



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

**EVALUACIÓN DE LA CONEXIÓN DE SEDIMENTOS EN ZONAS CONSERVADAS Y PERTURBADAS EN EL
PARQUE NACIONAL IZTA-POPO, MÉXICO**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTOR EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:
VÍCTOR MANUEL GÓMEZ PIÑA

DIRECTORA DE TESIS:
DRA. ESPERANZA MUÑOZ SALINAS
ESTACIÓN REGIONAL DEL NOROESTE, INSTITUTO DE GEOLOGÍA (UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

DR. MIGUEL CASTILLO RODRÍGUEZ
ESTACIÓN REGIONAL DEL NOROESTE, INSTITUTO DE GEOLOGÍA (UNAM)

DR. OSVALDO FRANCO RAMOS
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA (UNAM)

DRA. MARTHA GABRIELA GÓMEZ VASCONCELOS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA (UMSNH)

DRA. ISABEL ISRADE ALCÁNTARA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA (UMSNH)

DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA (UNAM)

Ciudad Universitaria, Ciudad de México, julio de 2024



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas

Tesis Digitales

Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©

PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Este esfuerzo lo quiero dedicar a mi esposo Amín, quién se ha embarcado conmigo en un sinfín de aventuras en nuestra primera década juntos. Él, es mi alegría, compañía, apoyo, escucha, razón, alerta y guía; el pilar que me sostiene ante el embate intempestivo del día a día, en este enredo que supone nuestra existencia. Así como también, a la maestra Margarita y a don Efra[†] (a perpetuidad en mi memoria), quienes me han enseñado a salir adelante con esfuerzo y responsabilidad. Al igual que a mis hermanas Rocío y Lourdes y, sobrinos Jesús[†] (presente siempre), Jhonatán, Escaret e Iker. Con quienes seguimos deconstruyendo y reconstruyendo hasta la medida de nuestras posibilidades. De todos ellos, sigo aprendiendo.

También, quiero agradecer a los Doctores Esperanza Muñoz y Miguel Castillo por brindarme la oportunidad de adentrarme en el terreno de la Geomorfología fluvial, escudriñando las entrañas de los mecanismos de transporte de los sedimentos; al invitarme a trabajar con ellos en la línea de investigación que realizan. Así como por su confianza, apoyo y orientación para el desarrollo y el fortalecimiento personal y, de este trabajo vanguardista en México. Logrando así, desentrañar la dinámica geomorfológica de las cabeceras fluviales de Amalacaxco y de Altzomoni y así, contribuir con un granito de arena en la protección y preservación medioambiental de los ecosistemas amenazados de este país. Y, de la misma forma, por el llamado a formar parte de este gran equipo de investigación, sólido y de vanguardia, al confiarme uno de los eslabones más importantes que engarzan la cadena para la generación del conocimiento en esta área de investigación.

Además, también quiero reconocer al laboratorio Geocron-Q, perteneciente al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) de la UNAM, el cual se localiza en la Estación Regional del Noroeste (ERNO), del Instituto de Geología de la UNAM, Hermosillo, Sonora; y a su responsable, la Dra. Esperanza Muñoz. Por el apoyo en la realización de las mediciones de luminiscencia ópticamente estimulada (LOE) y de Cs-137, efectuadas a las 510 muestras del material sedimentario recolectado en las cabeceras de Amalacaxco y Altzomoni, cuyos datos fueron la base de esta investigación.

Asimismo, agradezco la guía, comentarios y consejos de los miembros del comité sinodal, conformado por los Doctores Isabel Israde, Gabriela Gómez, Osvaldo Franco y Lorenzo Vázquez, de quienes he aprendido y con quienes también he crecido académicamente. Y que, con su apoyo y sugerencias, enriquecieron la presentación de los resultados de esta investigación.

Finalmente, y con el mismo objetivo, a la UNAM, máxima casa de estudios de la nación y a la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de la UNAM en Hermosillo. Al CONAHCYT y a los fondos de Ciencia Básica CB-2015-01 (255098). Así como a los compañeros de la ERNO por su apoyo e integración, al brindarme aceptación y seguridad en este rincón tan peculiar de la geografía mexicana. Al igual que las opiniones valiosas del Mtro. Alfredo Valoix, Ing. Daniel Tapia y Mtro. Rainer Díaz y su apoyo en las campañas de campo para la recolección de las muestras y, a quienes contribuyeron en la conclusión de este trabajo. Y, sobre todo, a esa chispa que me permite seguir adelante en este laberinto lleno de dobleces y recovecos, llamado existencia...

Índice	
Capítulo	Página
RESUMEN	1
I. Introducción	3
II. Conexión de los sedimentos y métodos de análisis	10
2.1. Definición del concepto	10
2.2. Importancia del estudio de la conectividad de los sedimentos.....	15
2.3. Estudios aplicados y resultados.....	18
2.4 Técnicas alternativas para evaluar la conexión de los sedimentos.....	24
2.4.1. Teoría de la Luminiscencia Ópticamente Estimulada (LOE).....	24
2.4.2. Teoría del radioisótopo de Cs-137.	27
Planteamiento del problema.....	33
Justificación	34
Hipótesis	35
Objetivo general.....	36
Objetivos específicos	36
III. Zona de estudio	37
3.1. Geología.....	38
3.2. Glaciología.....	42
3.3. Geomorfología	43
3.4. Edafología.....	45
3.5. Biodiversidad	47
3.6. Clima.....	49
3.7. Prácticas de manejo y de conservación en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl-Zoquiapan	51
IV. Metodología	54
4.1. Metodología.....	54
4.2. Método de luminiscencia ópticamente estimulada (LOE).....	57
4.2.1. Trabajo de campo para la recolección de muestras para medir la LOE.	57
4.2.2. Mediciones de la LOE en el laboratorio.	60
4.2.3. Análisis de la LOE.	62
4.3. Método del radioisótopo Cesio-137.....	63
4.3.1. Trabajo de campo para la recolección de muestras para medir el Cs-137.	63
4.3.2. Medición del radioisótopo de Cs-137 en el laboratorio.	66
4.3.3. Análisis del Cs-137.	69

4.4. Parámetros físico-geográficos.....	70
4.4.1. Temperatura.....	70
4.4.2. Precipitación.	74
4.4.3. Radiación solar.....	75
4.4.3. Elevación.....	78
4.4.4. Pendiente del terreno.....	79
V. Resultados y discusiones.....	81
5.1. Luminiscencia ópticamente estimulada	81
5.2. Radioisótopo de Cesio-137	95
5.2.1. Inventario de referencia.	95
5.2.2. Inventario de diagnóstico.	98
5.2.3. Discusión de los resultados de Cs-137.....	104
5.1 Integración de los métodos de LOE y Cs-137	113
5.3.1. Estudio de la conexión de los sedimentos en las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni.	113
5.3.2. Evaluación de la metodología basada en la aplicación conjunta de los métodos de LOE y Cs-137.....	125
VI. Conclusiones.....	129
Referencias bibliográficas.....	132
Anexos	168

RESUMEN

El concepto de “*conexión de los sedimentos*” implica la circulación del material sedimentario dentro de un sistema fluvial, donde los mecanismos de transporte se rigen principalmente por la configuración de las cuencas, la litología y las condiciones climáticas. Los mecanismos de transporte son vitales en la dinámica sedimentaria de las cuencas fluviales, ya que favorecen los ciclos biogeoquímicos, modelan el relieve y las geoformas y vierten los nutrientes a las planicies. La conexión de los sedimentos puede alterarse natural y/o antrópicamente y, es por ello, que su estudio dentro de las ciencias de la Tierra es muy importante, ya que permite la identificación de los efectos climáticos y ambientales, además de las acciones humanas sobre el entorno.

En este trabajo se evalúa la conexión de los sedimentos en dos cabeceras de alta montaña conocidas, una, como Amalacaxco, la cual tiene implementadas prácticas de manejo consistentes en trincheras, gaviones y aforestación con pino desde el año 2008 y, la otra, Altzomoni, se encuentra en un estado natural. Estas cabeceras son colindantes y comparten condiciones físico-geográficas muy similares. Ambas se localizan dentro del polígono del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl-Zoquiapan (PNI-P-Z) que contiene el ecosistema del zacatonal alpino catalogado de alto valor ecológico, el cual protege especies en peligro de extinción como el teporingo. El objetivo de esta investigación es estudiar los cambios en la conexión de los sedimentos en estas dos barrancas a lo largo de un año, con la aplicación de una nueva metodología que utiliza dos métodos de frontera como son la luminiscencia ópticamente estimulada (LOE) y el Cesio-137 atmosférico de caída. Para llevar a cabo este estudio, se tomaron durante distintas jornadas de trabajo de campo en las cabeceras, un total de 240 muestras para LOE y 270 para Cs-137 en los meses de diciembre de 2018 y, de abril y agosto de 2019. Después del análisis de las muestras en el laboratorio Geocron-Q (perteneciente al Laboratorio Nacional de Geoquímica y

Mineralogía), los resultados obtenidos con estos dos métodos se analizaron con los parámetros medioambientales de temperatura, precipitación, radiación solar, pendiente y litología para las cabeceras.

Entre las principales observaciones, la LOE identificó los sedimentos transportados sobre la superficie de ambas cabeceras como jóvenes ($<1,100$ años), además de que permitió la detección de la profundidad a la que tienen lugar los procesos erosivos. Por su parte, los análisis de Cs-137 permitieron identificar que los procesos erosivos dominan sobre los acumulativos en ambas cabeceras. El análisis estacional de la LOE y del Cs-137, expuso que los sedimentos son transportados desde el inicio del periodo de lluvias en abril y son más abundantes durante agosto; en cambio, en el periodo invernal de diciembre, la superficie del relieve tiende a mantenerse sin erosión.

Como conclusión sobre la evaluación de la conexión de los sedimentos en estas cabeceras de alta montaña con usos de suelo distintos es, que en la cabecera natural, se moviliza únicamente material superficial, mientras que en la cabecera antropizada, la erosión también se manifiesta a nivel incisivo (> 1 m de profundidad) en las secciones con prácticas de manejo. Finalmente, esta investigación probó que la metodología que aplica conjuntamente los métodos de LOE y Cs-137, relacionados con los parámetros medioambientales en enclaves de alta montaña, es adecuada para medir la conexión de los sedimentos, misma que puede replicarse en otras localizaciones del país.

Palabras clave: Conexión de los sedimentos, luminiscencia ópticamente estimulada, Cesio-137 atmosférico, prácticas de manejo ambiental, parámetros medioambientales

I. Introducción

Las investigaciones centradas en la conectividad de los sedimentos estudian los mecanismos, la temporalidad y la distribución con la que tienen lugar los procesos de desplazamiento del material sobre la superficie terrestre (Hooke, 2003; Borcellar *et al.*, 2008). Dicho mecanismo es complejo y tiene notorias implicaciones para las investigaciones en ciencias de la Tierra y, concretamente, en los estudios de índole geomorfológico. En los últimos años, el término en inglés con el que se conoce a la conectividad de los sedimentos (i.e., “*sediment connectivity*”), se ha incrementado en las publicaciones internacionales, como bien hacen notar Bracken y Croke, (2007) y Najafi *et al.* (2021). Por lo tanto, los estudios de la conectividad son de gran importancia, ya que permiten identificar los cambios climáticos, evaluar las prácticas de manejo, los usos del suelo, así como otros mecanismos naturales y/o antrópicos que influyen sobre los procesos de transporte y acumulación de los materiales que se movilizan sobre la superficie terrestre (Borselli *et al.*, 2008). En los ambientes de montaña el material que se desplaza es una mezcla de suelo, sedimentos, rocas y materia orgánica, que se moviliza de un punto del espacio hacia otro, lo cual generalmente ocurre dentro del dominio de los procesos fluviales. La mayor parte del material movilizado se localiza en las zonas altas y medias de las laderas en las áreas montañosas, las cuales se denominan como áreas de contribución o de aporte de los sedimentos. Los lugares hacia donde los sedimentos se dirigen, se ubican en las partes bajas de las cuencas y son conocidos como zonas de acumulación o depositación (Bracken y Croke, 2007; Borselli *et al.*, 2008; Zhen-Gang, 2017). La conexión de los sedimentos es un proceso complejo, el cual precisa de una mezcla de agentes como es el agua, viento, hielo y la gravedad (Alatorre y Beguería, 2009; Hassan *et al.*, 2018; Pätz *et al.*, 2020); otros factores influyen como son la topografía, la rugosidad del terreno, el arreglo estructural y la pendiente (Cavalli *et al.*, 2013; Llana *et al.*,

2019). También están las propiedades geotécnicas del material, como el tamaño de las partículas, la cohesión y el ángulo de fricción interna, entre otras (Selby, 1982; Borselli *et al.*, 2008; Cavalli *et al.*, 2013; Legorreta-Paulín *et al.*, 2018; Gómez Piña *et al.*, 2020).

El agua genera corrientes de agua y sedimento de distinta concentración con un transporte variable en la cantidad de materiales como son los flujos de escombros o de derrubios, los hiperconcentrados y los de arroyada. Como resultado de la gravedad, están los movimientos gravitacionales de tipo traslacional, rotacional y la caída de rocas. En caso de materiales no cohesivos se producen las avalanchas. El hielo genera también rotura de rocas, movimientos de reptación de suelo y, erosión nival y glaciar (Smith y Lowe, 1991; Wan y Wang, 1994; Dikau *et al.*, 1996; Bennett y Glasser, 2009; Cavalli *et al.*, 2013; Salas, 2016; Keaton, 2019; Brenna *et al.*, 2020). Estos mecanismos se encargan de movilizar los sedimentos a lo largo de las laderas pendiente abajo a causa de la fuerza de gravedad. Los procesos de desalojo y de desplazamiento de los sedimentos pueden ocurrir de manera gradual o súbita hasta llegar a las partes donde el material sedimentario se acumula. Cuando la capacidad de transporte de los escurrimientos permite el transporte continuo del sedimento, se reconoce que la conexión es efectiva, en el caso de que la capacidad de transporte esté limitada, se considera que la conexión de los sedimentos no es efectiva (Croke *et al.*, 2005; Bracken *et al.*, 2007; 2015; Borselli *et al.*, 2008; Lugo, 2011; Cavalli *et al.*, 2013; Salas, 2016; Heckmann *et al.*, 2018; Brenna *et al.*, 2020; Najafi *et al.*, 2021). La conexión de los sedimentos en barrancas de alta montaña es un proceso geomorfológico que está presente y es importante ya que está relacionado con el modelado del relieve y la evolución de las geoformas, además de que aporta materiales y nutrientes a las zonas bajas de un determinado sistema fluvial (Fryirs y Brierley, 2013; Basile, 2018; Radecki-Pawlik *et al.*, 2018). Esta conexión puede alterarse por agentes naturales o por la intervención humana. Cuando este

sistema inicial se altera, también se modifica la conexión de los sedimentos y la dinámica erosiva, lo cual afecta a su vez, los ciclos biogeoquímicos. Estos últimos se refieren a la captura y almacenamiento de carbono y nitrógeno, así como a la captación y retención de agua, entre otros (Bracken y Croke, 2007; Cram *et al.*, 2008; Cavalli *et al.*, 2013; Bracken *et al.*, 2015; Cotler *et al.*, 2015).

La erosión como resultado de las actividades antrópicas provoca la pérdida de suelos y la reducción de las ganancias económicas, lo cual constituye un problema grave a nivel local, regional y global (Ortíz *et al.*, 2003; Morgan, 2005; Amhed *et al.*, 2015; Cotler, 2020; FAO, 2023). Para evaluar los estragos ocasionados por la erosión, se utilizan distintos procedimientos para estimarla a partir de métodos cuantitativos que implican técnicas de geocronología, topográficas y de dendrogeomorfología, entre otras (Muñoz-Salinas y Castillo, 2018; Franco-Ramos *et al.*, 2022; Borselli *et al.*, 2008; Cavalli *et al.*, 2013).

Como parte de las investigaciones para cuantificar la erosión de suelos, se han implementado enfoques novedosos que evalúan la conexión de los sedimentos mediante las técnicas de luminiscencia ópticamente estimulada (LOE) y el uso del elemento radioactivo Cs-137. La LOE estudia la luminiscencia que procede de granos minerales y que se relaciona con el tiempo de enterramiento del sedimento. El Cs-137, que se estudia en trabajos que indagan la erosión, se conoce como Cs-137 atmosférico de caída (en inglés como “*fallout Cs-137*”) y analiza cómo este radionúclido se redistribuye sobre la superficie terrestre en función de los procesos erosivos y deposicionales.

En México, hay trabajos que involucran algunas metodologías que utilizan de manera conjunta y/o independiente estas técnicas novedosas; sin embargo, su desarrollo hasta ahora es limitado. Tal es el caso de García-Oliva *et al.* (1995), quienes miden la erosión a partir de la distribución

del Cs-137 en dos subcuencas con bosque tropical, una de ellas en condiciones naturales y otra antropizada, donde se practica la agricultura de tumba-roza y quema; ambas localizadas en Jalisco. Estos autores identificaron que la erosión en el bosque natural está controlada por la morfología de las colinas. A diferencia de la erosión en el bosque antropizado, donde la perturbación en conjunto con las precipitaciones, fueron los agentes que regularon el transporte de los sedimentos. Finalmente, determinaron que el Cs-137 es efectivo para evaluar la erosión del suelo, además de que este método puede ser mejorado para obtener resultados más precisos. Posteriormente, Evrard *et al.* (2010) miden la erosión del suelo a partir del volumen de lluvia precipitado y la cuantificación de radionúclidos (i.e., Be-7, Cs-137, Pb-210) en los sedimentos erosionados. La evaluación se lleva a cabo en tres subcuencas que forman parte de la cuenca de Cointzio, en Michoacán. Cada una de las subcuencas son distintas en su geomorfología (i.e., la pendiente del terreno) y el uso del suelo (con bosque, agricultura y pastizal), donde, en una de ellas hay presencia de cárcavas. Estos autores identificaron el tiempo que los sedimentos se mantuvieron en las corrientes y fueron expulsados durante la estación lluviosa del año 2009. Donde, los sedimentos se evacuaron más rápido cuando las lluvias fuertes bañaron las secciones de la subcuenca con agricultura, pastizal y cárcavas durante el periodo de lluvias del año. Mientras que, los sedimentos se erosionaron más lento y de manera constante en los sitios con cultivos y bosque a lo largo de todo el periodo de lluvias que se examinó. De esta forma, se reconoció que tanto la cobertura del suelo y el efecto de las precipitaciones, son componentes que rigen la transferencia de los sedimentos, incluso más que la inclinación del terreno. Además, recomiendan tomar medidas para controlar las cárcavas, que se identificaron como zonas que aportan mayores volúmenes de material sedimentario y así, centrar la mayor parte de los recursos para mitigar el carcavamiento en estas secciones.

Más recientemente, uno de los trabajos que implementa LOE y Cs-137 fue llevado a cabo por Valoix (2017), quién analiza la erosión en una cuenca fluvial en Huasca de Ocampo (Estado de Hidalgo), con base en el comportamiento de los valores de LOE y Cs-137 en las mismas localizaciones dentro de secciones con distintos tipos de uso de suelo. Este autor determina que la erosión es distinta en cada uno de ellos y reporta que la erosión es menor en zonas con bosque, mientras que en aquellas con actividades antrópicas es mayor, donde el suelo está desnudo y la dinámica erosiva ha generado cárcavas. Además, señala que tanto la LOE como el Cs-137 tienen un gran potencial para evaluar la conectividad de los sedimentos en cuencas fluviales.

Otro de los estudios con este mismo enfoque es el realizado por Muñoz-Salinas y Castillo (2018), quienes evalúan la erosión en secciones naturales y en aquellas que están intervenidas con prácticas de manejo y de conservación del suelo en la cabecera de Amalacaxco, en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl-Zoquiapan (PNI-P-Z) (Estado de México). Estos autores determinan los mecanismos de la erosión a partir del Cs-137 y de LOE. El comportamiento de los valores de ambos parámetros, a través de las secciones naturales e intervenidas por el ser humano, indican que el suelo se erosiona más donde se implementaron las estrategias de manejo y de conservación. Con base en estos resultados, los autores hacen la recomendación sobre el uso de ambos parámetros para evaluar la movilidad de los sedimentos en zonas de alta montaña.

En la presente investigación, se evalúa la conexión de los sedimentos en dos cabeceras fluviales de alta montaña conocidas como Amalacaxco, en la cual se llevan a cabo prácticas de manejo consistentes en la excavación de hoyos ciegos, emplazamiento de gaviones y aforestación y, Altzomoni, la cual se encuentra en su estado natural. Ambas cabeceras son contiguas y se ubican dentro del polígono del PNI-P-Z, por lo que comparten similitud en condiciones: (1) ambientales, como son la temperatura, la precipitación y la exposición solar; (2) geológicas: mismas

secuencias de los depósitos volcánicos de las erupciones contemporáneas del volcán Popocatepetl y (3) ecológicas: las dos tienen el límite arbóreo en su parte basal y el zacatonal alpino en toda su extensión.

Cabe destacar que el mencionado trabajo de Muñoz-Salinas y Castillo (2018) realizado en la cabecera de Amalacaxco (volcán Iztaccíhuatl) se toma en la presente tesis como estudio piloto. Los autores analizan con LOE muestras de sedimento fluvial que tomaron a lo largo de los canales de escorrentía y analizan muestras de Cs-137 utilizando un muestreo aleatorio a lo largo de toda el área de estudio. Ellos concluyen que, los sectores de la barranca de Amalacaxco que tienen prácticas de manejo son más susceptibles a los procesos erosivos y que es necesario un estudio más detallado.

La investigación que se presenta en esta tesis aborda el estudio de la conectividad de los sedimentos de manera más detallada en la barranca de Amalacaxco y se extiende a la cabecera de Altzomoni (ambas localizadas en la vertiente suroeste del volcán Iztaccíhuatl). Este análisis consistió en un muestreo sistemático de LOE y Cs-137 a través de cuatro perfiles transversales a las cabeceras, dos localizados en Altzomoni y dos en Amalacaxco. Además, aquí se estudia el efecto de la estacionalidad, ya que las muestras se recolectaron en tres campañas de campo separadas por lapsos de cuatro meses con la finalidad de analizar la variabilidad climática anual. De esta forma, se seleccionó el mes de diciembre de 2018 para valorar el control que tienen las bajas precipitaciones y temperaturas de los meses de diciembre en la movilización del sedimento; el mes de abril de 2019, para evaluar cómo responden los procesos erosivos durante el periodo en que comienzan las lluvias y; finalmente, el mes de agosto de 2019, por ser el momento de máximas precipitaciones y temperaturas anuales. Adicionalmente, la presente tesis incorpora en

el estudio la comparación de los valores de LOE y de Cs-137, ya que las muestras para ambas técnicas se realizaron exactamente en las mismas localizaciones.

Cabe mencionar que hasta el momento, los resultados de la LOE obtenidos en esta investigación han sido publicados en el siguiente artículo de investigación: “Gómez Piña *et al.*, 2023. *Estudio de la erosión de sedimentos en las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Alzomoni (Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl-Zoquiapan, México) mediante luminiscencia ópticamente estimulada. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 75 (1) A140922.*” (ver el final del apartado ANEXOS para consultar el artículo).

II. Conexión de los sedimentos y métodos de análisis

2.1. Definición del concepto

El concepto de “conexión”, el cual es utilizado ampliamente en estudios sobre hidrología y geomorfología fluvial, implica la circulación del agua y del material sedimentario (que está conformado por el suelo, los fragmentos de roca y la materia orgánica) a lo largo de las laderas dentro de un sistema fluvial, donde la configuración de las cuencas de drenaje y las características granulométricas del material sedimentario juegan un papel muy importante (Hooke, 2003; Bracken y Croke, 2007; Basile, 2018). En este sentido, Bracken y Croke, (2007) precisan que la conexión de los sedimentos corresponde con la operatividad de los vínculos físicos de los sedimentos entre las laderas y los canales, a la cual se la conoce como la conectividad del paisaje. También mencionan que la circulación del agua a través de las corrientes a lo largo de las laderas se denomina conexión hidrológica y el transporte de los sedimentos de las laderas a los canales principales se nombra como conexión de los sedimentos. Para ello, el desalojo de los sedimentos está influenciado significativamente por los agentes geomorfológicos, el tamaño de las partículas del sedimento; entre otros.

En concreto, la conexión de los sedimentos estudia la relación entre el relieve y las corrientes de agua que corren a lo largo de las laderas, lo que implica además, el movimiento de las partículas del sedimento que son transportadas en la columna de agua por arrastre, por rodadura y/o suspensión. Estas partículas, al ser movilizadas por los canales, friccionan entre sí, así como también con las paredes del cauce, generando distintos tipos de mecanismos de transporte de los sedimentos (Hooke, 2003; Bracken y Croke, 2007; Borselli *et al.*, 2008; ZhenGang, 2017; Basile, 2018). Por lo tanto, la conexión de los sedimentos analiza puntualmente el acoplamiento físico del sedimento hacia las corrientes de agua, las cuales se encargan de movilizarlo por las

laderas de una posición, denominada punto *A*, hacia otra, nombrada punto *B*, dentro de los sistemas fluviales. Esta incorporación del sedimento se lleva a cabo desde las laderas hacia los cauces fluviales y se designa como la dinámica lateral. La actividad que se produce desde los vértices de las laderas hasta las partes bajas a través de los canales principales es conocida como la dinámica longitudinal. Dicho de otra forma, la conexión de los sedimentos implica la movilidad del suelo mediante el acoplamiento del material sedimentario en las corrientes de agua, donde el agua y el sedimento se movilizan mediante diversos mecanismos de transporte desde las zonas de aporte, localizadas en los vértices de las laderas, hasta los sitios de depósito, ubicados en las partes bajas (Figura 2.1.) (Hooke, 2003; Bracken y Croke, 2007; Fryirs *et al.*, 2007; Borselli *et al.*, 2008; Fryirs, 2013; Cavalli *et al.*, 2013; Heckmann y Schwanghart, 2013; Zhen-Gang, 2017; Heckmann *et al.*, 2018; Llana *et al.*, 2019; Mishra *et al.*, 2019).

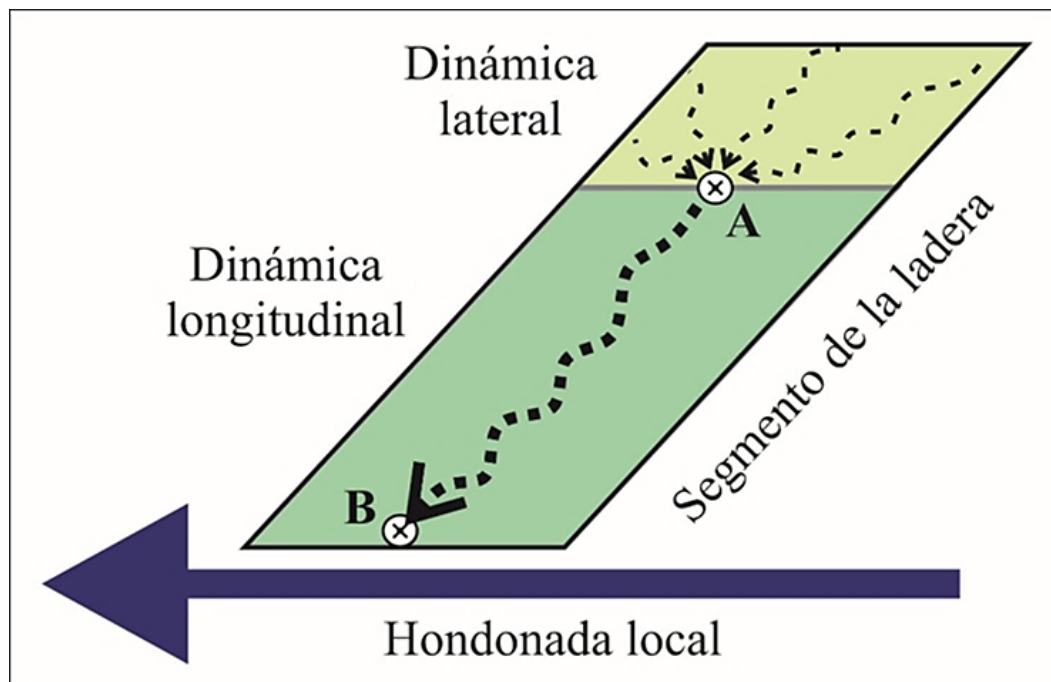


Figura 2.1. Trayectoria del flujo de agua y de sedimentos de un punto *A* hacia otro punto *B* dentro de una ladera con pendiente simple. Modificado de Borselli *et al.* (2008).

Por otro lado, la movilidad de los sedimentos es un proceso complejo, el cual se rige por los vínculos entre las corrientes o flujos de agua y la dinámica de las partículas del sedimento (Zhen-Gang, 2017). Esta complejidad está definida por las características del relieve, como son la topografía, la densidad de las corrientes, la rugosidad, la pendiente y la vegetación. También influyen las mecánicas del material sedimentario, que son las propiedades geotécnicas como la granulometría, el ángulo de fricción interna y la cohesión. Finalmente, también son condicionantes los factores físicos del entorno como son la precipitación, la temperatura y la radiación solar (Selby, 1982; Dai y Lee, 2002; Borselli *et al.*, 2008; Legorreta y Bursik, 2009; Cavalli *et al.*, 2013; Legorreta *et al.*, 2013; Gómez Piña, 2017; Llena *et al.*, 2019; Mishra *et al.*, 2019; Gómez Piña *et al.*, 2023). Adicionalmente, las actividades humanas, como la agricultura, el cambio de uso de suelo, la deforestación y la aforestación, son un rasgo distintivo agregado, que se ha encargado de modificar las condiciones originales del relieve, particularmente de las cuencas de montaña, lo que ha modificado la estabilidad y la dinámica natural del transporte de los sedimentos (Liébault *et al.*, 2005; Marden *et al.*, 2005; Hooke, 2006; Keestra *et al.*, 2009; Ward *et al.*, 2009; Mishra *et al.*, 2019). Debido a la combinación de estos factores, se producen distintos mecanismos de transporte como son la escorrentía con carga de fondo, los flujos de escombros, los de derrubios, los hiperconcentrados, los procesos de remoción en masa y la erosión glacial. En todos estos, la dinámica del transporte se activa cuando el esfuerzo cortante (que corresponde a las fuerzas de carga ejercidas sobre el material), supera el esfuerzo crítico (que es el umbral de resistencia del material a las fuerzas ejercidas) de las partículas del fondo. Dicha mecánica cesa cuando los esfuerzos críticos superan la capacidad de transporte del flujo (Selby, 1982; Smith y Lowe, 1991; Wan y Wang, 1994; Dikau *et al.*, 1996; Bennett y Glasser, 2009; Cavalli *et al.*, 2013; Salas, 2016; Zhen-Gang, 2017; Keaton, 2019; Brenna *et al.*, 2020).

Los mecanismos de transporte referentes a las corrientes y flujos implican el transporte de las partículas dentro de la columna de agua, las cuales están sujetas a movimientos de distintos tipos (Figura 2.2.).

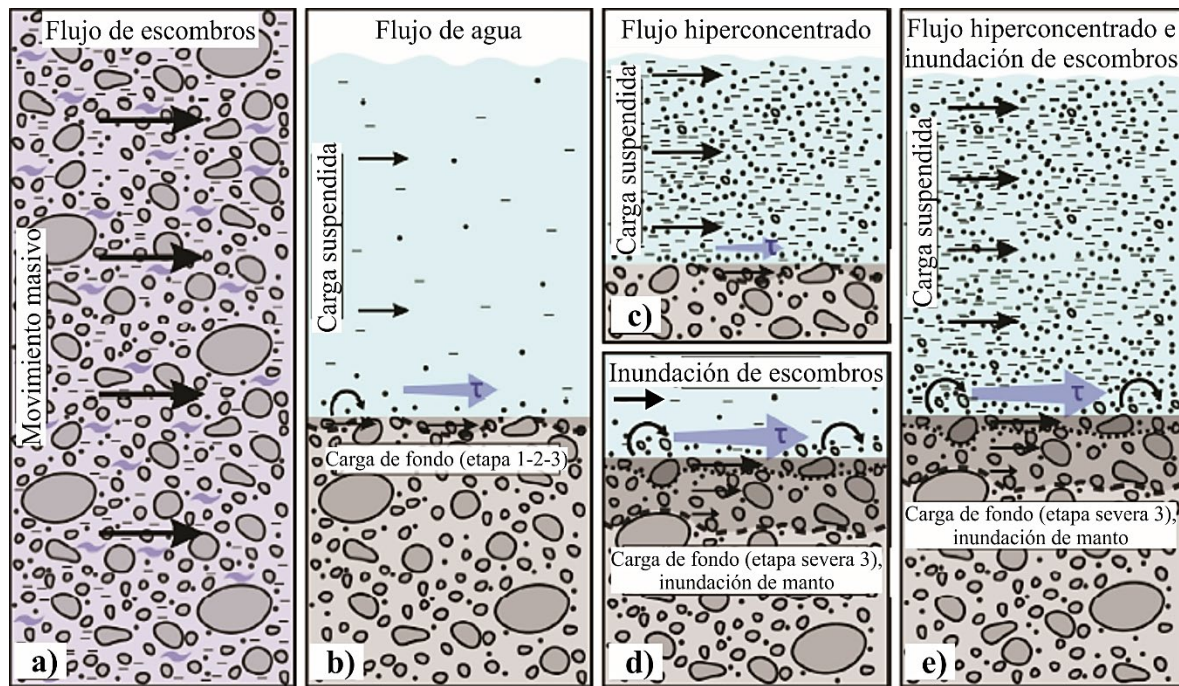


Figura 2.2. Distintos tipos de movimiento de las partículas del sedimento en cada uno de los mecanismos de transporte en cuencas de montaña. La dirección del transporte está indicada por las flechas en color negro. El esfuerzo cortante del agua está representado en los flujos por las flechas en color azul (con el signo τ). El material movilizado del lecho se muestra por los colores gris oscuro al fondo de las corrientes. Etapas de carga de fondo en 1 a 3 en b), d) y e) (etapas referidas a Carling, 1988). Tomado y modificado de Brenna *et al.* (2020).

Por su parte, los mecanismos de transporte que están relacionados con los procesos de remoción en masa involucran una serie de movimientos masivos del material ladera abajo por efecto de la gravedad, particularmente los deslizamientos, los cuales son mecanismos encargados de desplazar de manera rotacional y/o traslacional grandes volúmenes de material por fallos en el ángulo de reposo del suelo (ver Selby, 1982; Hutchinson, 1988; Flageollet, 1993; Dikau, 1996; Alcántara, 2000; Salas, 2016; Gómez Piña, 2017; Brenna *et al.*, 2020) (Figura 2.3.). Las

velocidades a las que se desplazan los mecanismos de transporte dependen de la saturación del sedimento mezclado con el agua, entre otros agentes, las cuales pueden variar desde movimientos casi imperceptibles (0.06 metros por año), hasta desplazamientos extremadamente rápidos (5 metros/segundo) (Cruden y Varnes, 1996; Monroe, 2008; Gómez Piña, 2017).

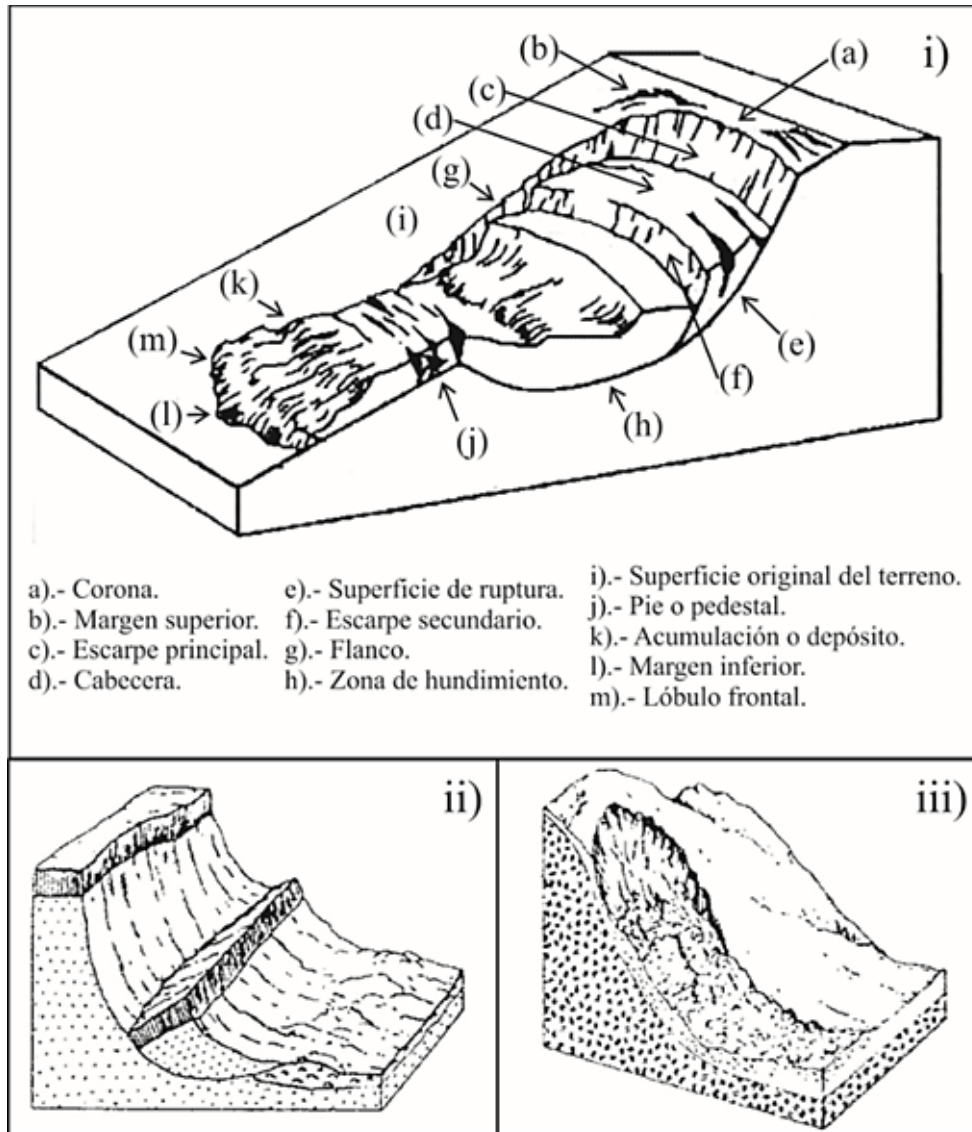


Figura 2.3. Diagrama que muestra los procesos de remoción en masa correspondientes con los deslizamientos. En i) esquema idealizado de un deslizamiento, donde los componentes que lo integran están indicados con las letras de la a) a la m). En ii) deslizamiento rotacional. En iii) deslizamiento traslacional. Tomadas y modificadas de Selby, (1982).

2.2. Importancia del estudio de la conectividad de los sedimentos

La conexión de los sedimentos es un proceso muy importante en las cuencas de alta montaña, ya que interviene directamente en la evolución espacio-temporal del relieve y de las geoformas. Al mismo tiempo, provee los sedimentos y los nutrientes desde las zonas de aporte hacia las zonas de acumulación, que se suelen localizar en las partes bajas de los sistemas fluviales (Fryirs, 2013; Basile, 2018; Radecki-Pawlik *et al.*, 2018). Las zonas de alta montaña poseen características muy importantes para entender la dinámica del transporte de los sedimentos, debido a la topografía rugosa y cambiante, la cual también influye en la activación de los distintos mecanismos de transporte (Cavalli *et al.*, 2013); además de que dichas cuencas son susceptibles al impacto que generan las actividades humanas, así como a los cambios en el ambiente (Llena *et al.*, 2019). De esta forma, la conexión de los sedimentos es considerada como un proceso complejo y dinámico, el cual varía en las escalas espaciales y temporales, donde las propiedades que lo rigen determinan la frecuencia, la distribución y la magnitud de los procesos geomorfológicos que operan (Bracken *et al.*, 2015; Llena *et al.*, 2019). Concretándose, en la conectividad estructural, que implica los vínculos entre las corrientes a lo largo de la cuenca y, la funcional, que se refiere a los mecanismos de transporte que desalojan los sedimentos (Wainwright *et al.*, 2011; Bracken *et al.*, 2015; Calsamiglia *et al.*, 2017; Najafi *et al.*, 2020).

Los estudios referentes a la conexión de los sedimentos se aplican en varias disciplinas de las ciencias de la Tierra, por ejemplo, en geomorfología fluvial y en sedimentología (Bracken *et al.*, 2015; Llena *et al.*, 2019). Estos tratan de comprender el proceso de la conexión de los sedimentos y, de esta forma, descifrar la complejidad en la dinámica interna entre las diferentes secciones que conforman el sistema fluvial (Hooke, 2003; Bracken y Croke, 2007; Fryirs, 2007). De ahí, la necesidad para definir los patrones de conexión que desaguan los sedimentos hasta el fondo de

los valles fluviales y así comprender con detalle la dinámica natural del transporte de los sedimentos y sus posibles alteraciones por los cambios ambientales (Baker, 1994; Krapesch *et al.*, 2011; Fryirs, 2013; Rinaldi *et al.*, 2015; Braud *et al.*, 2016; Brenna *et al.*, 2020).

De manera puntual, las investigaciones sobre la conexión de los sedimentos se han centrado en: (1) elaborar y aplicar líneas de estudio para medir la erosión y la escorrentía en cuencas, (2) determinar la conexión entre laderas y corrientes, al igual que a lo largo de los canales y (3) medir los cambios en la configuración de los cauces por los sedimentos transportados (Quiñoneros-Rubio y Boix-Fayos, 2013). Para ello, son utilizados modelos como los empíricos-conceptuales (Alatorre *et al.*, 2013; Liu y Fu, 2016), los probabilísticos (Cislaghi y Bischetti, 2019), las aproximaciones morfológicas (Hooke, 2003; Fryirs *et al.*, 2007b; Croke *et al.*, 2013), entre otros (Medeiros *et al.*, 2010; Baartman *et al.*, 2013; Heckmann *et al.*, 2014; Cislaghi *et al.*, 2019; Cossart y Fressard, 2017). Así, también son empleados los procedimientos que aplican índices de conexión (Borselli *et al.*, 2008; Cavalli *et al.*, 2013; Llana *et al.*, 2019; Grauso *et al.*, 2018; Zingaro *et al.*, 2019).

Para el progreso de estas investigaciones, se han desarrollado marcos conceptuales para entender los procesos de movilidad de los sedimentos a lo largo de las cuencas, específicamente los que se llevan a cabo sobre (i) las laderas, (ii) desde las laderas hasta los canales y (iii) dentro de los mismos canales; donde se toma en cuenta la configuración de las cuencas y de los cauces (Hooke, 2003; Bracken *et al.*, 2015; Brierley *et al.*, 2006). Además, las investigaciones se han centrado en entender cómo los disturbios en el relieve influyen en la conexión/desconexión de los sedimentos y cómo estos, a su vez, repercuten en la activación o bloqueo del aporte de los mismos entre las secciones de las laderas (Fryirs, 2013; Messenzehl *et al.*, 2014; Rinaldi *et al.*, 2016a, b; Surian *et al.*, 2016; Zingaro *et al.*, 2019). En este punto, Bracken *et al.* (2015) desarrollaron un marco de

trabajo más robusto para gestionar la conexión de los sedimentos con un enfoque más integral (Figura 2.4.).

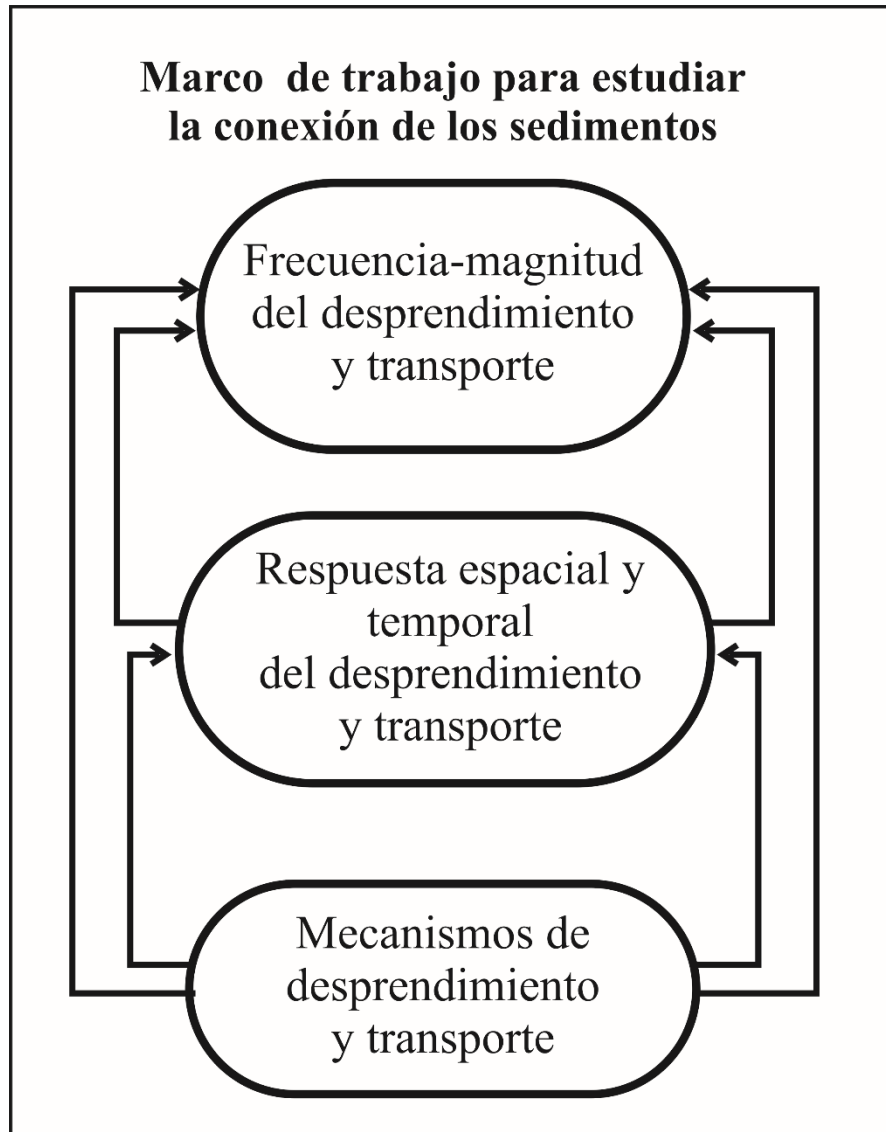


Figura 2.4. Planteamiento que destaca los elementos que conforman el proceso en la conectividad de los sedimentos, los cuales se vinculan entre sí. Partiendo de los mecanismos de desprendimiento y transporte, seguida de la distribución en la frecuencia y magnitud y, la variabilidad espacial y temporal. Modificado de Bracken *et al.* (2015).

Por otro lado, también se desarrollan las investigaciones para cuantificar la conexión de los sedimentos, los cuales se han representado por índices de conexión (IC), cuya utilidad implica

la medición de la conectividad potencial que generan los sedimentos y su relación con la escorrentía fluvial. En estos trabajos se evalúa la conexión estructural para determinar la funcionalidad en la dispersión de los sedimentos a lo largo de los sistemas fluviales. Éstos se han convertido en herramientas eficaces debido a que pueden representar la conectividad de zonas muy grandes y apartadas, ya que se puede acceder a ellas mediante modelos digitales de alta resolución, captados con técnicas de percepción remota, mismos que son procesados en los sistemas de información geográfica (SIG) (Borselli *et al.*, 2008; Cavalli *et al.*, 2013; Llena *et al.*, 2019; Najafi *et al.*, 2021).

En general, la implementación de estos trabajos busca una mejor comprensión sobre la conexión de los sedimentos en cuencas de alta montaña, por lo que su aplicación es considerada como una herramienta valiosa para determinar la dinámica hidrológica de las cuencas, así como también para reconocer y monitorear la erosión e implementar estrategias de manejo para prevenirla (Poepl *et al.*, 2013; Najafi *et al.*, 2018). Además, debido al impacto de las actividades humanas en estos parajes montañosos, se busca disminuir los riesgos asociados con los mecanismos de transporte con la aplicación de estrategias adecuadas (Mishra *et al.*, 2019; Brenna *et al.*, 2020).

2.3. Estudios aplicados y resultados

Los estudios sobre la conexión de los sedimentos se han desarrollado ampliamente en las últimas décadas, los cuales han fortalecido las metodologías para evaluarla, dentro de un contexto para la gestión de los recursos naturales y la mitigación del riesgo que representa para los ecosistemas antropizados (Mishra *et al.*, 2019). En la investigación de Najafi *et al.* (2021) realizan un análisis extenso sobre los estudios más relevantes que abordan la conexión de los sedimentos a partir de diversos enfoques. La finalidad es la de encauzar las futuras investigaciones en este campo. Además, este trabajo destaca que gran parte de las investigaciones se han llevado a cabo en

algunos países de Asia, Europa y Oceanía, principalmente. Así como en otros países en América, como son los Estados Unidos, en Canadá, en Brasil, en Chile y en México. En estos últimos, el factor común que comparten es la coexistencia entre los sistemas montañosos, los ecosistemas antropizados y los distintos tipos de usos de suelo, lo que se traduce en un riesgo ante la potencialización de los mecanismos de transporte, de la erosión y de la pérdida de suelos fértiles. Estos escenarios han dado como resultado el incremento alarmante en la pérdida de suelos fértiles en el mundo a causa de la erosión del suelo, la cual se ha intensificado en las últimas décadas como consecuencia del cambio climático global, esto derivado de un aumento de la temperatura y de los fenómenos hidrometeorológicos, así como de las actividades antrópicas como la agricultura, el manejo y conservación de ambientes naturales, etc. La aceleración de la erosión en los suelos ha generado estragos en la producción de alimentos, en la economía local y regional y en el deterioro de los ecosistemas naturales como los de alta montaña, entre otros (Ortiz *et al.*, 2003; Morgan, 2005; Alatorre *et al.*, 2013; Amhed *et al.*, 2015; Cotler, 2011; Corona, 2018; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018; Najafi *et al.*, 2021; FAO, 2023). Además, los mecanismos de transporte, al incrementar su magnitud, generan desastres, los cuales provocan pérdidas en la infraestructura, al igual que decesos de los habitantes (Rodríguez *et al.*, 2006; Jian y Xiang-guo, 2009; ONU, 2020).

El desarrollo de marcos conceptuales como son los de Braken y Croke, (2007), Fryirs, (2013; 2017), Bracken *et al.* (2015), Fryirs *et al.* (2017), Heckmann *et al.* (2018), han contribuido al fortalecimiento de las bases conceptuales y metodológicas para evaluar la conexión de los sedimentos en distintas escalas espaciales y temporales. En el trabajo de Braken y Croke, (2007), los autores realizan un estudio en el cual miden la pendiente en una cuenca fluvial, identifican algunos factores que afectan los aspectos estáticos y dinámicos de la conectividad hidrológica;

mismos que pueden utilizarse para determinar la conexión de los sedimentos. Un estudio similar es el llevado a cabo por Fyirs, (2013), donde se revela que la dinámica del transporte es afectada por la desconexión de los flujos de agua, lo que provoca bloqueos en el transporte de los sedimentos hacia las partes bajas. Esto influye además en la variación espacial y temporal del desalojo de los materiales, ya que están determinadas por el tiempo en que los sedimentos permanecen inmóviles en estos sitios. Del mismo modo que el trabajo de Bracken *et al.* (2015), donde se identifican otros mecanismos de transporte distintos a los que rigen en la conectividad hidrológica, lo cual implica otro tipo de procesos geomorfológicos como son los movimientos en masa y sus diferentes mecanismos como la génesis de deslizamientos, la caída de rocas, la erosión eólica y los flujos de escombros. Los componentes que deben ser considerados para el transporte de los sedimentos implican las disposiciones espaciotemporales, las cuales se pueden tratar desde un enfoque integral del proceso, para poder discernir el origen de los sedimentos dispersados hasta las partes bajas.

Por otra parte, el desarrollo de las aproximaciones que abordan aspectos geomorfológicos de las cuencas, así como de las laderas y de los cauces fluviales, incluyen trabajos como Hooke (2004), Hass *et al.* (2011), Croke *et al.* (2013), Fyirs y Gore, (2013), Heckmann *et al.* (2017), Lane *et al.* (2017), Nicoll y Brierley, (2017), Heckmann y Vericart, (2018). Algunos de estos trabajos, como los de Hooke, (2004), quien realiza su análisis en canales fluviales mediante la interpretación de fotografías aéreas y de observaciones en la cartografía geomorfológica y directamente en el campo, se centra en los aspectos morfológicos, sedimentológicos y de algunos rasgos evidentes del cauce, los cuales los combina con las mediciones granulométricas del material sedimentario y de las velocidades de los flujos. En este trabajo se obtienen datos valiosos que ayudan a entender la mecánica del aporte de los sedimentos y cómo éstos se

transportan a través de los ríos. A semejanza del trabajo de Croke *et al.* (2013), quienes llevan a cabo ciertas mediciones en los modelos digitales de terreno (MDT), los cuales ofrecen un gran potencial para cuantificar la erosión del material suministrado desde los vértices. Quienes observan que se transfiere y acumula en las partes bajas del sistema, donde la variación temporal de los sedimentos que se aportan y que se depositan, puede tasarse a partir de las propiedades del canal y de las llanuras de inundación dentro de las cuencas. A diferencia de la investigación de Lane *et al.* (2017), quienes realizan las mediciones en cuencas glaciares para determinar la capacidad de desalojo de los sedimentos por los mecanismos de transporte, así como los volúmenes que se movilizan. Las mediciones las desarrollan en MDT bajo el principio del aporte-erosión de los vértices a las zonas de acumulación en las partes bajas, donde logran determinar que el deshielo de los glaciares altera la conexión de los sedimentos, además de que ciertos patrones en los mecanismos de transporte y sus variaciones en cuencas glaciares pueden explicarse al utilizar la conexión de los sedimentos en conjunto con los datos del derretimiento del glaciar.

En cambio, las metodologías que se han encargado de crear y desarrollar los índices de conexión para cuantificar los patrones de transporte a través del paisaje en cuencas fluviales, comprenden investigaciones como Borselli *et al.* (2008), Hooke y Sanderock (2012), Cavalli *et al.* (2013; 2016); Gaspard *et al.* (2013), Travesani y Cavalli, (2016), Calsamiglia *et al.* (2017), Gao y Zhang, (2016), Bernhardt *et al.* (2017), Najafi *et al.* (2017), Ortiz-Rodríguez, (2017), Mishra *et al.* (2019), Crema y Cavalli, (2018), Llena *et al.* (2019), Zingaro *et al.* (2019). Los hallazgos de Borselli *et al.* (2008), quienes han implementado los análisis a partir de plataformas de SIG y MDT, para definir los rasgos morfométricos de los sistemas fluviales. Estos se refuerzan con observaciones directas en la zona de estudio en escala de cuencas fluviales y han permitido el desarrollo de

índices de conexión de los sedimentos que pueden medir la conexión potencial de los sedimentos que son suministrados directamente a las corrientes (nombrado IC), así como a las concavidades de las cuencas (definido como FIC). Para ello, se determina la capacidad de los sedimentos para transportarse desde los vértices hasta los fondos de los valles, al igual que se identifican las localizaciones de las zonas de aporte de los sedimentos dentro del sistema. Todo esto gracias a los algoritmos computacionales que calculan en unas mallas digitales, las áreas de drenaje y pendiente aguas arriba, así como los flujos y la pendiente principal en su dirección aguas abajo (Figura 2.5.).

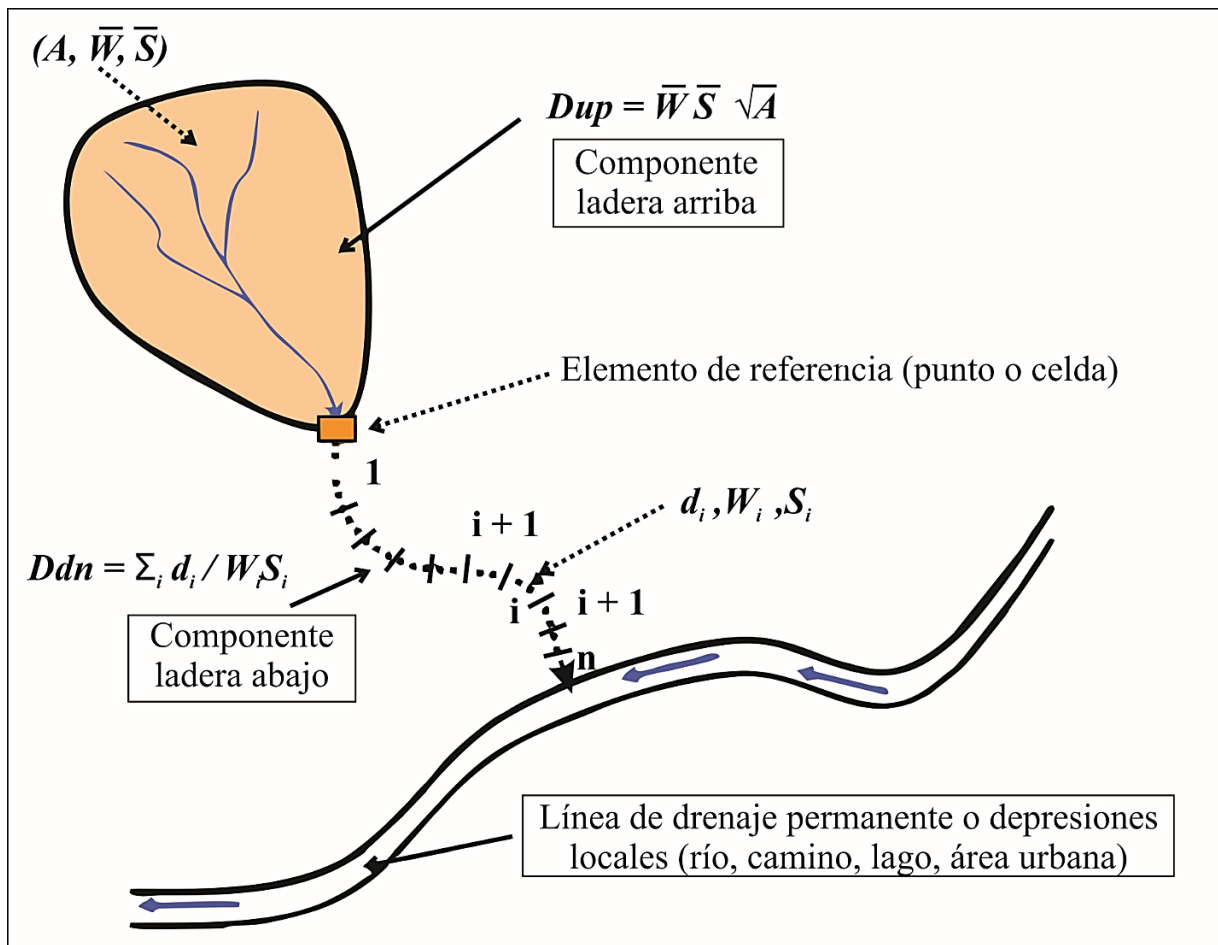


Figura 2.5. Definición de los componentes ladera arriba y ladera abajo del índice de conectividad de los sedimentos (tomado de Borselli *et al.*, 2008).

Cabe resaltar que las innovaciones al método original de Borselli *et al.* (2008), llevadas a cabo por Cavalli *et al.* (2013), han permitido calcular el potencial de la conexión de los sedimentos con resultados precisos en barrancos de alta montaña, únicamente con el procesamiento de MDT con el uso de SIG. Esto mediante la gestión con algoritmos computacionales para calcular la pendiente, el área de contribución y el factor de corrección. Por otro lado, Gao y Zhang, (2016), determinan un índice de conexión con los modelos de regresión, los cuales realizan la medición del aporte de materiales en la conexión de los sedimentos en cuencas fluviales. Los resultados obtenidos han permitido determinar que la conexión de los sedimentos aumenta conforme la escala espacial se incrementa, debido a que se toman en cuenta tanto los procesos erosivos como del transporte de los sedimentos en las escalas de las subcuencas. Por su parte, Ortiz-Rodríguez *et al.* (2017), desarrollan otros índices de conexión a partir de la combinación de los existentes gestionados en SIG, los cuales son procedimientos innovadores que proponen nuevas metodologías mediante la aplicación en esta nueva propuesta, donde se emplea el factor de ponderación de Boselli *et al.* (2008). Este es implementado para suelos con vegetación, así como el índice de rugosidad de Cavalli *et al.* (2013) para suelos desnudos. De esta manera, se logra la construcción de dos nuevos índices, los cuales se denominan como “índice de conexión común” (ICj por sus siglas en inglés) e “índice de la eficiencia hidrológica lateral” (LHEI), cuya aplicación resulta confiable debido a que no sobreestiman el grado de conexión en zonas con suelo desnudo, mientras que las condiciones de las áreas con cubierta vegetal están determinadas por la resistencia del suelo cubierto a las corrientes fluviales.

2.4 Técnicas alternativas para evaluar la conexión de los sedimentos

2.4.1. Teoría de la Luminiscencia Ópticamente Estimulada (LOE).

La LOE es una técnica que inicialmente se utilizó en arqueología para conocer la edad absoluta de las muestras de cerámica que aparecen en las excavaciones (Aitken, 1985; 1998). Después se empezó a utilizar en geomorfología para fechar la edad de enterramiento de ciertos depósitos de origen eólico y fluvial (Huntley *et al.*, 1985). De manera más reciente, la LOE se utiliza para determinar los mecanismos de transporte de los sedimentos, principalmente en cuencas fluviales (Bishop *et al.*, 2004; Sanderson *et al.*, 2007; Pope *et al.*, 2008; Rittenour, 2008; Mahan *et al.*, 2009; Sanderson y Murphy, 2010; Muñoz-Salinas *et al.*, 2011; 2012). La LOE se basa en el estudio de la luminiscencia que emiten algunos minerales tras ser afectados por la acción permanente de la radiación ionizante existente en los suelos. Esta radiación se origina por la presencia de isótopos radioactivos como son el U-238, U-235, Th-232 y K-40. Estos, durante su decaimiento, liberan rayos alfa, beta y gamma que afectan la posición de los electrones que se encuentran dentro de la estructura cristalina de algunos minerales que actúan como semiconductores. Además, la luminiscencia, en algunos granos minerales del suelo, también es resultado de la incidencia de los rayos cósmicos, aunque éstos tengan menor efecto. Los rayos cósmicos son partículas de alta energía provenientes del espacio exterior que ingresan en las capas más superficiales del suelo (Aitken, 1985; 1998; Prescott y Hutton, 1994; Molodkov, 2007). Todas estas radiaciones de alta energía, provocan la migración de electrones de la banda de la valencia a la de conducción dentro de la estructura cristalina de los granos minerales de cuarzo y en los feldespatos. Durante estos saltos entre bandas, los electrones pueden quedar almacenados en lo que se conoce como “trampas”, que se producen por las impurezas de los granos minerales, las cuales se localizan en el espacio entre las bandas

energéticas conocido como “*gap*” de energía (Huntley *et al.*, 1985; Muñoz-Salinas y Castillo, 2014). Estas trampas tienen distintas profundidades, siendo las más estables, las que acumulan y retienen electrones dentro de las localizaciones energéticas por el tiempo que los granos están enterrados, libres de la exposición a la luz solar. Cabe decir que, la cantidad de electrones atrapados es proporcional al tiempo de enterramiento y a la exposición a la radiación recibida, la cual cambia de depósito a depósito, ya que depende mayoritariamente de la cantidad de elementos radiactivos existentes (Muñoz-Salinas y Castillo, 2014). Cuando los granos minerales son expuestos ante la luz del sol después de su último sepultamiento, los electrones atrapados se recombinan en niveles con menor energía, alcanzando los centros lumínicos (Figura 2.6.). Este mecanismo opera en el momento en que los sedimentos están enterrados y ganan luminiscencia por la exposición a la radiación ionizante (rayos alfa, beta y gamma) de los radionúclidos naturales del suelo y de los rayos cósmicos (Figura 2.6.a). Enseguida, los sedimentos se erosionan, durante el transporte los granos se exponen a la luz solar y pierden la luminiscencia ganada (Figura 2.6.b). A continuación, los materiales se entierran por un tiempo en el que ganan otra vez luminiscencia (Figura 2.6.c). Posteriormente, tiene lugar otro pulso erosivo en el que los materiales durante el transporte pierden la luminiscencia debido a la exposición solar (Figura 2.6.d). Finalmente, tiene lugar el último enterramiento, en el que los minerales ganan otra vez luminiscencia producto de la radiación ionizante (Figura 2.6.e). A continuación, se toman las muestras para su análisis en el laboratorio y la luminiscencia obtenida permitirá precisar la dinámica sedimentaria, así como fechar el último enterramiento (Mellett, 2013; Muñoz-Salinas y Castillo, 2014). En estos sitios la energía se disipa, donde los electrones son liberados y se producen fotones para compensar esta pérdida energética, a cuyo efecto se conoce en los estudios de LOE como “*blanqueo*” (Figura 2.7.a). Las señales

lumínicas que desprenden los granos minerales del suelo son las señales que se utilizan en este estudio. Cabe mencionar que, cuando las señales de luminiscencia son bajas, se interpreta que el sedimento es joven, mientras que, cuando éstas son elevadas indican que es viejo (Sanderson *et al.*, 2007; Sanderson y Murphy, 2010; Muñoz-Salinas y Castillo, 2014; 2018).

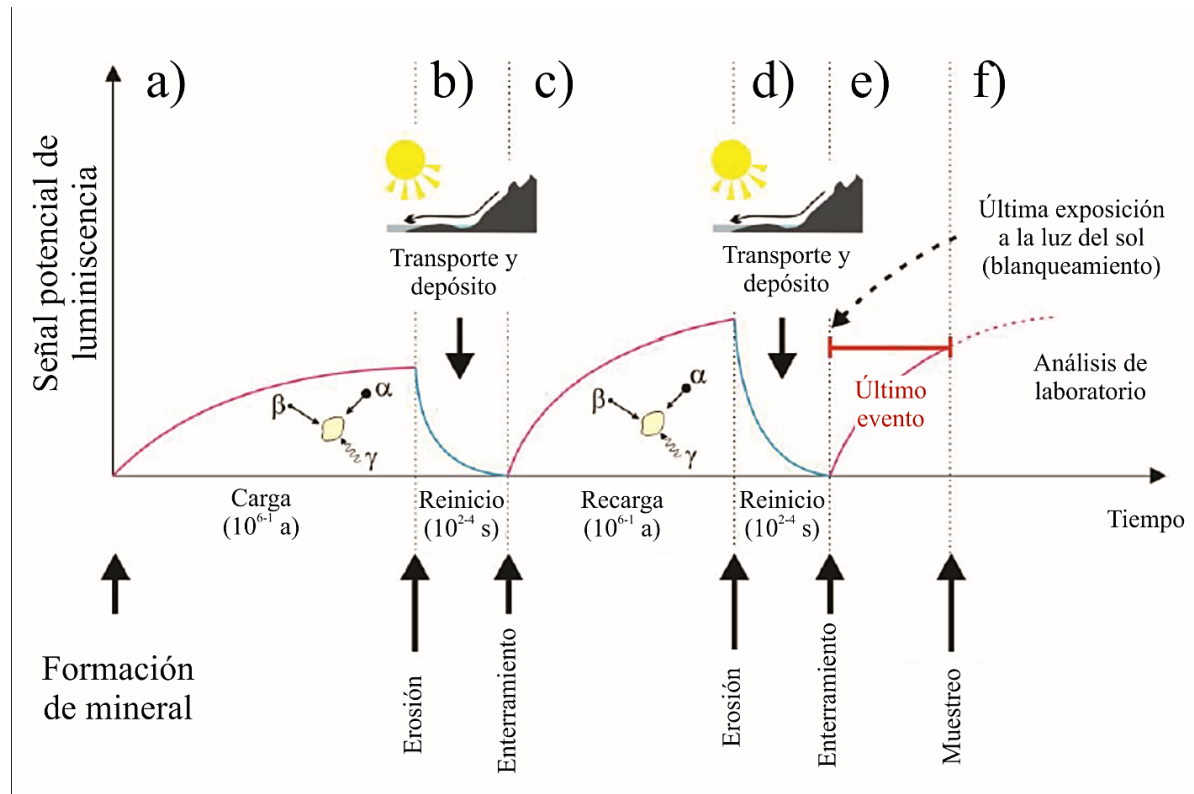


Figura 2.6. Ciclo de obtención y pérdida de la luminiscencia en granos minerales transportados por procesos eólicos, fluviales o fluvio-glaciales. Modificado de Mellett, (2013). En a) los granos enterrados quedan expuestos a la radiación ionizante de partículas alfa (α), beta (β) y gamma (γ); en (b) los materiales enterrados se erosionan y durante su transporte la luz solar hace que pierdan la luminiscencia acumulada; en (c) comienza otro ciclo de enterramiento de los granos donde vuelven a recibir radiación para la recarga de luminiscencia; en (d) los mismos materiales vuelven a transportarse y a descargar la luminiscencia; en (e) tiene lugar el último evento depositivo donde los granos se recargan nuevamente como en (a) y en (c); por último en (f) se realiza una recolección de muestras de los granos para ser analizada en el laboratorio y conocer la edad desde su último enterramiento en (e).

También es importante mencionar que, en algunos casos, los granos minerales no pierden totalmente la luminiscencia que ganaron en anteriores enterramientos durante su transporte (como ocurre en el caso de la Figura 2.7.b). En esos casos, la luminiscencia que es herencia de antiguos enterramientos permite estudiar sus procesos de transporte, ya que el completo reseteo de los granos depende de su exposición a la luz solar durante su movilización. Por lo tanto, si el flujo en el que se movilizan los materiales es muy masivo, habrá una gran cantidad de granos minerales que no aflorarán a la superficie y no tendrán oportunidad de quedar blanqueados. En esta investigación, se estudia el grado de blanqueamiento de los granos minerales de los materiales superficiales, para, de esta forma, precisar la procedencia (i.e., profundidad) de los sedimentos que se erosionan en las laderas de las cabeceras de las barrancas.

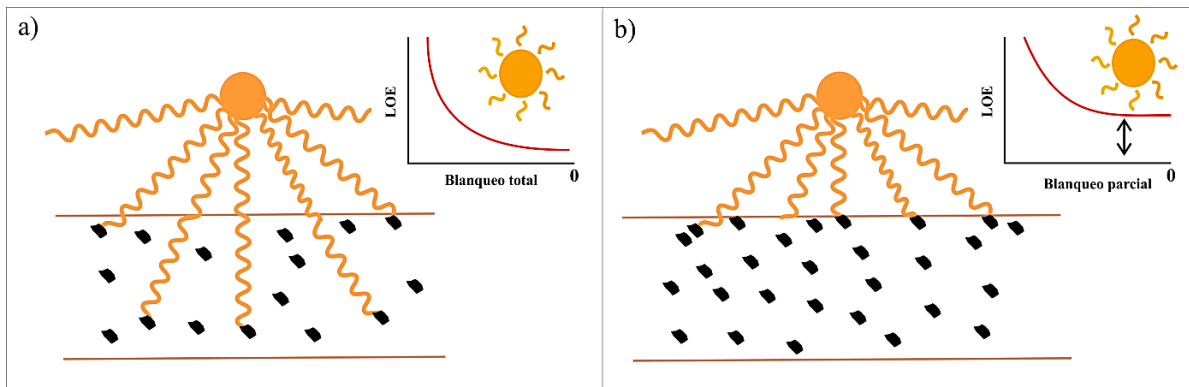


Figura 2.7. Luminiscencia heredada. En a) los rayos del sol alcanzan todos los granos minerales, que producen el blanqueo total y en b) éstos no iluminan todos los granos minerales durante su recorrido, en este caso, se dice que existe luminiscencia heredada.

2.4.2. Teoría del radioisótopo de Cs-137.

El Cs-137 es un isótopo radioactivo artificial, el cual proviene de la fisión nuclear del Uranio-235. Tiene una vida media de 30.17 años y durante su decaimiento emite rayos gamma (con el pico de energía en 662.66 keV) y rayos beta. La unidad de medición que se utiliza para contabilizar la desintegración del radionúclido está dada en Bequerelios partido por

kilogramos (Bq kg^{-1}) (Zapata y García, 2003; Fulajtar *et al.*, 2017; Valoix, 2017). El polvillo radioactivo del Cs-137 apareció en la atmósfera terrestre por primera vez en la década de los 40 del siglo XX, como producto de las primeras pruebas nucleares realizadas durante la denominada "era nuclear" (Davis, 1963; Tamura, 1964; Robbins, 1978). Su producción y liberación en la atmósfera se ha llevado a cabo desde entonces con mayor o menor intensidad, ya que, aunque las pruebas nucleares han cesado desde una moratoria firmada a nivel mundial en el año 1962, algunos accidentes de plantas nucleares alrededor del planeta han generado producción de este radioisótopo. Este es el caso de Chernobyl (Ucrania) en 1986 y Fukushima Daiichi (Japón) en 2011, donde dichos accidentes se encargaron de inyectar grandes volúmenes de Cs-137 al ambiente, de manera que alcanzaron una redistribución global. La diseminación espacial de este radionúclido en la atmósfera, ha provocado que éste viaje por todo el planeta y se precipite sobre su superficie (Figura 2.8.). Sin embargo, la concentración del Cs-137 no es igual en ambos hemisferios del planeta. Ya que su dispersión está fuertemente relacionada con la localización de los eventos nucleares, así como por la circulación de las corrientes atmosféricas y los patrones en la distribución de las lluvias en ambos hemisferios. Esto provoca que el Cs-137 haya precipitado en mayor proporción en el hemisferio norte que en el sur (Zapata y García, 2003; Fulajtar *et al.*, 2017).

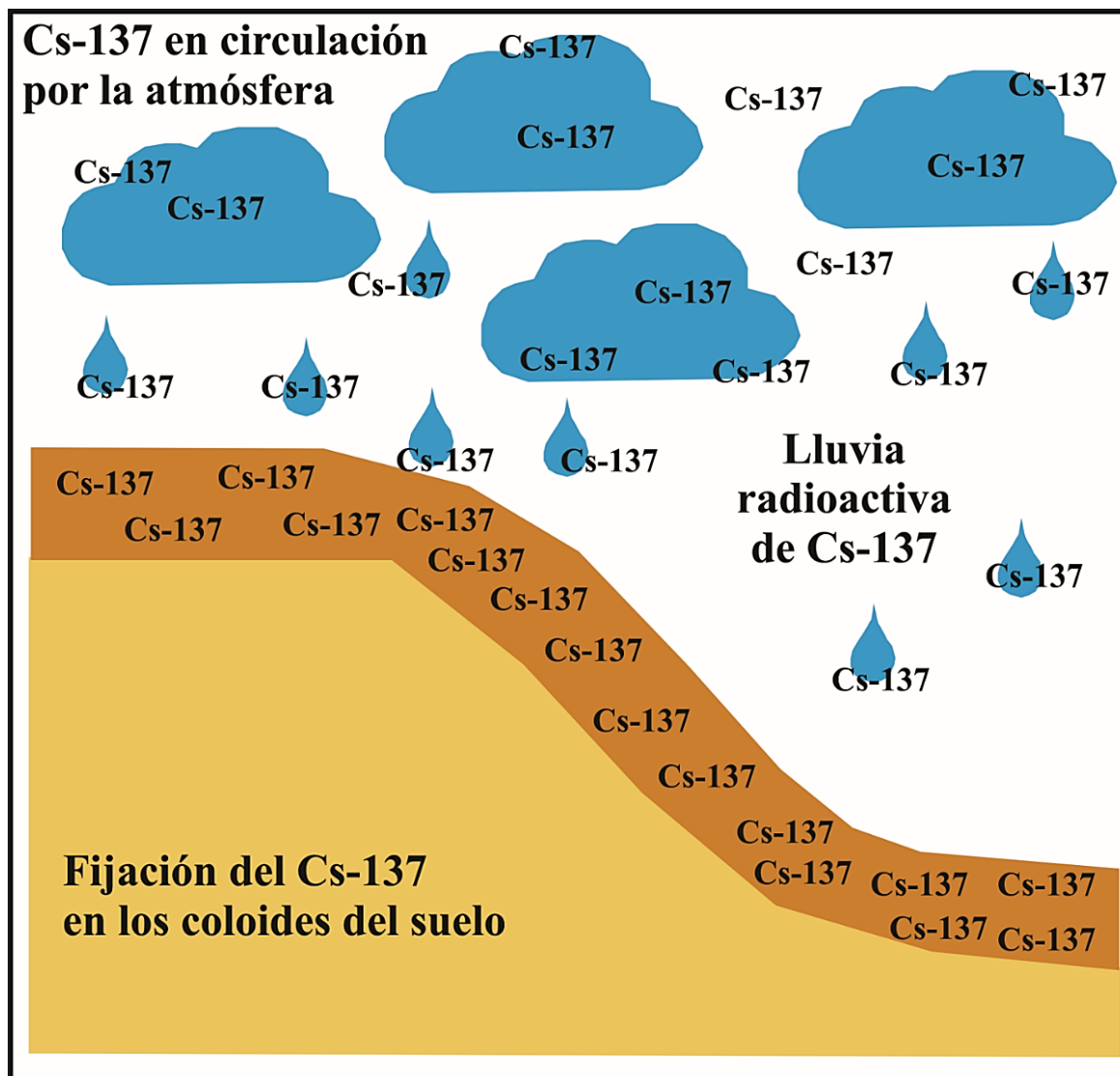


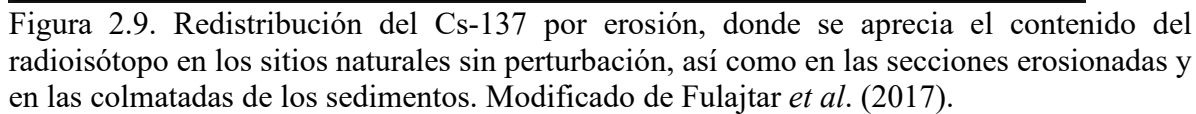
Figura 2.8. Circulación del Cs-137 en la atmósfera tras las pruebas de bombas nucleares y los accidentes en centrales nucleares. El Cs-137 entra en las corrientes atmosféricas y posteriormente se precipita en el suelo, donde se fija a las partículas finas. Modificado de Fulajtar *et al.* (2017).

El Cs-137 cae de manera uniforme sobre la superficie de un área regional y para un momento determinado, sin embargo, la cantidad de este radionúclido cambia debido a los procesos de erosión y sedimentación. En un sitio relativamente estable o sin perturbación (i.e., con pocos procesos erosivos y/o depositivos), la superficie del suelo colecta el Cs-137 atmosférico y por ello, las muestras tomadas en este lugar se usan de referencia. En los lugares donde existe

erosión, el material superficial que colecta Cs-137 tiende a barrerse, por ello, las concentraciones de este radioisótopo son muy bajas o nulas y están siempre por debajo de los valores del sitio de referencia. En los lugares depositivos, el material superficial colecta el Cs-137 que cae atmosféricamente más el que llega de las zonas erosivas, por ello, los valores de este radioisótopo son los más altos, estando por encima de los valores de la zona de referencia (Fulajtar *et al.*, 2017).

El polvillo radioactivo de Cs-137 posee características especiales respecto a su interacción con el medio ambiente. Cuando éste cae al suelo se adhiere fuertemente a la fracción coloidal y a la materia orgánica (Figura 2.8.). Su asimilación por las plantas es insignificante y cuando esto ocurre, no se integra metabólicamente y retorna nuevamente al suelo cuando la planta muere. Además, no migra hacia los horizontes profundos, manteniéndose en las capas superficiales (generalmente entre los 10-20 cm de profundidad). Cuando llega a ser removido y desplazado dentro de estas capas superficiales, se debe a las bioturbaciones, a la saturación-secado o a la congelación-descongelación del suelo. Tampoco se mezcla con las soluciones del suelo ni participa en los procesos químicos (Davis, 1963; Lomenick y Tamura, 1965; Rogowski y Tamura, 1970; Dahlman *et al.*, 1975; Eyman y Kevern, 1975; Ritchie y McHenry, 1990; Fulajtar *et al.*, 2017). A partir de estos atributos, junto con las mediciones para conocer la presencia de Cs-137 en el suelo con apoyo de la espectrometría de rayos Gamma, se descubre el potencial de este radioisótopo para utilizarse como técnica alternativa en estudios de erosión del suelo (i.e., ecuación USLE, RUSLE, etc.), ya que se convirtió en un trazador confiable para determinar sitios de erosión y sedimentación en zonas cultivadas y no cultivadas (Ritchie y McHenry, 1975; Walling y Quine, 1993; Zapata y García-Agudo, 2003; Fulajtar *et al.*, 2017).

Para conocer cómo operan los procesos erosivos dentro de una zona cultivada o en un sistema fluvial, es necesario medir la cantidad del isótopo radioactivo del Cs-137 presente en la superficie de suelo dentro de un área determinada. Debido a que la erosión implica la pérdida de suelo de un determinado sitio y la ganancia en otro por la sedimentación, es importante determinar primeramente la zona más estable en cuanto a procesos erosivos al interior del área. De esta forma, la zona estable contendrá Cs-137 que no proviene ni de la acumulación, ni de la erosión y, por ello, los valores de este radionúclido que estén por encima de los valores registrados en la zona estable servirán para identificar las áreas acumulativas (ya que en éstas, el material recoge el Cs-137 atmosférico y el Cs-137 que proviene del material que se deposita) y los valores inferiores, se utilizan para identificar las zonas erosivas (aquí el Cs-37 es menor que en las zonas estables, ya que la erosión produce el desalojo del Cs-137 que cae a la superficie) (Figura 2.9.). Por ello, los valores de Cs-137 en la zona estable se utilizan para elaborar un *inventario de referencia*. El resto de las localizaciones dentro de la zona de estudio, se denominarán en esta tesis como *inventario de diagnóstico*, ya que los valores obtenidos en éstas, se compararán con las del inventario de referencia para saber si sus valores son mayores para definir una localización como depositiva, o menores, en cuyo caso se catalogarán como erosivas (Pennock y Appleby, 2002; Zapata y García-Agudo, 2003; Fulajtar *et al.*, 2017; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018).



Planteamiento del problema

En los últimos años los estudios que abordan la problemática de la conectividad de materiales sobre la superficie terrestre se han incrementado en las publicaciones internacionales. Esto debido a que el estudio de la conectividad del sedimento permite identificar los efectos climáticos y ambientales, así como el evaluar las prácticas de manejo y los usos del suelo, entre otros (Borselli *et al.*, 2008). Sin embargo, las investigaciones en lengua hispana que han incorporado el concepto de conectividad de los sedimentos es escasa y se limita a algún trabajo en España, como es el caso del estudio de López *et al.* (2015), para una evaluación de los suelos en una cuenca del Pre-Pirineo. En México, no existen hasta la fecha publicaciones transdisciplinarias para evaluar la conectividad de los sedimentos que integren diversos criterios (i.e., técnicas de LOE y Cs-137, actividades antrópicas, temporalidad, condiciones ambientales entre otros). Además, el cambio climático global representa un peligro constante para que los mecanismos de transporte de los sedimentos en los sistemas de alta montaña incrementen su frecuencia y magnitud. Motivos que mantienen en riesgo latente tanto a los ecosistemas de alta montaña (i.e., flora y fauna locales), así como a las poblaciones y sus actividades que se establecen en las planicies. Por ese motivo, la presente tesis es el primer trabajo que aborda esta problemática en el país.

La presente investigación se centra en la conectividad de los sedimentos en un área de alta montaña. En estos enclaves, la movilidad del material tiende a ser efectiva debido al efecto que juegan las altas pendientes del relieve. Los ecosistemas que se desarrollan en estos ambientes son muy sensibles a los mecanismos que pueden alterar la producción y almacenamiento del material que se desplaza en las laderas y que es transportado posteriormente por los ríos. En el presente trabajo se aborda el estudio de la conexión de los sedimentos en dos cabeceras ubicadas dentro del PNI-P-Z, el cual cuenta con varias figuras de protección ambiental debido al reconocido valor

de los ecosistemas de alta montaña que contiene. Desde principios del año 2008, una de las estrategias de gestión de este parque consistió en implementar acciones para frenar la erosión de los sedimentos en algunas áreas. Para ello, se excavaron hoyos ciegos, se colocaron gaviones con troncos de madera y se realizó aforestación con pino (*Pinus hartwegii*) en altitudes más elevadas a la del límite natural del bosque. Estas prácticas pueden modificar la conectividad natural de los sedimentos, sin embargo, la forma e implicaciones que esto tiene, no está debidamente estudiada. Ante la necesidad de cuantificar los mecanismos de transporte de los sedimentos de forma espacial y temporal ante los cambios estacionales en un ambiente de alta montaña de alto valor ecológico, se presenta esta tesis. Ésta aplica dos técnicas de frontera escasamente utilizadas en trabajos previos en el país y que han sido probadas con gran potencial en un estudio piloto publicado para un sector de la cabecera de la barranca de Amalacaxco. En este trabajo, se perfila el potencial de analizar en espacio y tiempo los cambios en la conexión de los sedimentos en las laderas. Se desarrolla con más profundidad la aplicación de las técnicas de LOE y de Cs-137 a lo largo de dos perfiles de la cabecera de Amalacaxco, donde se han aplicado las prácticas de manejo anteriormente mencionadas. Esta tesis también pretende probar las ventajas en la implementación por primera vez, de una metodología novedosa que integra las técnicas de LOE y Cs-137 en las mismas localizaciones y con toma de muestras sistematizada.

Justificación

Se requiere de una evaluación de la conexión de los sedimentos en las barrancas de alta montaña de México y, en especial del PNI-P-Z, por contener espacios naturales de gran valor ecológico, como es el ecosistema del zacatonal alpino, hábitat de especies endémicas del país. Conocer cómo funcionan los procesos de conexión del material en espacios en estado natural permitirá evaluar cómo las estrategias de manejo aplicadas están modificando los mecanismos de

transporte del material. Las estrategias de manejo y de conservación implementadas en la cabecera de Amalacaxco requieren de estudios más detallados, que aporten evidencias sólidas que ayuden a descifrar el impacto que tienen en la conectividad de los sedimentos. En la presente investigación, se evalúan los mecanismos de transporte de los sedimentos mediante las técnicas de LOE y Cs-137. Los resultados de dicha evaluación se comparan con algunos parámetros ambientales del área de estudio como son precipitación, temperatura, radiación solar, pendiente del terreno y depósitos volcánicos superficiales. Esto, con la finalidad de que la evaluación de la conexión de los sedimentos se lleve a cabo a partir de varios enfoques con bases teóricas independientes, que puedan determinar de manera objetiva los efectos de las prácticas de manejo y de conservación en la conexión de los sedimentos en las cabeceras de Amalacaxco y Altzomoni.

Hipótesis

Los valores de LOE y de Cs-137 se mostrarán muy diferentes en las dos cabeceras objeto de estudio, las cuales cuentan con características geomorfológicas y biogeográficas similares, pero que tienen un uso del suelo diferente. Esto como resultado de que una cabecera se encuentra en estado natural y la otra tiene implementadas acciones de manejo. En la barranca de Altzomoni, se espera que los valores de LOE y de Cs-137 reflejen movilización del sedimento superficial durante todo el año, lo cual se pueda interpretar como alta erosión y, por el contrario, en la de Amalacaxco, donde se han construido pozos ciegos y gaviones y se ha implementado aforestación, se espera que no exista a penas movilización de material durante todo el año, lo cual pueda considerarse como baja erosión.

Objetivo general

- Evaluar la conexión de los sedimentos en dos cabeceras de barrancas de alta montaña, una conocida con prácticas de manejo consistentes en la excavación de hoyos ciegos, construcción de gaviones y aforestación y, la otra en un estado natural, a partir de la implementación de dos métodos con bases físico-teóricas diferentes, que son: LOE y Cs-137.

Objetivos específicos

- Recolectar muestras a lo largo de los mismos perfiles transversales a las laderas de solana y de umbría de las cabeceras de Amalacaxco y de Altzomoni cada cuatro meses durante un año (en diciembre de 2018 y, en abril y agosto de 2019).
- Analizar las muestras colectadas de los sedimentos para medir la LOE.
- Cuantificar la actividad del Cs-137 en las muestras colectadas de los sedimentos.
- Integrar los resultados de las técnicas de LOE y del Cs-137 con parámetros ambientales (temperatura, precipitación, radiación solar, pendiente del terreno y niveles volcánicos).
- Determinar el estado de la conexión de los sedimentos en ambas cabeceras.
- Discutir la efectividad de las estrategias de manejo y conservación para frenar la erosión en la cabecera de Amalacaxco.

III. Zona de estudio

Las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y de Altzomoni se encuentran entre las coordenadas geográficas 19°7'34''N/98°38'34''O y 19°1'42''N/98°39'20''O. Su ubicación está dentro del polígono del PNI-P-Z, en la porción suroeste del Volcán Iztaccíhuatl (Figura 3.1.). Este parque representa una de las primeras acciones políticas en México para la conservación y protección de la flora y fauna en el país, el cual fue legislado en 1935 por decreto presidencial. Posteriormente, en el 2010, el parque fue declarado “Reserva de la Biósfera de los Volcanes” por la Organización de las Naciones Unidas. Un aspecto importante es que ambas figuras buscan preservar el medioambiente para salvaguardar el equilibrio dinámico de los sistemas biológicos y así, dar continuidad a los procesos naturales. Cabe destacar que el zacatonal alpino constituye uno de los ecosistemas de alto valor ecológico en el país, el cual se distribuye en regiones de alta montaña como el PNI-P-Z (Fueyo *et al.*, 2013).

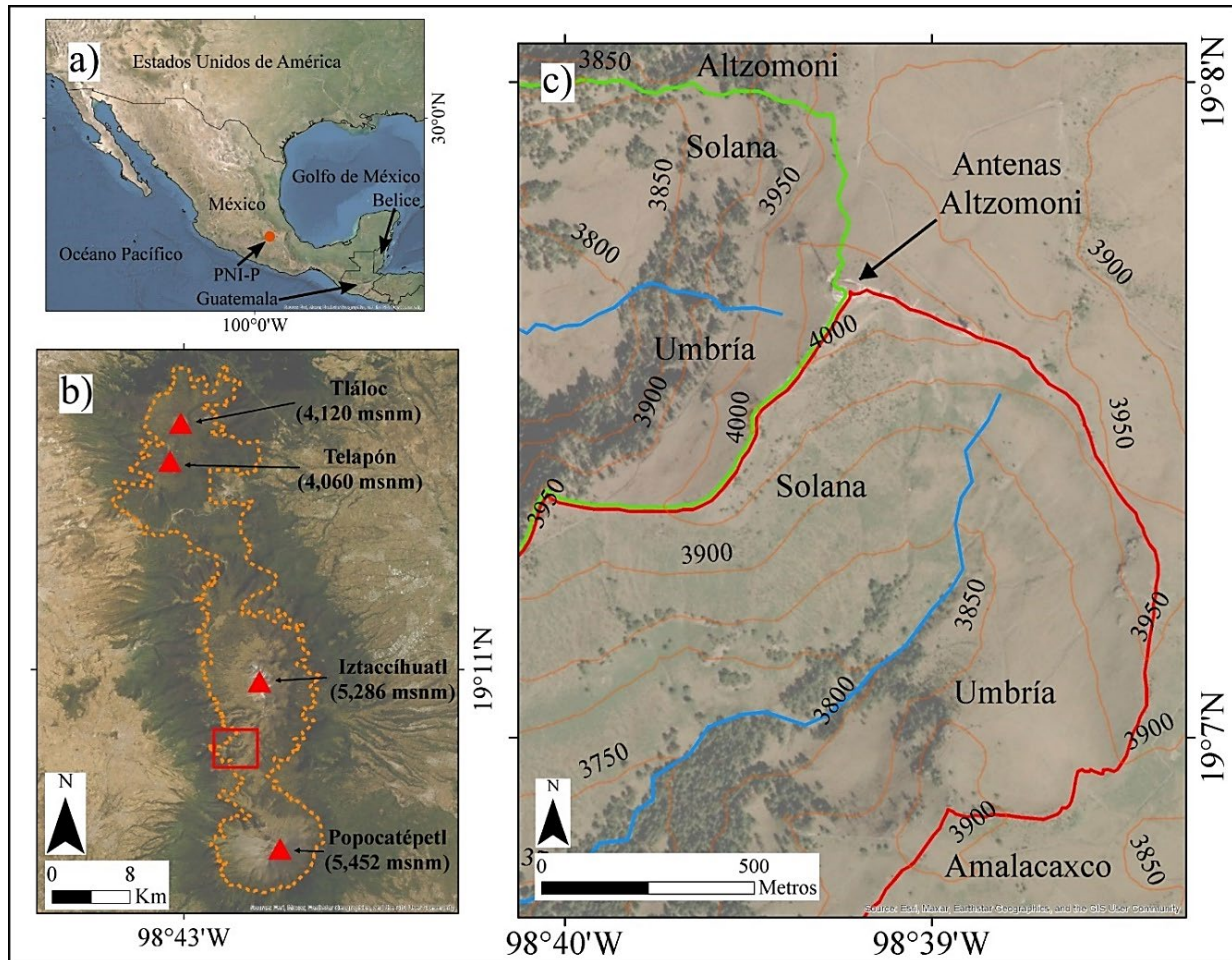


Figura 3.1. Localización de la zona de estudio. En a) PNI-P-Z en el centro de México (punto rojo señalado con una flecha y mostrado en b). En b) Delimitación del PNI-P-Z (línea intermitente naranja) y ubicación de la cima de los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Telapón y Tláloc (triángulos rojos). En el rectángulo rojo se muestra el área de estudio. En c) Vista general de las cabeceras de Amalacaxco (línea en color rojo) y Altzomoni (línea en color verde). Las corrientes de agua permanentes están señaladas por líneas en color azul. Las imágenes usadas se tomaron de Google Satellite® del 24 de octubre de 2021.

3.1. Geología

Las barrancas estudiadas se encuentran dentro del complejo volcánico de la Sierra Nevada, la cual es una región localizada en la parte central de la República Mexicana, donde se ubican los volcanes Iztaccíhuatl (5,286 msnm), Popocatepetl (5,452 msnm), Telapón (4,060 msnm) y Tláloc (4,120 msnm). El origen de este conjunto de estructuras proviene de un volcanismo oblicuo a la subducción de las placas de Cocos y de Rivera debajo de la Norteamérica desde el

Mioceno tardío (~7-5 Ma). Es entre el Plioceno tardío (1.09 ± 0.02 Ma) y temprano (~1 Ma), que se emplazan estas estructuras volcánicas, donde, el material que los conforma es principalmente dacítico-andesítico (Siebe *et al.*, 1996; Macías, 2005; Sosa-Ceballos *et al.*, 2015; Franco-Ramos *et al.*, 2017). La configuración de la mayoría de las grandes estructuras volcánicas contiene además cuerpos dómicos, derrames lávicos y depósitos de flujos piroclásticos; todos ellos producto de eventos efusivos y explosivos. El volcán Iztaccíhuatl está conformado por dos unidades litoestratigráficas denominadas formaciones “*Llano Grande*” e “*Iztaccíhuatl*”. La formación “*Llano Grande*” es una caldera, que es considerada como la unidad más antigua del complejo, además de que no se descarta que sea el basamento del edificio actual. Sobre esta caldera se emplazaron otras subestructuras, que en orden cronológico inician con la del “*Pulpito del Diablo*” (entre 1.09 ± 0.02 y 0.9 ± 0.07 Ma), la de “*Llano Grande el Alto*” (0.9 ± 0.07 Ma), la de los “*Pies Ancestrales*” ($0.41 - 0.34$ Ma), las de “*Ocotepec*”, “*La Trampa*”, “*Cerro Gordo*”, “*Tlacopaso*”, “*Ocosintla*” ($0.58 - 0.12$ Ma) y finalmente la de “*Zacaltepec*”. Por su parte, la formación “*Iztaccíhuatl*” que es la estructura volcánica actual, comprende las subestructuras de la “*Serie Somital*” ($0.58 \pm 0.11 - 0.130$ Ma), “*Los Pies Recientes*” (0.41 ± 0.14 Ma - >25,000 AP), las “*Andesitas basálticas La Joya*” (0.27 ± 0.02 Ma), las “*Dacitas Téyotl*” (0.08 ± 0.02 Ma.) y por último las “*Dacitas Buenavista*” (8,990 - 9,475 AP) (Nixon, 1989; Siebe *et al.*, 1995; García-Tenorio, 2002; 2008; Cadoux *et al.*, 2011; Sánchez, 2018). Por otra parte, cabe mencionar que en este complejo se tiene evidencia de hidrotermalismo, que generó minerales como son la pirita, azufre, carbonato, entre otros, cuya exposición se localiza en la cumbre del volcán de lava de “*Altzomoni*” (~4,000 m) (Nixon, 1989; Sánchez, 2018).

Por su parte, el volcán Popocatepetl (5,452 msnm), localizado al sur del Iztaccíhuatl, comienza su actividad en el Pleistoceno temprano hace aproximadamente un millón de años AP (Franco *et al.*, 2017). La evolución de este volcán comprende colapsos y reconstrucciones de algunos edificios desde hace ~200 mil años AP. A este primer evento se le reconoce como el primer colapso, a cuya paleo-estructura se le denominó “*Volcán Primitivo*” o “*Nexpayantla*”. El segundo derrumbe ocurrió hace ~27,000 años AP, al cual se le llamó “*El Fraile*” o “*El Ventorrillo*”. Por último, aproximadamente sobre los 17 mil años AP, el tercer desplome ocurrido por una erupción Pliniana fue nombrado como “*Tuti fruti*” (Mooser, 1967; Robin, 1984; Boudal y Robin, 1987; Siebe *et al.*, 1996; Macías, 2005; Sosa-Ceballos *et al.*, 2015). El volcán actual corresponde a la actividad efusiva de lavas, oleadas piroclásticas y depósitos de caída de pómez de eventos explosivos de tipo andesítico-dacítico, el cual está conformado por fenocristales de plagioclasa, hiperstena, entre otros. Es importante destacar que el volcán Popocatepetl se encuentra activo desde 1994, cuyas erupciones intermitentes exhalan y aportan cenizas y piroclastos a los sistemas fluviales de la periferia. Este material mantea las laderas meridionales del volcán Iztaccíhuatl, donde se encuentran las cabeceras de Amalacaxco y Altzomoni (Macías, 2005; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018; Gómez Piña *et al.*, 2023). El depósito más superficial está compuesto por un recubrimiento de ceniza de color negro de pocos centímetros de espesor, con menos de 100 años de antigüedad. Bajo este nivel, subyace un estrato de ceniza y escoria también de color negro, que alcanza un espesor 80-100 cm, con una edad menor a los 1,000 años (Arana-Salinas *et al.*, 2010; López-López *et al.*, 2023; O. Franco-Ramos, comunicación personal, febrero de 2024). Debajo de este paquete sucede otro, conformado por pómez de tamaño ceniza y lapilli de ~50 cm de espesor, que es conocido como “*pómez Pink*” por su coloración claro-rosado y que se ha fechado con una edad de 1,100 años (Siebe *et al.*, 1996)

(Figura 3.2.). A mayor profundidad de estos dos niveles, se encuentran rocas y depósitos volcánicos más antiguos, provenientes de la actividad de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl, las cuales llegan a exponerse en la superficie en algunos sitios de erosión incisiva de las cabeceras (Arana-Salinas *et al.*, 2010; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018; Gómez Piña *et al.*, 2023; López-López *et al.*, 2023).

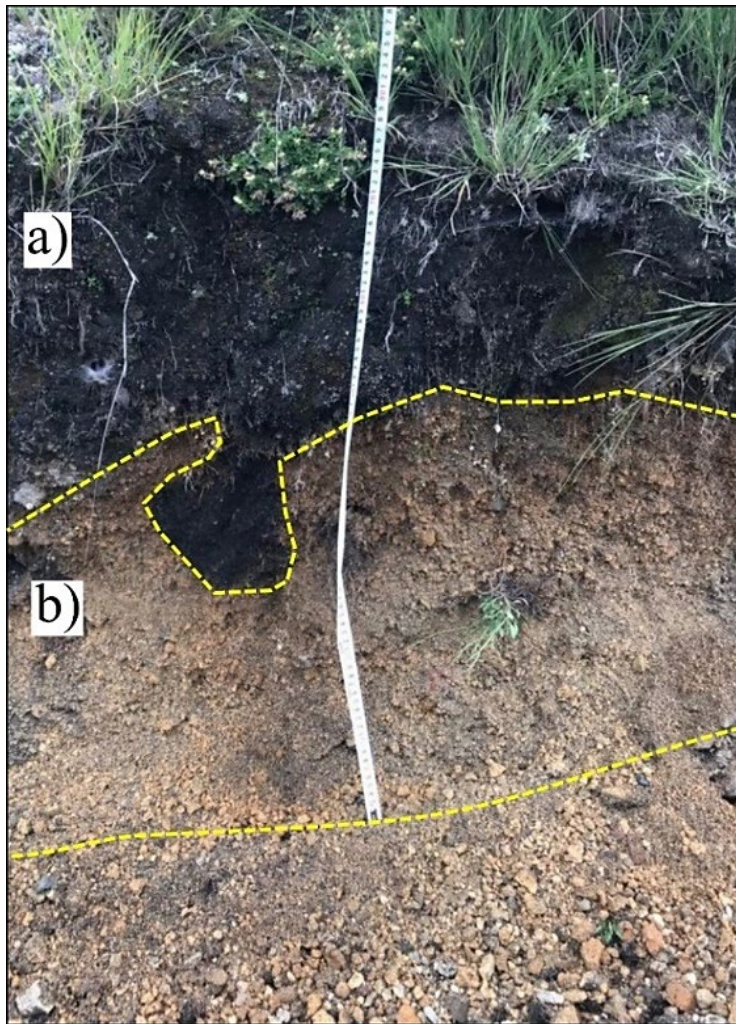


Figura 3.2. Sección vertical de los dos depósitos de caída de la actividad reciente del volcán Popocatepetl, los cuales mantienen las cabeceras de Amalacaxco y de Altzomoni. El horizonte en a) corresponde con la capa superficial conformada por ceniza y escoria de color negro, con espesores de entre 80-100 cm, proveniente de eventos explosivos posteriores al evento de 1,100 años (secuencia pómez Pink). En el horizonte b) se encuentra la pómez de tamaño ceniza y lapilli de color claro-rosa de la erupción “pómez Pink” con espesores de ~50 cm cuyo registro data de 1,100 AP (Siebe *et al.*, 1996). Foto cortesía del Dr. Osvaldo Franco.

3.2. Glaciología

El complejo Iztaccíhuatl tuvo glaciares desde hace ~190,000 años AP, los cuales se mantuvieron durante el Último Máximo Glacial (25,000 y 12,000 AP) y en el periodo corto y frío de la pequeña Edad de Hielo en México (1380 a 1850) (Caballero y Lozano-García, 2008; Caballero *et al.*, 2010; Vázquez y Lachniet, 2017). La presencia de hielos perpetuos en la cima fue disminuyendo a lo largo de este último periodo de tiempo. El primer avance glaciar del que se tiene registro se nombró como “*Nexcoalango*”, datado sobre los 190,000 años AP. Este glaciar fue un cuerpo de hielo masivo cuyos frentes descendieron hasta los ~3,000 msnm. Más tarde, los avances que sucedieron al “*Nexcoalango*” fueron los de “*Hueyatlaco 1 y 2*”, que se establecieron entre los 21,000–17,500 años AP y 17,000–14,000 años AP, respectivamente. Estos glaciares se mantuvieron como formas irregulares donde los frentes de hielo masivo retrocedieron hasta los 3,500 m, que originaron lenguas glaciares que descendieron por debajo de este nivel altitudinal. Posteriormente, son reconocidos los avances “*Milpulco 1*” (12,500–10,500 años AP) y “*Milpulco 2*” (8,300 - 7,300 años AP), cuyos límites ascendieron hasta los ~4,000 m. Finalmente, se presentó el avance “*Ayoloco*” (<1,000 años AP), que ha retrocedido desde mediados del siglo XIX hasta la actualidad (Vázquez y Heine, 2004; Vázquez y Lachniet, 2017). Los glaciares cumbrales en estos volcanes están en fuerte desequilibrio y rápido retroceso, por lo que la presencia de nieve se limita ocasionalmente al periodo invernal (Delgado-Granados, 1997; Vázquez y Heine, 2004; Delgado-Granados *et al.*, 2007; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018; Valdepeña, 2019).

3.3. Geomorfología

Las cabeceras de Amalacaxco y de Altzomoni se establecen en la región de alta montaña del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (Figura 3.3.). Los grupos morfogenéticos dominantes en la zona corresponden con:

- *Endógeno (volcanismo y sus productos)*. Está conformado por material volcánico acumulativo de (1) conos monogenéticos asimétricos y (2) coladas intermedias tardías. Los volcanes de lava forman conos asimétricos de cima convexa muy erosionados a causa de la intensa erosión glacial, fluvial y fluvioglacial. Las coladas de lavas se integran por lavas tabulares (Sánchez, 2018), que han perdido su morfología típica a causa del desgaste glacial. Tanto los volcanes como las coladas han sido erosionadas por agentes externos como el hielo, la lluvia y cambios de temperatura. En las cabeceras de Amalacaxco y Altzomoni estas formas endógenas aparecen entre los 3,800 y 4,000 msnm.
- *Exógeno*. Son las geoformas resultado de los procesos erosivos glaciales y fluvioglaciales históricos, así como aquellas que tienen un origen fluvial y gravitacional. La erosión glacial fue un proceso exógeno importante ya que creó gran parte de las geoformas actuales. Estas geoformas implican las crestas (agudas y convexas), circos glaciares (continuos y discontinuos), laderas con modelado glacial, valles someros (<20 m) y profundos (>20 m), depósitos morrénicos en cordones y escalones glaciares, sobre los volcanes y las coladas de lava (intermedias y tardías) (Guillén, 1996; Sánchez, 2018). En las dos cabeceras que se estudian en esta investigación se pueden reconocer los remanentes de estructuras morrénicas, que han sido parcialmente erosionadas por procesos fluviales y gravitacionales.

En ambas cabeceras aparecen canales de escorrentía, así como de flujos de derrubios. También se pueden apreciar depósitos de pequeños deslizamientos y sus cicatrices de desplazamiento. Adicionalmente, una geoforma extendida en la zona de estudio son los “*pies de vache*” los cuales son pequeños montículos de unos 30 cm de diámetro que se forman por los procesos de congelamiento del suelo en zonas con cierta pendiente, por lo que se consideran producto de la reptación del suelo (Lugo, 2011). Las corrientes fluviales causan incisión debido a la inclinación del terreno y a la presencia de material piroclástico, donde se ha generado drenaje subdentrítico. Aquí, la densidad de los cauces disminuye a causa de la extensión y a la pendiente de las laderas, ya que se establecen sobre flujos de lava que controlan su dirección y desarrollo. La incisión por la erosión fluvial ha socavado valles de menos de 20 m de profundidad con presencia de surcos y cárcavas, los cuales evidencian la erosión remontante. La profundidad de los valles que superan los 20 m se localiza en las partes bajas de los barrancos.

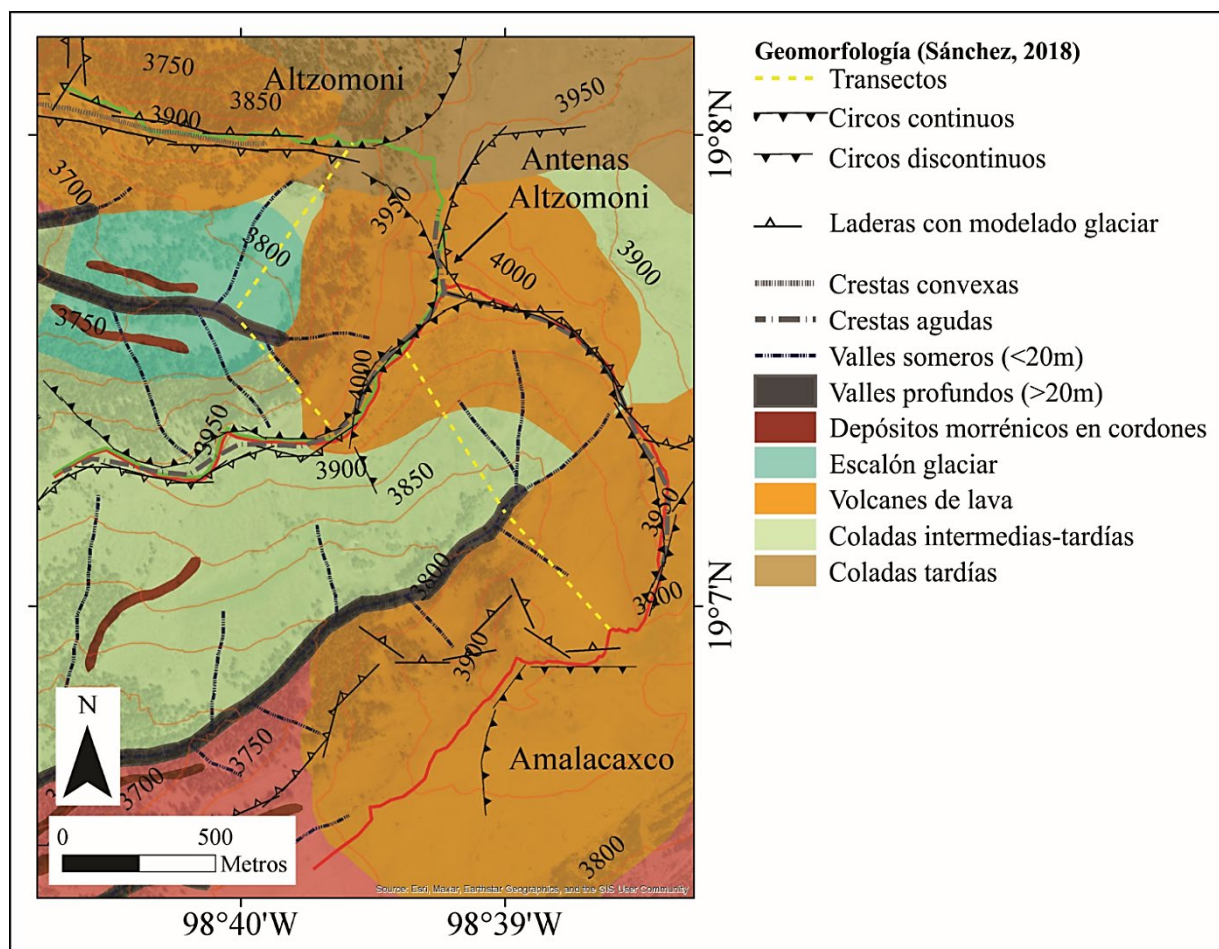


Figura 3.3. Cartografía geomorfológica de las cabeceras de Amalacaxco y de Alzomoni. Modificado de Sánchez (2018).

3.4. Edafología

Los suelos que se desarrollan en estas cabeceras provienen del intemperismo de los depósitos de ceniza de pulsos eruptivos de la actividad reciente del volcán Popocatepetl. En las laderas de solana y de umbría se distribuyen principalmente los suelos de tipo andosol (Figura 3.4.), seguidos de los leptosoles (Fueyo *et al.*, 2013; Miguel, 2013; Gómez Piña *et al.*, 2023).



Figura 3.4. Vista de andosol en las cabeceras de Amalacaxco y Altzomoni.

Según la Organización de las Naciones Unidas para la alimentación y la Agricultura (www.fao.org; 2023), un andosol es un suelo negro que se desarrolla en materiales volcánicos (ceniza, tefra, pómez, etc.) o, en materiales ricos en silicatos. Se localizan en paisajes volcánicos montañosos húmedos en varias regiones del planeta (desde el ártico hasta el trópico) y se forman en casi cualquier tipo de clima y vegetación. En México, se localizan ampliamente en el Cinturón Volcánico Transmexicano. Para su formación, el hierro (Fe) y el aluminio (Al) son elementos muy importantes. Los perfiles de estos suelos se desarrollan rápidamente debido a la acumulación de complejos organo-minerales estables o de minerales de bajo grado de ordenamiento como el alofano, la imogolita y la ferrihidrita. Las plantas se enraizan firmemente en estos suelos, además de que el agua se almacena muy bien. La estabilidad de estos suelos en pendientes fuertes, es mayor cuando se desarrolla vegetación (como los bosques) (IUSS-WRB, 2015).

En el caso del leptosol, éste es un suelo que congrega a todos aquellos que por alguna razón no pudieron incluirse en el grupo de la base de referencia de la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (www.fao.org; 2023). Estos son suelos que se desarrollan en materiales sueltos de granos finos sin consolidar, no están desarrollados completamente y no retienen la humedad. Carecen de horizontes mólico (horizonte grueso de color oscuro bien desarrollado en la superficie del suelo, con saturación de bases alta y contenido de materia orgánica considerable) y úmbrico (horizonte grueso de color oscuro en la superficie del suelo, con baja saturación de bases y contenido de materia orgánica importante, con menor grado de estructura que los mólicos). También está desprovisto de gravas, arenas y materiales flúvicos. El perfil de estos suelos está poco desarrollado debido a que el material que lo forma es joven y de formación lenta. Se localizan en zonas montañosas erosionadas bajo climas áridos y semiáridos (IUSS-WRB, 2015).

3.5. Biodiversidad

El PNI-P-Z comprende una superficie de 39,819 hectáreas que albergan ecosistemas de alto valor ambiental, como los bosques de coníferas y las praderas de alta montaña, los cuales son considerados como los últimos remanentes de este tipo de ecosistemas en México. Estos ecosistemas se establecen sobre gran parte del polígono del parque, cuyas comunidades se distribuyen de acuerdo con ciertas cotas altitudinales; conformando las zonas de transición y los ecotonos (Fueyo *et al.*, 2013). La vegetación que predomina en el polígono del parque está conformada por comunidades de bosques de pino con gramíneas (entre ellas las amacolladas conocidas como pastizal o zacatonal alpino), leguminosas, hongos, líquenes y musgos que se distribuyen de los 2,500 m hasta los 4,500 m. Los bosques de pino (*Pinus ayacahuite*, *P. montezumae*, *P. hartwegii*) se desarrollan entre los 3,100 y los 4,000 msnm, extendiéndose hasta

el límite forestal (comunidades arbóreas hasta los 3,850 m) y hasta el límite arbóreo (pinos aislados hasta los 4,000 m). Por su parte, el zacatonal alpino que se desarrolla sobre el límite forestal por arriba de los 4,000 m está conformado por gramíneas densas y amacolladas de los géneros *Agrostis*, *Bromas*, *Calamagrostis*, *Festuca*, *Muhlebergia* y *Poa*. Mientras que por debajo de los 4,000 m, el pastizal alpino se desarrolla en asociaciones con bosques de pino y oyamel, cuyos géneros más representativos son *Calamagrostis*, *Festuca*, *Muhlenbergia*, y *Juniperus* (Burquez *et al.*, 1998; Fueyo *et al.*, 2013; Torres, 2013; Almeida-Lenero *et al.*, 2015; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018; Gómez Piña *et al.*, 2023). Cabe mencionar que las aforestaciones en Amalacaxco se están realizando por encima del límite natural del bosque mientras que en Altzomoni no se ha realizado esta práctica (véase Figura 3.5.).

Por su parte, la fauna que habita estos parajes está conformada por especies de mamíferos, aves, reptiles y anfibios. Cabe mencionar que algunas de estas especies son endémicas y/o se encuentran catalogadas por legislaciones ambientales en peligro de extinción como el teporingo (*Romerolagus diazi*). Otras están clasificadas como amenazadas como la musaraña oscura (*Sorex vagrans*) y el tejón (*Taxidea taxus*), o protegidas como la rata canguro (*Dipodomys phillips*) (Fueyo *et al.*, 2013; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018; Gómez Piña *et al.*, 2023).

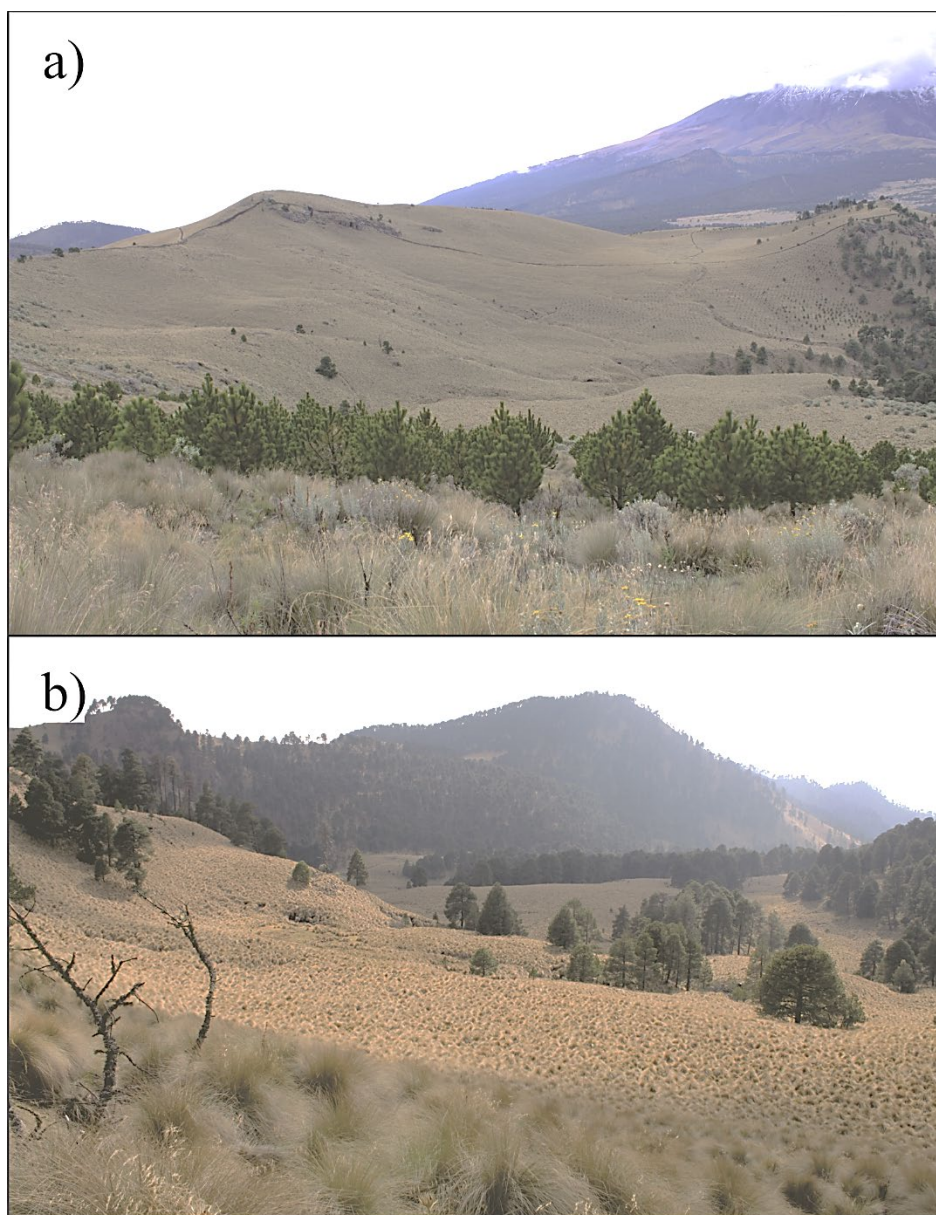


Figura 3.5. Vistas generales de la zona de estudio. En a) La cabecera de Amalacaxco donde se observa en la parte proximal aforestación con pino. En b) La cabecera Altzomoni con vegetación natural.

3.6. Clima

El clima en las cabeceras de Amalacaxco y Altzomoni puede catalogarse según la cota altitudinal. Por debajo de los 4,000 msnm y hasta los 3,000 msnm, se encuentra el clima templado semifrío subhúmedo [según Koppén con el código: C(w2'')(w)cig] y, por encima de los 4,000 msnm, el

clima frío de altura [con la nomenclatura según Koppén: ETHwi]. A este último también se le conoce como clima de los pastizales alpinos (Mandujano, 2013).

El clima en la zona está condicionado, al igual que en la zona centro de la República Mexicana, por la oscilación estacional de la zona intertropical de convergencia. Esta se caracteriza por ser una zona de transición entre la franja tropical y subtropical en el hemisferio norte, donde confluyen los vientos alisios del sur y las altas presiones y anticiclones del norte provenientes de ambas masas oceánicas del Pacífico y Golfo de México. De esta forma, cuando las altas presiones que suben al norte ocasionan que los alisios del sur incrementen su magnitud, generan corrientes de aire que cruzan el territorio con dirección NE-SW y E-W, las cuales vienen acompañadas de la humedad del Golfo de México. Esto provoca que dominen en la masa continental periodos húmedos y/o secos, ambos extremos. Durante el verano y en una porción de otoño, ingresan franjas de aire húmedo del Pacífico, internándose por el altiplano mexicano, pasando por la Sierra Madre Oriental hacia los Estados Unidos de Norteamérica. Esto provoca el desarrollo de precipitaciones intensas y huracanes durante esta temporada. En la temporada fría del año, ambos fenómenos (alisios y altas presiones) promueven el influjo de los vientos del oeste, los cuales arrastran el aire seco que viene de las partes altas de la atmósfera. Esto genera alteraciones en el clima en la región del norte y en el altiplano, al acarrear los vórtices fríos y las depresiones ciclónicas, causando que en invierno dominen las bajas temperaturas (García, 1956; Mosiño, 1959; Magaña *et al.*, 2003; Méndez y Magaña, 2010; Sosa-Nájera *et al.*, 2010). De manera general, el clima en la región sobre la que se ubica el PNI-P-Z obedece a un régimen del centro de México caracterizado por un invierno donde predominan las bajas temperaturas, muchas veces por debajo de 0 °C, las cuales son generadas por la presencia de frentes fríos y la intrusión de masas de aire polar en el interior

del continente y veranos húmedos, como resultado de los huracanes y las ondas tropicales (Fueyo *et al.*, 2013).

3.7. Prácticas de manejo y de conservación en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl-Zoquiapan

El PNI-P-Z fue el primero que se declaró en México, el cual fue decretado en 1935 por el presidente Lázaro Cárdenas del Río. Esta asignación fue el primer esfuerzo por gestionar el medio ambiente del país, con la finalidad de proteger ecosistemas valiosos por sus recursos naturales, su belleza paisajística y su biodiversidad. Este parque se ha consolidado institucionalmente desde su fundación hasta el día de hoy, instaurándose como una estrategia de política ambiental sólida con ajustes en sus normatividades a partir de la implementación en los años 70 del siglo pasado de un marco jurídico de protección ambiental. En el año 2010, es decretado como Reserva de la Biósfera de los volcanes por la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO). Ambas figuras están orientadas a salvaguardar los elementos abióticos y bióticos, al igual que las interacciones entre los ecosistemas y los servicios ambientales que brinda a la población asentada en la periferia del parque, la cual ronda en los 25 millones de habitantes según el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática de México (www.inegi.org.mx; 2022).

También cabe señalar que, en el año 2008, la comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP) firmó un convenio de restauración ambiental con la Fundación Produce Puebla y Volkswagen-México, mediante el cual se obtuvieron fondos económicos para materializar un plan de restauración (Ramos, 2021). Este consistió en la excavación de zanjas y tinas sobre cotas altitudinales con la finalidad de que el agua de lluvia y de la escorrentía se infiltre en la zona. Además, se procedió a la plantación de especies de pino para

disminuir los procesos erosivos (Anaya *et al.*, 1991; Pizarro *et al.*, 2004; Taboada, 2011; Singh *et al.*, 2013; Cotler *et al.*, 2015).

Estas prácticas se implantaron en México a partir de casos puestos en marcha internacionalmente, cuyo nivel de éxito o fallo en suelos mexicanos requiere de investigaciones detalladas que evalúen su efectividad (Cotler *et al.*, 2015). Por otra parte, este subprograma también busca restaurar los ecosistemas deteriorados directa o indirectamente por las actividades antrópicas, como medida de recuperación de las superficies afectadas, aunque realmente en las laderas de la cabecera de Amalacaxco no existían indicios de deterioro de este tipo. Esta acción se realiza mediante la plantación de pinos (*Pinus hartwegii*) por arriba de los límites naturales forestales, lo cual se conoce como aforestación. De igual forma, se realiza la construcción de gaviones con fragmentos de corteza de los pinos en algunas corrientes de agua, además de brechas corta fuegos/caminos de hasta 5 metros de amplitud para control de incendios y senderismo sobre ambas laderas (Fueyo *et al.*, 2013; Cotler *et al.*, 2015; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018; Gómez Piña *et al.*, 2023).

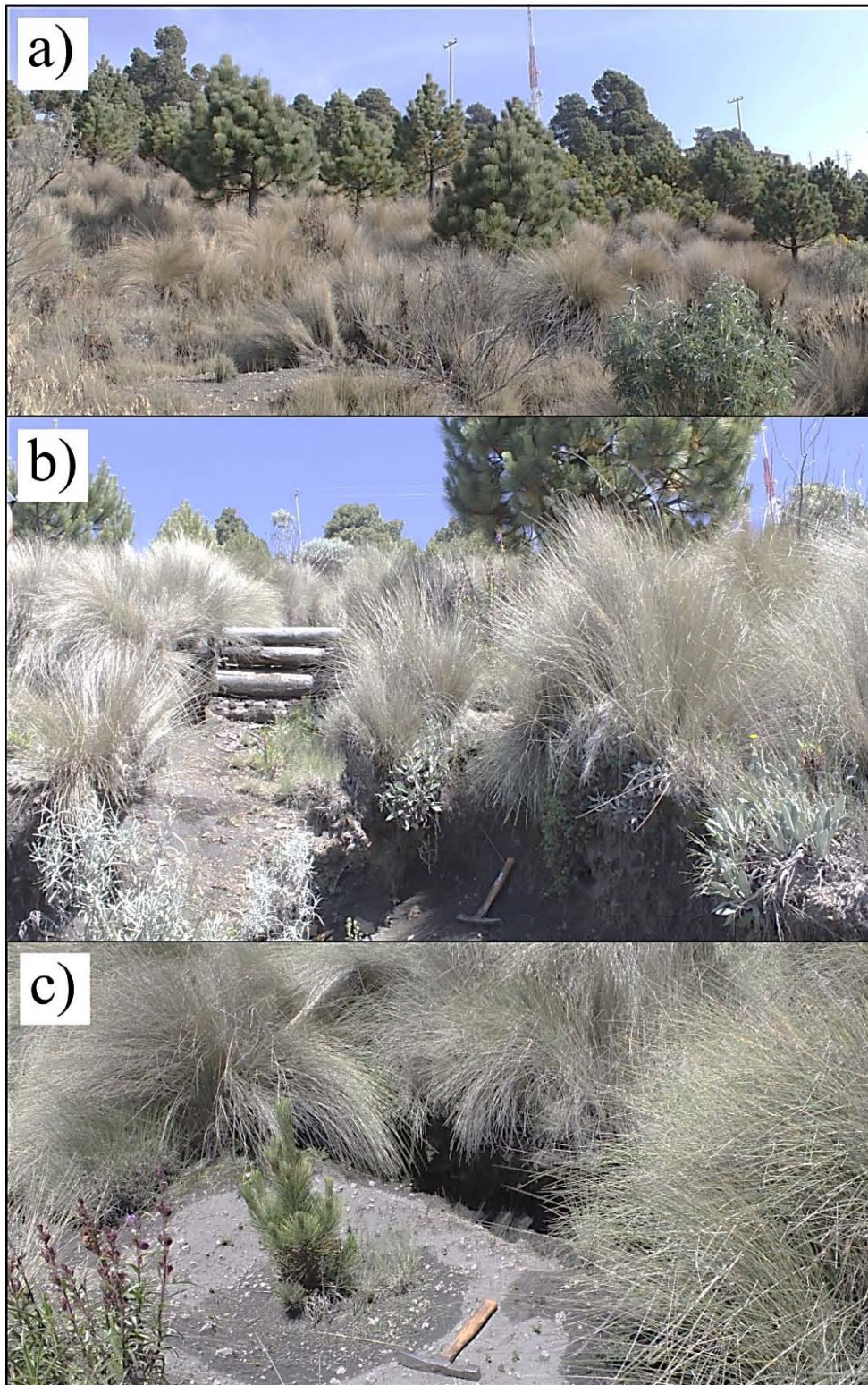


Figura 3.6. Prácticas de manejo y de conservación puestas en marcha en las laderas de la cabecera de Amalacaxco. En a) Aforestación con *Pinus hartwegii* y tinas ciegas en la parte alta de la ladera de solana. En b) Gaviones colocados en una de las corrientes en ladera de solana. En c) Aforestación con *Pinus hartwegii* y tinas ciegas en la parte baja de la ladera de umbría.

IV. Metodología

4.1. Metodología

En este trabajo se presenta una nueva propuesta metodológica para evaluar la conexión de los sedimentos en las cabeceras de las barrancas de alta montaña de Amalacaxco y de Altzomoni. En el organigrama de la Figura 4.1. se muestran los pasos de dicha metodología, que involucró la implementación de los dos métodos de LOE y de Cs-137. Con la finalidad de relacionar los resultados de estas dos técnicas con distintos parámetros físico-geográficos de las cabeceras, se añaden en el estudio las variables climáticas de precipitación y temperatura, las topográficas de pendiente del terreno, la posición en la ladera y la cantidad de radiación solar según la orientación de las pendientes a lo largo del año. Finalmente, los resultados obtenidos del estudio de la LOE en conjunto con las variables físico-geográficas y del estudio de Cs-137 con estos mismos parámetros se puso en conjunto para: (1) un mejor entendimiento de los procesos que operan en el transporte de materiales en las laderas y (2) entender las aportaciones de cada una de las dos técnicas y poder evaluar los alcances en la aplicación integrada de la LOE y el Cs-137.

La metodología se desarrolló en los siguientes pasos:

La primera etapa “**Antecedentes**”, se relaciona con la adquisición de la “historia del arte”, mediante la descripción de las bases teóricas y la consulta de los trabajos previos de cada uno de los métodos y para cada uno de los parámetros físico-geográficos.

En la segunda etapa “**Trabajo de campo**”, se visitó la zona de estudio en la cabecera de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni donde se recolectaron muestras para la LOE y para el Cs-137 en tres trabajos de campo separados cada cuatro meses y que correspondieron con diciembre de 2018, abril de 2019 y agosto de 2019. Cabe destacar que se eligió el mes de diciembre por

representar uno de los momentos más fríos y secos del año, el mes de abril por relacionarse con el comienzo de las primeras lluvias del año y en agosto por localizarse en el punto medio de la estación más húmeda y cálida del año. Además, cada periodo se separó estratégicamente cada 4 meses, de manera que se pudieran monitorear los cambios estacionales en un año. La toma de muestras de LOE y Cs-137 se realizó siempre en las mismas localizaciones a lo largo de los 4 perfiles topográficos seleccionados con un total de 80 muestras por campaña, lo cual hace 240 muestras en total. Sin embargo, para el estudio de Cs-137 se tomaron 30 muestras adicionales, ya que la implementación de la técnica requiere la toma de muestras en una zona de referencia. Esto se explicará en el subapartado 4.2.2.

En la tercera etapa “**Procesamiento**”, se analizaron las muestras de sedimento tomadas para LOE y Cs-137 en el laboratorio “Geocron-Q” localizado en la Estación Regional del Noroeste (ERNO) en Hermosillo, Sonora. Esta sede es parte del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Se procesaron un total de 240 mediciones de LOE con un lector de luminiscencia y 270 mediciones de Cs-137 con un espectrómetro de rayos Gamma y Beta de ATOMTEX® (modelo AT1315). Para el cálculo de los parámetros físico-geográficos se realizaron distintos procesamientos de los datos, los cuales se describen a profundidad en el subapartado 4.2.3.

En la cuarta etapa “**Análisis**”, se analizaron los valores de la LOE en relación a la altitud, exposición de solana y umbría, estación del año, precipitaciones y técnicas de conservación aplicadas. Los valores de Cs-137 se analizaron considerando las mismas variables.

En la última etapa “**Integración**”, se analizaron en común los resultados de LOE y Cs-137 y se relacionaron para determinar la conexión de los sedimentos en las dos cabeceras objeto de estudio en esta tesis.

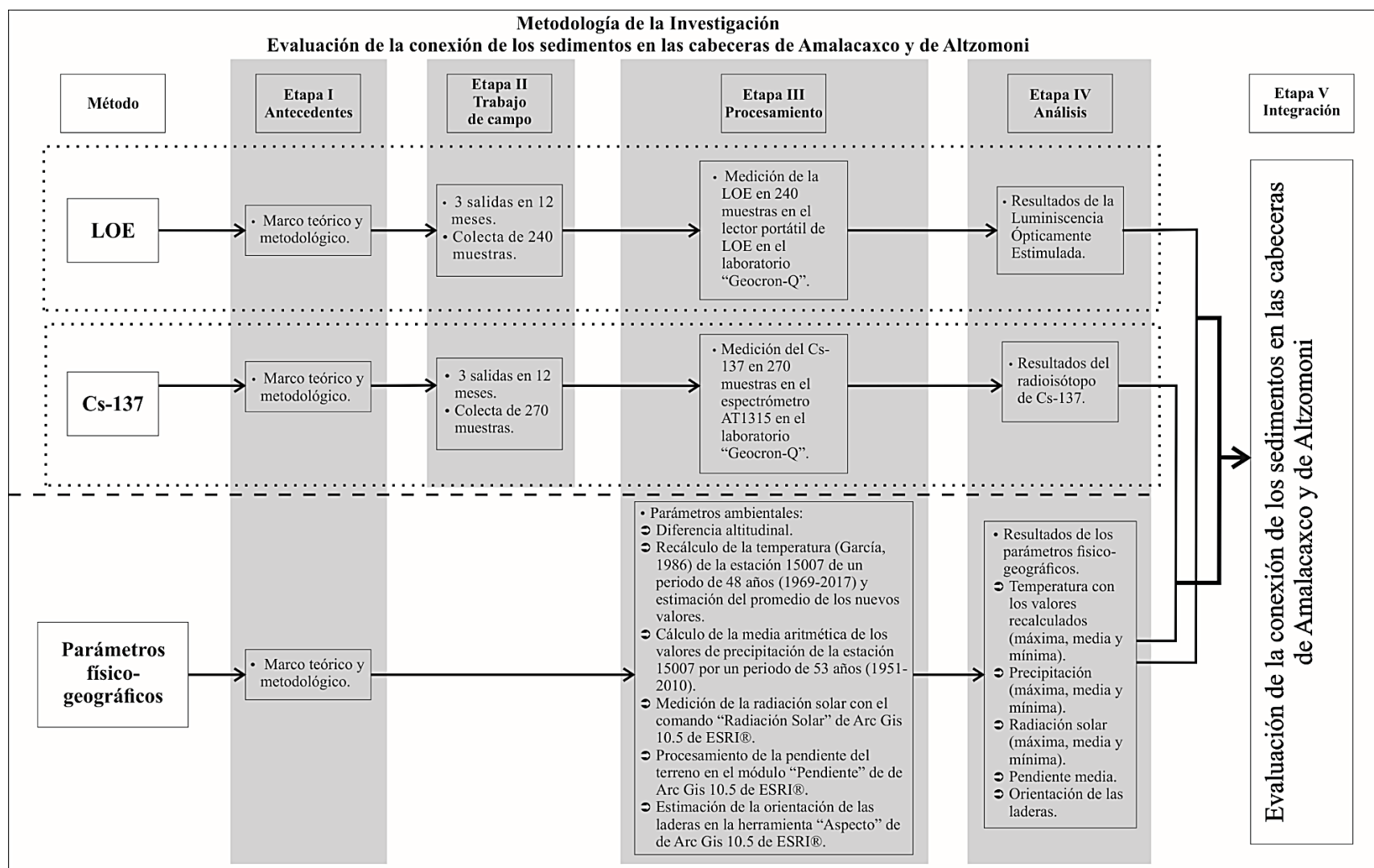


Figura 4.1. Organigrama de la metodología de esta investigación para evaluar la conexión de los sedimentos en las cabeceras de Amalacaxco y de Altzomoni.

A continuación, se describe cómo se implementaron cada uno de los métodos de estudio en esta investigación, es decir, la LOE y el Cs-137, así como en qué consisten los parámetros físico-geográficos con los que se analizan sus resultados. De esta manera, en el subapartado 4.2., se presenta lo relativo a las etapas II (trabajo de campo) y III (análisis de laboratorio) del método de la LOE. En el subapartado 4.3., lo relativo a las etapas II (trabajo de campo) y III (análisis de laboratorio) del método del Cs-137. Por último, en el subapartado 4.4., lo relativo a las etapas I (teoría) y III (trabajo de gabinete) para la obtención de los parámetros físico-geográficos.

4.2. Método de luminiscencia ópticamente estimulada (LOE)

4.2.1. Trabajo de campo para la recolección de muestras para medir la LOE.

En primer lugar y como preámbulo a esta técnica, es importante mencionar que los muestreos para la LOE y para el Cs-137 se realizaron en tres campañas de trabajo de campo a lo largo de un año. Mismas que coincidieron con los periodos climáticos: 1) seco y frío del invierno (16 a 18 de diciembre de 2018), 2) principio de la época húmeda durante la primavera (26 a 28 de abril de 2019) y 3) en medio del periodo húmedo del verano (15 a 17 de agosto de 2019). Las muestras se recolectaron en puntos seleccionados aleatoriamente a lo largo de cuatro transectos longitudinales a las laderas de solana y umbría en ambas cabeceras (véase Figura 4.2.). Los puntos de muestreo no fueron los mismos en las 3 campañas de campo, pero estos siempre se eligieron dentro del mismo transecto, siguiendo todo el tiempo la orientación desde las cabeceras hacia las bases de las laderas. Los transectos atravesaron mayormente unidades ambientales de zacatonal y zacatonal con algunos árboles, ambos con prácticas de manejo y de conservación en los dos transectos de la cabecera de Amalacaxco. En las laderas de la cabecera de Alzomoni, se cruzaron unidades ambientales con bosque y zacatonal sin

prácticas de manejo, por lo tanto en estado totalmente natural en los dos transectos seleccionados, uno en solana y otro en umbría.

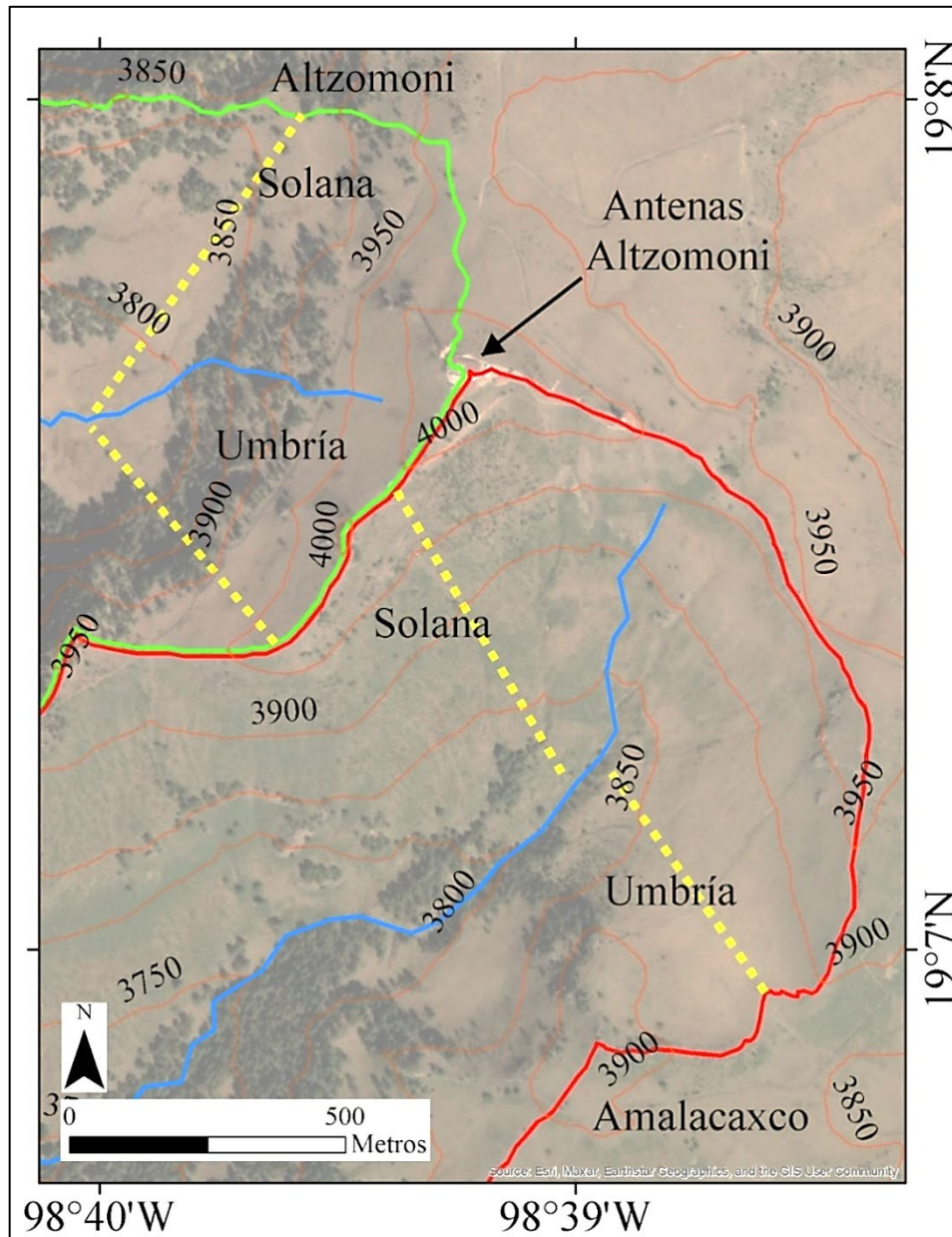


Figura 4.2. Localización de los perfiles altitudinales tomados de manera transversal a las laderas de las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni (líneas en amarillo punteado).

Para la recolección de las muestras a lo largo de los mismos transectos en cada campaña de campo, cabe destacar que hay pocos elementos fijos que puedan servir de referencia en las cabeceras de Amalacaxco y Altzomoni debido al constante movimiento de la superficie en estas laderas como producto de la reptación del suelo. Para muestrear los mismos perfiles cada vez, se partió como punto inicial de la misma localización en la parte más elevada de la cabecera, tomando como puntos de control y referencia las antenas de Altzomoni y algunos escarpes rocosos localizados en las zonas cumbreles. Esto ayudó a localizar el mismo punto inicial para cada uno de los cuatro perfiles en cada campaña. A continuación, se avanzó hacia el fondo del valle siguiendo la misma dirección para cada perfil. Los puntos de muestreo se eligieron cada 25 a 30 pasos de separación entre ellos. Cada punto, se georreferenció con un GPS (Garmin® GPSMAP 64st). Cabe destacar que los perfiles de muestreo fueron los mismos pero que los puntos exactos donde se tomaron las muestras pudieron tener un error desde unos pocos centímetros a escasos metros. En total, se recolectaron 240 muestras para los análisis de luminiscencia llevando a cabo los siguientes pasos:

1. Se cubrió el sitio de muestreo con una manta opaca para evitar la incidencia de los rayos del sol en el suelo durante el muestreo (Figura 4.3.).
2. Se removieron los primeros 1-2 mm del suelo superficial con una espátula para eliminar el material expuesto a los rayos del sol, el cual podría estar blanqueado parcial o totalmente.
3. Se introdujo un tubo de plástico de 1.5 cm de diámetro y 2 cm de largo en el suelo.
4. Se extrajo el tubo y se cubrió en su totalidad con papel de aluminio para evitar su exposición a los rayos del sol durante su transporte y almacenamiento.
5. Se colocaron en bolsas de cierre hermético y se rotularon con la clave correspondiente.



Figura 4.3. Extracción de muestras de LOE durante trabajo de campo de esta tesis.

4.2.2. Mediciones de la LOE en el laboratorio.

Las mediciones de la luminiscencia se llevaron a cabo en el laboratorio “Geocron-Q”, que forma parte del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) de la UNAM, el cual se ubica en la Estación Regional del Noroeste (ERNO). Los análisis se llevaron a cabo en el lector de LOE, que se fabricó en el centro de investigaciones medioambientales de las universidades escocesas del Reino Unido (Sanderson y Murphy, 2010). Cabe mencionar, que el procedimiento para medir la LOE de las 240 muestras se realizó con luz segura (i.e., luz roja) dentro del laboratorio, siguiendo los pasos del protocolo que se describe a continuación:

1. El material recolectado en los tubos de plástico fue colocado en una caja de Petri de 5 cm de diámetro por 2 cm de alto. Cuando el material estuvo ligeramente húmedo

fue necesario utilizar una espátula para extender el sedimento recolectado en la superficie de la caja de Petri. Cada muestra fue etiquetada con el identificador asignado en campo (Figura 4.4.).

2. La muestra se insertó en la cámara hermética del lector de LOE (Figura 4.5.).
3. Se estimularon los granos minerales primeramente con la longitud de onda del espectro electromagnético del infrarrojo (880 nm) y a continuación con la longitud del azul (470 nm). Cada una de las mediciones se llevó a cabo por un lapso de 60 segundos.
4. Por último, se recuperó el registro de los fotones totales, los cuales se guardaron en el *software* SUERC Portable OSL Reader.



Figura 4.4. Cajas de Petri utilizadas en el laboratorio para verter el material colectado en campo en un tubo de plástico, que fue cubierto con papel de aluminio, el cual se transportó en una bolsa rotulada. El material se vertió en las Cajas de Petri usando la espátula que aparece en la imagen. Todo este proceso se realizó bajo luz segura (i.e., luz roja).



Figura 4.5. Equipo de luminiscencia donde se analizaron las muestras de LOE colectadas en esta investigación.

4.2.3. Análisis de la LOE.

Para evaluar la conexión de los sedimentos a partir del análisis de las señales de luminiscencia en el azul y en el infrarrojo, en este trabajo se consideró:

- Relacionar los valores de las señales lumínicas con la altitud del terreno mediante gráficos de dispersión, para determinar el comportamiento de la luminiscencia ladera abajo en ambas cabeceras. Para ello, se tuvo en cuenta que en un perfil en profundidad no perturbado que se tome en cualquier localización de las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni, los materiales con valores de alrededor de 2,000 fotones en azul corresponden con el depósito de “pómez Pink” que se localiza a unos 1-2 metros de profundidad. Los valores por debajo de los 2,000 fotones corresponden con las cenizas de caída más jóvenes que se localizan por encima del depósito de “pómez

Pink” y los valores mayores a 2,000 fotones con los materiales de más de 1,100 años que se localizan por debajo de la “pómez Pink”.

- Calcular las estadísticas básicas de los valores de luminiscencia (i.e., valores máximos, mínimos y medios) por cabecera y ladera de exposición, las cuales se utilizaron para analizar los cambios estacionales a lo largo de las tres campañas de campo.
- Relacionar los valores de luminiscencia con los parámetros climáticos de temperatura, precipitación y radiación solar. La forma en que estos se obtuvieron se detalla en el subapartado 4.4.

4.3. Método del radioisótopo Cesio-137

4.3.1. Trabajo de campo para la recolección de muestras para medir el Cs-137.

Primeramente, se identificó la zona donde se llevaría a cabo la recolección de muestras para elaborar el inventario de referencia. Después de reconocer la zona durante el trabajo de campo, se decidió seleccionar la localización para el inventario de referencia en un área dentro de la cabecera de Alzomoni donde se registraron las menores pendientes dentro de las dos cabeceras y donde la vegetación natural se caracterizó por estar compuesta de bosque natural (Figura 3.5.b). En este espacio se observó que los procesos erosivos del suelo consistían en reptación y solifluxión, sin existir procesos de cárcavas, canales de flujos de derrubios o deslizamientos. Así se consideró que los procesos erosivos eran mínimos en comparación a otras zonas dentro del área de estudio. Para levantar el inventario de referencia se tomaron 30 muestras alrededor de la superficie, las cuales corresponden a 10 por campaña. Para el inventario de diagnóstico se tomaron 80 muestras por campaña, con un total de 240, en las

mismas localizaciones que las muestras de LOE. En total se tomaron 270 muestras para análisis de Cs-137.

El inventario de diagnóstico se recolectó a lo largo de los mismos perfiles transversales a las laderas de las dos cabeceras, en los mismos lugares donde se tomaron las muestras de LOE (Figura 4.3.). Estas muestras se tomaron durante los tres periodos del año también seleccionados para el muestreo de luminiscencia.

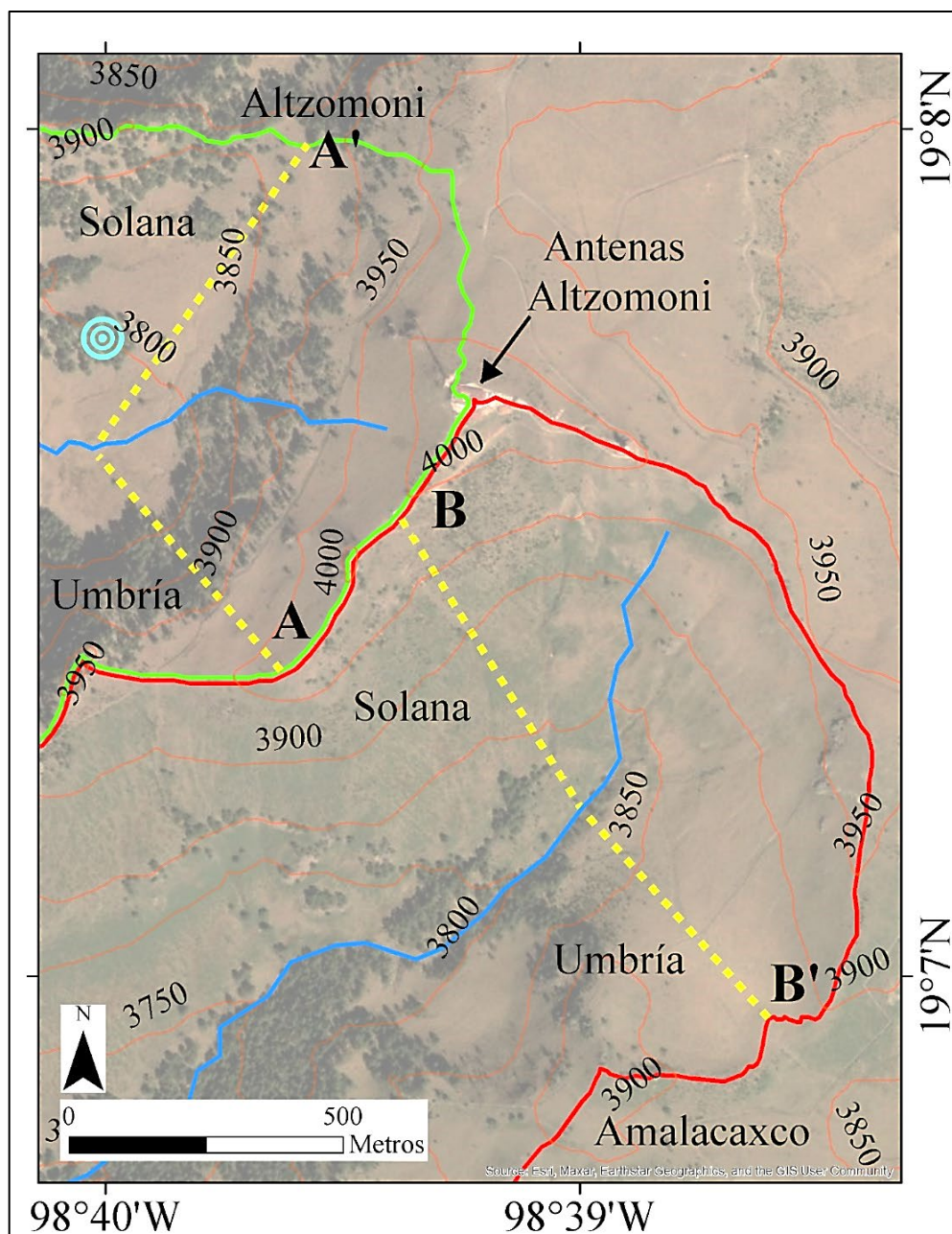


Figura 4.6. Localización de los lugares de recolección de las muestras de Cs-137. El círculo de color verde indica la zona de donde se extrajeron las muestras para el inventario de referencia. Las líneas amarillas intermitentes los perfiles a lo largo de los cuales se extrajeron las muestras para el inventario de diagnóstico. Nótese que los perfiles en amarillo coinciden con los lugares de recolección de las muestras de LOE, esto debido a que las muestras de LOE y Cs-137 se extrajeron exactamente en los mismos puntos a lo largo de estos perfiles en cada una de las tres campañas de campo. Cabe mencionar, que en este mismo mapa se indican las localizaciones de los perfiles topográficos, los cuales coincidieron con los transectos de muestreo que se utilizaron a lo largo de las laderas para coleccionar las muestras de material para la LOE y el Cs-137. Las letras A y A' indican el perfil topográfico de la cabecera Altzomoni y las letras B y B', el perfil topográfico de Amalacaxco (ambos perfiles se muestran en las Figuras 4.17. y 4.18. en el apartado 4.4.3. Elevación).

El procedimiento para la recolección de las muestras para los análisis de Cs-137 consistió en:

- Extraer unos 500 g del material superficial con una palita (Figura 4.7.).
- Colocar el material colectado dentro de una bolsa de cierre hermético.
- Rotular la bolsa con el código correspondiente.



Figura 4.7. Recolección del sedimento en bolsas para los análisis de Cs-137.

4.3.2. Medición del radioisótopo de Cs-137 en el laboratorio.

Las muestras tomadas en campo se sometieron a un proceso de preparación previo a las mediciones en el espectrómetro de rayos Gamma y Beta AT1315 de ATOMTEX® localizado en el laboratorio Geocron-Q del Instituto de Geología de la UNAM. Este proceso se realizó de la siguiente manera:

1. Se eliminó el exceso de humedad del suelo mediante el secado de las muestras en un horno a una temperatura de 100 °C por 24 horas.
2. El material se tamizó en una malla con abertura de 64 μm para obtener la fracción fina del material (Figura 4.8.).
3. Se recuperaron ~20 g del material fino, el cual se emplazó en un contenedor de plástico (Figura 4.9.).
4. Se insertó el contenedor de plástico en la cámara del espectrómetro de rayos Gamma y Beta AT1315 de ATOMTEX® (Figura 4.10.).
5. Se midió la actividad del radioisótopo de Cs-137 mediante un detector Gamma (conducto de NaI(Tl), con un diámetro de 63x63 mm) y Beta (identificador orgánico de poliestireno activado con paraterfenilo, con un diámetro de 128x9 mm) (Figura 4.10.).
6. La medición de la actividad de Cs-137 en los materiales colectados se realizó por una hora (3,600 segundos) para cada muestra.
7. La actividad del radioisótopo se registró mediante un convertidor analógico en un *software*, en el cual se presenta la actividad en Bq kg^{-1} .



Figura 4.8. Material para Cs-137 en proceso de tamizado en el laboratorio.

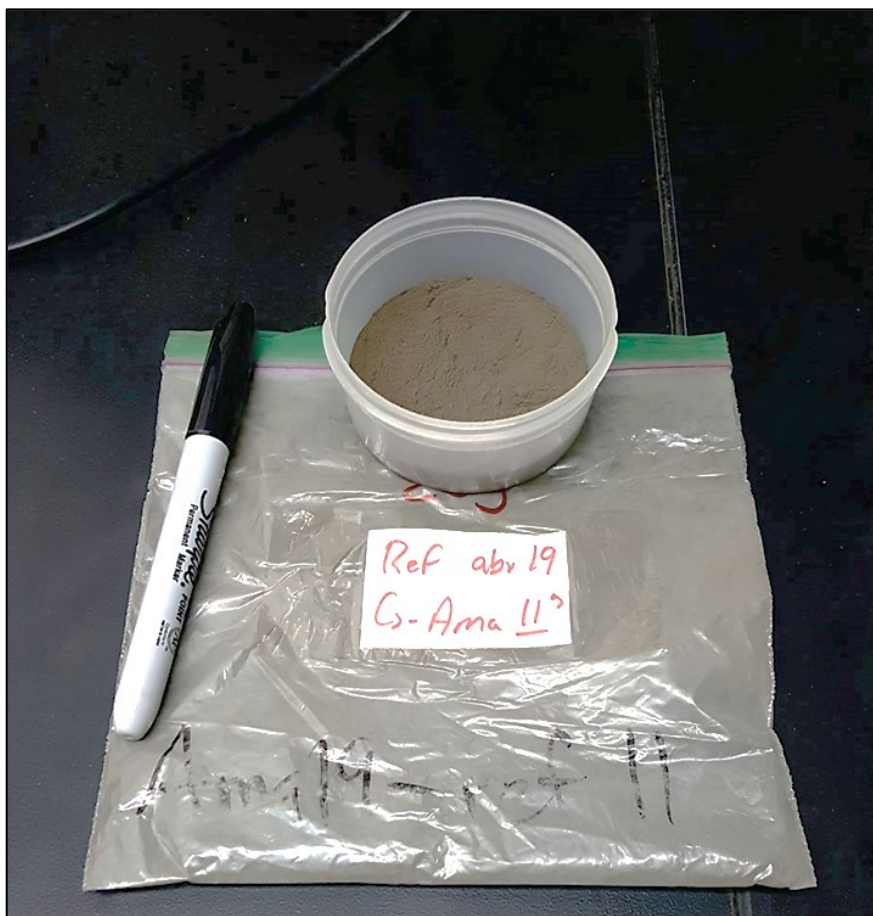


Figura 4.9. Cápsula de plástico con la muestra de material fino ($<64\ \mu\text{m}$) preparada para los análisis de Cs-137.



Figura 4.10. Espectrómetro de rayos gamma y beta AT1315 de ATOMTEX® en el que se analizaron las muestras de Cs-137 en el presente estudio.

4.3.3. Análisis del Cs-137.

Para relacionar la actividad del Cs-137 en las muestras con los procesos erosivos y de transporte de los sedimentos se realizaron los siguientes análisis:

- (1) Se compararon los valores del inventario de diagnóstico con los del de referencia. Este análisis se realizó para ver si los valores medios por perfil en cada cabecera estaban por encima o debajo de la media de los valores del inventario de referencia. Este análisis se hizo para cada campaña realizada a lo largo de un año para determinar si la estacionalidad produce cambios en los procesos erosivos según la exposición y el

estado de conservación (i.e., estado natural en Altzomoni y estado antropizado en Amalacaxco).

- (2) Se estudió si la actividad del Cs-137 variaba con la posición altitudinal. Para ello, se graficaron los valores de Cs-137 de cada muestra con su posición altitudinal. De esta manera, se obtuvieron gráficos de dispersión de Cs-137 y altitud para cada perfil a lo largo de los periodos de medición. De esta manera, se pudo observar (1) si existen cambios en los valores de Cs-137 en función de la posición en la ladera y (2) si estos cambian según la estacionalidad anual.

4.4. Parámetros físico-geográficos

Los parámetros físico-geográficos que se utilizaron para analizar los resultados de los dos métodos que se estudian en este trabajo corresponden con las variables climáticas de precipitación y temperatura, las topográficas de pendiente del terreno, la orientación de la ladera y la cantidad de radiación solar según la orientación de las pendientes y la época del año. La forma como se obtuvieron estos parámetros se describe a continuación.

4.4.1. Temperatura.

Los datos climáticos de temperatura y precipitación del área de estudio se consultaron en los inventarios climáticos de una de las estaciones climatológicas más cercana a las cabeceras. Esta estación climatológica, cuya clave numérica es “15007”, está ubicada en Amecameca de Juárez, Estado de México y forma parte de la red nacional de estaciones climatológicas de la Comisión Nacional del Agua de México (www.gob.mx/conagua) (Figura 4.11.). En esta estación existe un registro de datos de temperatura diaria de 48 años entre el periodo 1969–2017.

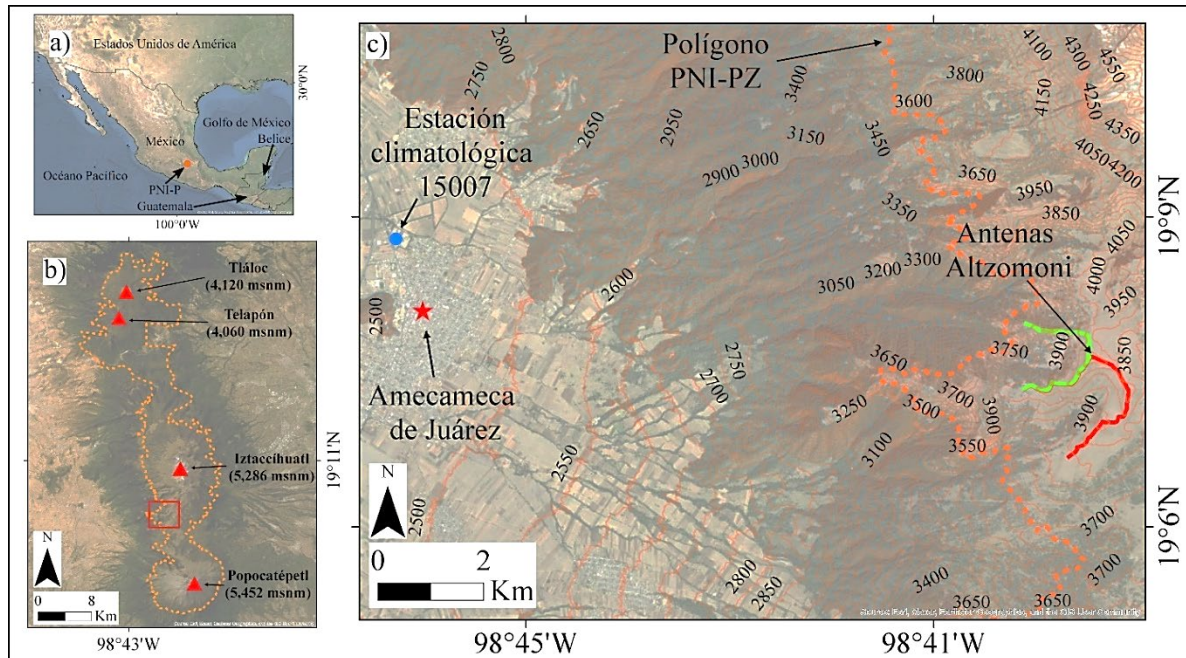


Figura 4.11. Localización de la estación climatológica 15007 con respecto a la zona de estudio. En a) localización del PNI-P-Z en el centro de México. En b) localización de la zona de estudio dentro de la demarcación del PNI-P-Z. En c) Localización de las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Alzomoni y su elevación con respecto a la de la estación 15007 (señalado por el punto de color azul) ubicada en la población de Amecameca (Estado de México) (indicada por la estrella en color rojo).

Cabe mencionar que las cabeceras objeto de estudio se encuentran a una altitud media de 3,877 msnm, mientras que la estación climatológica “15007” está ubicada a los 2,470 metros de altitud; lo cual implica una diferencia altitudinal de 1,047 m entre ambas localizaciones. Para calibrar los resultados de la estación 15007 con la elevación media de las cabeceras, fue necesario recalcular los valores de temperatura. Así, se corrigieron los valores mediante la reducción de 0.65 °C por cada 100 metros de elevación ganada de acuerdo con el criterio propuesto por García, (1986). Las operaciones consistieron en restar a cada valor de temperatura media, máxima y mínima mensuales de la estación “15007”, la cantidad de 9.14 °C (este valor es el producto de la multiplicación de 0.65 por 14.07, donde este último proviene de dividir la diferencia en la elevación entre la estación y la altitud media de las cabeceras, cuyo resultado se divide entre 100). Con la aplicación de esta operación se

estableció que, durante este periodo de 48 años, la temperatura media anual es de unos 5 °C y es constante durante todo el año. Las temperaturas máximas superan los 15 °C durante los meses entre febrero a junio y las mínimas mensuales alcanzan valores por debajo de los -10 °C y se encuentran registradas entre los meses de noviembre, diciembre y enero (Figura 4.12.) (Gómez Piña *et al.*, 2023). Esta variación en la temperatura genera inviernos fríos y veranos cortos y frescos (Rzedowski, 1978; Almeida *et al.*, 2015). Cabe mencionar que durante la campaña de campo de diciembre de 2018 se confirmó el congelamiento de la parte más superficial del suelo debido a las bajas temperaturas (Figuras. 4.13., 4.14. y 4.15.).

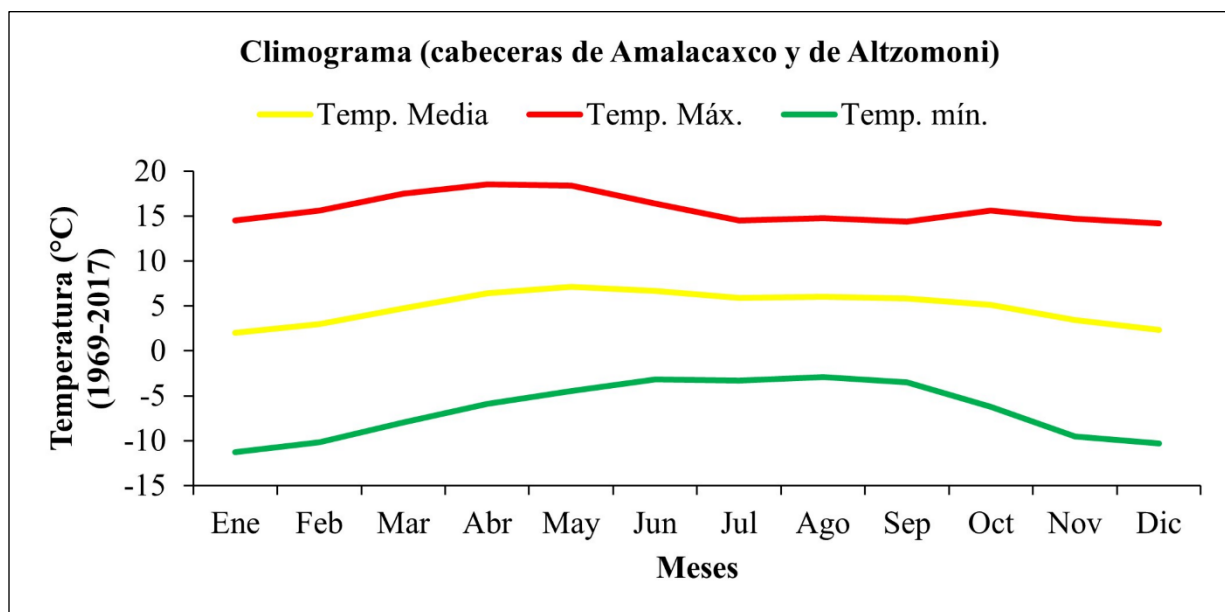


Figura 4.12. Climograma que muestra el promedio de la distribución máxima, mínima y media mensual de la temperatura por un periodo de 48 años en las cabeceras de Amalacaxco y de Altzomoni, con el tratamiento descrito en el texto para los datos de la estación climatológica “15007” (www.gob.mx/conagua).



Figura 4.13. Suelo congelado en el trabajo de campo de diciembre de 2018.



Figura 4.14. Suelo helado en la barranca de Amalacaxco durante la campaña de campo de diciembre de 2018.



Figura 4.15. Aguja de hielo extraída de la superficie del suelo en la barranca de Amalacaxco durante la campaña de campo de diciembre de 2018.

4.4.2. Precipitación.

Los valores de precipitación de esta región se tomaron del inventario climático de la estación 15007 de los datos de lluvia para un periodo de 59 años (entre 1951-2010). Con base en los valores normales mensuales, se identifican la temporada húmeda entre los meses de mayo y octubre con aportes de lluvia superiores a los 78 mm y la temporada seca entre noviembre y abril con precipitaciones por debajo de los 78 mm (Figura 4.16.).

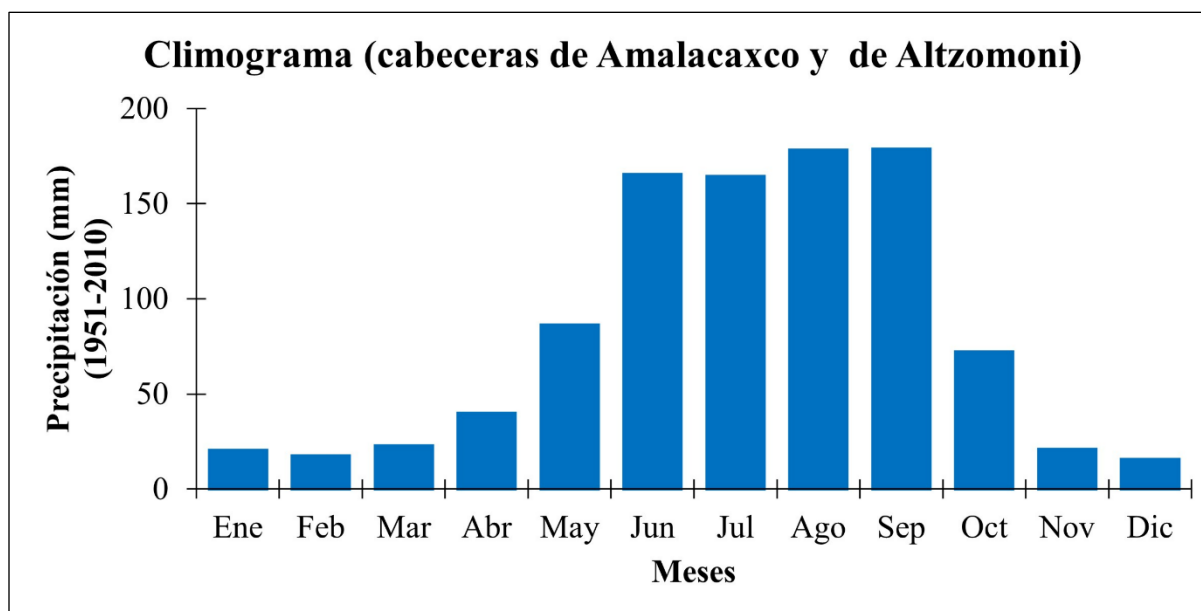


Figura 4.16. Distribución de la precipitación media mensual por un periodo de 59 años en las cabeceras de Amalacaxco y de Altzomoni con los datos de la estación climatológica “15007” (www.gob.mx/conagua).

4.4.3. Radiación solar.

Otro parámetro que se consideró en este trabajo fue la radiación solar de las laderas de solana y umbría de ambas cabeceras, con la finalidad de conocer si ésta afecta los procesos de conexión de los sedimentos en las laderas. La radiación solar es la energía proveniente del sol, la cual incide directamente sobre la superficie terrestre afectando la evapotranspiración, la producción vegetal, así como la humedad y los procesos de congelación de los suelos. La incidencia de los rayos solares depende de la orientación que tengan las pendientes en las laderas de las cuencas. La cantidad de energía que llega a una porción de la superficie terrestre durante cierto tiempo se mide con la fórmula siguiente:

$$\text{Radiación Solar} = WH/m^2$$

Dónde W es la energía solar en vatios, H es el tiempo de incidencia y m^2 es el área por metro cuadrado que es incidida (ESRI, 2019).

Los valores de radiación solar para las cabeceras objeto de estudio se presentan en la Tabla 4.1. y se calcularon directamente sobre un MDT de 15 m de resolución del área en el *software* ArcGis 10.5® con la herramienta “Radiación Solar”. El MDT se descargó de manera libre en la página del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (<https://www.inegi.org.mx/>).

Tabla 4.1. Valores de la radiación solar incidente durante los meses de diciembre de 2018 y, de abril y agosto de 2019, los cuales coinciden con las fechas de muestreo en campo.

Cabecera	Radiación Solar (WH/m ²)	Diciembre 2018		Abril de 2019		Agosto de 2019	
		Solana	Umbría	Solana	Umbría	Solana	Umbría
Amalacaxco	Máxima	6,747.01	5,809.58	9,036.15	9,310.12	9,306.49	9,291.94
	Mínima	6,117.84	4,787.70	8,602.08	9,121.94	8,559.50	9,098.58
	Media	6,424.73	5,273.95	8,809.58	9,240.75	8,773.58	9,221.44
Altzomoni	Máxima	6,407.69	5,959.61	9,215.08	9,940.33	9,217.97	9,318.40
	Mínima	5,890.65	3,560.11	8,906.80	8,303.61	8,891.10	7,926.42
	Media	6,093.99	4,451.91	9,121.33	8,770.43	9,040.67	8,738.10

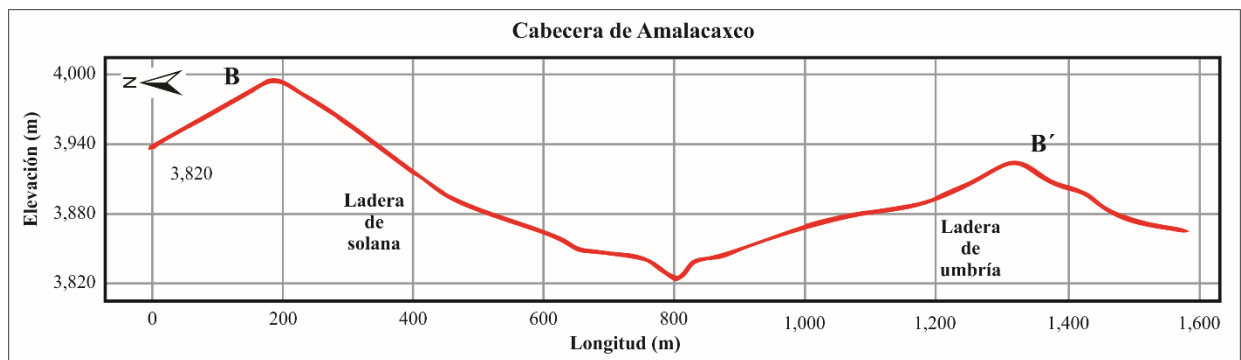
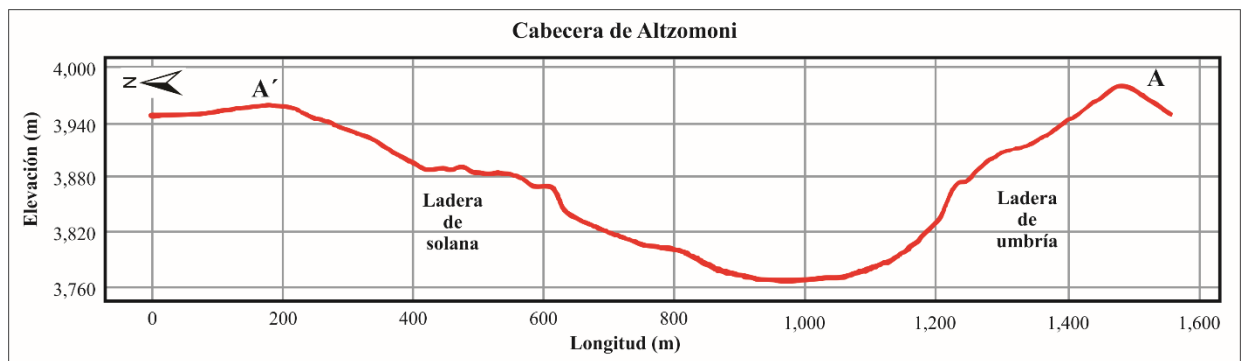
La radiación solar que predomina en estas cabeceras sigue la misma tendencia en cuanto a que, el mes de diciembre es el que tiene la menor radiación y en abril y agosto, la mayor, en ambas. En el mes de diciembre de 2018, la media de la radiación solar osciló entre los 4,400 y los 6,400 WH/m². Sin embargo, durante los meses de abril y de agosto de 2019, la radiación solar oscila entre los 8,800 y los 9,200 WH/m². La diferencia de radiación entre las laderas de solana y umbría es especialmente notoria para el mes de diciembre, en la cual existen más

de 1,500 vatios de diferencia entre ambas, siendo la de solana la que recoge más radiación. Sin embargo, esta diferencia entre las laderas de solana y umbría no es tan marcada en los meses de abril y agosto. Los valores son muy similares entre ambas orientaciones e, incluso, se llegan a observar valores más altos de radiación en la ladera de umbría de Amalacaxco, lo cual debe relacionarse con la ausencia de bosque que implique un dosel de vegetación, o al declive de las pendientes. Lo que se traduce en una mayor exposición del suelo a los rayos del sol. Sin embargo, lo que se destaca de los datos presentados en la Tabla 4.1., es que la variación de radiación entre las exposiciones de solana-umbría, es especialmente marcado para el invierno, mientras que en primavera y verano, esta es mínima.

En conclusión, en el mes de diciembre de 2018, las condiciones que predominaron en las cabeceras fueron las temperaturas bajas ($-10\text{ }^{\circ}\text{C}$), así como la escasez de lluvias (7.5 mm) y la escasa incidencia de la radiación solar ($4,400\text{--}6,400\text{ WH/m}^2$). Estas condiciones provocaron el congelamiento de los primeros centímetros de las capas superficiales y subsuperficiales del suelo. Esto se comprobó en el trabajo de campo para la recolección de muestras en ese mes (Figuras 4.13., 4.14. y 4.15.). Por otra parte, en el mes de abril de 2019, todas las condiciones que se presentaron en el mes de diciembre cambiaron considerablemente. La temperatura superó los $18\text{ }^{\circ}\text{C}$ (la cual fue la temperatura más elevada del año), en tanto que las precipitaciones alcanzaron los 31.8 mm, con lo cual dio inicio el periodo húmedo del año. En cuanto a la radiación solar osciló entre 8,700 y $9,200\text{ WH/m}^2$. En cuanto al mes de agosto de 2019, se mantuvieron las temperaturas elevadas del mes de abril de 2019 (por arriba de los $15\text{ }^{\circ}\text{C}$). Las precipitaciones registraron los mayores volúmenes de agua del año, los cuales superaron los 170 mm y la intensidad de la radiación solar durante este mes se mantuvo entre $8,700\text{--}9,200\text{ WH/m}^2$ como en el mes de abril de 2019.

4.4.3. Elevación.

El parámetro de elevación se extrajo directamente de las mediciones tomadas con un instrumento con sistema de posicionamiento global (GPS por sus siglas en inglés, de global positional system) de cada uno de los lugares de medición de campo. La marca y modelo del GPS fue Garmin ® GPSMAP64st. En las Figuras 4.17. y 4.18. se observa el perfil topográfico de los perfiles de Altzomoni y Amalacaxco.



4.4.4. Pendiente del terreno.

La pendiente del terreno para cada punto de muestreo se calculó utilizando un modelo digital del terreno (MDT) de 5 m de tamaño de píxel el cual fue obtenido con LIDAR (*Light Detection and Ranging*) aéreo para el PNI-P-Z y que fue descargado de manera gratuita desde la página web del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (www.inegi.org.mx). Este MDT se procesó en el sistema de información geográfica (SIG) ArcGis 10.5® mediante la función que analiza la pendiente conocida como “*Slope*” y que se encuentra dentro del módulo de *Spatial Analyst*. La forma en la que la función “*Slope*” trabaja es mediante el cálculo de los cambios de elevación entre celdas mediante el uso de una ventana móvil que tiene en cuenta la orientación de las celdas y los cambios altitudinales entre ellas. Usando este módulo se obtuvo el mapa de pendiente para la zona de estudio (Figura 4.19.), de la cual se extrajo la pendiente para cada punto de muestreo.

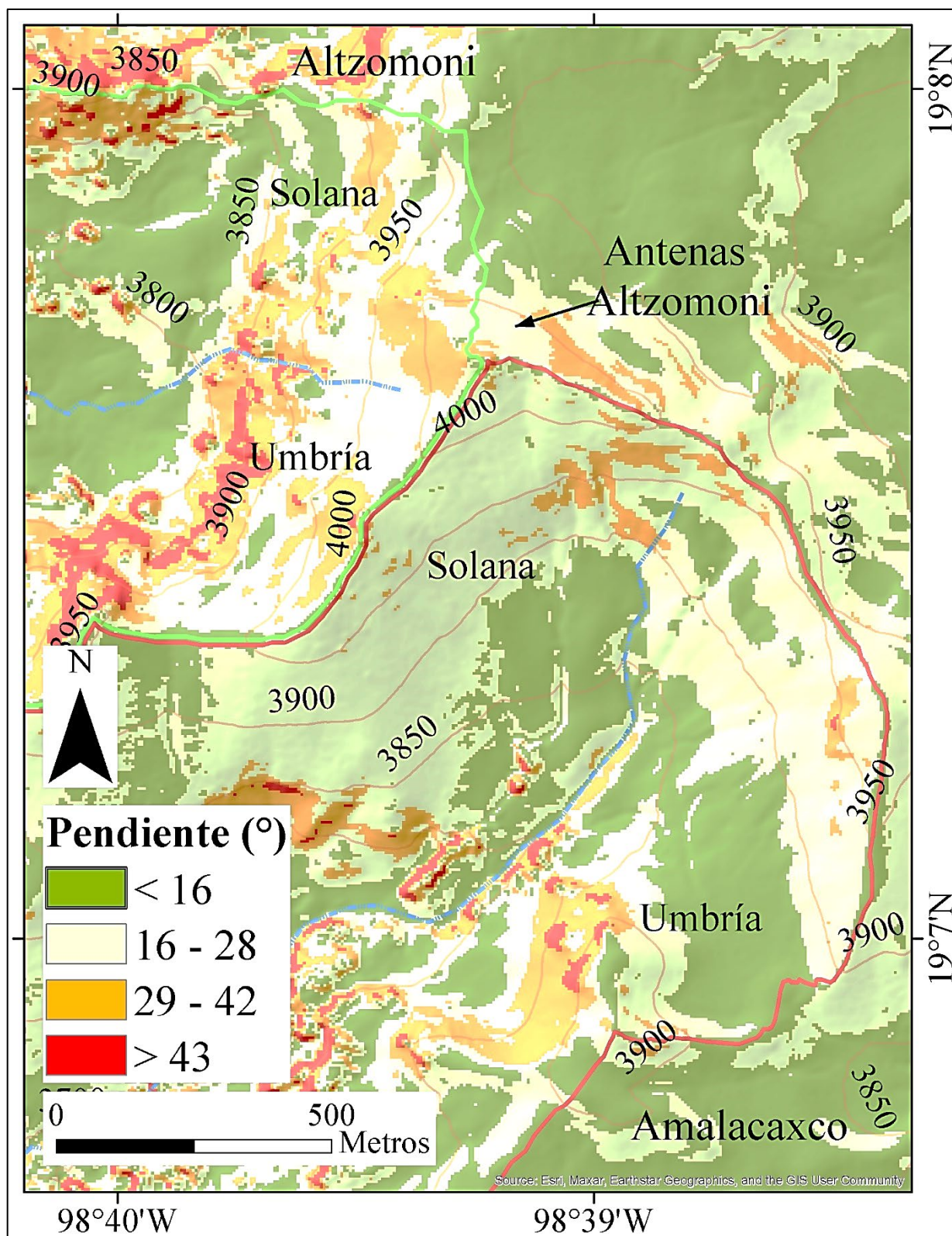


Figura 4.19. Cartografía de las pendientes de las cabeceras de Amalacaxco y Altzomoni.

V. Resultados y discusiones

En este capítulo se discuten los resultados obtenidos de LOE y Cs-137, cuyos datos sin procesar se pueden encontrar al final de esta tesis en el apartado de ANEXOS en las Tablas A.1.-A.27. Este capítulo aborda lo relativo a la etapa IV de la metodología de esta tesis. En el subapartado 5.1., se presentan los resultados de la LOE y su análisis en relación a los parámetros físico-geográficos. Cabe mencionar que la aplicación de la LOE para el estudio de la conectividad en las cabeceras de las barrancas Amalacaxco y Altzomoni (desde la etapa I a la IV) se encuentra publicado en el artículo: “Gómez Piña *et al.*, 2023. *Estudio de la erosión de sedimentos en las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni (Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl-Zoquiapan, México) mediante luminiscencia ópticamente estimulada. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 75 (1) A140922*”.

En el apartado 5.2., se presentan los resultados de Cs-137 y su análisis en relación a los parámetros físico-geográficos. Finalmente, se aborda también lo relativo a la etapa V de la metodología de la tesis, ya que se presenta en el subapartado 5.3. la integración de los resultados de LOE y de Cs-137. Este último, primero discute los resultados en cuanto a lo que aportan en el estudio de la conectividad de los sedimentos y, en segundo lugar, debate las potencialidades en la integración de estos dos métodos.

5.1. Luminiscencia ópticamente estimulada

Los análisis de LOE analizaron un total de 240 muestras de suelo superficial con las que se determinaron los fotones totales en los minerales de cuarzo y feldespato, los cuales son interpretados como las señales lumínicas en el azul y en el infrarrojo, respectivamente. Los valores obtenidos para la luminiscencia en la cabecera de la barranca de Amalacaxco se presentan en la Tabla 5.1. y los obtenidos para Altzomoni en la Tabla 5.2. Lo primero que se

aprecia es que los valores de luminiscencia indican materiales relativamente jóvenes. Esto con base en que los valores que el equipo registra en una cámara vacía, es decir, sin granos minerales, es de 1,200 fotones totales para el azul y 600 para el infrarrojo y los valores obtenidos en este estudio son muy próximos a estos valores de fondo del equipo. En segundo lugar, sí se observa una variabilidad de los valores máximos, mínimos y medios para las fechas de extracción y para las distintas cabeceras y laderas.

Estos valores de luminiscencia se compararon con los niveles altitudinales de cada uno de los puntos de muestreo mediante gráficos de dispersión, los cuales se organizaron por cabecera (Amalacaxco y Altzomoni), por ladera (de solana y de umbría) y por periodo de muestro (diciembre de 2018 y, abril y agosto de 2019) (Figuras 5.1. y 5.2.). En estos gráficos, se utilizó el parámetro de elevación para apreciar los cambios de la luminiscencia a lo largo de los transectos topográficos durante todas las fechas de muestreo. Se observó que la intensidad de las señales de luminiscencia cambia en las laderas y ésta es diferente para las distintas campañas de trabajo de campo. Esto indica que existe una movilidad de los materiales, ya que los valores son cambiantes dentro de los mismos perfiles a lo largo del tiempo analizado. Así, las muestras con mayor luminiscencia tienden a corresponder con zonas de aporte de material enterrado y las que contienen menor luminiscencia, con sedimento transportado y blanqueado. Se puede reconocer, por lo tanto, que los valores de luminiscencia muestran cómo los materiales tienen un proceso de transporte ladera abajo, lo que confirma la posibilidad de estudiar la conectividad de los materiales a lo largo de las fechas de muestreo realizadas en este estudio.

Es necesario enfatizar lo mencionado en el apartado 3.1. de geología, donde se explicó que las dos cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni están manteadas por

materiales volcánicos de caída, en las que se distingue una capa superficial conformada por escoria y ceniza de color negro, la cual tiene espesores de entre 80-100 cm, que tiene menos de 1,100 años (Arana-Salinas *et al.*, 2010; López-López *et al.*, 2023; Gómez Piña *et al.*, 2023; Franco-Ramos, comunicación personal, 2024). Subyaciendo este material de color negro, se encuentra pómez de la erupción “pómez Pink” con espesores de ~50 cm cuyo registro data de 1,100 AP (Siebe *et al.*, 1996). Es importante añadir que, en el estudio publicado en Muñoz-Salinas *et al.* (2020), se reportaron valores de unos 2,000 fotones totales en azul para el depósito de la “pómez Pink”. Donde, la LOE incluso podría alcanzar valores mayores debido a que hay evidencias de que este material rosa está retrabajado, encontrándose mezclado en algunos puntos con material edáfico y volcánico enterrado por el nivel de la “pómez Pink” (López-López *et al.*, 2023). Con base en ello, se consideró que los valores <2,000 fotones totales en azul están asociados a los depósitos de ceniza y escoria negra de menos de 1,100 años, que tienden a estar entre los primeros 80-100 cm y, los valores de >2,000 fotones totales en esta misma longitud de onda están asociados a los depósitos de más de 1,100 años, localizándose en la “pómez Pink” o por debajo de ésta (Figura 5.4.).

Tabla 5.1. Estadísticas básicas de los fotones totales en azul y en infrarrojo de la cabecera de Amalacaxco. Estos datos están organizados por cabecera, por ladera y por periodo de muestreo.

Fotones totales	Diciembre 2018		Abril 2019		Agosto 2019	
	Solana	Umbría	Solana	Umbría	Solana	Umbría
Luminiscencia azul máxima	1,995	1,484	2,584	1,424	3,584	3,894
Luminiscencia azul mínima	839	845	1,050	858	923	921
Luminiscencia azul media	1,086.45	1,142.05	1,291.20	1,172.60	1,275.45	1,208.80
Luminiscencia infrarroja máxima	844	878	845	977	802	1,000
Luminiscencia infrarroja mínima	455	725	620	667	561	615
Luminiscencia Infrarroja media	733.33	788.35	755.50	740.40	697.45	759.60

Tabla 5.2. Estadísticas básicas de los fotones totales en azul y en infrarrojo de la cabecera de Altzomoni. Estos datos están organizados por cabecera, por ladera y por periodo de muestreo.

Fotones totales	Diciembre 2018		Abril 2019		Agosto 2019	
	Solana	Umbría	Solana	Umbría	Solana	Umbría
Luminiscencia azul máxima	1,209	1,321	1,751	1,473	1,370	1,509
Luminiscencia azul mínima	960	978	1,048	1,016	883	906
Luminiscencia azul media	1,057.95	1,158.90	1,278.20	1,163.90	1,102.24	1,078.40
Luminiscencia infrarroja máxima	940	960	894	829	1,004	930
Luminiscencia infrarroja mínima	659	718	688	605	607	662
Luminiscencia Infrarroja media	786.50	829	770.75	742	737.32	734.95

Por otro lado, en las Tablas 5.1. y 5.2. y en las Figuras 5.1., 5.2. y 5.3. se aprecia que los valores en el azul son más elevados que los del infrarrojo, esto guarda relación con los trabajos que analizan la luminiscencia de algunos depósitos volcánicos del centro del país (e.g., Muñoz-Salinas *et al.*, 2017; 2020), donde también se vieron valores bajos en el infrarrojo. La justificación a esta observación se soporta en que la luminiscencia del infrarrojo proviene prácticamente de los granos minerales de feldespatos, los cuales pierden luminiscencia a unos

50 °C (temperatura ambiente) a causa de un fenómeno conocido en los trabajos de LOE como “desvanecimiento anómalo” (*anomalous fading* en inglés; Wintley, 1973). Con base en ello, se considera que los valores en el infrarrojo en este estudio pudieran haber experimentado una reducción por este fenómeno y se consideraron los valores en el azul, los cuales son más estables, en los análisis que se presentan a continuación sobre la conexión de los sedimentos. Así, teniendo en cuenta los valores de corte en el azul de más de 2,000 fotones totales para los depósitos de más de 1,100 años y de menos de 2,000 para los de menos de 1,100 años se interpretaron los valores de luminiscencia en este estudio (Figura 5.4.), para identificar la profundidad en los materiales que afloran. En otras palabras, la luminiscencia se consideró como un indicador de la erosión incisiva que opera en el relieve.

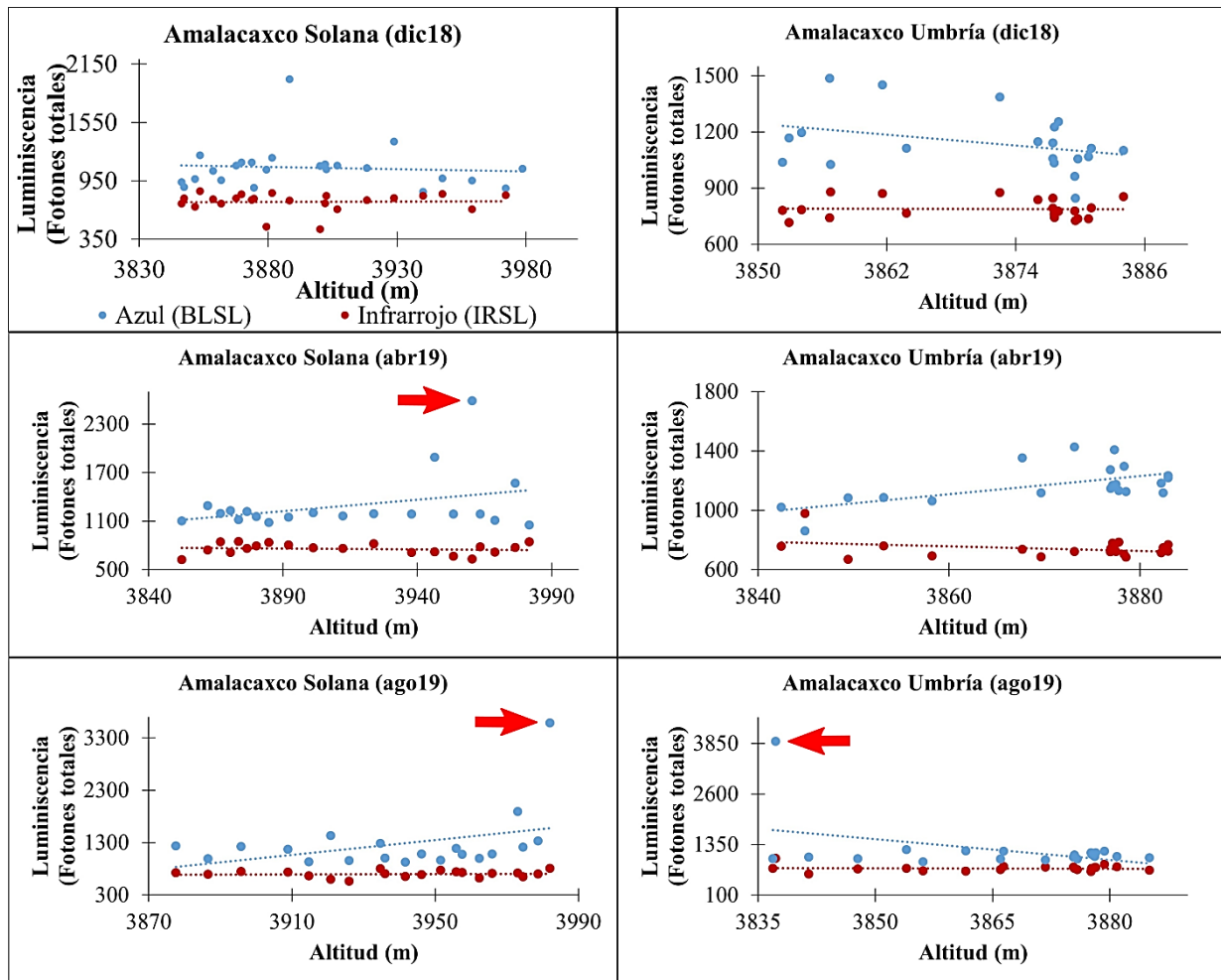


Figura 5.1. Gráficos de dispersión para la cabecera de Amalacaxco, en los cuales se relacionan las señales lumínicas con la altitud de cada uno de los puntos muestreados a lo largo de las laderas de solana y de umbría durante las tres campañas de campo. Las señales en azul están representadas por los puntos en color azul y las señales en infrarrojo por los de color rojo. Las flechas rojas indican los fotones totales que superan los 2,000 fotones totales en azul y que representan las localizaciones con erosión incisiva. Los gráficos, también muestran la línea de tendencia que siguen el conjunto de valores de cada una de las laderas, las cuales están representadas por líneas punteadas con su color correspondiente.

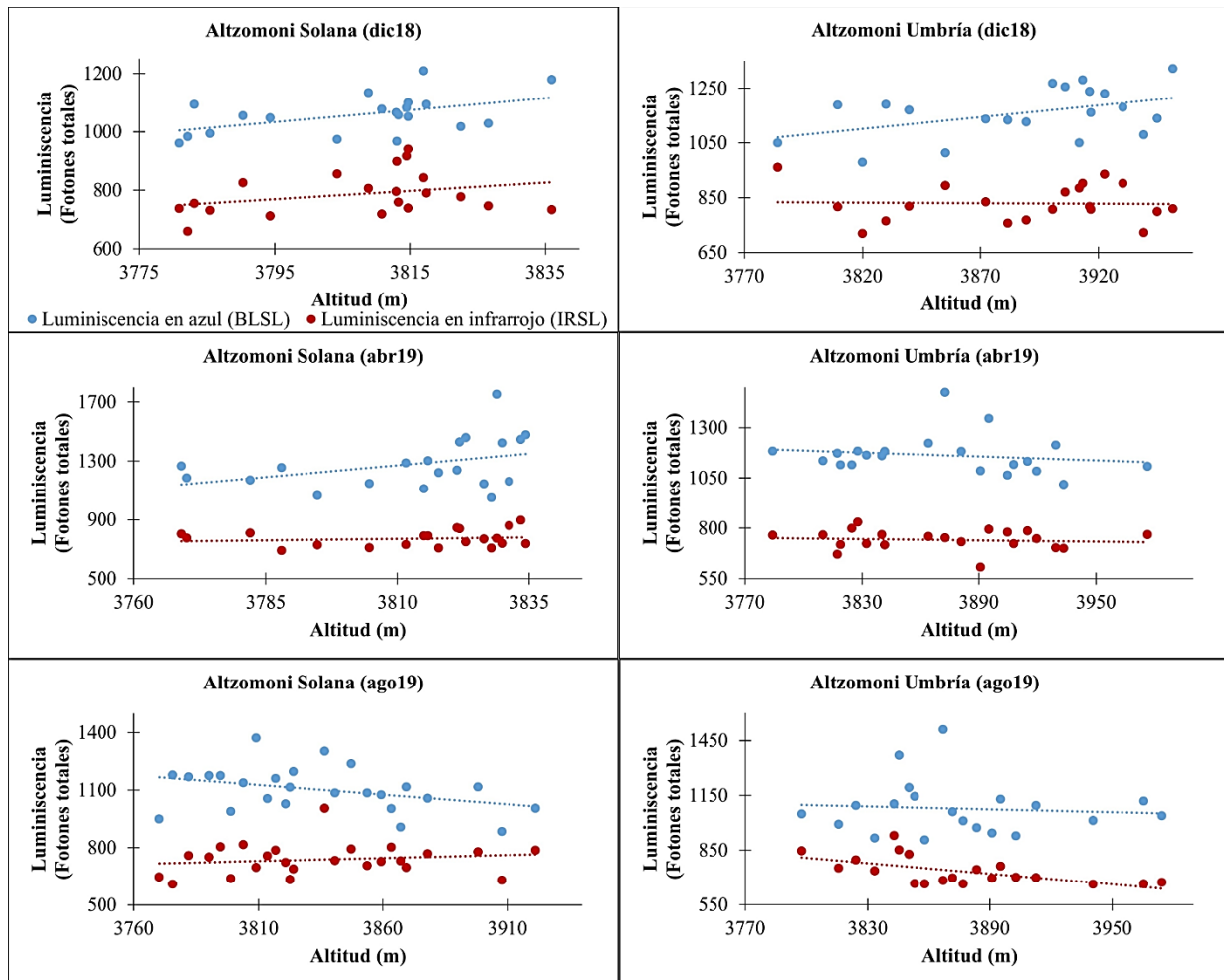


Figura 5.2. Gráficos de dispersión de la cabecera de Altzomoni, en los cuales se relacionan las señales lumínicas con la altitud de cada uno de los puntos muestreados a lo largo de las laderas de solana y de umbría durante las tres campañas de campo. Las señales en azul están representadas por los puntos en color azul y las señales en infrarrojo por los de color rojo. Los gráficos, también muestran la línea de tendencia que siguen el conjunto de valores de cada una de las laderas, las cuales están representadas por líneas punteadas con su color correspondiente.

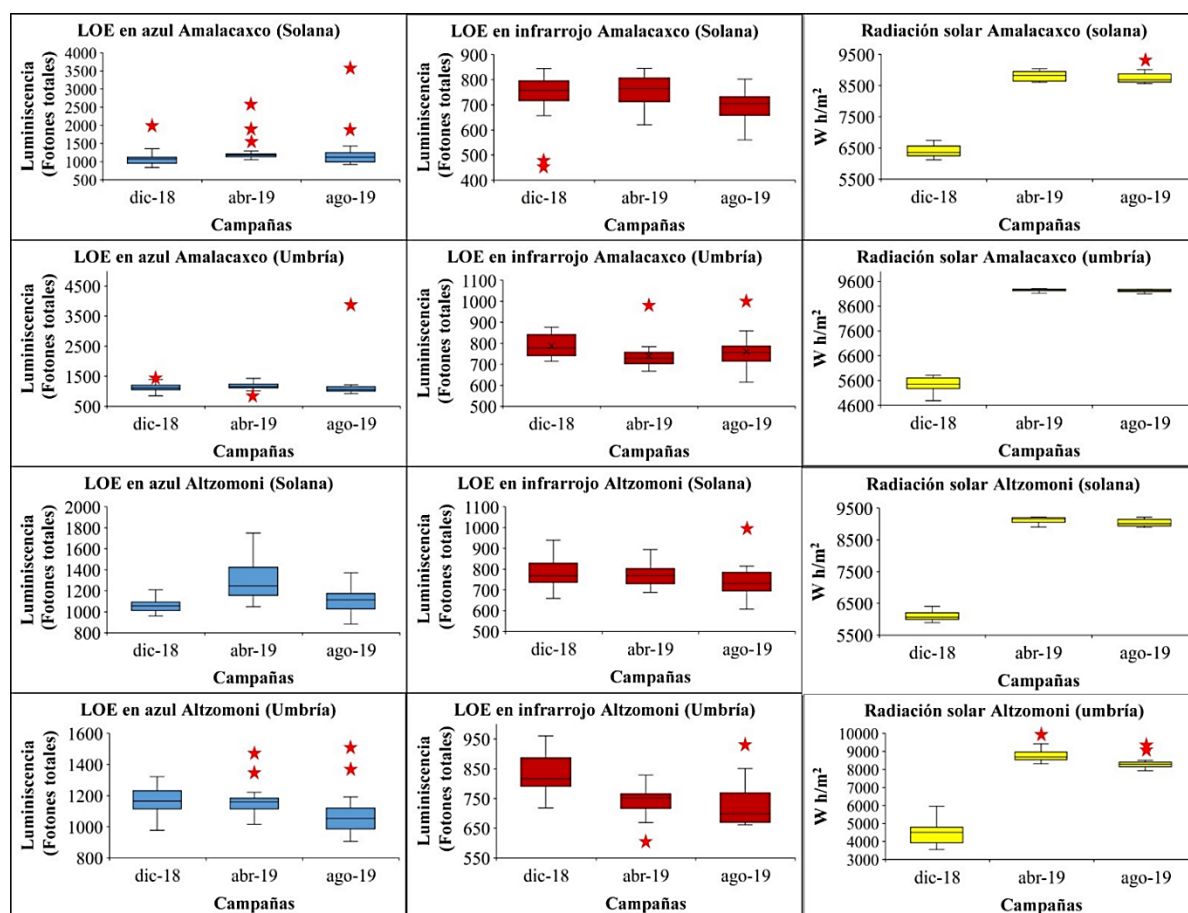


Figura 5.3. Diagramas de caja donde se presenta la estadística de los valores de luminiscencia en el azul, infrarrojo y radiación solar (derivada del *software* Arc Gis 10.5®). Las estrellas rojas indican las muestras que reportaron los valores atípicos en cada uno de los periodos de muestreo. En el caso de la LOE en azul correspondiente con la cabecera de Amalacaxco, destacan las muestras que registraron valores por arriba de los 2,000 fotones totales.

En la Figura 5.3. se observa que las señales de luminiscencia en azul por encima de los 2,000 fotones totales solamente aparecen en las campañas de abril y agosto del año 2019. En este caso, exclusivamente en la cabecera de la barranca de Amalacaxco, no en la de Altzomoni. Estos altos valores fueron detectados para un punto específico de la ladera de solana en abril de 2019 (a los aproximadamente 3,650 m de elevación; Figura 5.1.) y en ambas laderas para agosto de 2019 (a los cerca de 3,990 m en solana y a los 3830 en umbria (Figura 5.1.).

La temperatura media recalculada para la zona de estudio con los datos publicados para la estación 15007 (apartado 4.4.1.) muestran como a lo largo del año, los valores se sostienen

en unos 5 °C (Figura 4.12.). Las temperaturas mínimas presentan más oscilación y en los meses entre noviembre y enero existen registros por debajo de los -10 °C. En cuanto a la pluviosidad media mensual, se observan dos temporadas, una lluviosa entre los meses de mayo y octubre, con precipitaciones por encima de los 78 mm mensuales y, otra seca, entre noviembre y abril, con lluvias por debajo del mencionado rango.

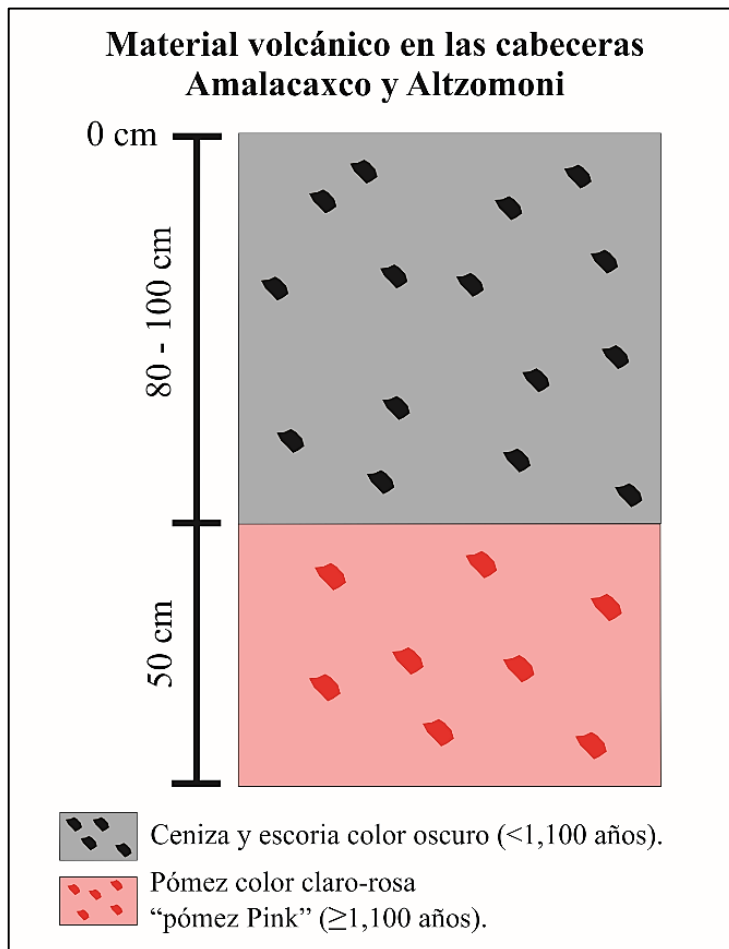


Figura 5.4. Esquema de los depósitos que mantienen las cabeceras de Amalacaxco y de Altzomoni. En la superficie aflora un paquete de escoria y ceniza de color oscuro de <1,100 años con valores de luminiscencia en el azul de <2,000 fotones totales. Un paquete de materiales subyacentes está compuesto por pómez color claro-rosa de la secuencia "pómez Pink" con edad de unos 1,100 años aproximadamente, los cuales tienen valor de unos 2,000 fotones totales. Los valores por debajo de la secuencia "Pink" son mayores a este valor.

En cuanto a la radiación solar media por perfil según ladera y fecha de la campaña de muestreo, los datos calculados de radiación solar registraron que, en las fechas de la campaña de diciembre de 2018 tienen lugar los valores más bajos (entre los 4,400 y 6,400 WH/m²; Tabla 4.1 y Figura 5.3.). En las fechas de las campañas de abril y agosto de 2019, se encontraron los valores más altos, en ambos oscilan entre 8,800 y 9,200 WH/m². Así que sólo se observó una diferencia notable entre la radiación para la ladera de solana y umbría para la fecha de la campaña de diciembre de 2018 (Tabla 4.1 y Figura 5.3.).

El hecho de que en la campaña de diciembre de 2018 no aparezcan señales de luminiscencia por encima de los 2,000 fotones en el azul, relacionadas con la erosión incisiva, sugiere que, las bajas temperaturas y la reducida radiación solar del periodo invernal, favorecen el suelo helado y cohesionado, el cual se pudo constatar durante el trabajo de campo (ver Figuras 4.13., 4.14. y 4.15.). Esto, aunado a las bajas precipitaciones, supone un suelo cohesionado por el hielo, el cual evita la erosión superficial sobre las laderas. Sin embargo, cuando comienza la temporada de lluvias de primavera durante la campaña de campo de abril de 2019 y durante la estación propiamente de lluvias del verano de agosto de 2019, la escorrentía difusa y concentrada sí tiene la capacidad de movilizar a los sedimentos que se encuentran en la superficie e, incluso, en algunos puntos donde las condiciones lo favorecen, llega a incidir el suelo y subsuelo. Esto queda constatado en los valores de luminiscencia en el azul por encima de los 2,000 fotones totales.

En Altzomoni, los valores de luminiscencia cambian en los tres periodos estudiados (Figura 5.2. y 5.3.), pero no sobrepasan los valores de 2,000 fotones. Sin embargo, en la barranca de Amalacaxco, la cual tiene implementados hoyos ciegos, gaviones y aforestaciones, es donde aparecen los valores de más de 2,000 fotones en el azul. Estos se encuentran en la parte más

alta del relieve en la ladera de solana y en la parte basal, próxima al canal del fondo del valle (Figura 5.1.). Durante las campañas de campo, se pudo observar el efecto de la incisión fluvial en toda la parte alta de la ladera de solana en Amalacaxco (Figura 5.5.), lo que soporta la idea de que son las estrategias de manejo implementadas por el parque, las que están favoreciendo la erosión incisiva sobre las laderas de Amalacaxco. Esto indica que estas estrategias de manejo están modificando de forma negativa la dinámica natural de los procesos superficiales del ecosistema de alta montaña del PNI-P-Z. Esto debido a que, las dos cabeceras estudiadas aquí, seleccionadas por ser contiguas y compartir características similares en cuanto al régimen climático, distribución de la radiación solar entre laderas, cobertura vegetal, geología y vegetación, pero donde en una se mantiene el estado natural y, en otra, se construyeron hoyos ciegos y aforestación; presentan un comportamiento distinto en términos de conexión de los sedimentos. En Altzomoni, la cabecera natural, se observan cambios en los valores de luminiscencia en los perfiles tanto para solana, como para umbría en las tres fechas analizadas (Figura 5.3.), sin embargo, no hay evidencia de que los cambios estacionales favorezcan los procesos de erosión incisiva. Por el contrario, en Amalacaxco, la cabecera antropizada, los valores de luminiscencia indican un control estacional de la erosión, donde los meses lluviosos favorecen la erosión incisiva del relieve y la evacuación de los materiales que componen el suelo (Figura 5.6.).



Figura 5.5. Imagen adquirida durante el trabajo de campo en la que se aprecia la erosión incisiva en la parte alta de la ladera de solana de la cabecera de Amalacaxco en secciones con aforestación como parte de las estrategias de manejo. Al fondo de la imagen se pueden apreciar las antenas de Altzomoni, las cuales se representan en la Figura 3.1. para su localización. Obsérvese que los materiales de la “pómez Pink” que están amontonados (fragmentos de color claro en el centro de la imagen) fueron desalojados del espacio donde se construyeron las tinas ciegas. Foto cortesía del Dr. Osvaldo Franco.

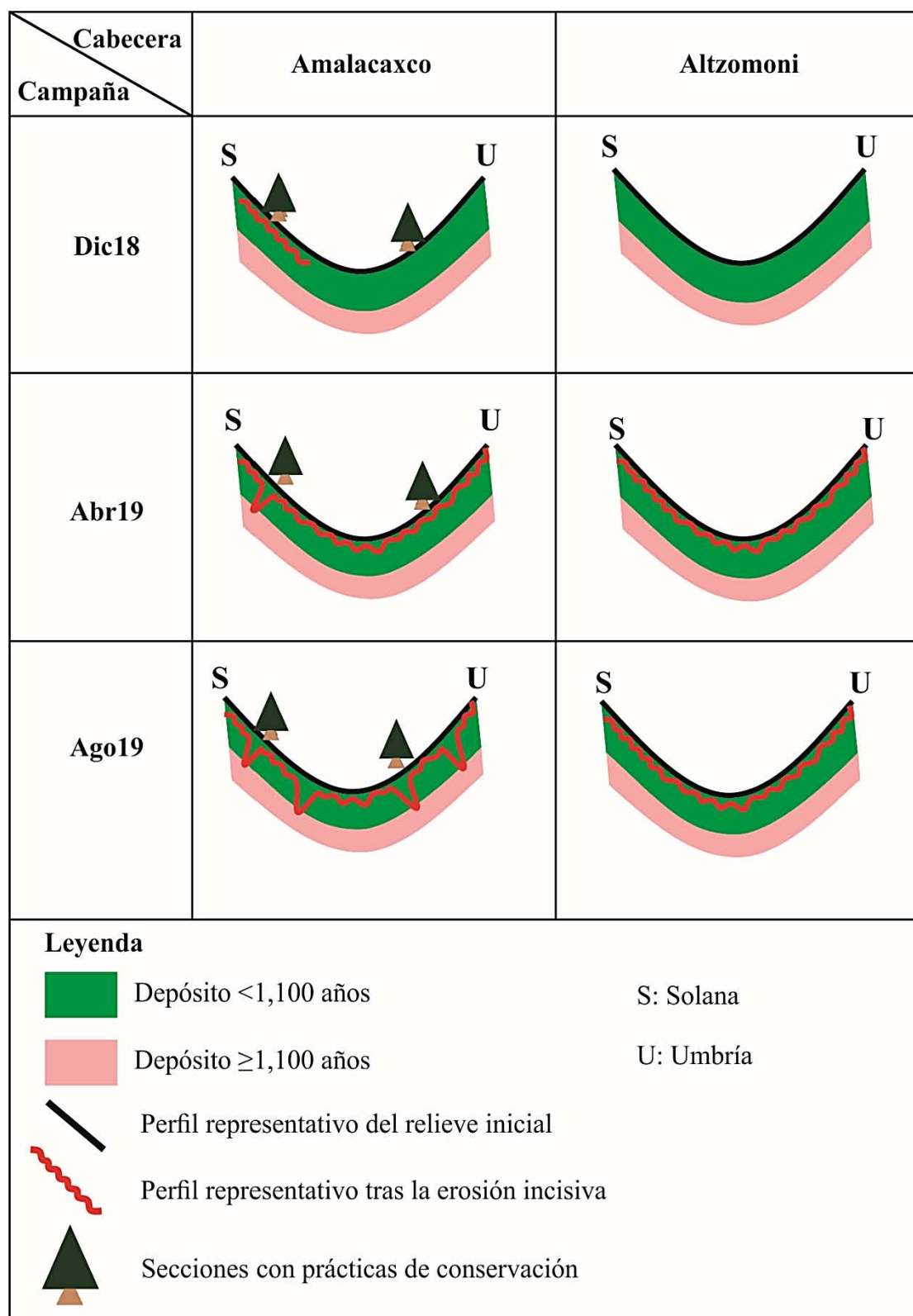


Figura 5.6. Modelo evolutivo de los procesos erosivos incisivos sobre las laderas de las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni según la interpretación de los valores de LOE para las tres campañas realizadas en la tesis.

5.2. Radioisótopo de Cesio-137

La actividad del Cs-137 se obtuvo en un total de 270 muestras de material colectado de la superficie del terreno. De estas, 30 se extrajeron para realizar el inventario de referencia y las 240 muestras restantes para el de diagnóstico. Como previamente se mencionó, éstas últimas se tomaron a lo largo de los mismos perfiles topográficos y en los lugares de muestreo que las de LOE (Figura 4.6.).

5.2.1. Inventario de referencia.

Las 30 muestras que se tomaron para realizar este inventario de referencia se seleccionaron en Altzomoni, por ser la barranca en estado natural. Estas se extrajeron dentro de la zona de bosque, ya que en este sector (Figura 5.7.), aunque se apreciaron procesos de reptación de suelo, no se observaron deslizamientos. Además, la zona seleccionada contiene la menor pendiente de la cabecera de Altzomoni (ver Tabla 5.3. para los valores de pendiente; Figura 4.6. para la localización de la zona de referencia y subapartado 4.3.1. para la descripción de la toma de muestras en esta área). Cabe mencionar que los valores de pendiente media para las laderas de Amalacaxco es menor que para las de Altzomoni (Tabla 5.3.).

De las 30 muestras para este inventario de referencia, 10 se tomaron en diciembre de 2018, 10 en abril de 2019 y 10 en agosto de 2018. Para el mes de diciembre de 2018, el valor medio de Cs-137 fue de 27.60 Bq kg^{-1} , en el mes de abril de 2019, de 45.91 Bq kg^{-1} (los cuales fueron los valores más elevados de los tres periodos de muestreo) y en el mes de agosto de 2019 de 31.44 Bq kg^{-1} . En la Figura 5.8. se pueden observar los valores de Cs-137 para cada uno de los puntos de muestreo por campaña en relación con la media del mes correspondiente. En la Tabla 5.4., se puede consultar la estadística básica de los resultados de Cs-137. Cabe señalar que, el valor que se tomó como la cifra de referencia para estas cabeceras, fue el

promedio de todas las medias aritméticas de los periodos muestreados, cuyo valor medio durante las tres campañas fue de 34.98 Bq kg^{-1} .



Figura 5.7. Fotografía de la zona de referencia donde se realizó el muestreo de Cs-137 en la zona de bosque de la barranca de Altzomoni.

Tabla 5.3. Valores medios de la pendiente en las cabeceras. La pendiente media se calculó en un MDT de 5 m (escala 1:20,000) del INEGI.

Cabecera	Ladera	Pendiente media (°)
Amalacaxco	Solana	19.78
	Umbría	17.69
Altzomoni	Solana	20.59
	Umbría	27.56
	Referencia	19.58

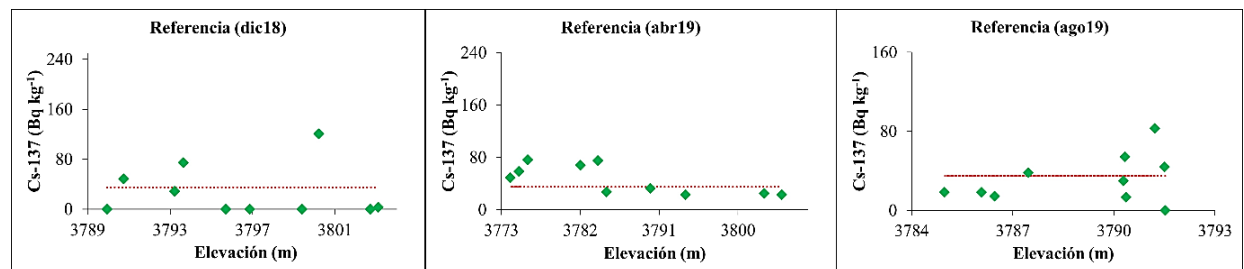


Figura 5.8. Gráficos de dispersión de la actividad de Cs-137 para las muestras extraídas para el inventario de referencia *versus* los valores de altitud. Estos valores se presentan por fecha y ladera de muestreo en Altzomoni. Las mediciones del radioisótopo de Cs-137 están representadas con diamantes en color verde. Se muestra el valor medio de los valores de Cs-137 para cada campaña mediante una línea punteada de color rojo.

Tabla 5.4. Estadística de los valores de referencia del radioisótopo de Cs-137.

AT1315 (Bq kg ⁻¹)						
Cabecera	Periodo	Desviación				
		Máximo	Mínimo	Media	estándar	Moda
Altzomoni	Diciembre	120	0	27.60	41.82	0
	2018					
	Abril 2019	76.62	23.24	45.91	22.21	23.24
	Agosto 2019	83	0	31.44	24.32	0
Totales		120	0	34.98	10.76	0

5.2.2. Inventario de diagnóstico.

Las muestras de este inventario ascendieron a 240, las cuales se colectaron de cada uno de los transectos a lo largo de las laderas de solana y de umbría en ambas cabeceras, durante los tres periodos (en un total de 80 por cada campaña de trabajo de campo). Estas muestras provinieron de secciones de las laderas con prácticas de manejo en la cabecera de Amalacaxco y de secciones con bosque y zacatonal naturales en la cabecera de Altzomoni. Cabe señalar que las estadísticas de estos valores (Tabla 5.5.) se utilizaron junto con el promedio del inventario de referencia para determinar los procesos de transporte de los sedimentos en las laderas.

En la Tabla 5.5. se aprecia que, para la cabecera de la barranca de Amalacaxco, el valor medio de Cs-137 para el mes de diciembre 2018 fue de 6.70 Bq kg⁻¹ en la ladera de solana, mientras que la de umbría registró 23.14 Bq kg⁻¹. En el mes de abril de 2019 se contabilizó en solana un promedio de 15.48 Bq kg⁻¹ y en umbría de 9.67 Bq kg⁻¹. Por último, en el mes de agosto de 2019 se registró el valor medio de 26.29 Bq kg⁻¹ en solana y en umbría de 9.98 Bq kg⁻¹.

La desviación estándar se mantuvo entre 13.02 y 65.44 Bq kg⁻¹ en gran parte de las laderas, mientras que la moda reportó el valor de cero en gran parte de las laderas y periodos muestreados. Ambos parámetros evidenciaron un cambio en el patrón de comportamiento para los periodos de muestreo en la ladera de solana para el mes de diciembre de 2018, donde la desviación estándar se reportó en 3.44 y la moda en 10.20 Bq kg⁻¹.

En la Tabla 5.5., para la cabecera de la barranca de Altzomoni, la media del Cs-137 cuantificada en el mes de diciembre de 2018 en la ladera de solana fue de 28.97 Bq kg⁻¹, mientras que en umbría fue de 19.54 Bq kg⁻¹. En el mes de abril de 2019 se registró una cifra media de 29.39 Bq kg⁻¹ en solana y 21.67 Bq kg⁻¹ en umbría. Por su parte, en agosto de 2019 en solana se calculó una media de 16.42 Bq kg⁻¹ y en umbría de 13.74 Bq kg⁻¹.

La distribución de los valores de Cs-137 según la elevación se presenta en los perfiles topográficos de la Figura 5.9. para la cabecera de la barranca de Amalacaxco y de la Figura 5.10. para la de Altzomoni. En la Figura 5.11. se observa la comparación en los valores de ambas.

Tabla 5.5. Estadísticas básicas de la actividad del radioisótopo de Cs-137 en el inventario de diagnóstico.

AT1315 (Bq kg ⁻¹)							
Cabecera	Periodo	Ladera	Máximo	Mínimo	Media	Desviación estándar	Moda
Amalacaxco	Diciembre	Solana	12.20	0.84	6.70	3.44	10.20
	2018	Umbría	79.79	0	23.14	26.54	0
	Abril 2019	Solana	35.57	0	15.48	13.02	0
		Umbría	40.36	0	9.67	16.47	0
	Agosto	Solana	210.63	0	26.29	65.44	0
	2019	Umbría	44.32	0	9.98	13.90	0
Altzomoni	Diciembre	Solana	98.31	0	28.97	29.39	0
	2018	Umbría	84.86	0	19.54	21.67	0
	Abril 2019	Solana	67.89	0	29.39	26.61	0
		Umbría	48.34	0	21.67	19.80	0
	Agosto	Solana	29.73	0	16.42	12.28	0
	2019	Umbría	29.04	0	13.25	13.64	0

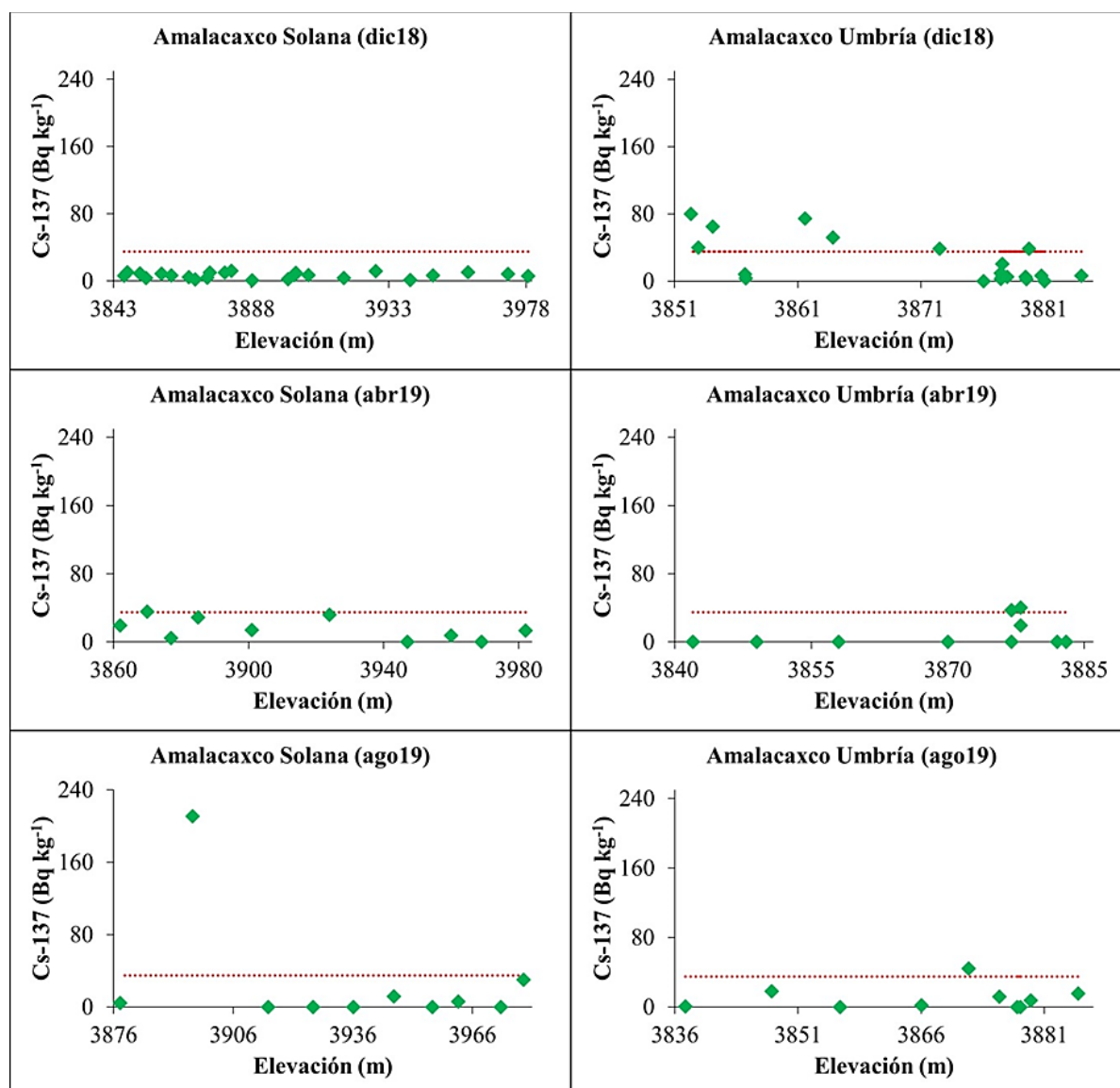


Figura 5.9. Gráficos de dispersión del radioisótopo de Cs-137 del inventario de diagnóstico y los valores de la altitud. Estos valores se presentan por fecha de muestreo y por ladera de solana y de umbría en la cabecera de Amalacaxco. Las mediciones del radioisótopo de Cs-137 están representadas con diamantes en color verde. Además, estos gráficos muestran la media de los valores del inventario de referencia la cual está representada por una línea punteada de color rojo.

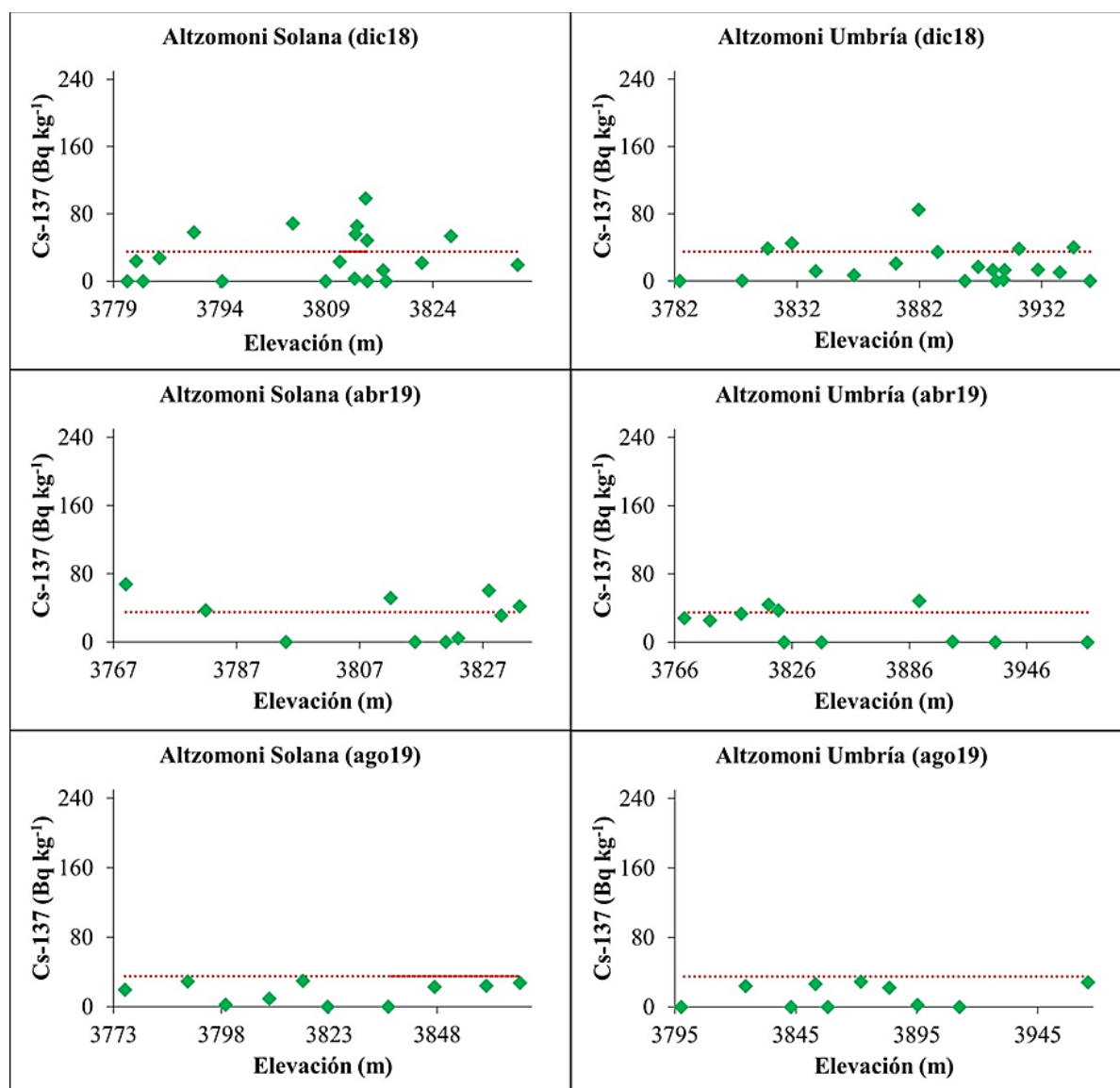


Figura 5.10. Gráficos de dispersión del radioisótopo de Cs-137 del inventario de diagnóstico y los valores de la altitud. Estos valores se presentan por fecha de muestreo y por ladera de solana y de umbría en la cabecera de Altzomoni. Las mediciones del radioisótopo de Cs-137 están representadas con diamantes en color verde. Además, estos gráficos muestran la media de los valores del inventario de referencia la cual está representada por una línea punteada de color rojo.

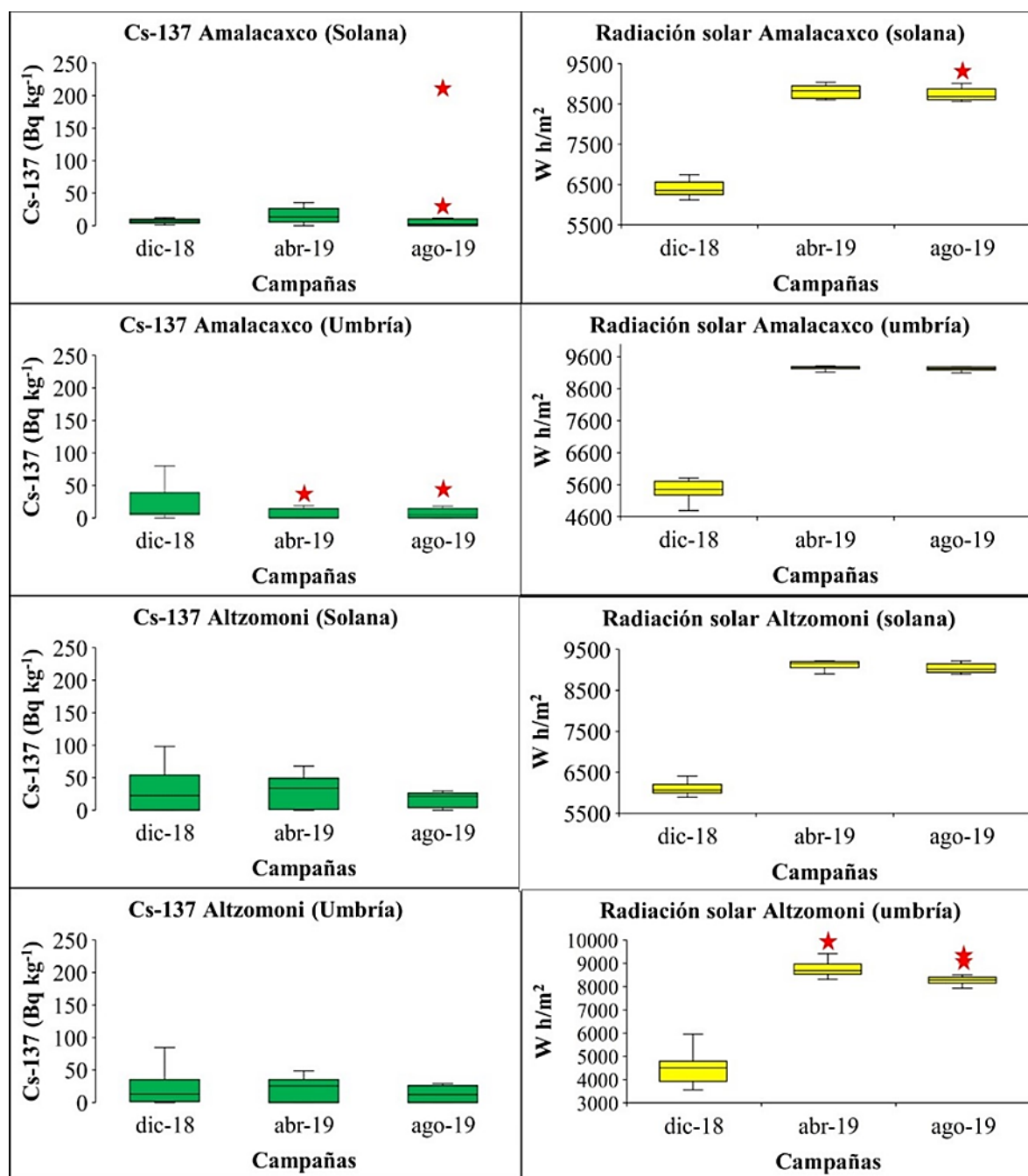


Figura 5.11. Diagramas de caja donde se presenta la estadística de los valores de Cs-137 y radiación solar (derivada del *software* Arc Gis 10.5®), para las laderas de solana y umbría en las cabeceras de Amalacaxco y Altzomoni.

5.2.3. Discusión de los resultados de Cs-137.

En primer lugar, cabe destacar que observando los gráficos de dispersión de los valores de Cs-137 *versus* la elevación (Figuras 5.9. y 5.10.) para cada una de las fechas de muestreo para la misma ladera y cabecera de barranca, se puede apreciar que existe un cambio en los valores de actividad del Cs-137 (también en la Figura 5.11.). Esto indica que existe un proceso de transporte de los sedimentos ladera abajo durante los distintos periodos del año que se muestrearon y, por lo tanto, ello confirma que, el análisis del Cs-137 en los sedimentos superficiales de estas cabeceras es un método adecuado para estudiar los procesos de conexión de materiales.

En segundo lugar, es de destacar que, a pesar de que la tendencia al aumento de los valores del Cs-137 a lo largo de los transectos pendiente abajo es más notorio en Amalacaxco que en Altzomoni. El valor de la moda en todos los perfiles del inventario de referencia (Tabla 5.4.) y del de diagnóstico (Tabla 5.5.) muestran una clara abundancia de los valores de cero o cercanos a este valor. Esto indica que en toda la zona de estudio los procesos erosivos son predominantes, ya que el valor de cero indica que los materiales de superficie, que son los que colectan el Cs-137 atmosférico, están siendo removidos ladera abajo (Figura 2.9. para la descripción de cómo se acumula el Cs-137 en aquellas localizaciones erosivas). Cabe destacar que, el hecho de que los valores de Cs-137 indiquen esta predominancia de la erosión sobre la deposición en las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni es un reflejo de los procesos geomorfológicos que normalmente se han reportado para la superficie de las laderas de las zonas de alta montaña. Por ello, la erosión es incluso activa en la zona de referencia. Esto es resultado de las altas pendientes, las cuales superan la media de los 16° en todos los casos (Tabla 5.3.).

Según la clasificación de Van Zuidam (1985) de los procesos geomorfológicos en función de la pendiente, se indica que: entre 0-2° (superficies planas), no existe prácticamente movilización del material superficial; entre 2-16° (superficies inclinadas) predominan los procesos de reptación, con la formación de las formas “*pie de vache*” y algunos procesos de remoción en masa; y por encima de los 16° (superficies muy inclinadas) predominan los procesos de remoción en masa, como los deslizamientos. En la Figura 5.12. se puede observar la reclasificación de las pendientes en la zona de estudio en relación a este criterio de clasificación. En este mapa se puede comprobar que predominan las superficies muy inclinadas en la mitad superior de los perfiles e inclinadas en las partes bajas. En las Figuras 5.13., 5.14., 5.15. y 5.16., se pueden apreciar los deslizamientos en la zona alta de las laderas de la cabecera de Amalacaxco y Altzomoni. Cabe mencionar, que algunos de los deslizamientos citados en este trabajo son evidentes, al igual que algunos posibles deslizamientos que se catalogaron con base en observaciones directas en el campo y en la cartografía; cuya comprobación, requiere de análisis más profundos que son ajenos a los objetivos de esta investigación.

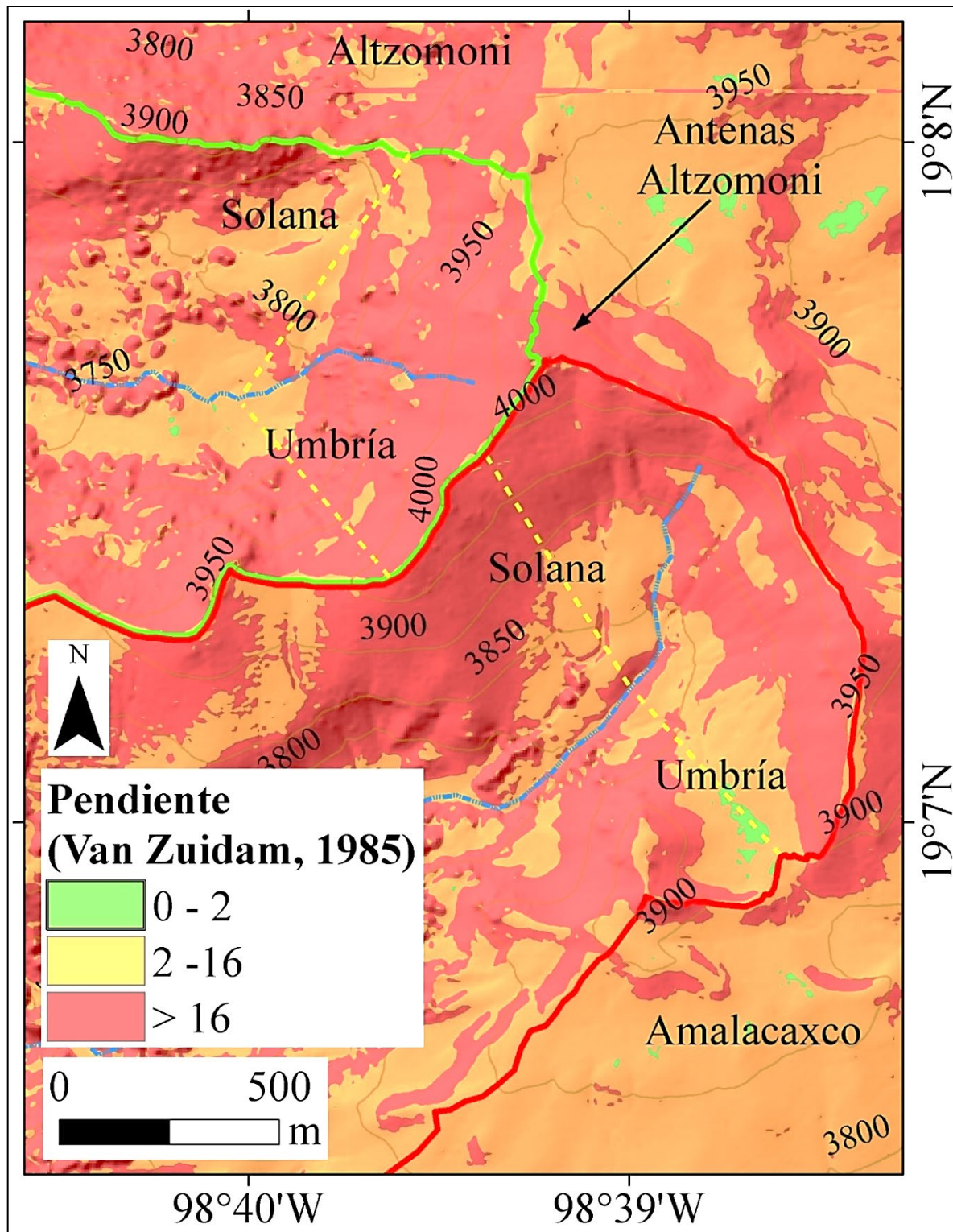


Figura 5.12. Reclasificación de las pendientes según los criterios de Van Zuidam (1985) para los procesos geomorfológicos. Los transectos de muestreo están indicados por las líneas intermitentes en color amarillo.

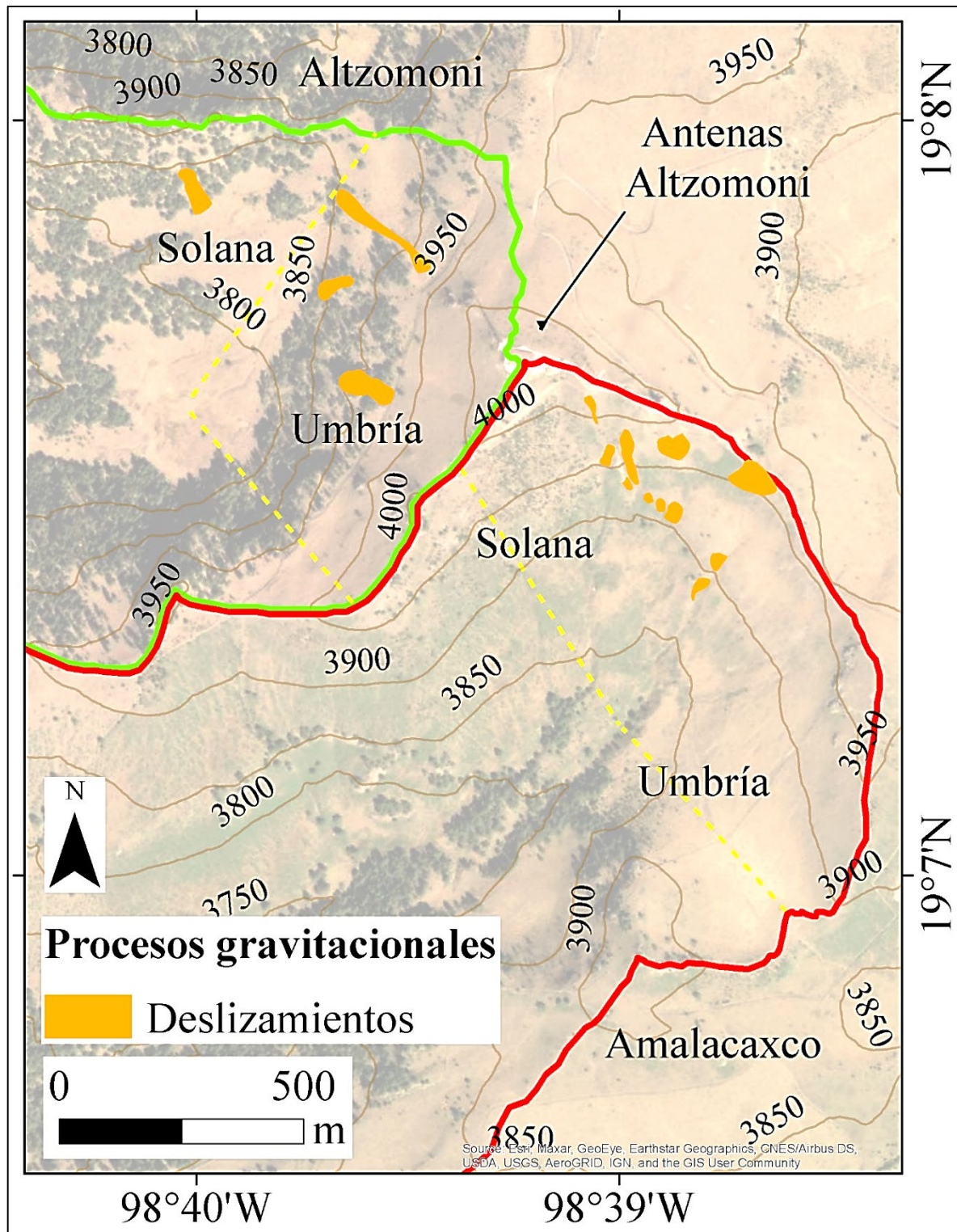


Figura 5.13. Zonas identificadas en campo y en fotografías aéreas de posibles deslizamientos en la cabecera de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni. Los transectos de muestreo están indicados por las líneas intermitentes en color amarillo.



Figura 5.14. Vista general de la ladera de umbría en Amalacaxco donde se aprecian las altas pendientes y la existencia de posibles deslizamientos y canales de flujos de escombros. Estos procesos se localizan en zonas de la ladera con orientaciones al oeste, suroeste, sur y sureste, entre los 3,860 y los 3,940 msnm. La fecha de captura de la imagen fue el 27 de abril de 2019.



Figura 5.15. Vista general de la ladera de solana en Amalacaxco donde se aprecian las altas pendientes y la existencia de posibles deslizamientos y canales de flujos de escombros. Estos procesos se localizan en zonas de la ladera con orientaciones al oeste, suroeste, sur y sureste, entre los 3,860 y los 4,020 msnm. La fecha de captura de la imagen fue el 16 de agosto de 2019.



Figura 5.16. Vista general de la ladera de solana, en la que se pueden observar algunos posibles deslizamientos, así como reptación de suelo y afloramientos rocosos. Algunos de estos procesos se localizan entre los 3,900 y los 3,990 msnm, en zonas de la ladera con orientaciones suroeste, sur y sureste. La fecha de captura de la imagen fue el 16 de agosto de 2019.

En tercer lugar, los valores de Cs-137 por campaña, barranca y ladera en los perfiles de las Figuras 5.9., 5.10. y 5.11., se encuentran en su gran mayoría por debajo de los valores medios de referencia. Como previamente se comentó, las cifras por debajo de los valores de referencia indican erosión superficial, sin embargo, es de resaltar que, mientras que en la barranca de Amalacaxco prácticamente todos los puntos de muestreo durante las distintas campañas y laderas están por debajo del valor medio de referencia (exceptuando la ladera de umbría para el mes de diciembre de 2018), en el de Altzomoni existen valores por encima de la media de referencia en cualquier ladera y campaña, menos en la de agosto de 2019 para las dos laderas de solana y umbría. Esto parece indicar que en la cabecera de la barranca de Amalacaxco la erosión predomina sobre la deposición a lo largo del año mientras que, en la barranca de Altzomoni, los procesos depositivos son más importantes. En esta última, también es importante señalar que, la conexión de los sedimentos parece estar fuertemente condicionada por los cambios estacionales, a los que haremos mención a continuación.

En cuarto lugar, en la cabecera de la barranca de Amalacaxco, los valores de Cs-137 en las distintas laderas y campañas (Figura 5.9. y Tabla 5.5.) se observa que, en la ladera de umbría en el mes de diciembre de 2018, los valores predominantes están por encima no solo del cero, sino que en un significativo número de muestras sobrepasan los valores de la media de referencia para esa campaña, sobre todo, en la parte basal de la ladera. Esto indica que, en la ladera de umbría de Amalacaxco en invierno, predominan los procesos de reposo del suelo, es decir, no existe un traslado efectivo de los materiales desde la parte alta a la baja y, por ello, el Cs-137 atmosférico que se colecta en muchos puntos de la ladera, no se barre (Figura 5.17.). Esto podría explicarse por los procesos de congelamiento del suelo, previamente descritos para el mes de diciembre en esta zona (ver Figuras 4.13. y 4.14.), resultado de las bajas temperaturas (Figura 4.12.), de las inexistentes precipitaciones (Figura 4.16.) y de la baja radiación solar (Tabla 4.1). Cabe mencionar que el motivo de que los procesos erosivos se frenen sólo en la ladera de umbría y no en la de solana para este mes de diciembre puede justificarse por el hecho de que: (1) la umbría es considerablemente más fría y húmeda que la solana (ver valores de radiación en Tabla 4.1.) y (2) la pendiente de la ladera de umbría es menos pronunciada que la de solana (ver Tabla 5.3.).

En quinto lugar, en la cabecera de la barranca de Altzomoni, los valores de Cs-137 en las laderas, tanto de solana como de umbría, están por debajo de la media de referencia para el verano (campaña de agosto de 2019; Figura 5.10.). Esto coincide con el máximo pluviométrico del año (Figura 4.16.). Por lo tanto, los bajos valores de Cs-137 están indicando que la escorrentía asociada a las lluvias del verano, es cuando los procesos erosivos tienen su manifestación en esta barranca en estado natural. Estos procesos erosivos comienzan al principio de la época de lluvias en primavera (campaña de abril 2019) al contrario que en

Amalacaxco, donde la erosión (reflejada en valores de Cs-137 por debajo de la media de referencia en la Figura 5.9.) sí acontece claramente en este periodo de inicio de lluvias. Por lo tanto, los procesos erosivos que barren el Cs-137 son casi continuos en la cabecera de la barranca antropizada de Amalacaxco, con la excepción del periodo invernal en la ladera de umbría. Sin embargo, en el caso de la barranca natural de Alzomoni, se aprecia que predomina un proceso de erosión-deposición a lo largo de las laderas en la mayor parte del año y, solo durante el verano, los procesos erosivos de transporte de material son claramente efectivos, lo cual coincide con el periodo más intenso de lluvias anuales. Esto indica que los valores de Cs-137 permiten entender cómo opera una ladera natural y otra con prácticas de manejo. En esta última, los procesos erosivos son más intensos, aun cuando la pendiente es menor que en la cabecera en estado natural (Figura 5.17.).

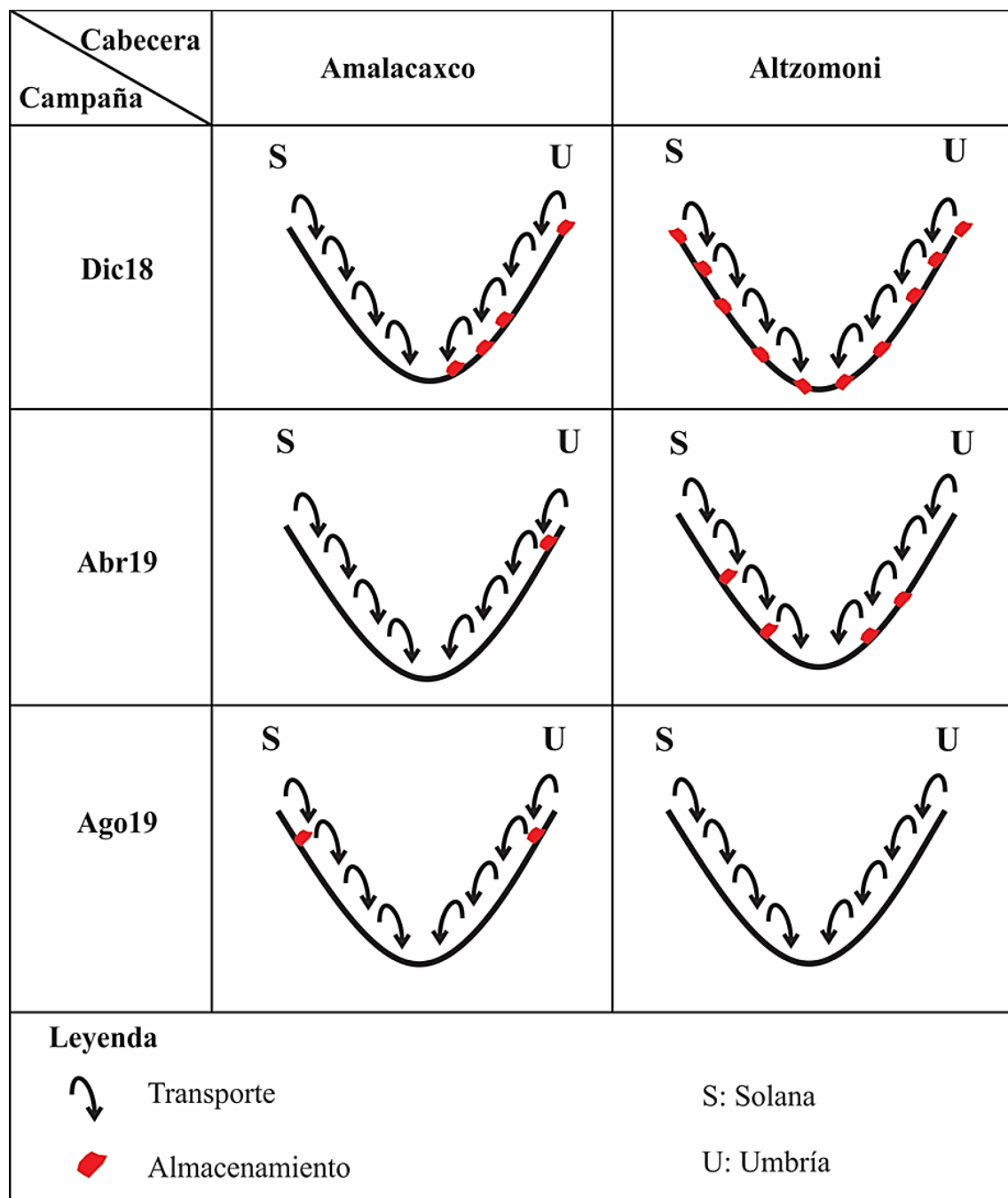


Figura 5.17. Modelo de los procesos de transporte y almacenamiento de los sedimentos a lo largo de las laderas de solana y umbría en las cabeceras de las barrancas de Altzomoni y Amalacaxco, según la interpretación de los valores de Cs-137 para las tres campañas de trabajo de campo realizadas en esta investigación.

5.1 Integración de los métodos de LOE y Cs-137

En este apartado se integran los resultados obtenidos en el estudio de la conexión de los sedimentos en las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni tras aplicar de manera individual las técnicas de la LOE y de Cs-137. Esta integración corresponde con la fase V de la metodología y se divide en dos partes. La primera se presenta en el subapartado 5.3.1. y es referente a la conexión de los sedimentos en la zona de estudio con los dos métodos y, la segunda, en el subapartado 5.3.2., es relativo a discutir las potencialidades de los dos métodos.

5.3.1. Estudio de la conexión de los sedimentos en las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni.

Los resultados y aplicaciones de la LOE y del Cs-137 en las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni permitieron el estudio de los mecanismos de conectividad/transporte de los sedimentos sobre el relieve desde distintos puntos de vista. La LOE aportó información sobre los procesos de incisión y el Cs-137 sobre los mecanismos de transporte. En este último caso, permitiendo comprender si el transporte de los sedimentos sobre la superficie de las laderas ocurre de manera efectiva, es decir, desde la parte más alta de la ladera a la más baja o, si por el contrario, el sedimento se queda retenido a lo largo de su recorrido en zonas de acumulación o captura (conocidos en inglés como “*sinks*”).

En la Figura 5.18. se muestra un modelo evolutivo en el que se identifican los lugares dónde domina la erosión incisiva y cómo operan los procesos de transporte del sedimento sobre la superficie de las laderas de las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni según los resultados de los métodos de LOE y Cs-137. En este modelo, se puede apreciar que en la cabecera de la barranca de Amalacaxco, los procesos de transporte efectivo (i.e., movilización

directa desde la parte alta a la baja de la ladera) son dominantes a lo largo del año para todas las laderas exceptuando el invierno en la zona de umbría. Amalacaxco, es la única cabecera en la que la erosión incisiva tiene lugar, concretamente se inicia en los meses de primavera cuando comienzan las lluvias y tienen presencia en las dos laderas en el máximo pluvial del verano. Por el contrario, en la cabecera de la barranca de Altzomoni, no existe transporte efectivo del sedimento hasta el máximo pluvial del verano y no existen indicios de erosión incisiva en ninguna ladera ni periodo de muestreo.

Los resultados obtenidos permiten entender que la estacionalidad afecta los procesos de conexión de los sedimentos en ambas cabeceras. Durante el invierno, las temperaturas bajo cero y la baja radiación solar favorecen el suelo helado, lo cual tiende a frenar el transporte de los sedimentos. Durante la primavera, comienzan las lluvias y sube considerablemente la radiación solar, esto favorece los procesos de descongelación del suelo y las lluvias propician el transporte superficial. Durante el verano, las lluvias intensas, favorecen el transporte efectivo de los sedimentos y su movilización hacia el valle. El verano es el momento de evacuación de los sedimentos desde las cabeceras a través de las barrancas hacia las partes más bajas del volcán Iztaccíhuatl. De esta manera, aunque el efecto estacional se ve reflejado en las dos cabeceras estudiadas, se hace evidente que en la de Amalacaxco, los procesos erosivos son más acentuados, lo cual, observando los valores de pendiente, debería de ser al contrario, ya que Amalacaxco tienen menores valores de inclinación que Altzomoni.

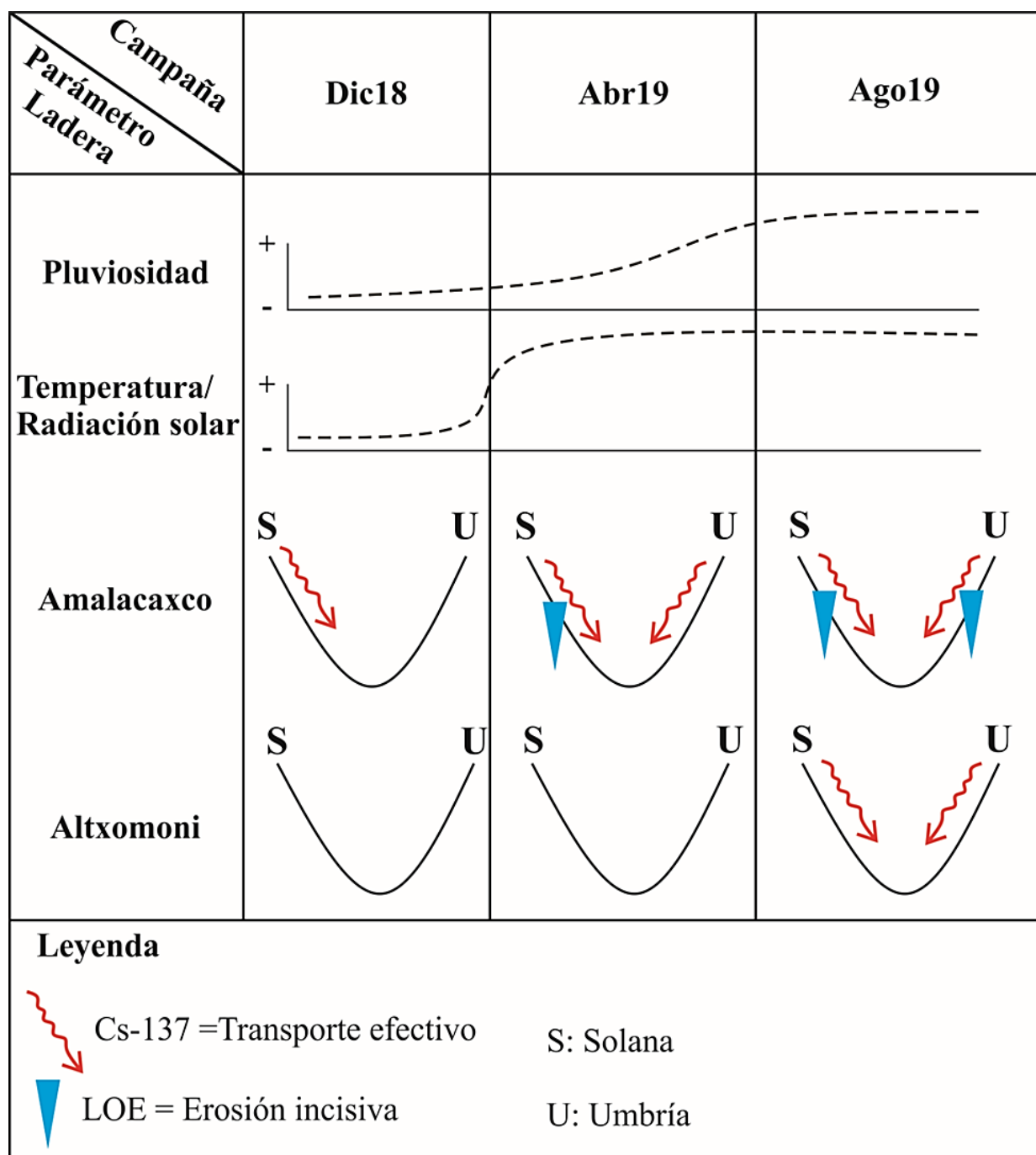


Figura 5.18. Modelo evolutivo de la erosión incisiva y los procesos de transporte del sedimento sobre la superficie de las laderas de las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni según los resultados de los métodos de LOE y Cs-137. También se incluyen los valores de pluviosidad y de temperatura/radiación solar.

No hay, por lo tanto, ningún parámetro físico-geográfico que parezca explicar por qué en Amalacaxco los procesos de transporte y erosión son más acentuados que en Altzomoni. Las prácticas de manejo implementadas en Amalacaxco son la única diferencia con Altzomoni que permite explicar la erosión acentuada en la primera. Durante los trabajos de campo, se apreció material dentro de los hoyos ciegos, lo cual indica que estas excavaciones sí colectan material, el cual era el objetivo de su creación (Figuras 5.19. y 5.20.). Sin embargo, también se aprecia como estos hoyos, así como los gaviones, son generadores de erosión incisiva (Figuras 5.21. y 5.22.) y de favorecer la conexión de manera efectiva ladera abajo (Figura 5.23.), así como de promover la destrucción del zacatonal (Figura 5.24.). En las laderas de la cabecera de Altzomoni no se observan estos procesos erosivos (Figura 5.25.) y el zacatonal está bien preservado (Figura 5.26.) Por lo tanto, se puede concluir que los efectos de las excavaciones de los hoyos ciegos, los gaviones y la aforestación están modificando la dinámica natural de la conectividad de los sedimentos de manera negativa, ya que estas promueven la erosión incisiva y acentúan los procesos de desalojo de materiales hacia el canal principal que conecta con la barranca en las poblaciones de las partes bajas del volcán Iztaccíhuatl. Además, se aprecia que esta dinámica está afectando negativamente al zacatonal, el cual es el hábitat natural de especies animales endémicas como el teporingo. Sin embargo, el estudio de la afección al zacatonal requiere más investigación, ya que se sale de los objetivos de la presente tesis.



Figura 5.19. Fotografía tomada con dron durante uno de los trabajos de campo en los que se aprecian los hoyos ciegos alineados y colmatados de material. Estas prácticas de manejo se localizan en la cabecera de Amalacaxco, en la parte baja ($\sim 3,840$ msnm) de la ladera de umbría, que tiene una orientación oeste, noroeste. La fecha de la fotografía se realizó el 16 de agosto de 2019.



Figura 5.20. Vista aérea tomada con dron en la que se ven en detalle los pozos colmatados de material sedimentario. Estas prácticas de manejo se localizan en la cabecera de Amalacaxco, en la parte baja ($\sim 3,840$ msnm) de la ladera de umbría, que tiene una orientación oeste, noroeste. La fecha de la fotografía se realizó el 16 de agosto de 2019.



Figura 5.21. Vista de erosión incisiva cerca de un hoyo ciego. Estas prácticas de manejo se localizan en la cabecera de Amalacaxco, en la parte alta ($\sim 3,930$ msnm) de la ladera de solana, que tiene una orientación sureste. La fecha de la fotografía se realizó el 27 de abril de 2019.



Figura 5.22. Vista de erosión incisiva cerca de un gavión. Estas prácticas de manejo se localizan en la cabecera de Amalacaxco, en la parte alta (~3,930 msnm) de la ladera de solana, que tiene una orientación sureste. La fotografía se captó el 27 de abril de 2019.



Figura 5.23. Vista aérea tomada con dron durante el trabajo de campo en donde se observa la existencia de canales entre los hoyos ciegos que favorecen la conexión de los sedimentos a favor de la pendiente. Estas prácticas de manejo se localizan en la cabecera de Amalacaxco, en la parte alta (~3,945 msnm) de la ladera de solana, que tiene una orientación sureste. La fecha de la fotografía se realizó el 16 de agosto de 2019.



Figura 5.24. Imagen tomada con dron, donde se aprecian muchos lugares donde falta el zacatonal/pastizal alpino como resultado de las prácticas implementadas y la erosión acentuada. Estas prácticas de manejo se localizan en la cabecera de Amalacaxco, en la parte alta (~3,945 msnm) de la ladera de solana, que tiene una orientación sureste. La fecha de la fotografía se realizó el 16 de agosto de 2019.



Figura. 5.25. Imagen aérea tomada con un dron, de la parte alta (~3,940 msnm) de la ladera de umbría de la cabecera de Altzomoni. Esta sección de la ladera mantiene una orientación oeste, noroeste. No se observan procesos incisivos. La fecha de la fotografía se realizó el 16 de agosto de 2019.



Figura 5.26. Vista aérea tomada con un dron, donde se observa el zacatonal en muy buen estado de conservación en la parte alta (~3,940 msnm) de la ladera de umbría en la cabecera de Altzomoni. Esta sección de la ladera mantiene una orientación oeste, noroeste. La fecha de la fotografía se realizó el 16 de agosto de 2019.

Cabe mencionar que las prácticas de conservación similares a las implementadas en Amalacaxco se han reportado como inadecuadas en otras partes de la República Mexicana. Por ejemplo, el trabajo de Cotler *et al.* (2013) sobre la afección de hoyos ciegos usando análisis químicos y físicos en los suelos demostraron que estas prácticas son inefectivas en la recuperación de los suelos. Cotler *et al.* (2015) realizaron otro estudio en diferentes partes de México, en los estados de Guanajuato, Querétaro, Michoacán, Tlaxcala, Veracruz, Baja California e Hidalgo, concluyendo que las zanjas y tinas ciegas no frenan la erosión, sino que, por el contrario, la acentúan. En otros países se han realizado estudios para evaluar la

efectividad de las prácticas de conservación implementadas en zonas naturales protegidas. Un ejemplo es el que realizaron Geissen *et al.* (2013) en el que se evalúa como afectan las prácticas de manejo en un ecosistema degradado en Holanda. Los resultados indicaron que dichas prácticas no mejoraron la recuperación de los suelos. Otro estudio es el de Woodward (1996) para analizar el efecto negativo de este tipo de prácticas en los bosques amazónicos de Ecuador. Otro ejemplo es el de Simansky *et al.* (2013) en una zona de viñedos de Eslovenia, en el que los efectos del tratamiento de los suelos resultaron en una reducción de la estabilidad de los suelos. Estos ejemplos son prueba de que las prácticas de conservación aplicadas con la finalidad de mejorar las condiciones ambientales de una zona de alto valor medioambiental no siempre terminan obteniendo resultados positivos. En el caso de las prácticas aplicadas en Amalacaxco (hoyos ciegos), los resultados obtenidos aquí indican que tampoco están teniendo el efecto requerido, ya que su finalidad fue la de reducir la erosión y ésta, por el contrario, se está incrementando.

5.3.2. Evaluación de la metodología basada en la aplicación conjunta de los métodos de LOE y Cs-137.

En este estudio se presenta por primera vez en México, la implementación de los análisis de LOE y de Cs-137 para la misma localización en un ambiente de alta montaña. También es el primer estudio que considera la temporalidad para evaluar los cambios estacionales. Esto constituye una aportación adicional al artículo de Muñoz-Salinas y Castillo (2018), mencionado en la introducción a esta tesis como precursor de este trabajo al probar por primera vez el uso de las señales de luminiscencia y de Cs-137 en zonas de alta montaña con un caso de estudio en la misma cabecera de Amalacaxco. En el estudio de Muñoz-Salinas y Castillo (2018) quedó constancia que, los altos valores de luminiscencia procedentes del

subsuelo y, especialmente, los bajos valores de Cs-137 en las laderas más perturbadas por las acciones antrópicas en la barranca de Amalacaxco, permitían la interpretación de que las medidas implementadas para frenar el transporte de material en las laderas, estaba teniendo un efecto negativo en el ecosistema del pastizal de montaña y la pérdida del suelo. Sus resultados identificaron la erosión incisiva sobre el relieve, sin embargo, no se reconocieron los procesos de transporte efectivo; esto debido a que el muestreo fue aleatorio. Y en la presente tesis se diseñó un muestreo sistemático a lo largo de las laderas, lo cual permitió observar los cambios en los valores de LOE y Cs-137 pendiente abajo. Adicionalmente, la presente tesis, aporta información sobre los cambios estacionales y permite identificar que, el factor que agrava la erosión incisiva en las laderas perturbadas por las acciones antrópicas es la pluviosidad de los meses de verano, por encima de la radiación solar o de las temperaturas. El presente estudio también demuestra que, las altas precipitaciones por sí solas no producen incisión, ya que en la cabecera de Altzomoni, la cual tiene condiciones pluviométricas, de altitud, exposición y temperatura similares a Amalacaxco, no presenta erosión en el subsuelo. Lo que sí se plasma, tanto en los resultados obtenidos en el presente trabajo como en el publicado por Muñoz-Salinas y Castillo (2018), es que la erosión es iniciada por las acciones antrópicas implementadas en el zacatonal alpino en la cabecera de Amalacaxco, consistentes en las zanjas de infiltración y la aforestación. Y, por ello, se recomienda la revisión de las prácticas de manejo utilizadas hasta el momento.

Con base en una revisión detallada sobre los trabajos que estudian la erosión en zonas antropizadas en México y en otros países mediante las técnicas de LOE y/o Cs-137, se ha identificado que, también han reconocido que las actividades humanas son las encargadas de potenciarla. Tal es el caso de García-Oliva *et al.* (1995), quienes comprueban mediante la

cuantificación de la redistribución del Cs-137 en el suelo, que este material es más susceptible a la erosión posterior a la tumba-roza y quema, donde las precipitaciones del periodo siguiente a la perturbación aceleran la erosión en el bosque tropical de Chamela, en México. Adicionalmente, Evrard *et al.* (2010) determinaron con Cs-137 y otros radioelementos en la cuenca de Cointzio, México, que la erosión está controlada principalmente por algunos factores como la ausencia de cobertura vegetal en el suelo y por la intensidad de las precipitaciones durante el periodo húmedo del año, donde las lluvias llegan a influir más que la pendiente del terreno. También, el trabajo de La Manna *et al.* (2019), en la Patagonia Andina, en Argentina, donde encuentran una relación entre el Cs-137 precipitado, la tasa de lluvia, la composición edáfica del suelo y la distribución que éste tiene en las capas superficiales del suelo. Además de que reconocieron, que los sitios con impacto antrópico presentaron tasas de erosión mayores que los sitios sin registro de dicho impacto. Por otra parte, los trabajo que miden la erosión mediante ambas técnicas de LOE y Cs-137, entre los que se encuentran el de Valoix, (2017), en el que corroboró que, la erosión en una cuenca fluvial en Hidalgo es baja en secciones cubiertas por bosque, a diferencia de las áreas con perturbación humana, donde es más fuerte. Finalmente, en Muñoz-Salinas y Castillo, (2018), donde ponen en evidencia que la erosión es mayor en secciones de la cabecera de Amalacaxco en las que se llevan a cabo prácticas de manejo del ambiente, mientras que, en aquellas que se encuentran sin la presencia de prácticas de manejo, la erosión es menor.

En vista de los resultados obtenidos en esta tesis, se puede decir que la metodología empleada fue adecuada ya que:

- (1) La implementación de los métodos de LOE y Cs-137 se complementó para aportar información distinta sobre los procesos de conectividad de los sedimentos. La LOE

aportó información sobre la erosión incisiva y el Cs-137 sobre los procesos de transporte de los sedimentos ladera abajo.

- (2) El muestreo sistemático a lo largo de perfiles topográficos transversales al canal principal fue efectivo para reconocer los procesos de transporte de los sedimentos ladera abajo.
- (3) El muestreo realizado cada cuatro meses a lo largo de un año en los periodos anuales con más cambios significativos de temperatura y precipitación fue adecuado para identificar los efectos de la estacionalidad en los procesos de conexión de los sedimentos.

VI. Conclusiones

La conclusión principal de la presente tesis es que la hipótesis planteada en la investigación fue parcialmente validada. Esto debido a que, la primera parte de la hipótesis se probó como cierta y la segunda parte quedó refutada. Así, quedó confirmado que: *“Los valores de LOE y de Cs-137 se mostrarán muy diferentes en las dos cabeceras objeto de estudio, las cuales cuentan con características geomorfológicas y biogeográficas similares, pero que tienen un uso del suelo diferente. Esto como resultado de que una cabecera se encuentra en estado natural y la otra tiene implementadas acciones de manejo.”*. Esto debido a que los valores de LOE y de Cs-137 sí mostraron que la conexión de los sedimentos en las laderas de las dos cabeceras de Amalacaxco y Altzomoni, de características biogeográficas similares, fue diferente y que la causa de esto se debe a las estrategias de manejo que se implementaron en las laderas de Amalacaxco y no en Altzomoni. Concretamente, esto se puede observar en la Figura 5.3., donde se presentan los diagramas en caja de la LOE y que permiten apreciar numéricamente los cambios entre las dos barrancas por campaña, se puede ver que ambas barrancas contienen valores medios y valores de dispersión diferentes, especialmente dentro de la longitud de onda del azul, rango que se utilizó para la determinación de los lugares donde queda expuesto el subsuelo con valores por encima de los 2,000 fotones totales. En la Figura 5.11., los diagramas en caja para los valores de Cs-137 también permiten observar los cambios entre las dos barrancas, las exposiciones y los periodos del año para los que se realizaron las campañas de trabajo de campo.

Sin embargo, no se cumple la segunda parte de la hipótesis que dice que: *“En la barranca de Altzomoni, se espera que los valores de LOE y de Cs-137 reflejen movilización del sedimento superficial durante todo el año, lo cual se pueda interpretar como alta erosión y, por el*

contrario, en la de Amalacaxco, donde se han construido pozos ciegos y gaviones y se ha implementado aforestación, se espera que no exista a penas movilización de material durante todo el año, lo cual pueda considerarse como baja erosión.”. Esto debido a que los valores de LOE y Cs-137 mostraron en su interpretación conjunta como las prácticas de manejo implementadas en Amalacaxco, lejos de reducir la erosión y el transporte del sedimento superficial, están favoreciendo la erosión incisiva, la cual no se identifica en la barranca de Altzomoni. Además, los valores de LOE y Cs-137 muestran como el transporte de material superficial ocurre solo durante el periodo de lluvias y éste queda reducido durante la estación invernal, lo cual refuta parte de la hipótesis inicial que considera que en Altzomoni existía erosión durante todo el año y que, en Amalacaxco, las acciones de manejo la inhiben por completo.

Como conclusión general de esta tesis sobre la problemática de la conectividad de los sedimentos en dos barrancas de características biogeográficas similares, pero con usos de suelo diferentes, es que la erosión superficial no es continua durante todo el año, ni tiene carácter incisivo, cuando las laderas se encuentran en estado natural. Por el contrario, las prácticas de manejo consistentes en pozos ciegos, gaviones y aforestación, lejos de reducir la erosión, la está incrementando a nivel incisivo y, en cuanto al transporte de los sedimentos, éste está acentuado, especialmente durante la época de lluvias. Por lo tanto, las prácticas de manejo aplicadas, no están cumpliendo con su finalidad de reducir la erosión y transporte en una zona de alta montaña.

Como conclusión sobre la nueva metodología propuesta e implementada en esta tesis, la cual está basada en la aplicación conjunta de los métodos de LOE y Cs-137 en las mismas zonas de muestreo, se probó como adecuada para analizar los procesos de conectividad de los

sedimentos en zonas de alta montaña. Esto debido a que cada una de estas técnicas ofrecen información que se complementa y que permite entender de manera integral los mecanismos del transporte superficial (en el caso del Cs-137) y de la erosión incisiva (para la LOE). Por ello, se propone esta metodología para el estudio de otros casos de conexión de los sedimentos en otras localizaciones del país.

Referencias bibliográficas.

- Aitken, M.J. (1985). Thermoluminescence dating: past progress and future trends. *Nuclear Tracks*, (10), 3-6. [https://doi.org/10.1016/0735-245X\(85\)90003-1](https://doi.org/10.1016/0735-245X(85)90003-1)
- Aitken, M.J. (1998). *An introduction to Optical Dating, The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-Stimulated Luminescence*. New York, USA: Oxford University Press.
- Alatorre, L.C., y Beguería, S. (2009). Los modelos de erosión: una revisión. *Revista C & G*, (23)1-2, 29-48. <https://digital.csic.es/handle/10261/92858>
- Alatorre, L.C., Beguería, S., Lana-Reault, S., y Navas, A. (2013). Spatial distributed modelling of erosion and sediment transport in mountain catchments in the Pyrenees: Challenges... *Cuaderno de Investigaciones Geográficas*, (39)2, 287-314.
https://www.researchgate.net/publication/285990450_Spatial_distributed_modelling_of_erosion_and_sediment_transport_in_mountain_catchments_in_the_Pyrenees_Challenges_for_calibration_and_validation
- Alcántara, A.I. (2000). Landslides: ¿Deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminologías. *Investigaciones Geográficas, UNAM. Boletín del Instituto de Geografía*, 41, 9-25.

- Almeida-Lenero, L., Giménez, A.J., González, T, M.A., y Cleef, A.M. (2015). Vegetación alpina de los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Nevado de Toluca. *Research Gate*, 267286.
https://www.researchgate.net/publication/40099917_Vegetacion_alpina_de_los_volcanes_Popocatepetl_Iztaccihuatl_y_Nevado_de_Toluca
- Amhed, C.L.I., Chipole, I.M., García, C.M.A., García, Z.P.A., González, R.T., Hernández, C.E.R., Juárez, P.Y.E., Rodríguez, M.J., y Solares, R.V.E. (2015). *Informe de la situación del medio ambiente en México*. Compendio de estadísticas ambientales, Indicadores Clave de Desempeño Ambiental y de Crecimiento Verde. México: SEMARNAT. <https://www.gob.mx/inecc/documentos/informe-de-la-situacion-del-medio-ambiente-enmexico-compendio-de-estadisticas-ambientales-indicadores-clave-de-desempenoambiental-y-de-crecimiento-verde-edicion-2015>
- Anaya, M., Martínez, M., Trueba, A., Figueroa, B., y Fernández, O. (1991). Manual de conservación del suelo y del agua, 3ª. ed., Colegio de Posgraduados, México.
- Arana, S.L., Siebe, C. y Macías, J.L. (2010). Dynamics of ca. 4965 yr 14C BP “Ochre Pumice” Plinian Eruption of Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192. 212-231.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.02.022>

- Baartman, J.E.M., Masselink, R., Keesstra, S.D., y Temme, A.J.A.M. (2013). Linking landscape morphological complexity and sediment connectivity. *Earth Surf. Proc. Land.*, 38 (12), 1457–1471. <https://doi.org/10.1002/esp.3434>
- Baker, V.R. (1994). Geomorphological understanding of floods. En M. Morisawa,(Ed.). *Geomorphology and Natural Hazards* (139–156). Amsterdam, Netherlands: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-82012-9.50014-1>
- Basile, P.A. (2018). *Transporte de sedimentos y morfodinámica de ríos aluviales*. Rosario, Argentina: UNR editora.
- Becerra, E.M.G. (2018). De Parque Nacional a Reserva de la Biosfera: Historia biocultural de la Sierra Nevada de México.
- Bennett, M, R., y Glasser, N.F. (2009). *Glacial geology: Ice Sheets and Landforms*. United Kingdom: Wiley-Blackwell.
- Bernhardt, A., Schwanghart, W., Hebbeln, D., Stuut, J.B.W., y Strecker, M.R. (2017). Immediate propagation of deglacial environmental change to deep-marine turbidite systems along the Chile convergent margin. *Earth Planet Sc. Lett.*, 473, 190–204. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.017>

- Bishop, P., Sanderson, D.C.W., y Stark, M.T. (2004). OSL and radiocarbon dating of a preAngkorian canal in the Mekong delta, southern Cambodia. *Journal of Archaeological Science.*, (31), 319–336.
- Borselli, L., Cassi, P., y Torri, D. (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena.*, (75), 268-277.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>
- Boudal, C., y Robin, C. (1987). Relations entre dynamismes eruptifs et realimentations magmatiques d'origine profonde au Popocatepetl. *Canadian Journal of Earth Sciences.*, (25), 955-971.
- Bracken, L.J., y Croke, J. (2007). The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes.*, (21), 1749-1763. <https://doi.org/10.1002/hyp.6313>
- Bracken, L.J., Turnbull, L., Wainwright, J., y Bogaart, P. (2015). Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surf. Process. Landf.*, (40), 177–188. <https://doi.org/10.1002/esp.3635>
- Braud, I., Borga, M., Gourley, J., Hurlimann Ziegler, M., Zappa, M., y Gallart, F. (2016). Flash floods, hydro-geomorphic response and risk management. *J. Hydrol.*, 541, 1–5.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.08.005>

- Brenna, A., Surian, N., Ghinassi, M., y Marchi, L. (2020). Sediment–water flows in mountain streams: Recognition and classification based on field evidence. *Geomorphology.*, (321), 118. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107413>
- Brierley, G., Fryirs, K., y Jain, V. (2006). Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. *Area.*, 38 (2), 165–174. <https://doi.org/10.1111/j.14754762.2006.00671.x>
- Burquez, A., Martinez-Yrzar, A., Miller, M., Rojas, K., Quintana, M.A., y Yetman, D. (1998). Mexican Grasslands and the Changing aridlands of Mexico: An overview and a case study in Northwestern Mexico. En B. Tellman, D.M., Finch, C. Edminster., y R. Hamre. (Eds.), *The future of arid grasslands: identifying issues, seeking solutions* (21-32). Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research.
- Caballero, M., y Lozano-García, S. (2008). La pequeña edad de hielo en el caluroso trópico mexicano. *Ciencia y Desarrollo.*
- Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., y Ortega, B. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registro glaciares y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.*, Volumen (62)3, 359-377. <http://www.scielo.org.mx/pdf/bsgm/v62n3/v62n3a5.pdf>

- Cadoux, A., Missenar, Y., Martínez-Serrano, R., y Guillou, H. (2011). Trenchward PlioQuaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geological Magazine.*, 148(03), 492-506.
- Calsamiglia, A., Lucas-Borja, M.E., Fortesa, J., García-Comendador, J., y Estrany, J. (2017). Changes in soil quality and hydrological connectivity caused by the abandonment of terraces in a Mediterranean burned catchment. *Forests.*, 8 (9), 333.
<https://doi.org/10.3390/f8090333>
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., y Marchi, L. (2013). Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology*, (188), 31-41. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007>
- Cavalli, M., Tarolli, P., Fontana, G.D., y Marchi, L. (2016). Multi-temporal analysis of sediment source areas and sediment connectivity in the Rio Cordon catchment (Dolomites). *Italian Geological Society.*, 39, 27–30.
- Cislaghi, A., y Bischetti, G.B. (2019). Source areas, connectivity, and delivery rate of sediments in mountainous-forested hillslopes: A probabilistic approach. *Sci Total Environ*, 652, 1168–1186. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.10.318>
- Corona, J.J.A. (2018). *Erosión de suelos agrícolas y pobreza por acceso a la alimentación en México*. Una aproximación general. Tesis de Licenciatura. Ciudad de México.

- Cossart, E., y Fressard, M. (2017). Assessment of structural sediment connectivity within catchments: insights from graph theory. *Earth Surf Dyn*, 5 (2), 253–268. <https://doi.org/10.5194/esurf-5-253-2017>
- Cotler, .H., Martínez-Trinidad, S., y Lopez-Morales, C.A. (2011). ¿Cuánto cuesta la erosión de suelos? Aproximación a una valoración económica de la pérdida de suelos agrícolas en México. Investigación Ambiental. *Ciencia y Política Pública*, (3), 31-43.
https://www.researchgate.net/publication/320238320_Cuanto_nos_cuesta_la_erosion_de_suelos_Aproximacion_a_una_valoracion_economica_de_la_perdida_de_suelos_agricolas_en_Mexico
- Cotler, H., S. Cram, y Bunge, V. (2013). *Evaluación de prácticas de conservación de suelos en sitios del proyecto Cuencas y Ciudades*. INECC/ Instituto de Geografía, UNAM/Fondo Mexicano de Conservación de la Naturaleza, México.
- Cotler, H., Cram, S., y Martínez-Trinidad, S. (2015). Evaluación de prácticas de conservación de suelos forestales en México: caso de las zanjas trinchera. Investigaciones geográficas: *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (88), 6-18.
<https://doi.org/10.14350/rig.47378>
- Cotler, H. (2020). *Manual para evaluar la erosión de los suelos en zonas forestales*. México: Fondo Mexicano para la Conservación de la Naturaleza.

- Cram, S., Cotler, H., Morales, L.M., Sommer, I., y Carmona, E. (2008). Identificación de los servicios ambientales potenciales de los suelos en el paisaje urbano del Distrito Federal: *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (66), 81-104. <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=56911123006>
- Crema, S., y Cavalli, M. (2018). SedInConnect: A stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity. *Comput Geosci*, 111, 39–45. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.10.009>
- Croke, J., Mockler, S., Fogarty, P., y Takken, I. (2005). Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. *Geomorphology*, (68), 257–268.
- Croke, J., Fryirs, K., y Thompson, C. (2013). Channel-floodplain connectivity during an extreme flood event: implications for sediment erosion, deposition, and delivery. *Earth Surf Proc Land*, 38 (12), 1444–1456. <https://doi.org/10.1002/esp.3430>
- Cruden, D.M., y Varnes, D.J. (1996). Landslides types and processes. En Turner, A.K., Schuster, R.L. (eds). *Landslides: Investigations and mitigations, transportations, research board*. Special report 247. Washington, D.C.: National academy press.

Dahlman, R.C., Francis, C.W., y Tamura, T. (1975). Radiocesium cycling in vegetation and soil. 462-481. En: F.G., Howell, J.B., Gentry, J.B., M.H., Smith. (eds.), *Mineral cycling in southeastern ecosystems*, USAEC Symposium Series, CONF-740513, Washington, DC.: US Atomic Energy Commission.

Dai, F.C., y Lee, C.F. (2002). Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology*, 42, 213-228. [https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1016/S0169-555X\(01\)00087-3](https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1016/S0169-555X(01)00087-3)

Davis, J.J. (1963). Cesium and its relationship to potassium in ecology. 539–556. En V., Schultz, A.W., Klement Jr. (eds.). *Radioecology*. New York: Reinhold.

Delgado-Granados, H. (1997). Los glaciares del volcán Popocatépetl (México): cambios y Causas. *Cuaternario Internacional*, (43), 1-8.

Delgado-Granados, H., Miranda, P.J., Huggel, C., Del Valle, S.O., e Ibarguengoitia, M.A. (2007). Crónica de una muerte anunciada: extinción de los glaciares tropicales de pequeño tamaño del volcán Popocatépetl (México). *Cambio Global y Planetario*, (56), 13-22.

Dikau, R., Brunsden, D., Stchrott, R., e Ibsen, M. (1996). *Landslide Recognition: Identification, Movement, and causes*. England: Wiley.

Environmental Systems Research Institute (ESRI) (2019). Radiación solar de áreas.

<https://pro.arcgis.com/es/pro-app/latest/tool-reference/spatial-analyst/area-solar-radiation.htm>

Eyman, L.D., y Kevern, N.R. (1975). Cesium-137 and stable cesium in a hypereutrophic lake. *Health Physics*, (28), 549–555.

Evrard, O., Némey, J., Gratiot, N., Duvert, C., Ayrault, S., Lefrèvtr, I., Poulenard, J., Prat, C., Bonté, P. y Esteves, M. (2010). Sediment dynamics during the rainy season in tropical highland catchment of central Mexico using fallout radionuclides. *Geomorphology*, (124). 42-54. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.08.007>

Flageollet, J.C. (1994). The time dimension in the mapping of earth movements. En R. Casale, R. Fantechi y J.C. Flageollet (Editores). *Temporal Occurrence of Forecasting of Landslides in the European Community*. Final Report. Vol 1. European Community European Programme (ct.90 0025).

FAO (Food and Agriculture Organization). (2023). Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura. <https://www.fao.org/home/es>

Franco, R.O. (2005). *Geomorfología del volcán Popocatepetl*. Tesis licenciatura. UNAM. Ciudad de México. <http://132.248.9.195/ptb2005/01026/0349084/Index.html>

- Franco-Ramos, O., Vázquez-Selem, L., Zamorano-Orozco, J.J., y Villanueva-Díaz, J. (2017). Edad, dinámica geomorfológica y tipología de barrancas en el sector norte del volcán Popocatepetl, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, (69), 1–19. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2017v69n1a1>
- Franco-Ramos, O., Ballesteros-Cánovas, J.A., Terrazas, T., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L., y Cerano-Paredes, J. (2022). Reconstruction of gully erosion based on exposed tree roots in a recent landform of Paricutin Volcano, Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*, (47)3, 742-755. <https://doi.org/10.1002/esp.5269>
- Fryirs, K.A., Brierley, G.J., Preston, N.J., y Kasai, M. (2007). Buffers, barriers and blankets: The (dis) connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena*, 70(1), 49–67.
- Fryirs, K.A., Brierley, G.J., Preston, N.J., y Spencer, J. (2007). Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology*, 84, 297–316. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.044>
- Fryirs, K. (2013). (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(1), 30–46.
- Fryirs, K.A., y Brierley, G.J. (2013). *Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape*. Oxford, UK: Wiley-Blackwell.

Fryirs, K.A. (2017). River sensitivity: a lost foundation concept in fluvial geomorphology. *Earth Surf Proc Land*, 42 (1), 55–70. <https://doi.org/10.1002/esp.3940>

Fulajtar, E., Mabit, L., Renschler, C.S., y Lee Zhi Yi, A. FAO/IAEA. (2017). *Use of ^{137}Cs for soil erosion assessment*. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations. <http://www.fao.org/3/a-i8211e.pdf>

Fueyo, M.D.L., Gutiérrez, C.G., Ramírez, F.G., Rodríguez, T.M.A., López, L.H.A.†, Gallardo, S.A.L., Cruz, C.A., Carranza, S.J., Esquivel, S.R., Tagle, U.A., Becerra, E.M.G., Maldonado, P.C.R.O., Tapia, R.M., Matamoros, M.J.A., Ayala, G.M.P., Lomelín, M.C., Mérida, M.P.J., Thomassiny, A.J.S., y Rivero, V.M.L. (2013). *Programa de Manejo, Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl*. México. SEMARNAT Y CONANP. <https://simec.conanp.gob.mx/ficha.php?anp=87®=7>

Gao, P., y Zhang, Z. (2016). Spatial patterns of sediment dynamics within a medium-sized watershed over an extreme storm event. *Geomorphology*, 267, 25–36. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.025>

García, E. (1965). Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Publicaciones del Instituto de Geografía*, v. I, 171-191. <https://www.scielo.org.mx/pdf/igeo/n50/n50a9.pdf>

García, E. (1986). *Apuntes de climatología*. México: Universidad Nacional Autónoma de México.

García-Oliva, F., Martínez, L.R. y Mass, J.M. (1995). Long-term net soil erosion as determined by ^{137}Cs redistribution in an undisturbed and perturbed tropical deciduous forest ecosystem. *Geoderma*, 68, 135-147.

García-Tenorio, F. (2002). *Estratigrafía y petrología del complejo volcánico Iztaccíhuatl*. Tesis de Ingeniero Geólogo. México, D.F. Instituto Politécnico Nacional.

García-Tenorio, F. (2008). *Avalancha de escombros del pleistoceno tardío del cono los pies, complejo volcánico Iztaccíhuatl*. Tesis de Maestría, IPN, México.

Gaspar, L., Navas, A., Machín, J., y Walling, D.E. (2013). Using ^{210}Pb measurements to quantify soil redistribution along two complex toposequences in Mediterranean agroecosystems, northern Spain. *Soil Till Res*, 130, 81–90.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2013.02.011>

Geissen, V., Wang, S., Oostindie, K., Huerta, E., Zwart, K.B., Smith, A., Ritsema, C.J., y Moore, D. (2013). Effects of topsoil removal as a nature management technique on soil functions. *Catena*, 101, 50-55. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.10.002>

Gómez Piña, V.M. (2017). *Evaluación de la susceptibilidad de deslizamientos en el río El Estado, Puebla-Veracruz*. Tesis de Maestría. UNAM, Ciudad de México.

Gómez Piña, V.M., Legorreta Paulín, G., y Aceves Quesada, J.F. (2020). Evaluación de la susceptibilidad de deslizamientos en el río El Estado, Puebla-Veracruz, México. *Revista Geográfica*, (160), 129-147. <https://doi.org/10.35424/regeo.160.2019.749>

Gómez Piña, V. M., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., y Franco-Ramos, O. (2023). Estudio de la erosión de sedimentos en las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni (Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan, México) mediante luminiscencia ópticamente estimulada. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, (75)1, A140922. <http://dx.doi.org/10.18268/>

Grauso, S., Pasanisi, F., y Tebano, C. (2018). Assessment of a simplified connectivity index and specific sediment potential in river basins by means of geomorphometric tools. *Geosciences*, 8 (2), 48. <https://doi.org/10.3390/geosciences8020048>

Guillén, M. (1996). *Geomorfología de la vertiente occidental del volcán Iztaccíhuatl*. Licenciado en Geografía. UNAM. Ciudad de México.

Hass, F., Heckmann, T., Wichmann, V., y Becht, M. (2011). Quantification and modeling of fluvial bedload discharge from hillslope channels in two alpine catchments (Bavarian Alps, Germany). *Z Geomorphol*, 55 (3), 147–168.

<https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0055S3-0056>

Hassan, M.A., Ferrer-Boix, C., Cienciala, P., y Chartrand, S. (2018). Sediment Transport and Channel Morphology. En A., Radecki- Pawlik, S., Pagliara, J., Hradecky. Y E., Hendrickson. (Eds.). *Open Channel Hydraulics, River Hydraulic Structure and Fluvial Geomorphology*: Florida: Taylor & Francis Group.

<https://doi.org/10.1201/9781315120584>

Heckmann, T., y Schwanghart, W. (2013). Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment Exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology*, 182, 89–103. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.033>

Heckmann, T., Schwanghart, W., y Phillips, J.D. (2014). Graph theory — recent developments of its application in geomorphology. *Geomorphology*, 243, 130–146.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.12.024>

Heckmann, T., Haas, F., Abel, J., Rimböck, A., y Becht, M. (2017). Feeding the hungry river: Fluvial morphodynamics and the entrainment of artificially inserted sediment at the dammed river Isar, Eastern Alps Germany. *Geomorphology*, 291, 128–142.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.025>

Heckmann, T., Cavalli, M., Cerdan, O., Foerster, S., Javaux, M., Lode, E., y Brardinoni, F. (2018). Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations.

Earth Sci Rev, 187, 77–108. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.004>

Heckmann, T., y Vericat, D. (2018). Computing spatially distributed sediment delivery ratios: inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution digital elevation models. *Earth Surf Proc Land*, 43 (7), 1547–1554.

<https://doi.org/10.1002/esp.4334>

Hooke, J.M. (2003). Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology*, 56, 79–94.

Hooke, J.M. (2004). *Analysis of coarse sediment connectivity in semiarid. In Sediment Transfer Through the Fluvial System*. Proceedings of the International Symposium Held at Moscow, Russia, from 2 to 6 August, 2004 (No. 288, p. 269). IAHS.

Hooke, J.M. (2006). Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region.

Geomorphology, 79, 311–335. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.036>

Hooke, J., y Sandercock, P. (2012). Use of vegetation to combat desertification and land degradation: Recommendations and guidelines for spatial strategies in

Mediterranean lands. *Landscape Urban Plan*, 107 (4), 389–400.

<https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2012.07.007>

Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., y Thewalt, M.L.W. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, 213, 105-107. <https://doi.org/10.1038/313105a0>

Hutchinson, J.N. (1988). General report, morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to Geology and Hidrogeology, En C., Bonnard. (ed.9). *Proceedings of the Earth International Symposium on Landslides*, A.A. Balkema, Netherlands, vol. I, 3-35.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (2022). Tabulados de la encuesta intercensal 2015, México. INEGI. <https://www.inegi.org.mx/>

IUSS Working Group WRB, (2015). Base referencial mundial del recurso suelo 2014, Actualización 2015. Sistema internacional de clasificación de suelos para la nomenclatura de suelos y la creación de leyendas de mapas de suelos. Informes sobre recursos mundiales de suelos 106. FAO, Roma. <https://www.fao.org/3/i3794en/I3794en.pdf>

Jian, W., y Xiang-guo, P. (2009). GIS-based landslide hazard zonation model and its implication. *Elsevier, Procedia Earth and Planetary Science*, 1, 1198-1204.

- Keaton, J.R. (2019). Review of contemporary terminology for damaging surficial processes– Stream flow, hyperconcentrated sediment flow, debris flow, mud flow, mud flood, mudslide, in 7th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Los Angeles 7th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, 1-10. <https://repository.mines.edu/handle/11124/173147>
- Keesstra, S.D., van Dam, O., Verstraeten, G., y van Huissteden, J. (2009). Changing sediment dynamics due to natural reforestation in the Dragonja catchment, SW Slovenia. *Catena*, 78, 60–71. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.02.021>
- Köppen, W. (1948). *Climatología* (versión directa de Grundriss der Klimatologie 1923, 1931 por Hendrichs Pérez). México-Buenos Aires: Fondo de Cultura Económica.
- Krapesch, G., Hauer, C., y Habersack, H. (2011). Scale orientated analysis of river width changes due to extreme flood hazards. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 11 (8), 2137. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-2137-2011>
- La Manna, L., Gaspar, L., Tarabini, M, Quijano, L. y Navas, A. (2019). ¹³⁷Cs inventories along a climatic in volcanic soils of Patagonia: Potential use for assessing medium term erosion processes. *Catena*, 181, 1-11. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816219302231?via%3Dihub>

Lane, S.N., Bakker, M., Gabbud, C., Micheletti, C., y Saugi, J.N. (2017). Sediment export, transient landscape response and catchment-scale connectivity following rapid climate warming and Alpine glacier recession. *Geomorphology*, 277, 210–227.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.015>

Legorreta, P.G., y Bursik, M. (2009). Logisnet: A tool for multimethod, multiple soil layers slope stability analysis. *Computers & Geosciences*, 35, 1007-1016.

Legorreta Paulín, G., Alanís Anaya, R.M., Arana Salinas, L., y Aceves Quesada, F. (2018). Evaluación de la eficiencia de predicción a deslizamientos usando un modelo cartográfico-hidrológico: caso de estudio Cuenca la Carbonera, flanco SE del Volcán Pico de Orizaba. *Investigaciones Geográficas*, (95).

<https://dx.doi.org/10.14350/rig.58387>

Liébault, F., Gómez, B., Page, M., Marden, M., Peacock, D., Richard, D., y Trotter, C.M. (2005). Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. *River Res. Appl*, 21, 739–756. <https://doi.org/10.1002/rra.880>

Liu, Y., y Fu, B., (2016). Assessing sedimentological connectivity sing WATEM/SEDEM model in a hilly and gully watershed of the Loess Plateau, China. *Ecol. Indic*, 66, 259–268. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2016.01.055>

Llena, M., Vericat, D., Cavalli, M., Crema, S., y Smith, M.W. (2019). The effects of land use and topographic changes on sediment connectivity in mountain catchments: *Science of the Total Environments.*, (660), 899-912. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.479>

Lomenick, T.F., y Tamura, T. (1965). Naturally occurring fixation of Cesium-137 on sediments of lacustrine origin. *Soil Science Society of America Proceedings*, (29), 383– 386.

Lugo, H.J. (2011). *Diccionario geomorfológico*. Ciudad de México. México. Geografía para el siglo XXI. México: Textos Universitarios, UNAM.

López-López, A.M., Vázquez-Selem, L., Siebe, C., Cruz-Flores, G. y Correa-Metrios, A. (2023). Effect of elevation and slope orientation on pedogenesis of late Holocene volcanic ash on a tropical high mountain in central Mexico. *Catena*, 231. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107288>

López-Vicente, M., Quijano Gaudes, L., Palazón Tabuenca, L., Gaspar Ferrer, L., y Navas Izquierdo, A. (2015). Assessment of soil redistribution at catchment scale by coupling a soil erosion model and a sediment connectivity index (Central Spanish Pre-Pyrenees). *Cuad Investig Geográfica*, 41 (1), 127–147. <https://doi.org/10.18172/cig.2649>

Macías, J.L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes de México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario: Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, 3, 379-424.
https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-33222005000300379

Madan, K.M., Chowdary, V.M., Kulkarni, Y., y Mal, B.C. (2014). Rainwater harvesting planning using geospatial techniques and multicriteria decision analysis. *Resources conservation and recycling*, (83), 96-111.

Magaña, V.O., Vázquez, J.L., Pérez, J.L., y Pérez, J.B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, 42, 313-330.

Mahan, S.A., Noe, D.C., y McCalpin, J.P. (2009). Use of OSL dating to establish the stratigraphic framework of Quaternary eolian sediments, Anton scarp upper trench, northeastern Colorado High Plains. *Quaternary International*, (199), 91-103.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.09.006>

Mandujano Hurtado, R.A. (2013). *Análisis multitemporal de las condiciones de la vegetación para el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl-Zoquiapan (PNIPZ), periodo 1996-2006, mediante imágenes AVHRR*. Tesis de licenciatura. UNAM. México, D.F.

- Marden, M., Arnold, G., Gomez, B., y Rowan, D. (2005). Pre- and post-reforestation gully development in Mangatu Forest, East Coast, North Island, New Zealand. *River Res. Appl.*, 21, 757–771. <https://doi.org/10.1002/rra.882>
- Mellett, C.L. (2013). Luminescence Dating. UK. Geomorphological Techniques Chap 4, Sec 2.6. *British Society for Geomorphology*, 11.
- Medeiros, P.H., Güntner, A., Francke, T., Mamede, G.L., y Carlos de Araújo, J. (2010). Modelling spatio-temporal patterns of sediment yield and connectivity in a semi-arid catchment with the WASA-SED model. *Hydrolog Sci J*, 55 (4), 636–648. <https://doi.org/10.1080/02626661003780409>
- Méndez, M., y Magaña, V.O. (2010). Regional aspects of prolonged meteorological droughts over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 23, 1175-1188.
- Messenzehl, K., Hoffmann, T., y Dikau, R. (2014). Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Mütschans, Swiss National Park — linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. *Geomorphology*, 221, 215–229. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.05.033>

- Miguel Jiménez, J.D. (2013). *Cobertura vegetal, materia orgánica y pH en suelo y su relación con el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl*. Tesis de licenciatura. UNAM. Ciudad de México. <http://132.248.9.195/ptd2013/septiembre/0701015/Index.html>
- Mishra, K., Sinha, R., Jain, V., Nepal, S., y Uddin, K. (2019). Towards the assessment of sediment connectivity in a large Himalayan river basin. *Sci Total Environ*, 661, 251–265. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.118>
- Molodkov, A. (2007). IR-OSL dating of uraniumrich deposits from the new late Pleistocene section at the Voka site, North-Eastern Estonia. *Quaternary Geochronol.* (2), 208–215. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S187110140600080X>
- Monroe, J.S., Wincander, R., y Pozos, M. (2008). *Geología, dinámica y evolución de la tierra*. España: Paraninfo Cengagelearning.
- Mooser, F. (1967). Tefrocronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años: México. *Boletín del Instituto Nacional de Antropología e Historia*, (30), 12-15.
- Morgan, R.P.C. (2005). *Soil Erosion and Conservation*. USA: Backwell Publisching.
- Mosiño, A. P. (1959). La precipitación y las configuraciones del flujo aéreo en la República Mexicana. *Ing. Hidr. Méx*, 13, 1-12.

- Muñoz-Salinas, E., Bishop, P., Sanderson, D.C.W., 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), 651-660. <https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1002/esp.2084>
- Muñoz-Salinas, E., Bishop, P., Zamorano, J.J., y Sanderson, D. (2012). Sedimentological processes in lahars: Insights from optically stimulated luminescence analysis. *Geomorphology*, (136), 106-113. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.024>
- Muñoz-Salinas, E., y Castillo, 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. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-33222014000200002
- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Caballero, L., y Lacan, P. (2017). Understanding landscape dynamics of the Sierra de Juarez, southern Mexico: An exploratory approach using inherited luminescence. *Journal of South American Earth Sciences*, (76), 208-217. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.001>

Muñoz-Salinas, E., y Castillo, M. (2018). Assessing conservation practices in Amalacaxco Gorge (Izta-Popo National Park, Central Mexico) using fallout ^{137}Cs and Optically Stimulated Luminescence (OSL). *Journal of Mountain Science*, (15)3, <https://doi.org/10.1007/s11629-017-4635-1>

Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Franco-Ramos, O., Arce, J.L., Sanderson, D.C.W., y Cresswell, A. (2020). Assessing paraglacial processes at Nexpayantla Gorge (Popocatepetl volcano, Central Mexico) using OSL and ^{14}C . *Earth Surface Processes and Landforms*, (45), 2450- 2462. <https://doi.org/10.1002/esp.4890>

Najafi, S., Sadeghi, S.H.R., y Heckmann, T. (2017). Temporospacial variations of structural sediment connectivity patterns in Taham-Chi watershed in Zanzan province, Iran. *JWC.*, 24(3), 131-147. (In Persian). <https://10.22069/JWFST.2017.11220.2557>

Najafi, S., Sadeghi, S.H.R., y Heckmann, T. (2018). Analyzing structural sediment connectivity pattern in a Taham watershed, Iran. *Journal of Watershed Engineering and Management*, 10(2), 192.203. (In Persian). <https://10.22092/IJWMSE.2018.116466>

Najafi, S., Dragovich, D., Heckmann, T., y Hamidreza Sadeghi, S. (2021). Sediment connectivity concepts and approaches. *Catena*, 196, 30. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104880>

Nicoll, T., y Brierley, G. (2017). Within-catchment variability in landscape connectivity measures in the Garang catchment, upper Yellow River. *Geomorphology*, 277, 197–209. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.03.014>

Nixon, G.T. (1989). The Geology of Iztaccíhuatl Volcano and Adjacent Areas of The Sierra Nevada and Valley of Mexico, Geological Society of America, GSA Books Science, Editor Campbell Craddock, Special Paper 219, 60.

ONU (Organización de las Naciones Unidas). (2023). Cambio climático y medioambiente. Noticias ONU, Mirada global historias humanas. <https://news.un.org/es/story/2020/01/1467501>

Ortíz, C., Segura-Castruita, M.A., Cruz-Cárdenas, G., y Gutiérrez-Castorena, M.C. (2003). Memoria Nacional 2001-2002, Evaluación de la degradación del suelo causada por el hombre en la República Mexicana, 1: 250 000, Memoria Nacional: México Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT)-Colegio de Posgraduados (CP).

Ortíz-Rodríguez, A.J., Borselli, L., y Sarocchi, D. (2017). Flow connectivity in active volcanic areas: Use of index of connectivity in the assessment of lateral flow contribution to main streams. *Catena.*, 157, 90–111. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.05.009>

Oweis, T., Oberle, A., y Prinz, D. (1998). Determination of potential sites and methods for water harvesting in central Syria”, in H., Blume, H., Eger, E., Fleischhauer, A., Hebel, C., Reij, y G.K., Steiner. (eds.), *Towards sustainability land use*. Advances in Geoecology.

Pähtz, T., Clark, A.H., Valyrakis, M., y Durán, O. (2020). The physics of sediment transport initiation, cessation, and entrainment across aeolian and fluvial environments. *Reviews of Geophysics*, 58, e2019RG000679.
<https://doi.org/10.1029/2019RG000679>

Pennock, D.J., y Appleby, P.G. (2002). Site selection and sampling design. En: F., Zapata, y A.J.C., García. (Ed.). *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation using Environmental Radionuclides*. Kluwer Ac. Publ., Dordrecht, The Netherlands. 15–40.

Pérez-Bocanegra, E., Isaac-Márquez, R., y Ayala-Arciprete, M.E. (2014). Marco legal y oportunidades de desarrollo de la conservación voluntaria en México. *Revista Iberoamericana de Ciencias*, (1)5, 13.

Pizarro, T. R., Flores, V.J.P., Sangüesa, P.C., y Martínez, A.E. (2004). Monografías de zanjas de infiltración. Universidad de Talca, Bosques de Chile, Terranova, Bosque Villanueva Ltda., Chile.

- Poepl, R.E., Keesstra, S.D., Keiler, M., Coulthard, T., y Glade, T., (2013). Impact of dams, dam removal and dam-related river engineering structures on sediment connectivity and channel morphology of the Fugnitz and the Kaja Rivers. 5th Symposium for Research in Protected Areas, 10 to 12 June 2013, Mittersill, 607–614.
- Pope, R., Wilkinson, K., Skourtsos, E., Triantaphyllou, M., y Ferrier, G. (2008). Clarifying stages of alluvial fan evolution along the Sfakian piedmont, southern Crete: New evidence from analysis of postincisive soils and OSL dating. *Geomorphology*, (94), 206-225. <https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1016/j.geomorph.2007.05.007>
- Prescott, J.R., y Hutton, J.T. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, (23), 497-500.
- Quiñonero, R.J.M. y Boix., J.V.C. (2013). Desarrollo y aplicación de un índice multifactorial de conectividad de sedimentos a escala de cuenca. *Cuadernos de investigación geográfica*, 29(29), 203-223.
- Radecki-Pawlik, A., Pagliara, S. y Hradecký, J. (2018). *Open Channel Hydraulics, River Hydraulic Structures and Fluvial Geomorpholgy*. Taylor & Francis Group. Boca Ratón, FL.

Ramos Magaña, A., (2021). Parques en colapso. Voces de México.

<https://vocesmexico.com/opinion/parques-en-colapso/>

Rinaldi, M., Amponsah, W., Benvenuti, M., Borga, M., Comiti, F., Lucía, A., Marchi, L., Nardi, L., Righini, M., y Surian, N. (2016a). An integrated approach for investigating geomorphic response to extreme events: methodological framework and application to the October 2011 flood in the Magra River catchment, Italy. *Earth Surf. Process, Landf.*, 41, 835–846.

Rinaldi, M., Surian, N., Comiti, F., y Bussettini, M. (2016b). Sistema di valutazione idromorfologica, analisi e monitoraggio dei corsi d'acqua (Roma).

Rinaldi, M., Surian, N., Comiti, F., y Bussettini, M. (2015). A methodological framework for hydromorphological assessment, analysis and monitoring (IDRAIM) aimed at promoting integrated river management. *Geomorphology*, 251, 122–136.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.05.010>

Ritchie, J.C., y McHenry, J.R. (1975). Fallout Cs-137: a tool in conservation research. *Journal of Soil and Water Conservation*, (30), 283-286.

Ritchie, J.C., y McHenry, J.R. (1990). Application of radioactive fallout Cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review. *Journal Environmental Quality*, (19), 215–233.

- Rittenour, T. M. (2008). Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research: *Boreas*, (37), 613–635.
<https://doi-org.pbidi.unam.mx:2443/10.1111/j.1502-3885.2008.00056.x>
- Robin, C. (1984). Le volcan Popocatépetl (Mexique): structure, evolution petrologique et risques, *Bulletin of Volcanology*, (47), 1-23.
- Robbins, J. A. (1978). Geochemistry and Geophysical application of radioactive lead. En J.O., Nriagu. (Ed.), *The biochemistry of lead in the environment* (285-393). Amsterdam: Elsevier.
- Rodríguez, S.R., Mora, I.G., Murrieta, y J.L.H. (2006). Flujos de baja concentración asociados con lluvias de intensidad extraordinaria en el flanco sur del volcán Pico de Orizaba (Citlaltépetl), México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, número especial*, Tomo LVII, 2. 223-236.
- Rogowski, A.S., y Tamura, T. (1970). Environmental mobility of Cesium-137. *Radiation Botany*, (10), 35–45.
- Rzedowski, J. (1978). *Vegetación de México*. México: Limusa.

Salas, B.C. (2016). *Estudio de procesos erosivos y de transporte de sedimentos en el sector medio de la barranca Nexpayantla (Popocatepetl, México)*. Tesis de licenciatura.

UNAM, Ciudad de México.

<http://132.248.9.195/ptd2016/marzo/0742738/Index.html>

Sánchez, G.K.R. (2018). *Cartografía geomorfológica del volcán de Iztaccíhuatl, México*.

Tesis de licenciatura. UNAM. Ciudad de México.

<http://132.248.9.195/ptd2018/junio/0775090/Index.html>

Sanderson, D.C.W., Bishop, P., Stark, M., Alexander, S., y Penny, P. (2007). Luminescence dating of canal sediments from Angkor Borei, Mekong Delta, Southern Cambodia.

Quaternary Geochronology, (2), 322-329.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1871101406000653?via%3Dihub>

Sanderson, D.C.W., y Murphy, S. (2010). Using simple portable OSL measurements and laboratory characterisation to help understand complex and heterogeneous sediment sequences for luminescence dating. *Quaternary Geochronology*, (5), 299-305.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1871101409000235?via%3Dihub>

Selby, M.J. (1982). *Hillslope material and processes*. Gran Bretaña: Oxford University Press.

Siebe, C., Macias, J. L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., y Delgado, H. (1995).

“Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East Central Mexico: implications for future hazards”. *En Guidebook of geological excursions: in conjunction with the Annual Meeting of the Geological Society of America*. New Orleans, Louisiana,

Siebe, C., Abrams, M., y Macías, J.L. (1996). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl, en Volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994- 1995: Distrito Federal, Sistema Nacional de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres, UNAM, 195–220.

http://proteccioncivil.gob.mx/work/models/ProteccionCivil/Resource/363/1/images/memoria_vp1994-1995.pdf

Simansky, V., Bajcan, D., y Ducsay, L. (2013). The effect of organic matter on aggregation under different soil management practices in a vineyard in an extremely humid year. *Catena*, 101, 108-113. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.10.011>

Singh, G., Mishra, D., Singh, K., y Parmar, R. (2013). Effects of rainwater harvesting on plant growth, soil water dynamics and herbaceous biomass during rehabilitation of degraded hills in Rajasthan, India. *Forest Ecology and Management*, No. 310, 612-622.

- Smith, G.A., y Lowe, D.R. (1991). Lahars: Volcano- Hydrologic Events and Deposition in the Debris Flow-Hyperconcentrated Flow Continuum: Sedimentation in Volcanic Settings: SEPM Special Publication, 45, 59–69.
- Sosa-Nájera, S., Lozano-García, S., Roy, P.D., y Caballero, M. (2019). Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 62, 437451. <https://www.scielo.org.mx/pdf/bsgm/v62n3/v62n3a9.pdf>
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., y Arce, J. L. (2015). El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatepetl volcano: Insights from geochronology and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (77), 1–20. <https://doi:10.1007/s00445-015-0975-2>
- Surian, N., Righini, M., Lucía, A., Nardi, L., Amponsah, W., Benvenuti, M., Borga, M., Cavalli, M., Comiti, F., Marchi, L., Rinaldi, M., y Viero, A. (2016). Channel response to extreme floods: insights on controlling factors from six mountain rivers in northern Apennines, Italy. *Geomorphol*, 272, 78–91.
- Taboada, L. (2011). Evaluación de la erosión hídrica en áreas con zanjas de infiltración. Ministerio de Agricultura-Agro Rural, Perú.

Tamura, T. (1964). Consequences of activity release: selective sorption reactions of cesium with soil minerals. *Nuclear Safety*, (5), 262–268.

Torres, B.C. (2013). *Análisis de los cambios en el límite superior del bosque en el volcán Iztaccíhuatl*. Tesis de licenciatura. UNAM. Ciudad de México.
<http://132.248.9.195/ptd2013/mayo/0694848/Index.html>

Trevisani, S., y Cavalli, M. (2016). Topography-based flow-directional roughness: potential and challenges. *Earth Surf Dyn.*, 4, 343–358. <https://doi.org/10.5194/esurf-4-343-2016>

Valdepeña, D. (2019). Se quedan sin glaciares el Iztaccíhuatl y Popocatepetl: Morelos La Jornada, 32.

Valoix, B.A., (2017). *Análisis de erosión de suelos mediante la técnica de Cesio-137 y Luminiscencia Ópticamente Estimulada: Caso de estudio Huasca de Ocampo, Hidalgo*. Tesis de Licenciatura. UNAM. Ciudad de México.
https://repositorio.unam.mx/contenidos/analisis-de-erosion-de-suelos-mediante-la-tecnica-de-cesio-137-y-luminiscencia-opticamente-estimulada-caso-de-estudio-172361?c=pRmDv2&d=false&q=*&i=4&v=1&t=search_1&as=1

- Van Zuidam, R.A. (1985). *Aerial photointerpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping*, International Institute for Aerospace Survey and earth Sciences (ITC). The Hague, Holanda: Smiths Publishes.
- Vázquez, S.L., y Heine, K. (2004). Late Quaternary of Mexico. En J., Ehlers, y P.L., Gibbard. (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica* (233-242). Amsterdam: Elsevier.
- Vázquez, S.L., y Lachniet, M.S. (2017). The deglaciation of the mountains of Mexico and Central America. *Geographical Research Letters*, (43), 553-570.
<https://publicaciones.unirioja.es/ojs/index.php/cig/article/view/3238>
- Wainwright, J., Turnbull, L., Ibrahim, T.G., Lexartza-Artza, I., Thornton, S.F., y Brazier, R.E. (2011). Linking environmental régimes, space and time: Interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology*, 126 (3–4), 387–404.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.027>
- Walling, D.E., y Quine, T. (1993). *Use of Caesium-137 as a Tracer of Erosion and Sedimentation: Handbook for the Application of the Caesium-137 Technique*. Department of Geography, University of Exeter.
- Wan, Z., y Wang, Z. (1994). *Hyperconcentrated Flow*. New York: Taylor & Francis.
<https://doi.org/10.1201/9781003077671>

- Ward, P.J., van Balen, R.T., Verstraeten, G., Renssen, H., y Vandenberghe, J. (2009). The impact of land use and climate change on late Holocene and future suspended sediment yield of the Meuse catchment. *Geomorphology*, 103, 389–400.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.07.006>
- Wintley, A.G. (1973). Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. *Nature*, (245), 143-144. <https://www.nature.com/articles/245143a0>
- Woodward, C.L. (1996). Soil compaction and topsoil removal effects on soil properties and seedling growth in Amazonian Ecuador. *Forest Ecology and Management*, 82, 197-209. [https://doi.org/10.1016/0378-1127\(95\)03667-9](https://doi.org/10.1016/0378-1127(95)03667-9)
- Zapata, F., y García-Agudo, E. (2003). *Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides*. Printed in the Netherlands: IAEA.
- Zhen-Gang, J. (2017). *Hydrodynamics and Water Quality. Modeling River, Lakes, and Estuaries*. USA: Wiley.
- Zingaro, M., Refice, A., Giachetta, E., D'Addabbo, A., Lovergine, F., De Pasquale, V., Pepe, G., Brandolini, P., Cevasco, A., y Capolongo, D. (2019). Sediment mobility and connectivity in a catchment: A new mapping approach. *Science of the Total Environment*, 672, 768-775. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.461>

Anexos

1. Valores de la luminiscencia de las cabeceras de Amalacaxco y de Altzomoni

Tabla A.1. Valores de luminiscencia en Amalacaxco/solana para diciembre de 2018.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.65	3,846.44	938	44	717	41
2	19	-98.65	3,847.47	885	43	772	42
3	19	-98.65	3,851.65	968	44	683	41
4	19	-98.65	3,853.56	1,213	47	844	42
5	19	-98.65	3,858.66	1,052	45	760	41
6	19	-98.65	3,861.85	957	44	715	41
7	19	-98.65	3,867.65	1,107	45	772	42
8	19	-98.65	3,869.69	1,140	46	811	42
9	19	-98.65	3,873.63	1,140	46	755	41
10	19	-98.65	3,874.53	878	43	769	42
11	19	-98.65	3,879.36	1,066	45	478	41
12	19	-98.65	3,881.54	1,186	46	825	42
13	19	-98.65	3,888.34	1,995	54	749	41
14	19	-98.65	3,900.12	1,103	45	455	41
15	19	-98.65	3,902.11	1,121	46	720	41
16	19	-98.65	3,902.61	1,070	45	795	42
17	19	-98.65	3,906.77	1,106	45	657	40
18	19	-98.65	3,918.3	1,080	45	751	41

19	19	-98.65	3,928.79	1,355	48	775	42
20	19	-98.65	3,940.1	839	42	797	42
21	19	-98.65	3,947.52	977	44	815	42
22	19	-98.65	3,959	953	44	660	40
23	19	-98.65	3,972.06	872	43	802	42
24	19	-98.65	3,978.62	1,074	45	723	41

Tabla A.2. Valores de luminiscencia en Amalacaxco/ umbría para diciembre de 2018.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.64	3,884.04	1,100	45	853	43
2	19	-98.64	3,879.56	845	42	725	41
3	19	-98.64	3,878	1,253	47	775	42
4	19	-98.64	3,877.49	1,056	45	791	42
5	19	-98.64	3,877.6	1,033	45	760	41
6	19	-98.65	3,879.51	961	44	776	42
7	19	-98.65	3,877.49	1,139	46	844	42
8	19	-98.65	3,880.79	1,067	45	734	41
9	19	-98.65	3,879.79	1,054	45	735	41
10	19	-98.65	3,881.04	1,111	46	793	42
11	19	-98.65	3,877.61	1,224	47	741	41
12	19	-98.65	3,876.09	1,147	46	836	42
13	19	-98.65	3,872.53	1,385	48	875	43

14	19	-98.65	3,863.86	1,112	46	764	42
15	19	-98.65	3,861.6	1,449	49	869	43
16	19	-98.65	3,856.79	1,024	45	878	43
17	19	-98.65	3,852.32	1,036	45	780	42
18	19	-98.65	3,856.71	1,484	49	740	41
19	19	-98.65	3,854.09	1,195	46	783	42
20	19	-98.65	3,852.93	1,166	46	715	41

Tabla A.3. Valores de luminiscencia en Altzomoni/solana para diciembre de 2018.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.65	3,780.93	960	44	737	41
2	19	-98.66	3,782.18	983	44	659	40
3	19	-98.65	3,783.16	1,093	45	754	41
4	19	-98.65	3,785.47	993	44	731	41
5	19	-98.65	3,790.33	1,054	45	825	42
6	19	-98.65	3,794.32	1,047	45	711	41
7	19	-98.66	3,804.28	973	44	855	43
8	19	-98.65	3,808.89	1,134	46	806	42
9	19	-98.65	3,813.33	1,056	45	759	41
10	19	-98.65	3,814.78	1,051	45	940	44
11	19	-98.65	3,813.01	1,065	45	795	42
12	19	-98.65	3,810.87	1,077	45	718	41

13	19	-98.65	3,813.1	966	44	898	43
14	19	-98.65	3,814.55	1,082	45	916	43
15	19	-98.65	3,814.75	1,099	45	738	41
16	19	-98.65	3,816.99	1,209	47	842	42
17	19	-98.65	3,817.39	1,093	45	790	42
18	19	-98.65	3,822.48	1,017	44	777	42
19	19	-98.65	3,826.56	1,028	45	746	41
20	19	-98.65	3,835.98	1,179	46	733	41

Tabla A.4. Valores de luminiscencia en Altzomoni/umbría para diciembre de 2018.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.65	3,951.72	1,321	48	809	42
2	19	-98.65	3,944.99	1,138	46	798	42
3	19	-98.65	3,939.3	1,079	45	722	41
4	19	-98.65	3,930.42	1,180	46	902	43
5	19	-98.65	3,922.64	1,230	47	935	44
6	19	-98.65	3,916.28	1,238	47	817	42
7	19	-98.65	3,916.81	1,160	46	807	42
8	19	-98.65	3,913.37	1,280	47	902	43
9	19	-98.65	3,911.94	1,049	45	884	43
10	19	-98.65	3,905.97	1,255	47	870	43
11	19	-98.65	3,900.61	1,268	47	806	42

12	19	-98.65	3,889.42	1,126	46	768	42
13	19	-98.65	3,881.7	1,133	46	756	41
14	19	-98.65	3,872.43	1,136	46	834	42
15	19	-98.65	3,855.23	1,012	44	894	43
16	19	-98.65	3,839.69	1,169	46	818	42
17	19	-98.65	3,829.94	1,190	46	764	42
18	19	-98.65	3,820.05	978	44	718	41
19	19	-98.65	3,809.57	1,187	46	816	42
20	19	-98.65	3,784.13	1,049	45	960	44

Tabla A.5. Valores de luminiscencia en Amalacaxco/solana para abril de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.65	3,981.74	1,050	45	841	42
2	19	-98.65	3,976.59	1,564	50	769	42
3	19	-98.65	3,969	1,106	45	713	41
4	19	-98.65	3,963.49	1,184	46	782	42
5	19	-98.65	3,960.49	2,584	60	629	40
6	19	-98.65	3,953.52	1,185	46	661	40
7	19	-98.65	3,946.58	1,891	51	715	41
8	19	-98.65	3,937.98	1,184	46	710	41
9	19	-98.65	3,923.92	1,189	46	822	42
10	19	-98.65	3,912.42	1,163	46	761	41

11	19	-98.65	3,901.36	1,205	47	766	42
12	19	-98.65	3,892.14	1,144	46	802	42
13	19	-98.65	3,884.77	1,083	45	832	42
14	19	-98.65	3,880.14	1,154	46	791	42
15	19	-98.65	3,876.67	1,213	47	758	41
16	19	-98.65	3,873.57	1,118	46	845	42
17	19	-98.65	3,870.48	1,225	47	708	41
18	19	-98.65	3,866.78	1,191	46	842	42
19	19	-98.65	3,862.07	1,293	47	743	41
20	19	-98.65	3,852.38	1,098	45	620	40

Tabla A.6. Valores de luminiscencia en Amalacaxco/umbría para abril de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.65	3,842.47	1,018	44	756	41
2	19	-98.65	3,844.96	858	43	977	44
3	19	-98.65	3,849.47	1,082	45	667	40
4	19	-98.65	3,853.2	1,083	45	758	41
5	19	-98.65	3,858.26	1,060	45	690	41
6	19	-98.65	3,867.7	1,352	48	735	41
7	19	-98.65	3,869.67	1,115	46	684	41
8	19	-98.65	3,873.18	1,424	49	720	41
9	19	-98.64	3,877.51	1,173	46	720	41

10	19	-98.64	3,877.81	1,131	46	784	42
11	19	-98.64	3,876.94	1,272	47	718	41
12	19	-98.64	3,877.14	1,167	46	776	42
13	19	-98.64	3,878.35	1,294	47	701	41
14	19	-98.64	3,877.34	1,407	49	757	41
15	19	-98.64	3,876.95	1,145	46	738	41
16	19	-98.64	3,878.56	1,125	46	682	41
17	19	-98.64	3,882.27	1,181	46	712	41
18	19	-98.64	3,882.44	1,116	46	746	41
19	19	-98.64	3,882.99	1,232	47	766	42
20	19	-98.64	3,882.97	1,217	47	721	41

Tabla A.7. Valores de luminiscencia en Altzomoni/solana para abril de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.66	3,769.04	1,265	47	802	42
2	19	-98.66	3,770.08	1,183	46	773	42
3	19	-98.66	3,782.05	1,170	46	807	42
4	19	-98.66	3,788	1,255	47	688	41
5	19	-98.66	3,794.89	1,062	45	728	41
6	19	-98.66	3,804.74	1,145	46	707	41
7	19	-98.65	3,811.64	1,285	47	730	41
8	19	-98.65	3,814.98	1,109	45	788	42

9	19	-98.65	3,815.73	1,300	48	789	42
10	19	-98.65	3,817.77	1,219	47	705	41
11	19	-98.65	3,821.28	1,237	47	843	42
12	19	-98.65	3,821.75	1,428	49	838	42
13	19	-98.65	3,822.96	1,458	49	748	41
14	19	-98.65	3,826.36	1,143	46	768	42
15	19	-98.65	3,827.83	1,048	45	705	41
16	19	-98.65	3,828.82	1,751	52	771	42
17	19	-98.65	3,829.83	1,422	49	738	41
18	19	-98.65	3,831.17	1,161	46	858	43
19	19	-98.65	3,833.42	1,445	49	894	43
20	19	-98.65	3,834.38	1,478	49	735	41

Tabla A.8. Valores de luminiscencia en Altzomoni/umbría para abril de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.65	3,976.65	1,107	45	766	42
2	19	-98.65	3,933.4	1,016	44	698	41
3	19	-98.65	3,929.51	1,212	47	702	41
4	19	-98.65	3,919.74	1,084	45	747	41
5	19	-98.65	3,915.06	1,132	46	785	42
6	19	-98.65	3,907.91	1,116	46	721	41
7	19	-98.65	3,904.78	1,064	45	779	42

8	19	-98.65	3,895.23	1,345	48	793	42
9	19	-98.65	3,890.98	1,085	45	605	40
10	19	-98.65	3,881.07	1,181	46	731	41
11	19	-98.65	3,872.84	1,473	49	752	41
12	19	-98.65	3,864.31	1,221	47	757	41
13	19	-98.65	3,841.58	1,181	46	716	41
14	19	-98.65	3,840.2	1,159	46	766	42
15	19	-98.65	3,832.4	1,163	46	722	41
16	19	-98.65	3,819.09	1,115	46	717	41
17	19	-98.65	3,827.9	1,183	46	829	42
18	19	-98.65	3,824.83	1,115	46	798	42
19	19	-98.65	3,817.44	1,172	46	669	40
20	19	-98.65	3,810.1	1,135	46	765	42
21	19	-98.65	3,784.34	1,183	46	764	42

Tabla A.9. Valores de luminiscencia en Amalacaxco/solana para agosto de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.65	3,982.07	3,584	67	802	42
2	19	-98.65	3,978.79	1,326	48	698	41
3	19	-98.65	3,974.62	1,207	47	641	40
4	19	-98.65	3,973.09	1,891	53	715	41
5	19	-98.65	3,966	1,080	45	708	41

6	19	-98.65	3,962.42	995	44	617	40
7	19	-98.65	3,957.6	1,075	45	729	41
8	19	-98.65	3,955.97	1,185	46	738	41
9	19	-98.65	3,951.54	957	44	766	42
10	19	-98.65	3,946.3	1,076	45	683	41
11	19	-98.65	3,941.76	923	43	649	40
12	19	-98.65	3,936.09	1,001	44	703	41
13	19	-98.65	3,934.79	1,282	47	796	42
14	19	-98.65	3,926.05	955	44	561	39
15	19	-98.65	3,920.91	1,428	49	594	39
16	19	-98.65	3,914.81	931	43	660	40
17	19	-98.65	3,908.95	1,168	46	731	41
18	19	-98.65	3,895.83	1,223	47	745	41
19	19	-98.65	3,886.66	986	44	693	41
20	19	-98.65	3,877.62	,1236	47	720	41

Tabla A.10. Valores de luminiscencia en Amalacaxco/umbría para agosto de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.65	3,836.91	998	44	752	41
2	19	-98.65	3837.28	3,894	70	1,000	44
3	19	-98.65	3,841.52	1,032	45	615	40
4	19	-98.65	3,847.8	997	44	738	41

5	19	-98.65	3,854.03	1,215	47	757	41
6	19	-98.65	3,856.12	921	43	696	41
7	19	-98.65	38,61.61	1,188	46	688	41
8	19	-98.65	3,866.03	988	44	724	41
9	19	-98.65	3,866.45	1,179	46	804	42
10	19	-98.65	3,871.79	966	44	787	42
11	19	-98.65	3,875.4	1,030	45	788	42
12	19	-98.64	3,875.52	1,090	45	754	41
13	19	-98.64	3,877.64	1,139	46	679	40
14	19	-98.64	3,878.1	1,052	45	777	42
15	19	-98.64	3,875.86	990	44	728	41
16	19	-98.64	3,877.72	1,102	45	757	41
17	19	-98.64	3,878.22	1,141	46	780	42
18	19	-98.64	3,879.34	1,184	46	859	43
19	19	-98.64	3,880.95	1,050	45	797	42
20	19	-98.64	3,885.12	1,020	44	712	41

Tabla A.11. Valores de luminiscencia en Altzomoni/solana para agosto de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.66	3,770.3	948	44	644	40
2	19	-98.66	3,775.64	1,178	46	607	40
3	19	-98.66	3,782.12	1,168	46	757	41

4	19	-98.66	3,790.18	1,175	46	750	41
5	19	-98.65	3,794.71	1,174	46	803	42
6	19	-98.65	3,798.95	988	44	636	40
7	19	-98.65	3,803.92	1,136	46	815	42
8	19	-98.65	3,809.07	1,370	48	695	41
9	19	-98.65	3,813.59	1,055	45	756	41
10	19	-98.65	3,816.88	1,160	46	786	42
11	19	-98.65	3,820.87	1,027	45	721	41
12	19	-98.65	3,822.62	1,114	46	632	40
13	19	-98.65	3,824.01	1,196	46	687	41
14	19	-98.65	3,867.21	906	43	729	41
15	19	-98.65	3,863.53	1,003	44	801	42
16	19	-98.65	3,859.42	1,075	45	727	41
17	19	-98.65	3,853.79	1,084	45	705	41
18	19	-98.65	3,847.43	1,237	47	792	42
19	19	-98.65	3,840.91	1,084	45	732	41
20	19	-98.65	3,836.71	1,302	48	1,004	44
21	19	-98.65	3,869.47	1,115	46	695	41
22	19	-98.65	3,877.91	1,057	45	768	42
23	19	-98.65	3,898.12	1,116	46	777	42
24	19	-98.65	3,907.68	883	43	629	40
25	19	-98.65	3,921.33	1,005	44	785	42

Tabla A.12. Valores de luminiscencia en Altzomoni/umbría para agosto de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	BLSL	+/-	IRSL	+/-
1	19	-98.65	3,974.63	1,037	45	672	40
2	19	-98.65	3,965.73	1,118	46	664	40
3	19	-98.65	3,940.7	1,011	44	662	40
4	19	-98.65	3,912.66	1,094	45	698	41
5	19	-98.65	3,902.81	927	43	699	41
6	19	-98.65	3,895.31	1,128	46	761	41
7	19	-98.65	3,891.15	943	44	694	41
8	19	-98.65	3,883.69	972	44	743	41
9	19	-98.65	3,877.14	1,010	44	663	40
10	19	-98.65	3,871.9	1,059	45	696	41
11	19	-98.65	3,867.24	1,509	50	683	41
12	19	-98.65	3,858.22	906	43	664	40
13	19	-98.65	3,853.13	1,144	46	665	40
14	19	-98.65	3,850.39	1,192	46	826	42
15	19	-98.65	3,845.39	1,368	48	851	43
16	19	-98.65	3,843.04	1,102	45	930	43
17	19	-98.65	3,833.53	915	43	736	41
18	19	-98.65	3,824.27	1,095	45	796	42
19	19	-98.65	3,815.78	991	44	751	41
20	19	-98.65	3,797.68	1,047	45	845	42

2. Valores del radioisótopo de Cs-137 de las cabeceras de Amalacaxco y de Altzomoni

Tabla A.13. Valores de Cs-137 para Amalacaxco/solana en diciembre de 2018.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.65	3846.44	6.16
2	19	-98.65	3847.47	10.5
3	19	-98.65	3851.65	8.91
4	19	-98.65	3853.56	3.44
5	19	-98.65	3858.66	8.58
6	19	-98.65	3861.85	6.57
7	19	-98.65	3867.65	4.44
8	19	-98.65	3869.69	1.73
9	19	-98.65	3873.63	3.83
10	19	-98.65	3874.53	10.2
11	19	-98.65	3879.36	10.2
12	19	-98.65	3881.54	12.2
13	19	-98.65	3888.34	0.84
14	19	-98.65	3900.12	2.3
15	19	-98.65	3902.11	6.97
16	19	-98.65	3902.61	9.63
17	19	-98.65	3906.77	6.9
18	19	-98.65	3918.3	3.57
19	19	-98.65	3928.79	11.7

20	19	-98.65	3940.1	1.04
21	19	-98.65	3947.52	6.58
22	19	-98.65	3959	10.4
23	19	-98.65	3972.06	8.41
24	19	-98.65	3978.62	5.9

Tabla A.14. Valores de Cs-137 para Amalacaxco/umbría en diciembre de 2018.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.64	3884.04	6.48
2	19	-98.64	3879.56	2.33
3	19	-98.64	3878	5.03
4	19	-98.64	3877.49	9.6
5	19	-98.64	3877.6	5.64
6	19	-98.65	3879.51	5.1
7	19	-98.65	3877.49	2.68
8	19	-98.65	3880.79	6.58
9	19	-98.65	3879.79	38.6
10	19	-98.65	3881.04	0
11	19	-98.65	3877.61	20.33
12	19	-98.65	3876.09	0
13	19	-98.65	3872.53	38.45
14	19	-98.65	3863.86	51.99

15	19	-98.65	3861.6	74.31
16	19	-98.65	3856.79	3.23
17	19	-98.65	3852.32	79.79
18	19	-98.65	3856.71	8.1
19	19	-98.65	3854.09	64.72
20	19	-98.65	3852.93	39.9

Tabla A.15. Valores de Cs-137 para Altzomoni/solana en diciembre de 2018.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.65	3780.93	0
2	19	-98.66	3782.18	23.71
3	19	-98.65	3783.16	0
4	19	-98.65	3785.47	27.44
5	19	-98.65	3790.33	57.9
6	19	-98.65	3794.32	0
7	19	-98.66	3804.28	68.53
8	19	-98.65	3808.89	0
9	19	-98.65	3813.33	65.43
10	19	-98.65	3814.78	0
11	19	-98.65	3813.01	2.92
12	19	-98.65	3810.87	23.21
13	19	-98.65	3813.1	55.9

14	19	-98.65	3814.55	98.31
15	19	-98.65	3814.75	48.44
16	19	-98.65	3816.99	12.96
17	19	-98.65	3817.39	0
18	19	-98.65	3822.48	21.86
19	19	-98.65	3826.56	53.47
20	19	-98.65	3835.98	19.38

Tabla A.16. Valores de Cs-137 para Altzomoni/umbría en diciembre de 2018.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.65	3951.72	0
2	19	-98.65	3944.99	40.18
3	19	-98.65	3939.3	10.33
4	19	-98.65	3930.42	13.58
5	19	-98.65	3922.64	38.6
6	19	-98.65	3916.28	1.64
7	19	-98.65	3916.81	13.3
8	19	-98.65	3913.37	0
9	19	-98.65	3911.94	13.1
10	19	-98.65	3905.97	16.74
11	19	-98.65	3900.61	0
12	19	-98.65	3889.42	34.52

13	19	-98.65	3881.7	84.86
14	19	-98.65	3872.43	21.18
15	19	-98.65	3855.23	7.12
16	19	-98.65	3839.69	11.84
17	19	-98.65	3829.94	44.85
18	19	-98.65	3820.05	38.72
19	19	-98.65	3809.57	0.4
20	19	-98.65	3784.13	0

Tabla A.17. Valores de Cs-137 para zona de referencia en diciembre de 2018.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.66	3789.94	0
2	19	-98.66	3790.75	48.8
3	19	-98.66	3793.22	28.73
4	19	-98.65	3793.64	74.67
5	19	-98.65	3795.7	0
6	19	-98.65	3796.87	0
7	19	-98.65	3799.4	0
8	19	-98.65	3800.21	120.73
9	19	-98.65	3802.72	0
10	19	-98.66	3803.1	3.13

Tabla A.18. Valores de Cs-137 para Amalacaxco/solana en abril de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.65	3981.74	13.17
2	19	-98.65	3969	0
3	19	-98.65	3960.49	7.62
4	19	-98.65	3946.58	0
5	19	-98.65	3923.92	31.75
6	19	-98.65	3901.36	14.02
7	19	-98.65	3884.77	28.83
8	19	-98.65	3876.67	4.62
9	19	-98.65	3870.48	35.57
10	19	-98.65	3862.07	19.27

Tabla A.19. Valores de Cs-137 para Amalacaxco/umbría en abril de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.65	3842.47	0
2	19	-98.65	3849.47	0
3	19	-98.65	3858.26	0
4	19	-98.65	3869.67	0
5	19	-98.64	3877.51	40.36
6	19	-98.64	3876.94	37.17
7	19	-98.64	3878.35	19.23

8	19	-98.64	3876.95	0
9	19	-98.64	3882.27	0
10	19	-98.64	3882.99	0

Tabla A.20. Valores de Cs-137 para Altzomoni/solana en abril de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.66	3769.04	67.89
2	19	-98.66	3782.05	36.91
3	19	-98.66	3794.89	0
4	19	-98.65	3811.64	51.69
5	19	-98.65	3815.73	0
6	19	-98.65	3821.28	0
7	19	-98.65	3822.96	4.32
8	19	-98.65	3827.83	60.44
9	19	-98.65	3829.83	30.84
10	19	-98.65	3833.42	41.82

Tabla A.21. Valores de Cs-137 para Altzomoni/umbría en abril de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.65	3976.65	0
2	19	-98.65	3929.51	0
3	19	-98.65	3907.91	0.56

4	19	-98.65	3890.98	48.34
5	19	-98.65	3840.8	0
6	19	-98.65	3819.09	37.22
7	19	-98.65	3813.95	43.97
8	19	-98.65	3821.65	0
9	19	-98.65	3800.37	33.35
10	19	-98.65	3784.34	25.32
11	19	-98.65	3770.97	27.99

Tabla A.22. Valores de Cs-137 para zona de referencia en abril de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.66	3774.81	58.56
2	19	-98.66	3773.55	48.98
3	19	-98.66	3775.6	76.62
4	19	-98.66	3781.53	68.18
5	19	-98.66	3783.61	75.14
6	19	-98.66	3785.31	27.27
7	19	-98.66	3790.19	32.75
8	19	-98.65	3794.39	23.24
9	19	-98.65	3802.54	25.21
10	19	-98.66	3805.1	23.24

Tabla A.23. Valores de Cs-137 para Amalacaxco/solana en agosto de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.65	3978.79	30.09
2	19	-98.65	3973.09	0
3	19	-98.65	3962.42	6.06
4	19	-98.65	3955.97	0
5	19	-98.65	3946.3	11.8
6	19	-98.65	3936.09	0
7	19	-98.65	3926.05	0
8	19	-98.65	3914.81	0
9	19	-98.65	3895.83	210.63
10	19	-98.65	3877.62	4.41

Tabla A.24. Valores de Cs-137 para Amalacaxco/umbría en agosto de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.65	3837.28	0.66
2	19	-98.65	3847.8	18.28
3	19	-98.65	3856.12	0
4	19	-98.65	3866.03	1.87
5	19	-98.65	3871.79	44.32
6	19	-98.64	3875.52	11.73
7	19	-98.64	3878.1	0

8	19	-98.64	3877.72	0
9	19	-98.64	3879.34	7.47
10	19	-98.64	3885.12	15.49

Tabla A.25. Valores de Cs-137 para Altzomoni/solana en agosto de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.66	3775.64	19.57
2	19	-98.66	3790.18	29.06
3	19	-98.65	3798.95	2.33
4	19	-98.65	3809.07	9.14
5	19	-98.65	3816.88	29.73
6	19	-98.65	3822.62	0
7	19	-98.65	3867.21	27.27
8	19	-98.65	3859.42	24.21
9	19	-98.65	3847.43	22.93
10	19	-98.65	3836.71	0

Tabla A.26. Valores de Cs-137 para Altzomoni/umbría en agosto de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.65	3965.73	28.43
2	19	-98.65	3912.66	0
3	19	-98.65	3895.31	2.29

4	19	-98.65	3883.69	22.13
5	19	-98.65	3871.9	29.04
6	19	-98.65	3858.22	0
7	19	-98.65	3853.13	26.39
8	19	-98.65	3843.04	0
9	19	-98.65	3824.27	24.28
10	19	-98.65	3797.68	0

Tabla A.27. Valores de Cs-137 para la zona de referencia en agosto de 2019.

ID	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Cs-137
1	19	-98.65	3791.52	0
2	19	-98.66	3790.28	29.89
3	19	-98.66	3790.36	13.37
4	19	-98.66	3790.33	54.25
5	19	-98.66	3791.21	83
6	19	-98.66	3784.97	18.52
7	19	-98.66	3786.07	18.5
8	19	-98.66	3786.46	14.51
9	19	-98.66	3787.46	38.28
10	19	-98.65	3791.5	44.15

Estudio de la erosión de sedimentos en las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni (Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan, México) mediante luminiscencia ópticamente estimulada

Study of sediment erosion at the headwaters of the Amalacaxco and Altzomoni gulches (Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan National Park, Mexico) by means of optically stimulated luminescence

Víctor Manuel Gómez Piña^{1,2,*}, Esperanza Muñoz-Salinas^{2,3}, Miguel Castillo^{2,3}, Osvaldo Franco-Ramos⁴

¹ Posgrado en Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, CDMX, México.

² Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), Instituto de Geología, UNAM, México.

³ Estación Regional del Noroeste (ERNO), Instituto de Geología, UNAM, 83250, Hermosillo, Sonora, México.

⁴ Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, CDMX, México.

* Autor para correspondencia: (V.M. Gómez-Piña) vmgp.mg@gmail.com

Cómo citar este artículo:

Gómez Piña, V. M., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Franco-Ramos, O., 2023, Estudio de la erosión de sedimentos en las cabeceras de las barrancas de Amalacaxco y Altzomoni (Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan, México) mediante luminiscencia ópticamente estimulada: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 75 (1), A140922. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2023v75n1a140922>

Manuscrito recibido: 27 de Mayo de 2022
Manuscrito corregido: 27 de Julio de 2022
Manuscrito aceptado: 9 de Septiembre de 2022

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

El estudio del transporte de sedimentos es importante para comprender cómo operan los procesos erosivos sobre la superficie terrestre y tratar de manejar los recursos naturales de una manera óptima. En este trabajo se estudian los mecanismos de transporte superficial de sedimentos en dos cabeceras de alta montaña que tienen características topográficas y litológicas similares y que se localizan en un ecosistema de alto valor ecológico caracterizado por el zacatonal alpino. Estas cabeceras se distinguen en que una se encuentra en estado natural, localizada en la barranca de Altzomoni y, la otra, tiene implementadas prácticas de manejo consistentes en la construcción de zanjas de infiltración y aforestación, en la barranca de Amalacaxco. Ambas cabeceras se localizan dentro del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan (centro de México). En el estudio se analizaron las señales de luminiscencia con la técnica de luminiscencia ópticamente estimulada (LOE) con la finalidad de comprender el grado de erosión que existe. Se estimó la luminiscencia de los dos depósitos que conforman la superficie de las dos cabeceras y se analizaron las señales de LOE en muestras tomadas en superficie en perfiles longitudinales a lo largo de la pendiente en tres periodos distintos de un año, ello para considerar la variabilidad asociada a los cambios estacionales. Los resultados indican que la mayoría de los materiales que se movilizan ladera abajo provienen del depósito superficial. Sin embargo, durante los meses que concentran la mayor pluviosidad y radiación solar, llegan a movilizarse puntualmente los materiales subsuperficiales, de más de 80 cm de profundidad, pero solo en la barranca de Amalacaxco. Esto indica que la erosión es mayor en la barranca donde se implementaron las técnicas de manejo, lo cual contrasta con lo que se observa en la barranca en estado natural. Se concluye que las técnicas de manejo aplicadas modifican la dinámica superficial y favorecen los procesos incisivos del zacatonal alpino. El uso del método utilizado es apropiado para estudiar los procesos erosivos en zonas de alta montaña.

Palabras clave: transporte de sedimento, luminiscencia ópticamente estimulada, erosión, Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan, México.

ABSTRACT

The study of sediment transport is important to understand how erosive processes operate on the earth's surface and to try to manage natural resources in an optimal way. This paper studies the mechanisms of surface transport of sediments in two high mountain headwaters that have similar topographic and lithological characteristics with an ecosystem of high ecological value characterized by the alpine grassland. These headwaters are distinguished in that one is in a natural state, located in the Altzomoni gorge, and the other has implemented management practices consisting of the construction of infiltration trenches and afforestation, in the Amalacaxco gorge. Both headwaters are located within the Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan National Park (central Mexico). In the study, the luminescence signals were analyzed with the optically stimulated luminescence (LOE) technique to understand the degree of erosion that exists. The luminescence of the two deposits that make up the surface of the two headwaters was estimated and the LOE signals were analyzed in samples taken on the surface in longitudinal profiles along the slope in three different periods of one year, this to consider the variability associated with seasonal changes. The results indicate that most of the materials that are mobilized downhill come from the surface deposit. However, during the months that concentrate the greatest rainfall and solar radiation, the subsurface materials, more than 80 cm deep, but only in the Amalacaxco gorge, are mobilized punctually. This indicates that erosion is greater in the gorge where the management techniques were implemented, which contrasts with what is observed in the gorge in its natural state. It is concluded that the management techniques applied modify the surface dynamics and favor the incisive processes of the alpine grassland. The use of the method used is appropriate to study erosive processes in high mountain areas.

Keywords: sediment transport, optically stimulated luminescence, erosion, Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan National Park, Mexico.

1. Introducción

El transporte de sedimentos en las zonas de montaña es un fenómeno que implica arrastre de materiales (suelo y rocas) por diversos agentes como son el agua, el hielo, el viento y la gravedad (Alatorre y Beguería, 2009; Hassan *et al.*, 2018; Pähtz *et al.*, 2020). Los mecanismos de transporte son complejos, ya que pueden deberse a distintos procesos como son los flujos de escorrentía, los hiperconcentrados y los de derrubios, movimientos gravitacionales y erosión glacial (Smith y Lowe, 1991; Wan y Wang, 1994; Dikau *et al.*, 1996; Bennett y Glasser, 2009; Salas, 2016; Keaton, 2019; Brenna *et al.*, 2020). La efectividad de dichos procesos depende también del tamaño de los granos que componen el suelo, composición litológica, pendientes del terreno y condiciones climáticas que predominan en las cuencas. El transporte y acumulación de los sedimentos a través del sistema fluvial tiene distintas escalas espaciales y temporales, donde la dinámica de transporte condiciona los mecanismos de desplazamiento (Calsamiglia *et al.*, 2017; Llena *et al.*, 2019; Najafi *et al.*, 2021). El transporte de sedimentos es, por lo general, elevado en regiones de alta montaña debido a las fuertes pendientes. Conocer la dinámica erosiva en estas zonas es de vital importancia para los estudios en geología y ecología, ya que las áreas de montaña aportan sedimentos a las planicies y permiten la circulación de nutrientes aguas abajo. Además, la dinámica superficial en regiones de alta montaña es frágil y puede modificarse por factores internos como son aquellos dados por cambios en la topografía de la cuenca asociada a procesos geomorfológicos y/o externos, como es el caso de la actividad antrópica que puede acelerar la erosión, alterar los ciclos biogeoquímicos, modificar la captación y retención de agua y afectar otros procesos vitales (Bracken y Croke, 2007; Cram *et al.*, 2008; Cavalli *et al.*, 2013; Bracken *et al.*, 2015; Cotler *et al.*, 2015).

La erosión del suelo se ha convertido en un problema a nivel mundial por la remoción de millones de toneladas por hectárea al año y su

posterior acumulación que altera los suelos en su estructura y fertilidad. En el caso de México, se calcula que se ha perdido *ca.* el 45% de los 190.8 millones de hectáreas que comprende la totalidad del territorio nacional (Ortíz *et al.*, 2003; Amhed *et al.*, 2015). Para estimar la erosión se han desarrollado métodos que diagnostican sus efectos a partir del movimiento del material, mediante el uso de evaluaciones directas como son la instalación de parcelas experimentales y las estaciones de aforo, otros métodos son indirectos, como los físicos, dendrogeomorfológicos (Franco-Ramos *et al.*, 2022), paramétricos y estadísticos; entre los que se encuentran los mapeos a partir de imágenes satelitales, la evaluación de fotografías aéreas y ortofotos (Brimoh y Vlek, 2008; Navarro *et al.*, 2012; Montanarella *et al.*, 2015). Estos últimos incluyen características morfológicas de canales y laderas así como el análisis de índices de conectividad estimados a partir del uso de modelos digitales de elevación (MDE) en sistemas de información geográfica (e.g., Borselli *et al.*, 2008; Beel *et al.*, 2011; Berger *et al.*, 2011; Cavalli *et al.*, 2013). Además, existen enfoques novedosos que utilizan marcadores naturales como la luminiscencia ópticamente estimulada (LOE) para determinar posibles alteraciones en la dinámica del transporte de sedimentos en sistemas fluviales (e.g., Muñoz-Salinas *et al.*, 2011; Muñoz-Salinas y Castillo, 2014; 2018). Entre los estudios que previamente han aplicado este enfoque destaca el de Muñoz-Salinas y Castillo, (2014), donde se evalúan los procesos de transporte de sedimentos en flujos de derrubios en varias cabeceras fluviales en España, donde se detectaron aspectos peculiares que implican blanqueo de granos minerales (i.e. liberación de electrones de trampas entre bandas energéticas) en función de la dinámica de transporte. Esto permitió proponer esta metodología para identificar mecanismos de transferencia de sedimentos en ambientes fluviales. En México, Muñoz-Salinas y Castillo (2018) evaluaron el transporte de sedimentos en la cabecera de Amalacaxco dentro el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan, donde hacen la recomendación de

que la luminiscencia es eficaz para determinar la transferencia de sedimentos en barrancos, además de ser un procedimiento alternativo a los modelos de erosión de suelo e interpretación cartográfica. En la presente investigación, utilizamos el trabajo de Muñoz-Salinas y Castillo (2018) como piloto para aplicar la técnica de LOE en la evaluación de la erosión estacional en dos cabeceras fluviales que tienen un ecosistema de alta montaña de alto valor ecológico caracterizado por el pastizal alpino y que se encuentran dentro del polígono del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan. Una de ellas fue la de Amalacaxco, utilizada en el caso de estudio de Muñoz-Salinas y Castillo (2018) y que se caracteriza por haber sido intervenida antrópicamente con la aplicación de estrategias de manejo. Estas tienen el propósito de reducir la evacuación de sedimentos hacia las laderas del volcán Iztaccíhuatl, las cuales canalizan en época de crecidas, flujos de escorrentía que inundan poblaciones como la de Amecameca de Juárez con 75,489 habitantes (INEGI, 2022). La otra cabecera se conoce como Altzomoni y se mantiene en estado natural. Cabe resaltar que el presente trabajo solo utilizó el artículo de Muñoz-Salinas y Castillo (2018) como precursor en el uso de la técnica de OSL para el análisis de procesos de transporte en zonas de alta montaña y que los resultados que aquí se presentan analizan muestras diferentes y parte de objetivos distintos. En el trabajo de Muñoz-Salinas y Castillo (2018) se realizó una toma de muestras aleatorias de Cs-137 en las laderas de la cabecera y un muestreo estratégico de OSL a lo largo de cauces en el año 2016. Por el contrario, las muestras que se analizan en el presente trabajo fueron recolectadas entre los años 2018 y 2019 siguiendo un muestreo a lo largo de perfiles transversales a las laderas de Amalacaxco y Altzomoni en tres fechas diferentes a lo largo de un año para ver la variabilidad estacional. Cabe resaltar que la cabecera de Altzomoni no se analizó en el trabajo publicado por Muñoz-Salinas y Castillo (2018). Adicionalmente, el presente trabajo tiene objetivos diferentes a los del publicado en 2018, ya que mientras en este último, la fina-

lidad de la investigación consistió en probar que el uso conjunto de las técnicas de Cs-137 y OSL aportan información relevante para el estudio de erosión superficial en zonas de alta montaña, en el artículo que aquí se presenta el objetivo es evaluar cómo los cambios estacionales afectan los procesos erosivos a lo largo de un año en dos cabeceras con clima, elevación y exposición solar similares, pero con la diferencia de que una está antropizada y la otra se encuentra en estado natural. Otra diferencia importante es que, en el presente trabajo la metodología está enteramente basada en el análisis de las señales de luminiscencia en depósitos superficiales, mientras que, en el estudio de Muñoz-Salinas y Castillo (2018) se dio más peso a los análisis de Cs-137 que a los de OSL.

2. Área de estudio

Las cabeceras de las barrancas Altzomoni y Amalacaxco se localizan entre las coordenadas geográficas 19°7'34"N/98°38'34"O y 19°1'42"N/98°39'20"O (Figura 1a y 1b). Estas se ubican dentro del límite administrativo del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan, el cual es uno de los más antiguos de México que se fundó por decreto presidencial en el año 1935 (Figura 1b). En 2010, el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan fue declarado Reserva de la Biósfera de Los Volcanes por las Naciones Unidas (Figura 1c). Ambas figuras reconocen el gran valor ecológico de las regiones de alta montaña a las que protegen, las cuales incluyen los ecosistemas de zacatonal alpino que caracterizan las cabeceras de las barrancas Altzomoni y Amalacaxco (Figura 2a y 2b).

Los volcanes Iztaccíhuatl, Popocatepetl y Tlálloc se encuentran parcialmente dentro del Parque Nacional. Estas estructuras se encuentran en la porción central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, la cual es un arco volcánico que atraviesa la parte media de México y que tiene su génesis en un volcanismo atípico y oblicuo a la subducción de las placas de Cocos y Rivera por

debajo de la Norteamericana desde el Mioceno tardío (~7-5 M.a.). Los tres volcanes se originaron entre el Plioceno tardío (1.09 M.a.) y temprano (~1 M.a.) y son de composición dacítica-andesítica principalmente (Siebe *et al.*, 1996; Macías, 2005; Sosa-Ceballos *et al.*, 2015; Franco-Ramos *et al.*, 2017). Cabe resaltar que actualmente el volcán Popocatepetl se encuentra activo, exhala y aporta cenizas así como piroclastos en un radio que alcanza parte de las laderas del volcán Iztaccíhuatl. Además, en este complejo existieron lenguas glaciales que descendieron hasta los 3,000 m de altitud y que generaron morrenas laterales

en las zonas cumbreales. Hoy en día los glaciares han desaparecido en su totalidad y solo hay vestigios de nieve ocasional (Delgado-Granados, 1997; Vázquez y Heine, 2004; Delgado-Granados *et al.*, 2007; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018; Valdepeña, 2019). Las cabeceras de Amalacaxco y Altzomoni, estudiadas en este trabajo, se localizan en el flanco SE del volcán Iztaccíhuatl a una altura de 3,800 a 4,000 m. Esta zona estuvo glaciada durante el Último Máximo Glacial así como en el periodo frío de la pequeña Edad de Hielo (Vázquez-Salem y Lachniet, 2017). Las dos cabeceras están manteladas por depósitos de materiales de caída

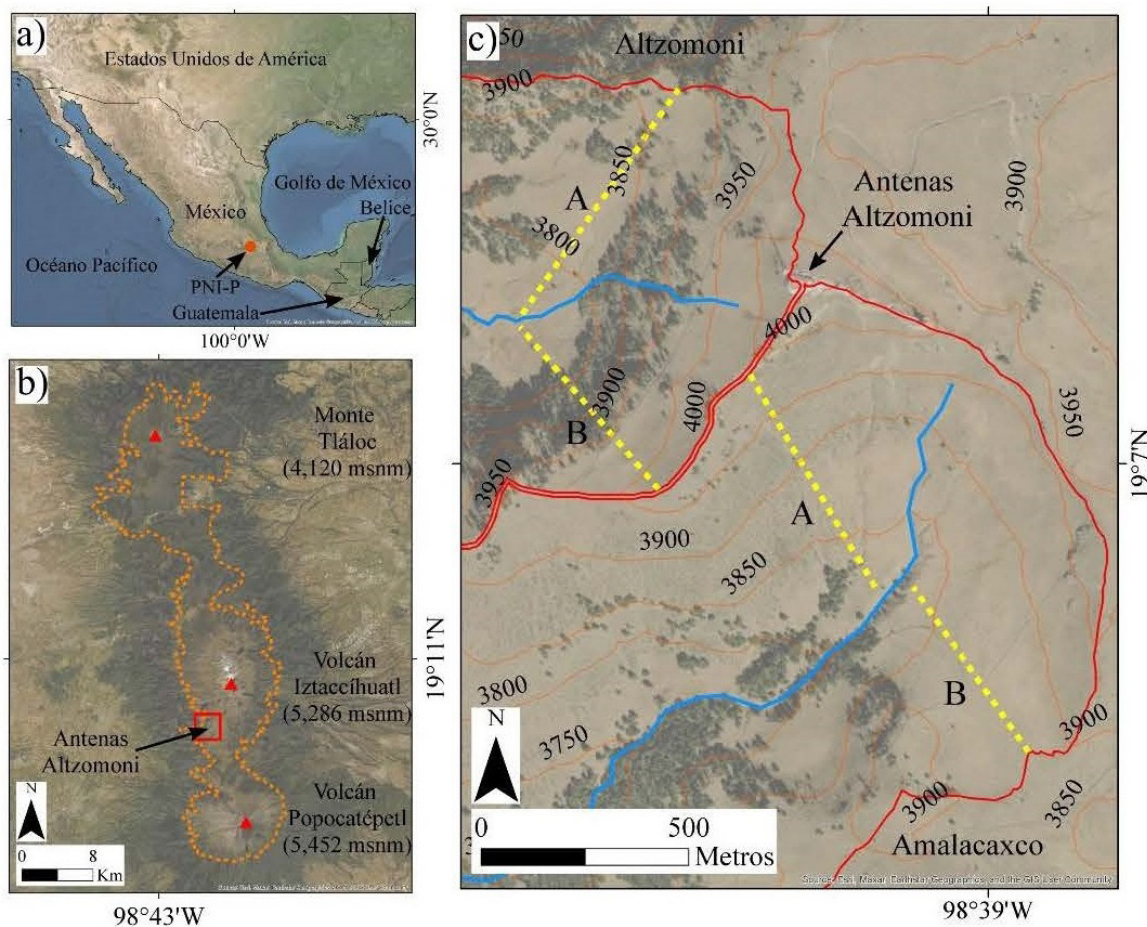


Figura 1 a) Localización del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan (PNI-P) en el centro de México (punto naranja indicado con una flecha y mostrado en b). En b) Ubicación de los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Tláloc (triángulos rojos), así como la extensión del PNI-P (línea intermitente naranja). En el rectángulo rojo se muestra el área de estudio, señalando con una flecha las antenas Altzomoni. En c) Vista general de las cabeceras Amalacaxco y Altzomoni (líneas rojas). Laderas marcadas en solana (A) y umbría (B) y, transectos de muestreo para luminiscencia (líneas intermitentes amarillas). Estos transectos cruzan unidades de bosque y zacatonal naturales en Altzomoni, así como zacatonal natural y con prácticas de manejo y conservación en Amalacaxco. Los cauces principales se marcan con líneas azules. Las imágenes usadas fueron tomadas de Google Satellite® del 24 de octubre de 2021.

emitidos por el volcán Popocatepetl donde los dos estratos más superficiales son de interés para este trabajo. El primer depósito aflora en superficie y está compuesto por cenizas oscuras que presentan un espesor de 80-100 cm y tienen una edad <100 años (Franco, 2005). Esta unidad contiene un suelo poco desarrollado de tipo regosol. Bajo este depósito se encuentra otro de pómez de unos 50 cm de espesor, el cual es conocido como “Pómez Pink” por su coloración rosada y ha sido fechado con una edad de 1,100 años (Siebe *et al.*, 1996) (Figura 3). A mayor profundidad de estos dos depósitos se encuentran rocas volcánicas que afloran en algunos puntos. El relieve en ambas cabeceras es abrupto, con valles que superan los 500 m de profundidad y pendientes suaves (< 8°) localizadas al fondo de estos valles y empinadas (> 16°) en vertientes y escarpes (Figuras 2a y 2b).

En las dos cabeceras crece la pradera de alta montaña (con especies de *Festuca*, *Calamagrostis*, *Mhulembergia*, *Agrostis* y *Juniperus* entre otras) y bosques de pino (*Pinus hartwegii*). La pradera de alta montaña la conforman herbáceas cuyo ecosistema se conoce como pastizal o zacatonal alpino y que está presente en toda la superficie, mientras que los bosques se enclavan dentro de los valles de Amalacaxco y en Altzomoni en las vertientes y escarpes. El zacatonal alpino es un ecosistema importante que crece bajo condiciones especiales (como temperaturas bajo cero por periodos de tiempo considerables), constituye el hábitat de especies catalogadas en riesgo por autoridades ambientales entre otras. En estas altitudes los bosques se desarrollan hasta el límite forestal (comunidades arbóreas hasta los 3,850 m de altitud) y límite arbóreo (árboles aislados hasta los 4,000 m de altitud) (Torres, 2013; Almeida-Lenero *et al.*, 2015; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018). Por su parte, la fauna que habita en estos parajes está conformada por diversas especies de aves, mamíferos, roedores, reptiles y anfibios. Entre ellos destaca el teporingo (*Romerolagus diazi*), especie endémica del altiplano mexicano catalogada en peligro de extinción, así como la musaraña (*Sorex vagrans*) como especie amenazada y la rata canguro

(*Dipodomys phillips*) como especie protegida (Fueyo *et al.*, 2013; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018). Respecto a las condiciones climáticas imperantes en estas zonas de alta montaña en México predomina el clima alpino (tipo ET en la clasificación de Köppen) con temperaturas que oscilan de 3 a 5° C y precipitaciones que van de los 600 a 800 mm anuales (Burquez *et al.*, 1998), donde los veranos son húmedos, cortos y frescos con inviernos fríos (Almeida-Lenero *et al.*, 2015) (Figura 4). Los suelos son de tipo andosol, fluvisol y regosol desarrollados en material volcánico acumulativo (Fueyo *et al.*, 2013; Miguel, 2013).

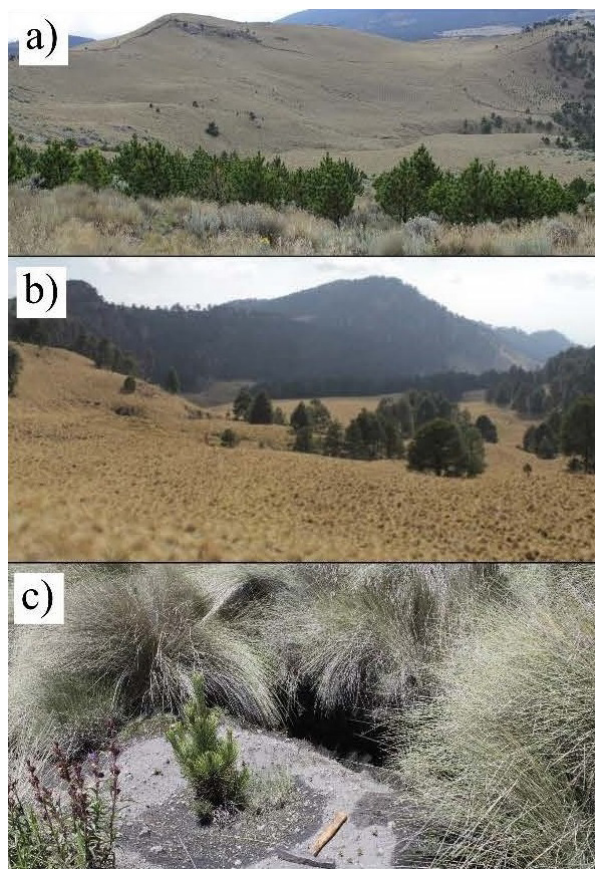


Figura 2 Imágenes del área de estudio. En a) vista general de la cabecera Amalacaxco donde se observa en la parte proximal aforestación con pino y en b) vista general de la cabecera Altzomoni con vegetación natural. En c) aforestación con tinajas ciegas en parte baja de ladera de umbria en cabecera Amalacaxco.

En la cabecera de Amalacaxco están implementadas estrategias de manejo y conservación en algunas secciones del zacatonal alpino. La finalidad es controlar la erosión, restaurar ecosistemas, recuperar la cubierta vegetal, manejar los escurrimientos y coleccionar agua pluvial (recarga de acuíferos). Estas prácticas se realizan en vertientes de solana y umbría desde las últimas décadas e implican aforestación con pino (*Pinus hartwegii*), donde son sembrados pinos por arriba de los límites forestales naturales y se realiza la excavación con zanjas de infiltración (conocidas también como tinas ciegas con dimensiones de 1-2 metros de anchura y hasta 1 metro de profundidad) (Figura 2c). Además se ha llevado a cabo la construcción de diques (dos metros de largo por medio metro de ancho y un metro de altura), gaviones en algunos cauces y brechas corta fuegos/caminos para control de incendios y senderismo (Cotler *et al.*, 2015; Muñoz-Salinas y Castillo, 2018).

3. Materiales y métodos

3.1. BASES METODOLÓGICAS DE LA LOE

La técnica de luminiscencia fue propuesta en la década de 1980 para datar diversos tipos de sedimentos (eólicos, fluviales y fluvio-glaciales), además de cerámica arqueológica (Huntley *et al.*, 1985; Sanderson *et al.*, 2007; Pope *et al.*, 2008; Rittenour, 2008; Mahan *et al.*, 2009; Sanderson y Murphy, 2010). Con innovaciones posteriores, esta técnica se ha utilizado para descifrar la transferencia de sedimentos a través de las laderas en sistemas fluviales para esclarecer los mecanismos que rigen estos procesos (Sanderson y Murphy, 2010; Muñoz-Salinas *et al.*, 2011; 2012; Muñoz-Salinas y Castillo, 2014). La luminiscencia tiene su origen en la estimulación y tránsito de electrones entre bandas estables y energéticas en granos minerales (cuarzos y feldespatos) en sedimentos, fenómeno

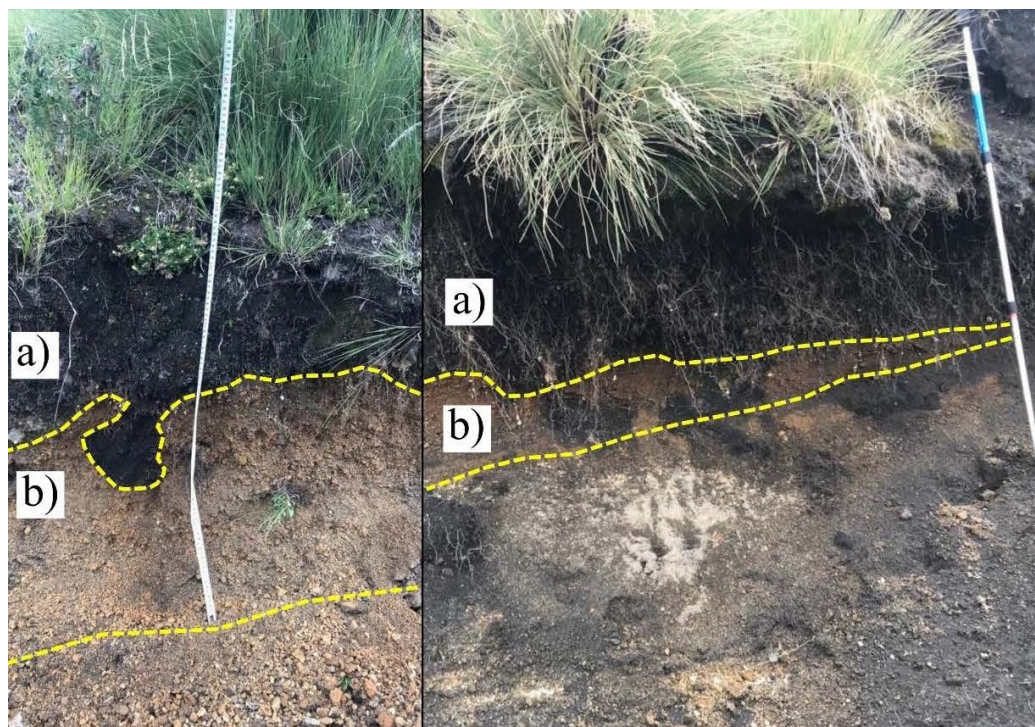


Figura 3 Perfiles en profundidad de los dos depósitos de caída que mantienen las cabeceras estudiadas. En a) en la parte superficial (<80 cm) se observa ceniza de color negro de eventos del siglo XX y XXI. En b) se muestran los materiales de cenizas y pómez que provienen de la erupción “Pómez Pink” (>80 cm) cuyo registro data de ~1,100 AP (Siebe *et al.*, 1996).

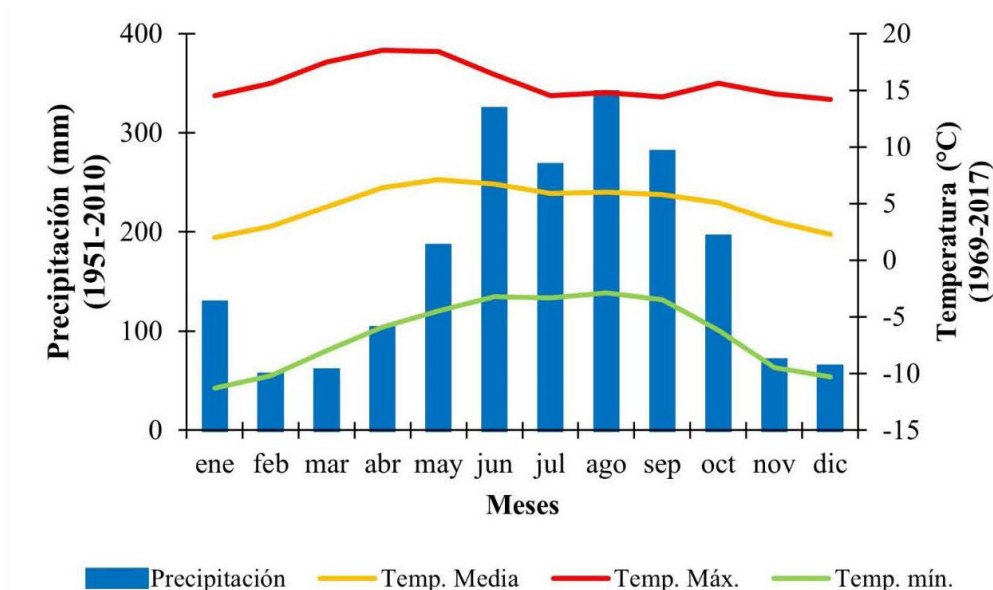


Figura 4 Climograma de la distribución media mensual de precipitación y temperatura para las barrancas en la zona de estudio. La precipitación registra un periodo de 59 años y fueron consultados de la estación climatológica número 15007 de la Comisión Nacional del Agua y del Servicio Meteorológico Nacional de México. La temperatura contempla 48 años y los valores que se muestran han sido recalculados según el gradiente altitudinal (ver texto para más información).

que es provocado por la radiación ionizante imperante en los suelos a partir de elementos radioactivos (U-238, U-235, Th-232 y K-40) que, al decaer, liberan radiación alfa, beta y gamma. También influyen, aunque en menor proporción, los rayos cósmicos los cuales son partículas subatómicas provenientes del espacio exterior y que ingresan en las capas superficiales del suelo. Esta radiación ionizante provoca que los electrones queden atrapados y almacenados en algunos huecos de las estructuras cristalinas de los minerales (conocidas como trampas energéticas) por el tiempo que los granos estén enterrados sin estar expuestos a la luz solar. Cuando los sedimentos son desenterrados y los granos vuelven a ser incididos por la luz solar, los electrones regresan a las bandas estables, lo que produce que las trampas se vacíen total o parcialmente (proceso conocido como blanqueo total o parcial). Ante este intercambio de mayor a menor energía se generan fotones que equilibran esta pérdida energética y que son las señales de luminiscencia que se estimulan con longitudes de onda en azul e infrarrojo con un lector de luminiscencia (Huntley *et al.*, 1985; Aitken, 1995;

Prescott y Hutton, 1994; Aitken, 1998; Molodkov, 2007; Muñoz-Salinas *et al.*, 2012; Muñoz-Salinas y Castillo, 2014).

En esta investigación se usaron las señales de luminiscencia de las muestras de material superficial colectado a lo largo de los perfiles longitudinales en dirección de las pendientes de solana y umbría en la zona cumbre de las barrancas Altzomoni y Amalacaxco para determinar los procesos de transporte y evacuación de sedimento en tres fechas separadas cada 4 meses entre los años 2018 y 2019. Las señales de luminiscencia que se obtuvieron se compararon con las reportadas en azul para los dos depósitos que cubren la superficie de las dos barrancas. El depósito más superficial de <100 años compuesto por cenizas de caída de coloración oscura contiene valores máximos que no superaron los 2,000 fotones totales mientras que, el depósito localizado debajo de éste, conocido como “Pómez Pink” y de 1,100 años, presentó valores superiores a los 2,000 fotones totales (valores reportados en Muñoz-Salinas *et al.*, 2020). La finalidad de usar como referencia el valor de corte de 2,000 fotones totales para los

resultados de las señales de luminiscencia en azul para las muestras de sedimento superficial analizadas en nuestros perfiles, se usó para determinar el grado de incisión de los procesos fluviales con base a la profundidad del material expuesto en cada fecha del año muestreado.

3.2. TRABAJO DE CAMPO

El muestreo se inició en la parte más elevada del relieve, en la zona del parteaguas del collado y se terminó en la parte más profunda del valle en la zona de incisión fluvial. Las muestras se extrajeron del sedimento que aflora en la superficie del relieve, por ser éste el material expuesto y susceptible a la erosión. La localización de puntos de control fijos para el muestreo a lo largo de los perfiles no fue viable debido a que la superficie cambia de forma continua debido a los procesos de reptación y, el único punto de muestreo fijo, se tomó al inicio de los perfiles en el parteaguas, esto para las tres campañas realizadas. De esta manera, los puntos de muestreo a lo largo de la ladera se localizaron por conteo de pasos, de 25 a 30 entre cada sitio de recolección de muestra y se siguió siempre la misma orientación hacia el fondo del valle. De esta manera, se garantizó el muestreo a través del mismo perfil durante las tres campañas realizadas cada 4 meses durante los años 2018 y 2019.

La extracción de cada muestra consistió en la misma estrategia con los siguientes pasos: (1) Se seleccionó el sitio para la extracción de las muestras, la superficie fue cubierta con un cobertor opaco, (2) se eliminaron los primeros 1-2 mm de suelo con una espátula ya que el sedimento/suelo está expuesto a la luz solar y puede encontrarse parcial o totalmente blanqueado, (3) se introdujo un tubo de PVC de 1.5 cm de diámetro y 2 cm de profundidad en el suelo, (4) el sedimento recuperado se envolvió con papel de aluminio para prevenir de este modo su exposición a la luz solar y se etiquetó.

El total de muestras extraídas para las tres campañas fue de 240. Estas campañas se realizaron entre las fechas de: (1) 16 a 18 de diciembre de 2018, por situarse al inicio del periodo seco y frío del

invierno, (2) 26 a 28 de abril de 2019, que coincide con el inicio del periodo húmedo del año y (3) 15 a 17 de agosto de 2019, por localizarse en la mitad del húmedo del verano.

3.3. ANÁLISIS DE MUESTRAS EN EL LABORATORIO

Los análisis de la luminiscencia se realizaron en el Laboratorio Geocron-Q el cual se localiza en la Estación Regional del Noroeste (Instituto de Geología, UNAM) y pertenece al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) de la UNAM. La preparación de las muestras se realizó bajo luz roja y consistió en verter el material de cada tubo en una caja Petri de 5 cm de diámetro y 2 cm de alto. Cada muestra se insertó en un equipo para la estimulación lumínica de los granos minerales el cual fue diseñado en el centro de investigaciones medioambientales de las universidades escocesas, en Reino Unido (Sanderson y Murphy, 2010). Con este equipo se estimularon cada una de las muestras, bajo el mismo protocolo, por 60 segundos con la longitud de onda del espectro electromagnético del infrarrojo y a continuación, por otros 60 segundos en la longitud del azul. Para cada muestra, se utilizó el conteo de fotones totales.

3.4. DATOS DE TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN EN LAS CABECERAS

Las señales de luminiscencia registradas fueron relacionadas con los datos de temperatura y precipitación en las cabeceras de las barrancas estudiadas. Los valores de temperatura y precipitación fueron recopilados de los registros diarios de la estación climatológica más cercana a las barrancas y localizada en la población de Amecameca de Juárez. Esta estación pertenece a la red de estaciones climáticas de la Comisión Nacional del Agua con la clave numérica 15007. Cabe mencionar que esta estación se encuentra ubicada a los 2,470 metros de altitud y, por lo tanto, a una altitud más baja que las cabeceras objeto de estudio, las cuales se encuentran a una elevación media de 3,877 m s.n.m. (por lo tanto, existe una diferencia de 1,407 m). Por ello, se aplicó un factor de corrección alti-

tudinal a los valores de temperatura de la estación 15007 que consistió en reducir 0.65°C por cada 100 metros de elevación ganada de acuerdo con el criterio propuesto por García, (1986). De esta manera, se restó a cada valor de temperatura en la estación 15007 el valor de 9.14°C (valor resultante de multiplicar los 0.65 por 14.07; este último correspondiente a dividir la diferencia de elevación entre la estación y la elevación media de las cabeceras entre 100) y se presentan en la figura 4.

3.5. RADIACIÓN SOLAR

La radiación solar también se comparó con la luminiscencia para determinar la cantidad de luz que incidió sobre las cabeceras durante las etapas de muestreo, cuya unidad de medida es WH/m^2 , donde W son vatios de luz solar, H tiempo de incidencia en horas y m^2 superficie incidida. Los valores de radiación solar fueron calculados en el software *Arc Gis* 10.5 con la herramienta “Radiación Solar” a partir de un modelo digital

de elevación de 30 m de la zona de estudio que se descargó de manera gratuita desde la página web del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (<https://www.inegi.org.mx/>) y extraída para las coordenadas geográficas de cada uno de los puntos de muestreo. La radiación solar fue calibrada para los días de cada una de las tres jornadas de muestreo. Después fue seleccionada la base de datos geográfica con el inventario de los puntos correspondientes a cada etapa de muestreo y finalmente, el procesamiento generó una capa vectorial y una tabla de atributos con los valores de radiación solar para cada punto de muestreo. Finalmente se utilizaron los valores medios de radiación solar para cada ladera y cabecera durante las tres campañas de campo realizadas y que se presentan en la Tabla 1.

4. Resultados y discusión

Las señales de luminiscencia en infrarrojo y en azul obtenidas para las 240 muestras analizadas

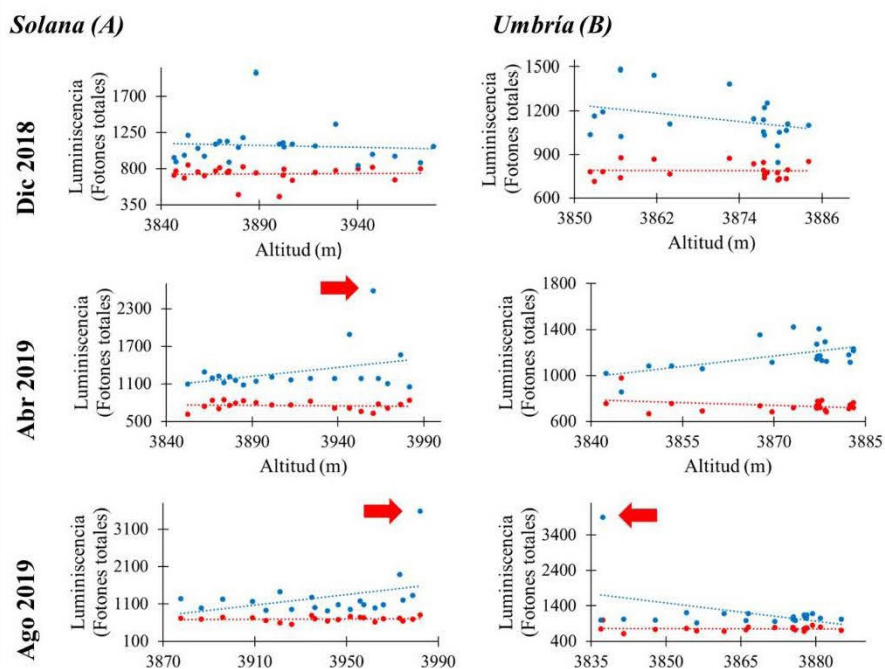


Figura 5 Valores de luminiscencia versus altitud en la cabecera de Amalacaxco. Los fotones totales en azul (puntos azules) e infrarrojo (puntos rojos) muestran la ubicación de valores a través de laderas en solana (A) y umbría (B). Además de la tendencia del conjunto de valores representado por líneas intermitentes del color correspondiente a las señales en cada uno de los gráficos. Las flechas rojas indican fotones totales que superan los 2,000 fotones totales en azul y que representan las localizaciones con erosión incisiva.

Tabla 1. Valores de las estadísticas básicas (máximos, mínimos y media) de luminiscencia y radiación solar.

Cabecera	Parámetro	Diciembre 2018		Abril 2019		Agosto 2019	
		Solana	Umbría	Solana	Umbría	Solana	Umbría
Amalacaxco	Luminiscencia azul máxima	1,995	1,484	2,584	1,424	3,584	3,894
	Luminiscencia azul mínima	839	845	1,050	858	923	921
	Media Luminiscencia azul	1,086.45	1,142.05	1,291.20	1,172.60	1,275.45	1,208.80
	Luminiscencia infrarroja máxima	844	878	845	977	802	1,000
	Luminiscencia infrarroja mínima	455	725	620	667	561	615
	Media Luminiscencia Infrarroja	733.33	788.35	755.50	740.40	697.45	759.60
	Media Radiación Solar	6,403.33	5,433.5	8,809.58	9,240.75	8,773.58	9,221.44
Altzomoni	Luminiscencia azul máxima	1,209	1,321	1,751	1,473	1,370	1,509
	Luminiscencia azul mínima	960	978	1,048	1,016	883	906
	Media Luminiscencia azul	1,057.95	1,158.90	1,278.20	1,163.90	1,102.24	1,078.40
	Luminiscencia infrarroja máxima	940	960	894	829	1,004	930
	Luminiscencia infrarroja mínima	659	718	688	605	607	662
	Media Luminiscencia Infrarroja	786.50	829	770.75	742	737.32	734.95
	Media Radiación Solar	6,093.99	4,451.91	9,121.33	8,786.92	9,040.67	8,738.1

a lo largo de los mismos 4 perfiles localizados en dos cabeceras y dos exposiciones (solana y umbría) varían a lo largo de las tres fechas analizadas (ver Figuras 5 y 6). Estos valores también cambian la tendencia a lo largo del perfil topográfico, como se observa para Amalacaxco (Figura 5) y para Altzomoni (Figura 6). Estas variaciones pueden interpretarse como un desplazamiento del sedimento a lo largo de la pendiente de las laderas durante las fechas analizadas, ya que las localizaciones donde el material tiene mayor y menor luminiscencia va cambiando de posición en elevación. Las muestras con mayor luminiscencia tienden a corresponder con zonas de aporte de material enterrado y las que contienen menor luminiscencia, con sedimento transportado y blanqueado. Por lo tanto, una primera observación de los datos

de luminiscencia, indica que existe un transporte del sedimento a lo largo del año analizado en las dos cabeceras.

Se observó que los valores de luminiscencia en las muestras analizadas presentan valores medios de luminiscencia en azul que oscilan entre los 1,057 y 1,291 fotones totales y en infrarrojo entre los 697 y 829 fotones totales (ver Tabla 1). Estos valores están muy próximos a los registros mínimos de detección del equipo, los cuales se sitúan en 1,000 fotones totales en el azul y en los 600 en el infrarrojo, e indican que los sedimentos han cargado poca luminiscencia desde su enterramiento y, por lo tanto, son jóvenes. Con base en la luminiscencia en azul reportada en el trabajo de Muñoz-Salinas *et al.*, (2020) para los depósitos que cubren gran parte del Parque Nacional

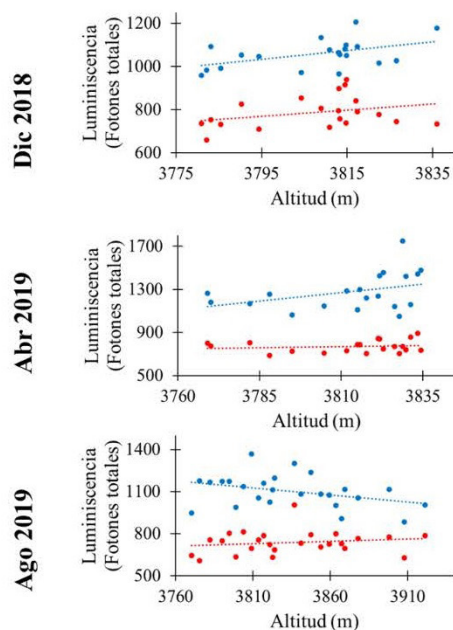
Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan, se aprecia que los valores de este estudio coinciden con los del depósito superficial de <100 años, ya que están por debajo de los 2,000 fotones totales. Sin embargo, existen unas pocas muestras que registraron valores por encima de los 2,000 fotones totales y que son similares a las reportadas para el depósito subsuperficial localizado a profundidades superiores a los 80-100 cm, el cual ha sido fechado en 1,100 años (Pómez “Pink”). En este estudio, los valores de luminiscencia en azul por encima de 2,000 fotones totales indican que aflora en superficie el depósito subsuperficial o material proveniente de éste y que, por lo tanto, en las localizaciones de donde se extrajo tuvo lugar un proceso incisivo ajeno a la erosión natural de al menos 80 cm de profundidad, el cual, corresponde únicamente con las excavaciones de los diques y zanjias de infiltración donde se remueve material de hasta 1 m de profundidad (ver Figura 8). La

incisión en estos sitios es, por lo tanto, superior a la que se registra en la mayor parte de la superficie de las cabeceras de las barrancas, donde las muestras reportan valores por debajo de 2,000 fotones totales. Para entender cuándo, dónde y por qué ocurre la incisión del relieve donde aflora el material subsuperficial, se analizaron las fechas en las que aparecen las señales por encima de los 2000 fotones totales, así como la orientación en las que tiene lugar y en la cabecera que predominan. Los datos también se relacionaron con el régimen de temperaturas y precipitaciones así como con la radiación solar.

Cabe destacar que, en las muestras donde las señales de luminiscencia en azul se incrementan por encima de los 2,000 fotones totales, no se observó un incremento substancial en las señales de infrarrojo (ver Tabla 1). Esto coincide con lo previamente apreciado en trabajos que analizaron la luminiscencia de sedimentos volcánicos en

Cabecera Altzomoni

Solana (A)



Umbria (B)

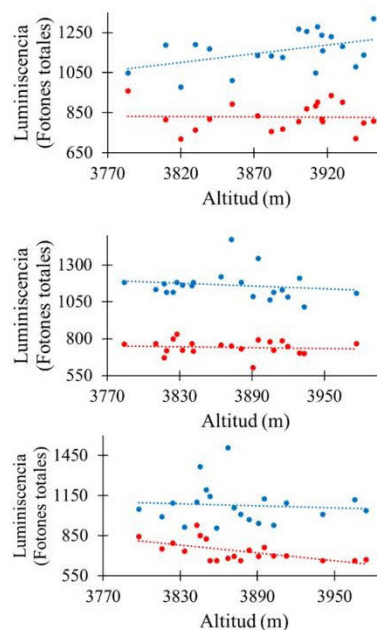


Figura 6 Valores de luminiscencia versus altitud en la cabecera de Altzomoni. Los fotones totales (puntos azules y rojos) muestran la ubicación de valores a través de laderas en solana (A) y umbria (B). La tendencia del conjunto de valores representado por líneas intermitentes del color correspondiente a las señales en cada uno de los gráficos. A diferencia de la cabecera Amalacaxco, en estas vertientes los valores se mantienen siempre por debajo de los 2,000 fotones totales para ambas marcas luminiscentes.

la zona centro de México (e.g. Muñoz-Salinas *et al.*, 2017; 2020) y encuentra su justificación en el hecho de que estas señales del infrarrojo provienen mayoritariamente de los granos minerales de feldespatos, los cuales tienden a perder luminiscencia a temperatura ambiente a causa de un fenómeno ampliamente conocido en los estudios de LOE como “desvanecimiento anómalo” (Wintley, 1973). Por este motivo, para analizar los procesos de incisión en las barrancas de este estudio se prefirió usar la luminiscencia en azul. Las señales de luminiscencia en azul por encima de los 2,000 fotones totales sólo se observaron en los muestreos de abril y agosto de 2019, pero únicamente para la cabecera de Amalacaxco. Estas señales se detectaron para un punto específico de la ladera de solana en abril de 2019 y en ambas laderas para agosto de 2019 (ver Figura 5).

Los valores de temperatura media recalculados para las cabeceras de las barrancas a partir de los datos de la estación 15007 indican que a lo largo de todo el año estos valores se mantienen en unos 5° C (Figura 4). Las temperaturas mínimas oscilan más, durante los meses de noviembre, diciembre y enero son frecuentes los valores por debajo de los -10° C. En el caso de la precipitación media se observa un régimen característico del centro de México marcado por las corrientes convectivas, donde destacan dos temporadas, una lluviosa entre los meses de mayo y octubre, con precipitaciones por encima de los 150 mm mensuales y otra relativamente seca, entre los meses de noviembre a abril, con precipitaciones por debajo de ese rango.

Con respecto a la media de radiación solar por perfil según ladera de exposición en cada cabecera y fecha de muestreo, los datos calculados a partir

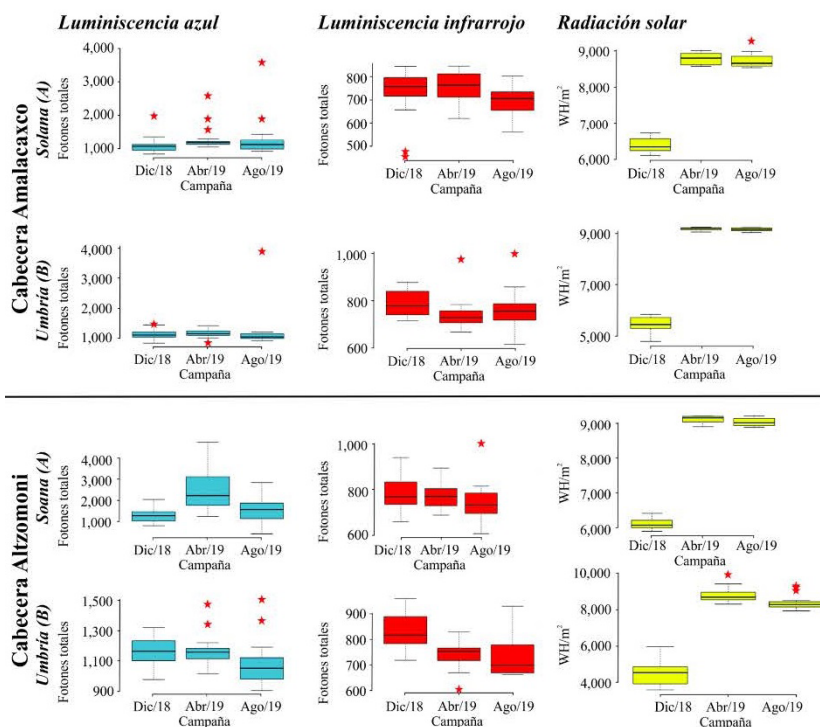


Figura 7 Diagrama de cajas donde se observan los valores de luminiscencia (azul/infrarrojo) y radiación solar. Los datos están organizados por cabecera y vertientes en solana (A) y umbría (B). Las campañas se refieren a los muestreos realizados después de lluvias (diciembre de 2018), antes de periodo húmedo (abril de 2019) y durante lluvias (agosto de 2019). Las estrellas rojas indican los valores fuera de la dispersión, indicando anomalías en cada uno de los parámetros.

del módulo de “Radiación solar” de *Arc Gis* 10.5 registraron que el muestreo de diciembre de 2018 contiene los valores más bajos entre los 4,400 y 6,400 WH/m² (Tabla 1 y Figura 7). Las fechas de muestreo de abril y agosto de 2019, contienen valores más altos, en ambos casos similares y que oscilan entre 8,800 y 9,200 WH/m². Es interesante señalar que sólo se encontró una diferencia notoria entre la radiación calculada para la ladera de solana y umbría para la fecha de diciembre de 2018 y donde la umbría recibe menos radiación que la de solana (Tabla 1 y Figura 7).

Con base en los datos obtenidos se propone que, el hecho de que en el periodo invernal de diciembre de 2018 no aparezcan señales de luminiscencia altas relacionadas con la incisión, altamente sugiere que el periodo invernal, donde las temperaturas bajas y la reducida radiación solar, favorecen el suelo helado y cohesionado (como se pudo constatar durante trabajo de campo) y, aunado a las bajas precipitaciones, inhiben el proceso de erosión superficial sobre las laderas. Por el contrario, durante el inicio de lluvias de primavera (muestreo de abril de 2019) y el periodo de lluvias de verano (agosto de 2019), la escorrentía superficial tiene la capacidad de transportar el sedimento superficial y, en algunos puntos incluso, llega a incidir sobre la superficie, como lo indican los altos valores de luminiscencia en el azul. Esto ocurre cuando la precipitación favorece la escorrentía en las cabeceras y cuando las altas temperaturas y radiación solar mantiene seco el suelo. A pesar de que en Altzomoni, las señales de luminiscencia oscilan en los tres periodos estudiados, sólo en Amalacaxco, que es la barranca donde se construyeron zanjas de infiltración y se implementó la aforestación, aparecen los valores del depósito subsuperficial. Resalta que los valores por encima de los 2,000 fotones totales de luminiscencia en el azul en Amalacaxco, se encuentran en la parte más alta del relieve (cerca del parteaguas) en la ladera de solana y en la parte basal (próxima al canal del fondo del valle) (ver Figura 5). Durante el trabajo de campo, se apreció el efecto de la incisión en toda la parte alta de la ladera de solana en Amalacaxco (Figura 8, obsérvese que los mate-

riales de la “Pómez Pink” son donde se construyeron las tinajas ciegas), lo que soporta la idea de que son las acciones antrópicas implementadas las que favorecen una incisión de los materiales. Esto sugiere que las acciones de manejo modifican de forma negativa la dinámica natural de los procesos superficiales del ecosistema de alta montaña, ya que, en las dos cabeceras adjuntas, que comparten el mismo régimen climático, radiación solar, cobertura vegetal, geología y vegetación, pero donde una se mantiene en estado natural y en otra se construyeron zanjas de infiltración y aforestación, tienen un comportamiento distinto en términos de transporte de sedimentos. En la natural, aunque se observan cambios en los valores de luminiscencia a lo largo de los perfiles para las dos laderas y las tres fechas analizadas, no existe evidencia de que la estacionalidad potencie los



Figura 8 Fotografía tomada en campo en la que se aprecia la erosión incisiva en la parte alta de solana de la cabecera de Amalacaxco en secciones con aforestación como parte de estrategias de manejo. Al fondo de la imagen se observan las antenas Altzomoni, las cuales se representan en la Figura 1 para su localización.

procesos incisivos. Por el contrario, en la cabecera dominada por acciones antrópicas, las señales de luminiscencia muestran un claro comportamiento controlado por la estacionalidad, donde los meses lluviosos están caracterizados por un incremento de los procesos erosivos y que favorecen la incisión sobre los materiales.

El reconocimiento de la importancia de la estacionalidad en los procesos de erosión en la barranca de Amalacaxco en esta investigación constituye una aportación adicional al artículo de Muñoz-Salinas y Castillo (2018); previamente mencionado como precursor de este trabajo al probar por primera vez el uso de las señales de luminiscencia en zonas de alta montaña con un caso de estudio en la misma cabecera de Amalacaxco. En el estudio de Muñoz-Salinas y Castillo (2018) quedó constancia que, los altos valores de luminiscencia procedentes del subsuelo y, especialmente, los bajos valores de Cs-137 en las laderas más perturbadas por las acciones antrópicas en la barranca de Amalacaxco, permitían la interpretación de que las medidas implementadas para frenar el transporte de material en las laderas, estaba teniendo un efecto negativo en el ecosistema del pastizal de montaña al potenciar la erosión incisiva y, con ello, la pérdida del suelo y del hábitat de especies en peligro de extinción como el teporingo. En el presente trabajo, los resultados de luminiscencia obtenidos en una mayor cantidad de muestras y con una amplia distribución sobre la cabecera de Amalacaxco, no solo constata las conclusiones del estudio de Muñoz-Salinas y Castillo (2018), sino que permite aportar más información, al identificar que el factor que agrava la erosión incisiva en las laderas perturbadas por las acciones antrópicas es la pluviosidad de los meses de verano, por encima de la radiación solar o de las temperaturas. El presente estudio también demuestra que las altas precipitaciones por sí solas no producen incisión erosiva, ya que en la cabecera de Altzomoni, la cual tiene características pluviométricas, de altitud, exposición y temperatura totalmente similares a Amalacaxco, no contienen erosión incisiva. Por lo tanto, los resultados

obtenidos en el presente trabajo y en el publicado por Muñoz-Salinas y Castillo (2018) dejan en evidencia que la erosión incisiva es iniciada por las acciones antrópicas implementadas en el zacatonal alpino en la cabecera de Amalacaxco y, por ello, se recomienda la revisión de las prácticas de manejo utilizadas hasta el momento.

5. Conclusiones

Las señales de luminiscencia de 240 muestras de sedimento superficial a lo largo de las laderas de solana y umbría de dos cabeceras de barrancas adyacentes con características similares en términos de litología, topografía y clima, indican que los procesos de transporte superficial durante las 3 fechas estudiadas durante un año son muy diferentes en la que se encuentra en estado natural con respecto a la antropizada. En el caso de la cabecera natural de Altzomoni, las señales de luminiscencia en el azul coinciden con una erosión poco intensa, mientras que en la de Amalacaxco, indican que existe material de profundidades superiores a los 80 cm, lo que confirma que existe una mayor erosión en las laderas con prácticas de manejo para la prevención de pérdida de suelo. Las señales de luminiscencia se detectaron para el periodo lluvioso del año y evidencian que la barranca antropizada es propensa a una incisión en los meses entre abril y octubre.

Los resultados de luminiscencia encontrados aquí indican que la construcción de zanjas de infiltración está altamente relacionada con los procesos de incisión en Amalacaxco. Estos procesos alteran la dinámica natural, la cual parece estar basada en un transporte poco intenso y paulatino de los materiales superficiales que mantienen las laderas de las cabeceras en la zona de exposición de solana y umbría. Para el caso de la barranca de Amalacaxco, las señales de luminiscencia indican que desde que comienza el periodo de lluvias, tiene lugar un proceso altamente erosivo que no sólo supone la pérdida del incipiente suelo desarrollado, sino que es un factor importante en degradación del zaca-

tonal alpino, el cual es la base de un ecosistema de alto valor ecológico, declarado como Reserva de la Biosfera en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl Zoquiapan. Esto indica que las prácticas empleadas en Amalacaxco, también usadas en otras partes del parque, requieren una revisión, pues su aplicación parece estar generando un efecto contrario al deseado.

Finalmente, la presente investigación evidencia que el análisis de las señales de luminiscencia que provienen de los sedimentos superficiales es altamente sensible a los procesos de transporte y a la estacionalidad. Por ello, se propone que la LOE puede utilizarse como una herramienta robusta que permite evaluar el estudio de los procesos erosivos, como es el caso de las zonas de alta montaña en el centro de México, a un nivel temporal de alta resolución como son los cambios estacionales.

Contribución de los autores

Investigación, trabajo de campo y de laboratorio, análisis e interpretación de los datos, así como escritura del manuscrito y figuras: Víctor Manuel Gómez Piña y Esperanza Muñoz-Salinas. Trabajo de campo, revisión de algunos análisis, así como del documento del manuscrito: Miguel Castillo y Osvaldo Franco Ramos.

Financiamiento

Este proyecto ha sido financiado por el proyecto de CONACYT-México CB-2015-01 (255098).

Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo aportado en campo por Mtro. Alfredo Valoix Balderas, el Ing. Daniel Tapia Flores y el Mtro. Rainer Díaz Limonte.

Conflicto de intereses

Todos los autores declaran que no existe interés de ninguna índole que puedan influir y/o sesgar las aportaciones de este trabajo.

Referencias

- Aitken, M.J., 1995, Thermoluminescence dating: past progress and future trends: Nuclear Tracks, 10, 3-6. [https://doi.org/10.1016/0735-245X\(85\)90003-1](https://doi.org/10.1016/0735-245X(85)90003-1)
- Aitken, M.J., 1998, An introduction to optical dating, the dating of quaternary Sediments by the use of Photon-Stimulated Luminescence: New York, USA, Oxford University Press, 267 p.
- Alatorre, L.C., Beguería S., 2009, Los modelos de erosión: una revisión: Revista Cuaternario y Geomorfología, 23 (1-2), 29-48. <https://digital.csic.es/handle/10261/92858>
- Almeida-Lenero, L., Giménez de Azcárate, J., González Trápaga, M.A., Cleef, A.M., 2015, Vegetación alpina de los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Nevado de Toluca, Vegetación Alpina, en Luna, I., Morrone, J.J., Espinosa, D. (eds.), Biodiversidad de la Faja Volcánica Transmexicana: México, Las Prensas de Ciencias, 267-286.
- Amhed, C.L.I., Chipotle, I.M., García, C.M.A., García, Z.P.A., González, R.T., Hernández, C.E.R., Juárez, P.Y.E., Rodríguez, M.J., Solares, R.V.E., 2015, Informe de la situación del medio ambiente en México. Compendio de estadísticas ambientales, Indicadores Clave de Desempeño Ambiental y de Crecimiento Verde: México Semarnat, 78 p.
- Beel, C.R., Orwin, J.F., Holland, P.G., 2011, Controls on slope-to-channel fine sediment connectivity in a largely ice-free valley, Hoophorn Stream, Southern Alps, New Zealand: Earth Surface Processes and Landforms, 36(7), 981-994. <https://doi.org/10.1002/esp.2154>
- Bennett, M, R., Glasser, N.F., 2009, Glacial geology: Ice Sheets and Landforms: United Kingdom, Wiley-Blackwell, 402 p.
- Berger, C., McArde, B.W., Schlunegger, F., 2011, Sediment transfer patterns at the Illgraben catchment, Switzerland: implications for the time scales of debris flow activities:

- Geomorphology, 125, 421–432. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.019>
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008, Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment: Catena, 75, 268-277. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>
- Braimoh, A.K., Vlek, P.L.G., 2008, Land use and Soil Resources: New York, Springer, 269 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6778-5>
- Bracken, L.J., Croke, J., 2007, The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems: Hydrological Processes, 21, 1749-1763. <https://doi.org/10.1002/hyp.6313>
- Bracken, L.J., Tumbull, L., Wainwright, J., Bogaart, P., 2015, Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales: Earth Surface Processes and Landforms, 40(2), 177–188. <https://doi.org/10.1002/esp.3635>
- Brenna, A., Surian, N., Ghinassi, M., Marchi, L., 2020, Sediment–water flows in mountain streams: Recognition and classification based on field evidence: Geomorphology, 371, 107413. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107413>
- Burquez, A., Martínez-Yrzar, A., Miller, M., 1998, Mexican Grasslands and the Changing aridlands of Mexico: An overview and a case study in Northwestern Mexico, in Tallman, B., Finch, D.M., Edminster, C. (eds.), The future of arid grasslands: identifying issues, seeking solutions: Proceedings RMRS-P-3, USA, Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain, 21-32.
- Calsamiglia, A., Lucas-Borja, M.E., Fortesa, J., Garcia-Comendador, J., Estrany, J., 2017, Changes in soil quality and hydrological connectivity caused by the abandonment of terraces in a Mediterranean burned catchment: Forests, 8 (9), 333. <https://doi.org/10.3390/f8090333>
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013, Geomorphometric assesment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments: Geomorphology, 188, 31-41. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007>
- Cotler, H., Cram, S., Martínez-Trinidad, S., 2015, Evaluación de prácticas de conservación del suelo forestales en México: caso de las zanjas trinchera. Investigaciones geográficas: Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, 88, 6-18. <https://doi.org/10.14350/rig.47378>
- Cram, S., Cotler, H., Morales, L.M., Sommer, I., Carmona, E., 2008, Identificación de los servicios ambientales potenciales de los suelos en el paisaje urbano del Distrito Federal: Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, 66, 81-104. <https://doi.org/10.14350/rig.17983>
- Delgado-Granados, H., 1997, Los glaciares del volcán Popocatepetl (México): cambios y causas: Cuaternario Internacional, 43, 1-8.
- Delgado-Granados, H., Miranda, P.J., Huggel, C., Del Valle, S.O. Ibarguengoitia, M.A., 2007, Crónica de una muerte anunciada: extinción de los glaciares tropicales de pequeño tamaño del volcán Popocatepetl (México): Cambio Global y Planetario, 56, 13-22.
- Dikau, R., Brunsden, D., Stchrott, R., Ibsen, M., 1996, Landslide recognition: Identification, movement, and causes: England, Wiley, 251p.
- Franco, R.O., 2005, Geomorfología del volcán Popocatepetl: Ciudad de México, UNAM, Tesis licenciatura, 156 p.
- Franco-Ramos, O., Vázquez-Selem, L., Zamorano-Orozco, J.J., Villanueva-Díaz, J., 2017, Edad, dinámica geomorfológica y tipología de barrancas en el sector norte del volcán Popocatepetl, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 69(1), 1–19. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2017v69n1a1>
- Franco-Ramos, O., Ballesteros-Cánovas, J.A.,

- Terrazas, T. Stoffel, M., Vázquez-Selem, L., Cerano-Paredes, J., 2022, Reconstruction of gully erosion based on exposed tree roots in a recent landform of Parícutin Volcano, Mexico: *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(3), 742-755. <https://doi.org/10.1002/esp.5269>
- Fueyo, M.D.L., Gutiérrez Carbonell, G., Ramírez Filippini, G., Rodríguez Trejo, M.A., López López, H.A., Gallardo Santiago, A.L., Cruz, Cruz, A., Carranza Sánchez, J., Esquivel Solís, R., Tagle Urrutia, A., Becerra Enríquez, M.G., Maldonado Pérez, C.R.O., Tapia Reyes, M., Matamoros Moreno, J.A., Ayala, García, M.P., Lomelín Molina, C., Mérida, Melo, P.J., Thomassiny Acosta, J.S., Rivero Vertiz, M.L., 2013, Programa de Manejo, Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl: México, SEMARNAT Y CONANP, 190 p. <https://simec.conanp.gob.mx/ficha.php?anp=87®=7>
- García de Miranda, E., 1986, Apuntes de climatología: México, UNAM, UAM, 81 p.
- Hassan, M.A., Ferrer-Boix, C., Cienciala, P., Chartrand, S., 2018, Sediment transport and channel morphology, in Radecki-Pawlik, A., Pagliara, S., Hradecky, J., Hendrickson, E. (eds.), *Open channel hydraulics, river hydraulic structure and fluvial geomorphology*: Florida, Taylor & Francis Group, 322-348. <https://doi.org/10.1201/9781315120584>
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., Thewalt, M.L.W., 1985, Optical dating of sediments: *Nature*, 213, 105-107. <https://doi.org/10.1038/313105a0>
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2022, Tabulados de la encuesta intercensal 2015: México, INEGI. <https://www.inegi.org.mx/programas/intercensal/2015/>
- Keaton, J.R., 2019, Review of contemporary terminology for damaging surficial processes—Streamflow, hyperconcentrated sediment flow, debris flow, mud flow, mud flood, mudslide, in 7th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Los Angeles, GEOBRUGG, 1-10. <https://repository.mines.edu/handle/11124/173147>
- Llena, M., Vericat, D., Cavalli, M., Crema, S., and Smith, M.W., 2019, The effects of land use and topographic changes on sediment connectivity in mountain catchments: *Science of the Total Environment*, 660, 899-912. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.479>
- Macías, J.L., 2005, Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario: Temas Selectos de la Geología Mexicana, 57(3), 379-424. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a6>
- Mahan, S.A., Noe, D.C., McCalpin, J.P., 2009, Use of OSL dating to establish the stratigraphic framework of Quaternary eolian sediments, Anton scarp upper trench, northeastern Colorado High Plains: *Quaternary International*, 199, 91-103. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.09.006>
- Miguel, J.J.D., 2013, Cobertura vegetal, materia orgánica y pH en suelo y su relación con el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl: Ciudad de México, UNAM, Tesis licenciatura, 104 p.
- Molodkov, A., 2007, IR-OSL dating of uranium-rich deposits from the new late Pleistocene section at the Voka site, North-Eastern Estonia: *Quaternary Geochronology*, 2, 208-215. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.06.004>
- Montanarella, L., Badraoui, M., Chude, V., Dos Santos, B.C.I., Mamo, T., Yemefack, M., Singh, A.M., Yagi, K., Young, H.S., Vijarnsorn, P., Lin, Z.G., Arrouays, D., Black, H., Krasilnikov, P., Sobocá, J., Alegre, J., Henriquez, C.R., Mendonça-Santos, M.L., Taboada, M., Espinosa, V.D., Alshankiti, A., Alavi P.S.K., El Mustafa, E.S.E.A., Hempel,

- J., Pennock, D., Camps, A.M., McKenzie, N., 2015, Status of the World's Soil Resources, Main Report: Rome, Italy, Food and Agriculture Organization of the United Nations and Intergovernmental Technical Panel on Soils (ITPS), 650 p.
- Muñoz-Salinas, E., Bishop, P., Sanderson, D., Zamorano, J.J., 2011, Interpreting luminescence data from a portable OSL reader: three case studies in fluvial settings: *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 651-660. <https://doi-org/10.1002/esp.2084>
- Muñoz-Salinas, E., Bishop, P., Zamorano J.J., Sanderson, D., 2012, Sedimentological processes in lahars: Insights from optically stimulated luminescence analysis: *Geomorphology*, 136, 106-113. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.024>
- Muñoz-Salinas, E., Castillo, 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. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2014v66n2a1>
- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Caballero, L., Lacan, P., 2017, Understanding landscape dynamics of the Sierra de Juárez, southern Mexico: An exploratory approach using inherited luminescence: *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 208-217. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.001>
- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., 2018, Assessing conservation practices in Amalacaxco Gorge (Izta-Popo National Park, Central Mexico) using fallout ¹³⁷Cs and Optically Stimulated Luminescence (OSL): *Journal of Mountain Science*, 15(3), 447-460. <https://doi.org/10.1007/s11629-017-4635-1>
- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Franco, O., Arce, J.L., Sanderson, D., Cresswell, A., 2020, Assessing paraglacial processes at Nexpayantla Gorge (Popocatepetl volcano, Central Mexico) using OSL and ¹⁴C: *Earth Surface Processes and Landforms*, 45(11), 2450-2462. <https://doi.org/10.1002/esp.4890>
- Najafi, S., Dragovich, D., Heckmann, T., Hamidreza, S.S., 2021, Sediment connectivity concepts and approaches: *Catena*, 196, 104880. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104880>
- Navarro Lozano, J.O., Nava Sánchez, E., Troyo Dieguez, E., Cadena Zamudio, J.L., 2012, Tasas de erosión e índices geomorfológicos en tres cuencas costeras al sur de la península de Baja California, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(2), 229-241. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2012v64n2a8>
- Ortíz, C., Segura-Castruita, M.A., Cruz-Cárdenas, G., Gutiérrez-Castorena, M.C., 2003, Evaluación de la degradación del suelo causada por el hombre en la República Mexicana, 1:250,000: México, SEMARNAT, Colegio de Posgraduados, 70 p.
- Pähtz, T., Clark, A. H., Valyrakis, M., Durán, O., 2020, The physics of sediment transport initiation, cessation, and entrainment across aeolian and fluvial environments: *Reviews of Geophysics*, 58, e2019RG000679. <https://doi.org/10.1029/2019RG000679>
- Pope, R., Willinson, K., Skovrtsov, E., Triantonphyllov, M., Ferrier, G., 2008, Clarifying stages of alluvial fan evolution along the Sfakian piedmont, southern Crete: New evidence from analysis of postincisive soils and OSL dating: *Geomorphology*, 94(1-2), 206-225. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.05.007>
- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994, Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations: *Radiation Measurements*, 23(2-3), 497-500. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8)
- Rittenour, T. M., 2008, Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological

- research: *Boreas*, 37, 613–635. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00056.x>
- Salas, B.C., 2016, Estudio de procesos erosivos y de transporte de sedimentos en el sector medio de la barranca Nexpayantla (Popocatepetl, México): Ciudad de México, UNAM, Tesis licenciatura, 121 p.
- Sanderson, D.C.W., Bishop, P., Stark, P., Alexander, S., Penny, P., 2007, Luminescence dating of canal sediments from Angkor Borei, Mekong Delta, Southern Cambodia: *Quaternary Geochronology*, 2, 322–329. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.05.032>
- Sanderson, D.C.W., Murphy, S. (2010). Using simple portable OSL measurements and laboratory characterization to help understand complex and heterogeneous sediment sequences for luminescence dating: *Quaternary Geochronology*, 5, 299–305. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.02.001>
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., 1996, Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl, en *Volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994–1995: Distrito Federal, Sistema Nacional de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres, UNAM*, 195–220.
- Smith, G.A., Lowe, D.R., 1991, Lahars: Volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum, in Fisher, R. V., Smith, G.A., (eds.) *Sedimentation in volcanic settings: SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, 45, 59–69. <https://doi.org/10.2110/pec.91.45.0059>
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Arce, J.L., 2015, El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatepetl volcano: insights from geochronology and geochemistry: *Bulletin of Volcanology*, 77, 2–20. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0975-2>
- Torres, B.C., 2013, Análisis de los cambios en el límite superior del bosque en el volcán Iztaccíhuatl: Ciudad de México, UNAM, Tesis licenciatura, 123 p.
- Valdepeña, D., 2019, Se quedan sin glaciares el Iztaccíhuatl y Popocatepetl: *La Jornada*, 32.
- Vázquez-Selem, L., Heine, K., 2004, Late quaternary of Mexico, en Ehlers, J., Gibbard, P.L. (eds.), *Quaternary glaciations - Extent and chronology, part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica: Amsterdam, Elsevier*, 233–242. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(04\)80129-5](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(04)80129-5)
- Vázquez-Selem, L., Lachniet, M.S., 2017, The deglaciation of the mountains of Mexico and Central America: *Geographical Research Letters* 43, 553–570. <https://doi.org/10.18172/cig.3238>
- Wan, Z., Wang, Z., 1994, *Hyperconcentrated flow: New York, Taylor & Francis*, 300 p. <https://doi.org/10.1201/9781003077671>
- Wintle, A.G., 1973, Anomalous fading of thermo-luminescence in mineral samples: *Nature*, 245, 143–144. <https://doi.org/10.1038/245143a0>