indican una posible fecha de estabilización, además de los impactos y periodos de estrés registrados muestran la complejidad de las interacciones entre los depósitos que son establecidas por los flujos de agua y sedimento aunados a los procesos de ladera y a la historia glacial de la zona.

Así, el método cartográfico nos ayudó a comprender la distribución de los depósitos y de algunos procesos tales como los deslizamientos. Mientras que el método textural nos permitió detallar la variabilidad en la capacidad de transporte de los distintos flujos en la barranca y caracterizar cada depósito muestreado. A su vez, la OSL hizo posible establecer una cronología relativa de materiales y estudiar los tipos de flujos que se han originado. Finalmente usando la dendrogeomorfología se reconoció la dinámica geomorfológica actual en Nexpayantla a partir de los registros en núcleos de árboles fechando eventos de los últimos 80 años.

De esta forma podemos afirmar que la metodología nos ha brindado gran cantidad de información acerca de la zona pero también nos ha señalado la diversidad de los procesos que ocurren en esta área. Por esta razón, consideramos este trabajo como una primera aproximación, la cual sirve como base para siguientes estudios de la zona. En este sentido una primer sugerencia es la complementación de la metodología, por ejemplo que se amplie el trabajo de campo para detallar la cartografía geomorfológica y aumentar el número de muestras de sedimento y de madera. Asimismo se recomienda añadir métodos de fechamiento radiométrico y métodos de análisis granulométricos para la fracción fina y gruesa de los depósitos.

# Conclusiones

---

El presente trabajo integró los métodos de OSL, dendrogeomorfología, interpretación de imágenes satelitales y análisis texturales para el estudio de las geoformas del sector medio de la barranca de Nexpayantla, con el propósito de obtener información para comprender los procesos erosivos y de transporte de sedimento en la zona de estudio, además se analizó el alcance de cada método utilizado y se han propuesto nuevos métodos que complementen esta propuesta.

De los resultados conseguidos, aquellos obtenidos en los análisis texturales mostraron una aproximación de la composición de los depósitos a partir de la interpretación de los histogramas, curvas de frecuencia acumulada y la comparación con la distribución espacial de los puntos de muestreo, lo cual nos permitió caracterizar los depósitos e inferir acerca de la dinámica de la zona de estudio. Además utilizando el diagrama ternario se compararon todos los diferentes depósitos analizados y se clasificaron.

Con base a las notas y fotografías tomadas en campo, junto con las imágenes satelitales de Google Earth, se elaboró un mapa geomorfológico, centrado en la sección media de la barranca, que además considera la clasificación de unidades propuestas por Franco-Ramos (2005)

La OSL a pesar de no proporcionar la edad absoluta del sedimento, nos abrió la posibilidad de comparar los depósitos muestreados de forma fácil y económica, mostrando cuáles son los detritos más antiguos pues los granos que poseían mayor luminiscencia correspondían a los depósitos identifi-

cados en campo como morrénicos, es decir, productos del movimiento glacial. Por lo que se lograron confirmar las observaciones hechas en campo.

Finalmente la dendrogeomorfología, se mostró muy útil para el fechamiento de eventos de inundación del canal, logrando recopilar información de los últimos 81 años de la barranca, a partir de cicatrices de impacto en la madera, madera de reacción y reducción en crecimiento por estrés vegetal. Posteriormente al procesar los datos y exponerlos en histogramas, se evidenció un período de 11 a 14 años donde los impactos sobre la corteza de los árboles se repiten.

En conclusión, los procesos erosivos y de transporte de sedimentos en la barranca de Nexpayantla, son mucho más complejos de lo que se pensaron. En este estudio se propuso la implementación de varios métodos, cada uno nos proporciona información de la barranca desde distintos ángulos, pero no son suficientes para tener una visión completa de los fenómenos que alteran la región. Por lo que se plantea la incorporación de otros métodos para completar los estudios tales como métodos de fechamiento absoluto, además de alentar nuevas campañas de trabajo en campo y nuevos proyectos que caractericen la barranca utilizando otros enfoques.

# Apéndices

---

Apéndice I: Coordenadas de depósitos morrénicos

| <b>Código</b>     | <b>X</b> | <b>Y</b> | <b>Z</b> |
|-------------------|----------|----------|----------|
| <b>NEX06</b>      | 533205   | 2107878  | 3032     |
| <b>NEXB06</b>     | 533975   | 2107860  | 3072     |
| <b>NEXC05</b>     | 533318   | 2107867  | 3048     |
| <b>NEX-OSL10</b>  | 533910   | 2107886  | 3102     |
| <b>NEX15-1OSL</b> | 534267   | 2107762  | 2918     |
| <b>NEX15-3OSL</b> | 532267   | 2116070  | 2898     |



Apéndice II: Muestras de Matriz con descripción y porcentaje de pesos retenidos clasificados

| Código     | X      | Y       | Z    | Descripción  | Tamaño máx. clasto | % Grava | % Limo | % Arena |
|------------|--------|---------|------|--|--------------------|---------|--------|---------|
| NEX02      | 531792 | 2108152 | 2908 | Terraza alta homogéneo masivo, clasto de 2-20 cm.  | 60                 | 16.04   | 5.67   | 78.28   |
| NEX03      | 531952 | 2108123 | 2934 | Terraza alta masiva sin imbricación, clastos tamaño pequeño de aprox. 2 cm   |                    | 42.05   | 8.73   | 49.22   |
| NEX04      | 532124 | 2108016 | 2953 | Terraza media, imbricación en base, heterogéneo, clastos redondeados de más de 20 cm.  | 100                | 12.36   | 11.06  | 76.57   |
| NEX05      | 532397 | 2108006 | 2967 | Lecho, clastos subredondeados, predominan clastos de 30 cm, heterogéneos.  | 100                | 1.14    | 4.67   | 94.19   |
| NEX06      | 533205 | 2107878 | 3032 | Morrena. Clastos de aprox. 20-30 cm. En cauce clastos de 70 mm. Ancho 20.3 m, profundidad 1.10 m y pendiente 4 grados. Altura del depósito 12.6 m. | 100                | 30.3    | 4.3    | 65.4    |
| NEXB06     | 533975 | 2107860 | 3073 | Terraza flujos de escombros  | 70                 | 87.23   | 3.85   | 8.92    |
| NEXB07     | 533814 | 2107871 | 3092 | Terraza de bloques sobre debris.   |                    | 76.12   | 2.34   | 21.54   |
| NEXC03     | 533456 | 2107848 | 3089 | Cicatriz de deslizamiento  |                    | 33.32   | 16.21  | 50.47   |
| NEXC03-d   | 533456 | 2107848 | 3089 | Material desplazado en el deslizamiento  |                    | 8.37    | 34.37  | 57.25   |
| NEXC04-d   | 533445 | 2107858 | 3077 | Deslizamiento  |                    | 3.6     | 42.54  | 53.86   |
| NEXC05 tex | 533318 | 2107867 | 3048 | Deslizamiento-caida  |                    | 67.4    | 8.73   | 23.87   |
| NEX-TEX1   | 532436 | 2107961 | 2974 | Terraza baja, margen izquierdo.  |                    | 45.02   | 12.9   | 42.03   |
| NEX-TEX2   | 532460 | 2107975 | 2973 | Lecho  |                    | 21.28   | 10.5   | 68.24   |
| NEX-TEX3   | 532505 | 2107981 | 2978 | Terraza baja   |                    | 21.56   | 12.47  | 65.96   |
| NEX-TEX4   | 532541 | 2107973 | 2985 | Terraza baja. Clastos muy angulosos  | 40                 | 67.12   | 6.79   | 26.09   |
| NEX-TEX5   | 532730 | 2107974 | 2996 | Material de deslizamiento en margen izquierdo del canal. El material está desplazado sólo unos 2-5 m del lugar de despegue o cicatriz.             | 300                | 14.2    | 25.45  | 60.35   |
| NEX-       | 532730 | 2107974 | 2996 | Material de la cicatriz  | 500                | 38.91   | 7.03   | 54.06   |

|           |        |         |      |   |     |       |       |       |
|-----------|--------|---------|------|---|-----|-------|-------|-------|
| TEX6      |        |         |      | del deslizamiento de NEX-TEX5                                       |     |       |       |       |
| NEX-TEX7  | 532730 | 2107974 | 2996 | En el lecho. 10 metros aguas arriba del deslizamiento NEX-TEX5      | 100 | 17.61 | 18.07 | 64.32 |
| NEX-TEX8  | 532730 | 2107974 | 2996 | En el lecho. 10 metros aguas abajo del deslizamiento NEX-TEX5       | 50  | 0.3   | 13.41 | 86.32 |
| NEX-TEX12 | 532058 | 2108049 | 2946 | Lecho de la barranca  |     | 0.35  | 16.34 | 83.31 |
| NEX-TEX13 | 531999 | 2108105 | 2929 | Lecho   |     | 8.89  | 4.09  | 87.02 |
| NEXOSL-10 | 533910 | 2107886 | 3102 | Morrena en el lado derecho del canal, algunos clastos son angulosos |     | 4.24  | 17.42 | 78.35 |
| NEXOSL-12 | 532058 | 2108049 | 2946 | Lecho de la barranca  |     | 0.35  | 16.3  | 83.31 |
| NEXOSL-13 | 531999 | 2108105 | 2929 | Lecho de la barranca  |     | 3.85  | 11.9  | 84    |

**Apéndice III:** Pesos de matriz retenidos (g) en cada tamiz

| Muestra    | >4 Φ | 4 Φ   | 3 Φ   | 2Φ    | 1Φ    | -1Φ   | -2Φ   | Total |        |
|------------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| NEX-2      |      | 8     | 34.5  | 116.4 | 133.4 | 336.7 | 36.9  | 83.3  | 748.6  |
| NEX-3      |      | 16.6  | 70.5  | 202.5 | 155.3 | 133.2 | 72    | 347.4 | 997.9  |
| NEX-4      |      | 12.4  | 98.1  | 214.1 | 222.9 | 327.9 | 103.5 | 20    | 999.1  |
| NEX-5      |      | 2.8   | 44.1  | 362.9 | 504.5 | 77.7  | 3.2   | 8.2   | 1003.3 |
| NEX-6      |      | 8.2   | 34.8  | 152.9 | 249   | 252.4 | 63.6  | 239.5 | 1000.7 |
| NEXB07     |      | 9.6   | 19.3  | 53.1  | 70.3  | 142.3 | 75.9  | 863.2 | 1234.4 |
| NEXB06     |      | 21    | 32.1  | 56.5  | 36.1  | 30.3  | 24.7  | 1177  | 1378.8 |
| NEXC03     |      | 39.3  | 76.1  | 133.1 | 97.1  | 129.1 | 61.5  | 175.7 | 713    |
| NEXC03-d   |      | 93.8  | 187   | 287.2 | 119.2 | 61.3  | 23.9  | 44.5  | 814.4  |
| NEXC04-d   |      | 117.7 | 173.9 | 248.9 | 90.9  | 29.4  | 7.7   | 17    | 766.1  |
| NEXC05     |      | 35.2  | 89.9  | 109.3 | 95.4  | 137.5 | 52.5  | 913.7 | 1435.5 |
| NEX-TEX-1  |      | 37.5  | 61.2  | 107.8 | 100.1 | 112.5 | 41.2  | 302   | 766.1  |
| NEX-TEX-2  |      | 8     | 70.1  | 297.1 | 153.7 | 57.5  | 24.1  | 134.4 | 746.4  |
| NEX-TEX-3  |      | 19.7  | 54.8  | 206.5 | 102.9 | 84.6  | 18.4  | 110.4 | 501.8  |
| NEX-TEX-4  |      | 12.1  | 22.9  | 40    | 40.4  | 54    | 20.8  | 325   | 535.2  |
| NEX-TEX-5  |      | 18.9  | 94.2  | 121   | 78.3  | 68.9  | 17.2  | 45.9  | 446.3  |
| NEX-TEX-6  |      | 1.5   | 44    | 146.5 | 93.4  | 110   | 45.6  | 206.2 | 648.9  |
| NEX-TEX-7  |      | 3.4   | 104.7 | 272.1 | 92.6  | 20    | 5.6   | 99.7  | 601    |
| NEX-TEX-8  |      | 12.3  | 65.5  | 270   | 187.6 | 43.3  | 1.6   | 0     | 581    |
| NEX-TEX-12 |      | 12.1  | 85.1  | 329.1 | 138.4 | 28.2  | 1.8   | 0.3   | 596.4  |
| NEX-TEX-13 |      | 3.9   | 23.7  | 210.7 | 244.6 | 131.2 | 23.5  | 36.4  | 674    |
| NEX-OSL-10 |      | 37.3  | 76.6  | 166.6 | 171.3 | 174.5 | 22.8  | 4.9   | 654.8  |
| NEX-OSL-12 |      | 27    | 98    | 215.3 | 75.4  | 10.4  | 0.6   | 30    | 457.6  |
| NEX-OSL-13 |      | 11.8  | 76.2  | 317   | 230.4 | 78.6  | 13.2  | 15.4  | 742.9  |

Apéndice IV: Coordenadas, descripciones y valores de luminiscencia de muestras de matriz

| Muestras   | X      | Y       | Z    | Descripción  | S2(BSL) | S1 (IRSL) |
|------------|--------|---------|------|--|---------|-----------|
| NEX05      | 532397 | 2108006 | 2967 | Lecho: clastos subredondeados, predominan clastos de 30 cm, heterogéneos, máx. 1 m. Ancho 17.2 m, profundidad 1.60 m y pendiente 2 grados.                   | 10773   | 1054      |
| NEX06_Old2 | 533205 | 2107878 | 3032 | Morrena. Clastos de aprox. 20-30 cm, max. 1 m. En cauce clastos de 70 mm. Ancho 20.3 m, profundidad 1.10 m y pendiente 4 grados. Altura del depósito 12.6 m. | 5308    | 963       |
| NEXB06     | 533975 | 2107860 | 3073 | Terraza lahar, clastos de diámetro max de 70 cm.   | 5095    | 730       |
| NEXB07     | 533814 | 2107871 | 3092 | Terraza de bloques sobre debris.   | 9057    | 904       |
| NEXC03     | 533456 | 2107848 | 3089 | Cicatriz de deslizamiento  | 5985    | 853       |
| NEXC03-d   | 533456 | 2107848 | 3089 | Material desplazado en el deslizamiento  | 1751    | 721       |
| NEXC04-d   | 533445 | 2107858 | 3077 | Deslizamiento  | 1777    | 696       |
| NEXC05-M   | 533318 | 2107867 | 3048 | Cicatriz Morrena   | 12718   | 1113      |
| NEX-OSL1   | 532436 | 2107961 | 2974 | Terraza baja, margen izquierdo.  | 2760    | 724       |
| NEX-OSL2   | 532460 | 2107975 | 2973 | Lecho  | 4361    | 824       |
| NEX-OSL3   | 532505 | 2107981 | 2978 | Terraza baja   | 2290    | 817       |
| NEX-OSL4   | 532541 | 2107973 | 2985 | Terraza baja. Clastos muy angulosos  | 1809    | 641       |
| NEX-OSL5   | 532730 | 2107974 | 2996 | Material de deslizamiento en margen izquierdo del canal. El material está desplazado sólo unos 2-5 m del lugar de despegue o cicatriz.                       | 1283    | 661       |
| NEX-OSL6   | 532730 | 2107974 | 2996 | Material de la cicatriz del deslizamiento de NEX-TEX5  | 3894    | 823       |
| NEX-OSL7   | 532730 | 2107974 | 2996 | En el lecho, 10 metros aguas arriba del deslizamiento NEX-TEX5   | 3388    | 911       |
| NEX-OSL8   | 532730 | 2107974 | 2996 | En el lecho, 10 metros aguas abajo del deslizamiento NEX-TEX5  | 1504    | 710       |
| NEX-OSL9   | 534048 | 2107836 | 2937 | Lecho  | 4801    | 805       |
| NEX-OSL10  | 533910 | 2107886 | 3102 | Morrena en el lado derecho del canal, algunos clastos son angulosos  | 4878    | 768       |
| NEX-OSL11  | 533910 | 2107886 | 3102 | Lecho de la barranca   | 4199    | 737       |
| NEX-OSL12  | 532058 | 2108049 | 2946 | Lecho de la barranca   | 7159    | 903       |
| NEX-OSL13  | 531999 | 2108105 | 2929 | Lecho  | 12107   | 1021      |
| NEX15-1OSL | 534267 | 2107762 | 2918 | Morrena  | 13959   | 1270      |
| NEX15-3OSL | 532267 | 2116070 | 2898 | Morrena  | 24612   | 1437      |

**Apéndice V:** Coordenadas, descripciones y fechamientos de núcleos de árboles colectados

| Nombre   | Coordenadas |         |          | Edad árbol | Altura<br>Árbol (m) | Ancho (m) | Descripción de sitio  | Cara<br>del árbol | Disturbio      | Año de evento |
|----------|-------------|---------|----------|------------|---------------------|-----------|---|-------------------|----------------|---------------|
|          | X           | Y       | Z        |            |                     |           |   |                   |                |               |
| NEXD01   | 5333525     | 2107871 | 3048     | 37         | 13.5                | 0.8       | Terraza 3<br>planicie inundación<br>actual<br>Fotos 250,251     | D                 | Supresión      | 1967          |
|          |             |         |          | 48         |                     |           |   | C                 | Supresión      | 1981          |
|          |             |         |          | 34         |                     |           |   | C                 | Supresión      | 1981          |
|          |             |         |          | 41         |                     |           |   | D-A               | Supresión      | 1986          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | C-A               | Supresión      | 1989          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | C                 | Cicatriz       | 1995          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | D-A               | Cicatriz       | 2009          |
| NEXD02   | 533529      | 2107872 | 3064     | 59         | 12                  | 0.9       | Terraza 2,<br>arbol 2 cicatrices<br>de impacto<br>Fotos 252-253 | D                 | Supresión      | 1966          |
|          |             |         |          | 44         |                     |           |   | D                 | Supresión      | 1969          |
|          |             |         |          | 18         |                     |           |   | A                 | Supresión      | 1971          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | A                 | Supresión      | 1978          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | C                 | Supresión      | 1996          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | A                 | Cicatriz       | 2010          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   |                   |                |               |
| NEXD03   | 533896      | 2107864 | 3088     | 60         |                     |           | 2 árboles colectados:<br>1 muerto (para referencia)             | muerto            | Supresión      | 1934-76       |
|          |             |         |          | 105        |                     |           |   | A                 | Supresión      | 1954          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | B                 | madera         | 1959          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | muerto            | Cicatriz       | 1961          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | A                 | Supresión      | 1965          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | A                 | Supresión      | 1977          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | muerto            | Supresión      | 1998          |
| NEXD04   | 534164      | 2107767 | 3106     | 47         | 10                  |           | Terraza 3, planicie<br>inundación<br>259-60                     | C2                | Supresión      | 1973          |
|          |             |         |          | 43         |                     |           |   | CA                | Supresión      | 1975          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | CA                | Supresión      | 2002          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | C2                | Supresión      | 2003          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | CA                | Cicatriz       | 2010          |
| NEXD05   | 534164      | 2107774 | 3109.204 | 46         | 20                  |           | arbol referencia<br>sin daños visibles                          | b                 | Supresión      | 1972          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | A                 | Supresión      | 1973          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | b                 | Supresión      | 1977          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | B                 | Supresión      | 1982          |
| NEXD05-1 | 534005      | 2107789 | 3127     | 53         |                     |           | Morrena   | c                 | Cicatriz       | 1971          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | c                 | Supresión      | 1972          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | c                 | Cicatriz       | 1982          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | c                 | Supresión      | 1982          |
| NEXD06   | 533991      | 2107805 | 3118.193 | 48         | 20                  | 1.1       | muerto (decapitado)<br>sobre canal de mudflow                   | D                 | Supresión      | 1969          |
|          |             |         |          | 24         |                     |           |   | D                 | Supresión      | 1977          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | b                 | Supresión? Pco | 1998          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | C                 | Supresión      | 2004          |
|          |             |         |          |            |                     |           |   | b                 | Cicatriz       | 2013          |

|        |        |         |          |    |      |      |   |       |           |      |
|--------|--------|---------|----------|----|------|------|---|-------|-----------|------|
| NEXD07 | 533995 | 2107805 | 3119     | 33 | 1.22 | 0.92 |   | C     | Supresión | 1988 |
|        |        |         |          |    | 20   |      |   | C1    | Supresión | 1980 |
|        |        |         |          | 35 |      |      | árbol de lecho de mudflow.                      | D REF | Supresión | 1985 |
|        |        |         |          |    | 20   |      | 2 impactos visibles                             | C     | Supresión | 1992 |
|        |        |         |          | 42 |      |      | c1 y c  | DREF  | Supresión | 1996 |
|        |        |         |          |    |      |      |   | DREF  | Supresión | 1998 |
|        |        |         |          |    |      |      |   | C     | Supresión | 2000 |
|        |        |         |          |    |      |      |   | C     | Supresión | 2004 |
|        |        |         |          |    |      |      |   | C     | Cicatriz  | 2009 |
| NEXD08 | 534006 | 2107795 | 3121.051 |    | 20   |      |   | C1    | Cicatriz  | 2009 |
|        |        |         |          |    |      |      | Árbol en planicie de inundacion sobre terraza 3 | C     | Supresión | 1965 |
|        |        |         |          | 50 |      |      | 2 impactos visibles:                            | C     | Supresión | 1969 |
|        |        |         |          | 45 | 10   |      | c y c2  | C     | Cicatriz  | 1975 |
|        |        |         |          | 55 |      |      |   | D REF | Supresión | 1980 |
|        |        |         |          |    |      |      |   | D REF | Supresión | 1984 |
|        |        |         |          |    |      |      |   | C2    | Supresión | 1991 |
|        |        |         |          |    |      |      |   | D REF | Supresión | 1993 |
|        |        |         |          |    |      |      |   | C     | Supresión | 1996 |
|        |        |         |          |    |      |      |   | C2    | Cicatriz  | 2009 |
| NEXD10 | 533859 | 2107872 | 3083.176 |    |      |      |   | C     | Cicatriz  | 2011 |
|        |        |         |          | 54 |      |      | Margen derecho del rio                          | B     | Supresión | 1985 |
|        |        |         |          | 35 |      |      | Terraza 2                                       | D     | Supresión | 1986 |
|        |        |         |          |    |      |      | planicie de inundacion                          | B     | madera    | 1991 |
| NEXD11 | 532449 | 2107978 | 2774     |    | 15   | 1    | actual  | B     | Supresión | 2011 |
|        |        |         |          | 24 | 12   | 1    | Referencia barranca                             | D     | Supresión | 1982 |
|        |        |         |          | 44 |      |      | Árbol de ladera frente a morren                 | C     | Supresión | 1988 |
|        |        |         |          |    |      |      | sup a terraza 2.                                | D     | Cicatriz  | 2002 |
|        |        |         |          |    |      |      | se tomó la muestra                              | C     | Cicatriz  | 2003 |
|        | 533266 | 2107917 | 2850     | 54 |      |      | NEXC01  | C     | Cicatriz  | 2013 |
|        |        |         |          | 9  | 8    | 0.8  | dos impactos en cara c                          | D     | Supresión | 1969 |
|        |        |         |          | 18 | 8    | 0.8  | inclinado                                       | C     | Supresión | 1996 |
|        |        |         |          |    |      |      | árbol de ladera, inclinado                      | c     | Cicatriz  | 1998 |
|        |        |         |          | 54 |      |      | Foto 308  | D     | madera    | 2000 |
|        |        |         |          |    |      |      |   | C1    | Cicatriz  | 2005 |
|        | 533456 | 2107848 | 3089     |    |      |      |   | C1    | Cicatriz  | 2013 |
|        |        |         |          | 40 |      |      | varios impactos en C                            | C     | Supresión | 1974 |
|        |        |         |          | 47 | 18   | 1.2  | árbol de ladera                                 | C2    | Supresión | 1981 |
|        |        |         |          |    |      |      | inclinado                                       | C     | Supresión | 1983 |
|        |        |         |          |    |      |      | Foto 309  | A     | Cicatriz  | 2003 |
| NEXD14 | 533318 | 2107867 | 3048     |    |      |      |   | C2    | Supresión | 2011 |

# Bibliografía

---

- Aitken, M. (1985). Thermoluminescence dating: past progress and future trends. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements (1982)*, 10(1):3–6.
- Aitken, M. (1998). *An Introduction to Optical Dating*. Oxford University Press.
- Alcántara Ayala, I. (2000). Landslides:¿deslizamientos o movimientos del terreno? definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones geográficas*, 41:7–25.
- Alcántara-Ayala, I., Echevarría, L., Gutierrez, M., Domínguez, M., y Noriega, R. (2001). Inestabilidad de laderas. *Secretaría de Gobernación, serie Fascículos*, pp. 36.
- Alestalo, J. (1971). Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. fennia 105. *Societa Geographica Fennia*, 140p.
- Barrera, A. (1968). Distribución cliserial de los siphonaptera del volcán popocatepetl, su interpretación biogeográfica. *Anales del Instituto de Biología*, 1(39):35–99.
- Beaman, J. H. (1962). The timberlines of iztacchuatl and popocatepetl, mexico. *Ecology*, pp. 377–385.
- Bennett, M. M. y Glasser, N. F. (2006). *Glacial geology: ice sheets and landforms*. John Wiley & Sons.
- Beverage, J. P. y Culbertson, J. K. (1964). Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulics Division*, 90(6):117–128.
- Boggs, J. (2006). Principles of sedimentology and stratigraphy: Pearson prentice hall. *Upper Saddle River, New Jersey*.
- Boulton, G. (1978). Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology*, 25(6):773–799.
- Braam, R., Weiss, E., y Burrough, P. (1987). Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena*, 14(6):573–584.
- Buma, J. y Van Asch, T. (1996). Slide (rotational). *Dikau, R., Brunnsden, D., Schrott, L., Ibsen. ML (eds.), Landslide Recognition, Identification, Movement and Causes: Gran Bretaña, John Wiley and Sons*, pp. 42–61.
- Butler, D. R. (1979). Snow avalanche path terrain and vegetation, glacier national park, montana. *Arctic and Alpine Research*, 11:17–32.

- Butler, D. R. (1985). Vegetational and geomorphic change on snowavalanche path, glacier national park, montana. *Great Basin Nat.*, 45(2):313—317.
- Butler, D. R. (1987). Teaching general principles and applications of dendrogeomorphology. *Journal of Geological Education*, 35(2):64–70.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R. G., y Guillou, H. (2011). Trenchward plio-  
quaternary volcanism migration in the trans-mexican volcanic belt: the case of the sierra nevada range. *Geological Magazine*, 148(03):492–506.
- Camarero, J. J., Guerrero-Campo, J., y Gutiérrez, E. (1998). Tree-ring growth and structure of *pinus uncinata* and *pinus sylvestris* in the central spanish pyrenees. *Arctic and Alpine Research*, pp. 1–10.
- Capra, L., Poblete, M., y Alvarado, R. (2004). The 1997 and 2001 lahars at popocatépetl volcano (central mexico). textural and sedimentological evidences to constrain their origin and hazard. *Journal of Volcanology and Geothermal Researc*, 131:351–396.
- Carlos-Valerio, V. (2010). *Procesos de remoción en masa en rocas volcánicas porción SO de la Cuenca de México*. Tesis de Doctorado, Insituto de Geología, UNAM.
- Carrasco-Nuñez, G. (1985). Estudio geológico del volcán popocatépetl. tesis de licenciatura Ingeniería Geológica, FI, UNAM.
- CENAPRED, editor (2012). *Historia de la Actividad del Popocatépetl: 17 años de erupciones*. CENAPRED.
- Costa, J. E. (1984). Physical geomorphology of debris flows. In *Developments and applications of geomorphology*, pp. 268–317. Springer.
- Cruden, D. M. y Varnes, D. J. (1996). Landslides: investigation and mitigation. chapter 3-landslide types and processes. *Transportation research board special report*, 247.
- de Azcarate, G. y Escamilla, M. (1999). Las comunidades edafoxerófilas (enebrales y zacatonales) en las montañas del centro de méxico. *Phytocoenología*, 29(4):449–468.
- de Pedraza Gilsanz, J. (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Editorial Rueda.
- Delgado-Granados, H., Miranda, P. J., Huggel, C., del Valle, S. O., y Ibargüengoitia, M. A. (2007). Chronicle of a death foretold: Extinction of the small-size tropical glaciers of popocatépetl volcano (mexico). *Global and Planetary Change*, 56(1):13–22.
- Demant, A. (1982). Interpretación geodinámica del volcanismo del eje neovolcánico transmexicano. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, 5(2):217–22.
- Duller, G. A. (2008). Single-grain optical dating of quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas*, 37(4):589–612.
- Dávila-Hernández, N. (2007). Análisis espacial y espectral de lahares en el volcán colima, méxico. Tesis de Maestría, FFyL, UNAM.
- Easterbrook, D. J. (1982). *Sandstone Depositional Environments*, chapter Characteristic features of glacial sediments. AAPG Special Volumes.
- Ehlers, J. y Gibbard, P. L. (1996). *Quaternary and glacial geology*. J. Wiley & Sons.

- Enciso-González, J. (1998). Proceso de fotointerpretación-sistemas de información geográfica como instrumento para el análisis urbano catastral-imagen territorial. Tesis de Maestría, FFyL, UNAM.
- Espinasa-Pereña, R. (2007). Evolución morfoestratigráfica del volcán popocatepetl. Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM.
- Espinasa-Pereña, R. y Martín del Pozzo, A. (2006). *Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: A perspective from México*, chapter Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México. Geological Society of America Special Paper.
- Espinosa-Miranda, J. (1972). Fotointerpretación aplicada a la evaluación hidrogeológica del área de los llanos de cocle, provincia de cocle, república de panamá. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM.
- Folk, R. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company.
- Folk, R. L. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *The Journal of Geology*, pp. 344–359.
- Franco-Ramos, O. (2005). Geomorfología del popocatepetl. tesis de licenciatura en geografía, FFyL, UNAM.
- Franco-Ramos, O. (2009). Procesos morfodinámicos en la vertiente norte del volcán popocatepetl. Tesis de Maestría, Geografía, UNAM.
- 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 of Volcanology and Geothermal Research*, 267:30–38.
- Fuentes, A. (1975). El paisaje en el piedemonte poblano de los volcanes popocatepetl e iztaccíhuatl. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (6).
- Galindo-Serrano, J. (2013). Susceptibilidad a procesos de remoción en masa en la red carretera de la sierra nororiental, puebla. tesis de licenciatura en geografía, FFyL, UNAM.
- Galván-García, A. (2012). Procesos de remoción de masa en la delegación de Álvaro obregón: Peligros asociados y su cartografía. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM.
- García-Romero, A. (2003). *Análisis integrado de paisajes en el occidente de la cuenca de México, la vertiente oriental de la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte bajo*. Tesis de Doctorado, Universidad Complutense de Madrid.
- Garnica-Peña, R. (2003). Riesgos por inundaciones e inestabilidades de laderas en el municipio de tecolutla, veracruz. tesis de licenciatura en geografía, FFyL, UNAM.
- Gaziev, E. (2003). Análisis de la estabilidad de taludes rocosos. Informe técnico, Instituto de ingeniería.
- Giani, G. (1992). *Rock slope stability analysis*, chapter Chapt.7, pp. 191–208. Balkema, Rotterdam.
- Giordano, G., De Rita, D., Fabbri, M., y Rodani, S. (2002). Facies associations of rain-generated versus crater lake-withdrawal lahar deposits from quaternary volcanoes, central italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1):145–159.
- Gómez-Arizmendi, A. (1998). Análisis geomorfológico del volcán popocatepetl escala 1:20000. tesis de licenciatura en geografía, FFyL, UNAM.



- Gómez-Vázquez, A. (2012). Procesos de formación y destrucción de domos en el volcán popocatepetl 1996-2009. Tesis de Maestría, UNAM.
- Guarin, F., Espinosa, A., y Gorin, G. (2004). A pleistocene stacked succession of volcanoclastic mass flows in central colombia: The quindío-risaralda fan. *Acta vulcanologica*, 16(1/2):1000–1016.
- Hansen-Albites, F. (2008). *Apuntes de Cartografía*.
- Heine, K. (1973). Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40.000 años en mexico. *Proyecto Puebla-Tlaxcala: comunicaciones*, 7:51–58.
- Heine, K. (1984). The classical late weichselian climatic fluctuations in mexico. In *Climatic changes on a yearly to millennial basis*, pp. 95–115. Springer.
- Heine, K. y Heide-Weise, H. (1973). Jungquartäre förderfolgen des malinche-vulkans und des popocatepetl (sierra nevada, mexiko) und ihre bedeutung für die glazialgeologie, paläoklimatologie und archäologie. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Palaeontologie= Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 31:303–322.
- Herrera, S. (2002). *Regionalización de los deslizamientos en México*. Academia Mexicana de Ingeniería.
- Hoek, E. y Bray, J. (1996). *Rock Slope Engineering*. Institution of Mining and Metallurgy.
- Hugett, R. (2007). *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge.
- Huntley, D., Godfrey-Smith, D., y Haskell, E. (1991). Light-induced emission spectra from some quartz and feldspars. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 18(1):127–131.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., y Thewalt, M. L. (1985). *Optical dating of sediments*. Nature Publishing Group.
- INEGI (1990). Carta climática 1:1 000 000.
- Iverson, R. M., Schilling, S. P., y Vallance, J. W. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8):972–984.
- Iverson, R. M. y Vallance, J. W. (2001). New views of granular mass flows. *Geology*, 29(2):115–118.
- Julio-Miranda, P. (2006). *Estudios de la interacción vulcanismo-glaciación en el volcán Popocatepetl*. Tesis de Doctorado, Instituto de Geofísica, UNAM.
- Kneib, W., Miehlich, G., y Zöttl, H. (1973). Clasificación regional de los suelos de la sierra nevada de méxico. *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 7:11–13.
- Krinsley, D. H. y Donahue, J. (1968). Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. *Geological Society of America Bulletin*, 79(6):743–748.
- Lagenheim, J. (1956). Plant succession on a subalpine earthflow in colorado. *Ecology*, 37:301–317.
- LaMarche, V. J. (1968). Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, white mountains, california. Informe tecnico, USGS.
- Lindholm, R. (1987). *A practical approach to sedimentology*. Allen & Unwin.
- Lorenzo, J. (1964). Los glaciares de méxico. *Monográfico, Instituto de Geofísica*, (1):1–123.

- Lorenzo, J. L. y Mirambell, L. (1986). *Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco*, volume 155. Instituto Nacional de Antropología e Historia.
- Lugo-Hubp, J. (1989). Diccionario geomorfológico: México. *DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía*.
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3):379–424.
- Madsen, A. T. y Murray, A. S. (2009). Optically stimulated luminescence dating of young sediments: a review. *Geomorphology*, 109(1):3–16.
- McAuliffe, J. R., Scuderi, L. A., y McFadden, L. D. (2006). Tree-ring record of hillslope erosion and valley floor dynamics: Landscape responses to climate variation during the last 400yr in the Colorado plateau, northeastern Arizona. *Global and Planetary Change*, 50(3):184–201.
- Mendoza López, M. J., Domínguez Morales, L., Noriega Rioja, I., y Guevara Ortíz, E. (2002). Monitoreo de laderas con fines de evaluación y alertamiento. In *Informes técnicos*. México. Centro Nacional de Prevención de Desastres.(CENAPRED); México. Secretaría de Gobernación.
- Miall, A. (1997). The geology of fluvial deposits, sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology: Andrew d. miall. Springer-Verlag, Berlin, 1996, xvi + 582 pp., dm 118.-(hardcover), isbn 3-540-59186-9.
- Mooser, F. (1957). Los ciclos de vulcanismo que formaron la cuenca de México. In *XX Congreso Geológico Internacional, Simposio sobre Vulcanología del Cenozoico: México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, volume 2, pp. 337–348.
- Mooser, F. (1967). Tefracronología de la cuenca de México para los últimos treinta mil años. *Boletín INAH*, 30:12–15.
- Mooser, F. et al. (1975). Historia geológica de la cuenca de México. *Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal: México, DF, Departamento del Distrito Federal*, 1:7–38.
- Mooser, F., Meyer-Abich, H., y McBirney, A. R. (1958). *Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields: Part VI. Central America*. International Volcanological Association.
- Mooser, F., Montiel, A., y Zúñiga, Á. (1996). *Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla: estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos*. Comisión Federal de Electricidad.
- Muñoz-Salinas, E., Bishop, P., Sanderson, D. C., y Zamorano, J.-J. (2011). Interpreting luminescence data from a portable OSL reader: three case studies in fluvial settings. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(5):651–660.
- Muñoz-Salinas, E., Bishop, P., Zamorano, J.-J., y Sanderson, D. (2012). Sedimentological processes in lahars: Insights from optically stimulated luminescence analysis. *Geomorphology*, 136(1):106–113.
- Muñoz-Salinas, E. y Castillo-Rodríguez, M. (2014). Luminiscencia ópticamente estimulada aplicada a sedimentos fluviales: Un enfoque basado en la interpretación de las señales luminosas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2):225–233.
- Muñoz-Salinas, E. (2007). *Los lahares del Popocatepetl: obtención y tratamiento de la información para prevención de riesgos*. Tesis de Doctorado, Universidad Complutense de Madrid.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell.

- Nixon, G. T. (1989). The geology of iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the sierra nevada and valley of mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 219:1–59.
- Ochoa-Tejeda, V. (2004). Propuesta metodológica para el estudio de inestabilidad de laderas a partir de los mdt y percepción remota. Tesis de Maestría, FFyL, UNAM.
- Palacios, D. (1995). Rockslide processes on the north slope of popocatepetl volcano, mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6(4):345–359.
- Palacios, D. (1996). Recent geomorphologic evolution of a glaciovolcanic active stratovolcano: Popocatepetl (mexico). *Geomorphology*, 16(4):319–335.
- Peregrino-García, H. (1998). Aplicación de fotogrametría, la fotointerpretación y la informática en la productividad de los principales sectores de la economía: agropecuario, industrial y servicios 1930-1955. tesis de licenciatura en economía, FE, UNAM.
- Pierson, T. y Scott, K. (1999). Superficial hydrologic hazards and volcanoes: Debris avalanches, lahars and floods: Processes, interpretation of deposits, and techniques of hazard assessment and mitigation. *US Geological Survey Open-File Report*.
- Pierson, T. C. y Costa, J. E. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Reviews in Engineering Geology*, 7:1–12.
- Pierson, T. C. y Scott, K. M. (1985). Debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water resources research*, 21(10):1511–1524.
- Plunket, P. y Uruñuela, G. (1998). Preclassic household patterns preserved under volcanic ash at tetimpa, puebla. *Latin American Antiquity*, 9:287—309.
- Polunin, N. (1960). *Introduction to Plant Geography*. McGraw Hill.
- Ritter, D. (1982). *Process geomorphology*. Wm. C. Brown.
- Robin, C. (1984). Le volcan popocatepetl (mexique): structure, evolution pétrologique et risques. *Bulletin volcanologique*, 47(1):1–23.
- Robin, C. y Boudal, C. (1987). A gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern volcan popocatepetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31(1):115–130.
- Rodolfo, K. S. (1989). Origin and early evolution of lahar channel at mabinit, mayon volcano, philippines. *Geological Society of America Bulletin*, 101(3):414–426.
- Romero, A. G. (1998). Geocología del paisaje vegetal en el occidente de la ciudad de México. In *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, volume 18, pp. 115.
- Schweingruber, F. H. et al. (1996). *Tree rings and environment: dendroecology*. Paul Haupt AG Bern.
- Scurfield, G. (1973). Reaction wood: its structure and function. *Science*, 179(4074):647–655.
- Selby, M. J. (1985). *Earth's changing surface: an introduction to geomorphology*. Oxford University Press.
- Shigo, A. L. (1984). Compartmentalization: a conceptual framework for understanding how trees grow and defend themselves. *Annual Review of Phytopathology*, 22:189–214.
- Shroder, J. (1978). Dendrogeomorphological analysis of mass movement on table cliffs plateau, utah. *Quaternary Research*, 9:168–185.

- Shroder, J. (1980). Dendrogeomorphology review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography*, 4(2):161–188.
- Shultz, A. W. (1984). Subaerial debris-flow deposition in the upper paleozoic cutler formation, western colorado. *Journal of Sedimentary Research*, 54(3).
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J., et al. (1995). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual como del volcán popocatepetl. In *Volcan Popocatepetl estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*, pp. 195–220. México. Comité Científico Asesor CENAPRED-UNAM.
- Siebe, C., M., A., y Obenholzner, J. (1996). La destrucción de cacaxtla y cholula: un secoso en la historia eruptiva del popocatepetl. *Ciencias, UNAM*.
- Siebe, C., Macías, J., Abrams, M., Rodríguez, S., y Castro, R. (1997). Catastrophic prehistoric eruptions at popocatepetl and quaternary explosive volcanism in the serdán-oriental basin, east-central, mexico. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Puerto Vallarta, Mexico*, 4:1–88.
- Sigafoos, R. y Hendricks, E. (1969). The time interval between stabilization of alpine glacial deposits and establishment of tree seedlings. *Geological Survey Research, PROF PAP 650-B, P B 89-B 93*.
- Skempton, A. y Hutchinson, J. (1969). Stability of natural slopes and embankment foundations. In *Soil Mech & Fdn Eng Conf Proc/Mexico/*.
- Smith, G. y Lowe, D. (1991). Lahars: Volcano hydrologic-events and deposition in the debris flow—hyperconcentrated flow continuum. *Sedimentation in Volcanic Settings*.
- Smith, G. A. y Fritz, W. J. (1989). Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, 17(4):375–376.
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J., García-Tenorio, F., Layer, P., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., y Arce, J. (2015). El ventorrillo, a paleostructure of popocatepetl volcano: insights from geochronology and geochemistry. *Bulletin of Volcanology*, 77(10).
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2008). Tree-ring analysis in natural hazards research: an overview. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8(2):187–202.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D. R., y Luckman, B. H. (2010). *Tree rings and natural hazards: a state-of-art*, volume 41. Springer Science & Business Media.
- Stoffel, M., Lièvre, I., Monbaron, M., y Perret, S. (2005). Seasonal timing of rockfall activity on a forested slope at täschgufer (swiss alps)—a dendrochronological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49(1):89–106.
- Thouret, J., Abdurachman, K., Bourdier, J., y Bronto, S. (1998). Origin, characteristics, and behaviour of lahars following the 1990 eruption of kelud volcano, eastern java (indonesia). *Bulletin of volcanology*, 59(7):460–480.
- Ui, T. (1983). Volcanic dry avalanche deposits—identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18(1):135–150.
- Vallance, J. W. (2000). *Lahars. Encyclopedia of volcanoes*. Academic press.

- 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.
- Vázquez-Selem, L. y Heine, K. (2004). Late quaternary glaciation of mexico. *Developments in Quaternary Sciences*, 2:233–242.
- White, S. (1981). Neoglacial to recent glacier fluctuations on the volcano popocatépetl, méxico. *J. Glacial*, 27(96):356–363.
- White, S. E. (1962). Late pleistocene glacial sequence for the west side of iztacihuatl, mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 73(8):935–958.
- White, S. E. (1986). Quaternary glacial stratigraphy and chronology of mexico. *Quaternary Science Reviews*, 5:201–205.