



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS  
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

**Análisis de erosión de suelos mediante la técnica de  
Cesio-137 y Luminiscencia Ópticamente Estimulada:  
Caso de estudio Huasca de Ocampo, Hidalgo.**

**T E S I S**

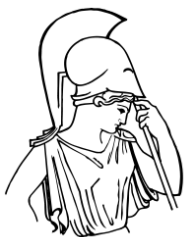
**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE  
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA**

PRESENTA:

**Alfredo Valoix Balderas**

DIRECTOR DE TESIS

**Dr. Miguel E. Castillo Rodríguez**



**Ciudad Universitaria, CDMX 2017**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

## AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México por la formación que recibí de esta casa de estudios tanto personal como académicamente. Asimismo, agradezco a la Facultad de Filosofía y Letras por ser parte de mi formación como Geógrafo.

Al Doctor Miguel E. Castillo Rodríguez, por aceptar ser mi asesor y brindarme las herramientas necesarias para culminar esta tesis. Le agradezco por darme la oportunidad de trabajar con él e introducirme en el mundo de la investigación científica.

A la Dra. Esperanza Muñoz Salinas, por su respaldo académico a lo largo de este proceso, así como por los comentarios que aportó a este trabajo.

De igual manera, extiendo mi gratitud al Dr. Jesús Alcalá Reygosa, a la Dra. Blanca González Méndez y al Dr. José Luis Palacio Prieto, por darse el tiempo de revisar este documento y realizar observaciones y sugerencias que hicieron posible mejorarlo.

Al Instituto de Geología de la UNAM por permitirme trabajar dentro de sus instalaciones.

Los análisis de laboratorio de este trabajo de investigación fueron posibles gracias a la infraestructura adquirida por el proyecto: “Apoyo al Fortalecimiento y Desarrollo de la Infraestructura Científica y Tecnológica” (Ref. 224929), asignados al Laboratorio de Dinámica Superficial y Análisis de Sedimentos, así como al Geocron-Q del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) de la UNAM.

## DEDICATORIA

Quiero dedicar esta tesis a mis padres y familia por haberme brindado todo su apoyo;  
muchos de mis logros se los debo a ustedes.

*Si sobrevives...*

*Si sobrevives, si persistes, canta,  
sueña, emborráchate.*

*Es el tiempo del frío: ama,  
apresúrate. El viento de las horas  
barre las calles, los caminos.  
Los árboles esperan: tú no esperes,  
es el tiempo de vivir, el único.*

*Jaime Sabines*

# ÍNDICE

<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
<b>1 MARCO CONCEPTUAL</b> .....	<b>4</b>
1.1 El suelo como cuerpo natural .....	4
1.2 Erosión de suelos.....	7
1.2.1 Erosión Hídrica.....	8
1.2.1.1 Erosión por salpicadura .....	11
1.2.1.2 Erosión laminar .....	12
1.2.1.3 Erosión en surcos o regueros.....	12
1.2.1.4 Erosión en cárcavas .....	13
1.2.2 Factores que intervienen en el proceso de erosión .....	15
1.3 Técnica del Cesio-137 .....	16
1.3.1 Fracción coloidal del suelo .....	17
1.3.2 Características del <sup>137</sup> Cs.....	22
1.3.3 <sup>137</sup> Cs en el ambiente y su relación con la erosión del suelo .....	25
1.4 Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL).....	30
1.5 Martillo <i>Rock Schmidt</i> .....	33
1.6 Conectividad de sedimentos en cuencas fluviales.....	35
<b>2 CONTEXTO GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO</b> .....	<b>37</b>
2.1 Localización .....	37
2.2 Geología .....	38
2.3 Geomorfología .....	40
2.4 Clima .....	44
2.5 Tipo de suelo .....	46
2.6 Uso de suelo y vegetación.....	48
<b>3 METODOLOGÍA</b> .....	<b>50</b>

3.1	Martillo Rock Schmidt: Material y Método .....	53
3.2	<sup>137</sup> Cs: Material y Método.....	54
3.3	OSL: Material y Método .....	58
3.4	Procesamiento de los datos obtenidos en campo y laboratorio .....	61
<b>4</b>	<b>RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....</b>	<b>64</b>
4.1	Ladera Oriental: Análisis e Interpretación .....	65
4.2	Ladera Occidental: Análisis e Interpretación .....	77
4.3	Conectividad de sedimentos.....	88
4.4	Estimación de tasas de erosión.....	91
	<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....</b>	<b>91</b>
	<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>94</b>
	<b>ANEXO DE TABLAS .....</b>	<b>104</b>

## INTRODUCCIÓN

La degradación de suelos es un problema que en la actualidad representa grandes retos. Cada vez más gobiernos y organismos internacionales han mostrado interés sobre este tema, ya que estas las consecuencias de este fenómeno incluyen desde la alteración de los ecosistemas naturales hasta impactos negativos en la productividad agrícola. De ahí que el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, en el año 2000, consideró la degradación del suelo como el mayor problema ambiental que amenaza la producción de alimentos (Cotler *et al.*, 2007).

La erosión de suelos es reconocida como la mayor causa de degradación de tierras a nivel mundial (Valentín *et al.*, 2005). Por esta razón, es necesario realizar estudios sobre la pérdida de suelo por procesos erosivos para tomar medidas que disminuyan sus efectos, ya que las consecuencias abarcan desde el ámbito local hasta el global (Cotler, 2010).

En este trabajo de investigación se implementa la técnica de  $^{137}\text{Cs}$  para analizar la erosión de suelos. Este método se basa en realizar una comparación de la concentración del radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$  en distintos sitios a lo largo de una ladera. Un ejemplo es el trabajo de Simms *et al.* (2008), en el cual se utiliza el  $^{137}\text{Cs}$  como radiotrazador para describir la pérdida de suelo y su removilización en dos subcuencas dentro de la región de la Cuenca de Sydney en Australia.

Asimismo, se utiliza la técnica de Luminiscencia Ópticamente Estimulada, conocida como OSL por sus siglas en inglés (*Optically Stimulated Luminescence*), cuyo fundamento se basa en la emisión de luminiscencia en sedimentos, utilizándose principalmente para realizar estudios de datación. No obstante, la interpretación de las señales de OSL permite identificar mecanismos de transporte, así como superficies sujetas a erosión y sedimentación. Un ejemplo de la aplicación de OSL para dilucidar mecanismos de transporte es el trabajo de Muñoz-Salinas *et al.* (2014), en el que se interpretan los valores de luminiscencia en la Sierra de Gredos, España y en la presa de Cadder en Escocia.

En México se han realizado diversos estudios sobre la erosión de suelos, pero el conocimiento de este proceso sigue siendo muy escaso y abordado de manera muy general (Cotler *et al.*, 2011). En este trabajo de investigación se aporta información detallada sobre

la pérdida de suelo y su removilización en una porción del sistema de cárcavas del municipio de Huasca de Ocampo, en el Estado de Hidalgo. Para cumplir con lo anterior se propone la aplicación de nuevas técnicas poco utilizadas en México y con un gran potencial para el estudio de procesos erosivos.

## **Hipótesis**

La ladera es un componente complejo y dinámico del relieve, tanto espacial como temporalmente. Por lo tanto, las concentraciones de  $^{137}\text{Cs}$  y las señales de luminiscencia son variables a largo de la ladera como consecuencia de los procesos de erosión y sedimentación.

Aquellas áreas donde es mayor la erosión presentarán bajas concentraciones del radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$  y altos valores de luminiscencia. En cambio las áreas más estables tendrán valores elevados de OSL y altas concentraciones de  $^{137}\text{Cs}$ .

La pérdida de suelo en una ladera está relacionada con la resistencia de la litología frente a los procesos de intemperismo y de erosión. De esta manera, las rocas de las superficies erosivas tienen una baja resistencia, la cual puede determinarse mediante la estimación de rebotes con el martillo *Rock Schmidt*.

En el área de estudio se presentan zonas con una mayor cubierta vegetal y otras desprovistas de ésta. Por lo tanto, la conectividad entre los procesos erosivos y de transporte de material, desde las laderas hacia el cauce fluvial, está condicionada por la presencia de la vegetación.

## **Objetivo general**

Analizar y determinar las superficies sujetas a erosión y sedimentación en un sector de la red de cárcavas de Huasca de Ocampo mediante el uso del  $^{137}\text{Cs}$  y OSL.



Objetivos particulares:

- Comparar los valores de la concentración del radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$  así como las señales de luminiscencia a lo largo de un perfil topográfico.
- Determinar los valores de la resistencia de los materiales mediante el uso del martillo *Rock Schmidt* tipo N y comparar los resultados con las áreas de pérdida de suelo, zonas estables y de sedimentación.
- Analizar el comportamiento de la actividad del isótopo radiactivo  $^{137}\text{Cs}$  respecto al porcentaje de cubierta de árboles y el uso de suelo.
- Establecer la conectividad de sedimentos entre la ladera y el cauce fluvial, comparando valores de  $^{137}\text{Cs}$  y OSL.
- Estimar tasas de erosión para la zona de estudio.

# 1 MARCO CONCEPTUAL

En este primer capítulo se abordan los conceptos principales que fundamentan esta investigación con base en el planteamiento y los objetivos establecidos. La información que se presenta es un marco de referencia para interpretar los resultados finales de este estudio.

## 1.1 El suelo como cuerpo natural

El suelo se define como un cuerpo natural y tridimensional que se ha formado en la superficie de la Tierra por la interacción de cinco factores: el material parental, el relieve, el clima, los organismos y el tiempo (Jenny, 1941). Es un recurso no renovable, ya que se requieren varios cientos de años para formar un centímetro del mismo. Asimismo, el suelo cumple diversas funciones como son: (1) la captura de carbono, (2) la regulación del ciclo del agua debido a su capacidad de filtrar y amortiguar la misma, (3) la retención de contaminantes al impedir que lleguen a los acuíferos, (4) la regulación de los ciclos biogeoquímicos como el del nitrógeno y el carbono, entre otros y (5) la capacidad de servir como un registro capaz de proporcionar información geológica y geomorfológica de los sitios.

El suelo es considerado la unión central de la Zona Crítica<sup>1</sup>, a través del cual “los solutos, el agua, así como la energía, los gases, los sólidos y los organismos interactúan con la atmósfera, la hidrósfera, la litósfera y la biósfera” (Lin, 2010). De acuerdo con Schaetzl y Anderson (2005), “es un sistema que varía espacialmente tanto en su dimensión horizontal como en la vertical”.

La Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura lo define como una mezcla de material mineral y orgánico, agua y aire, constituyendo un sistema trifásico donde, en condiciones óptimas, la fase sólida ocupa un 50% (minerales 45% y materia orgánica 5%), la fase líquida un 25% y la fase gaseosa un 25% (Figura 1.1).

---

<sup>1</sup> “National Research Council (NRC), define la Zona Crítica como un entorno heterogéneo cerca de la superficie terrestre en la que se llevan a cabo interacciones complejas que implican roca, suelo, agua, aire y organismos vivos. Regula el hábitat natural y determina la disponibilidad de los recursos de soporte vital” (Lin, 2010).

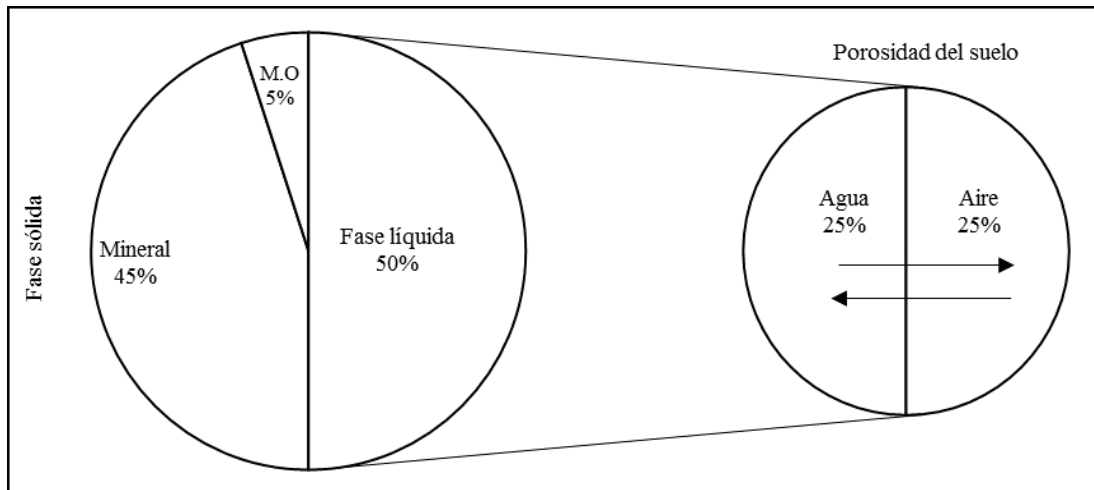


Figura 1.1 Composición del suelo. Elaborado de acuerdo con datos de la FAO (2015).

### *Fase sólida mineral*

Consiste en partículas que varían en tamaño y su proporción está dada por la textura, la cual es considerada una propiedad básica del suelo (Brady y Weil, 1999). El origen de dichas partículas, de acuerdo con Porta *et al.* (2003), proviene de rocas afectadas por intemperismo físico y químico, de material edafizado (antiguo suelo enterrado que ha vuelto a quedar en superficie a causa de la erosión), de aportes sólidos por agua o viento y de materiales en disolución asociados a inundaciones.

Brady y Weil (1999), describen las características principales de cada una de las fracciones minerales del suelo de la siguiente manera:

- Fracción del tamaño arena: consisten en partículas de 0.05 a 2 mm de diámetro. Están compuestas en su mayoría de cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ) y presentan una baja superficie específica. Los suelos dominados por esta fracción poseen un buen drenaje y una buena aireación.
- Fracción del tamaño limo: son partículas de 0.002 a 0.05 mm de diámetro. Los poros entre ellas son más pequeños y numerosos, retienen más cantidad de agua y tienen menor drenaje y aireación. Los suelos limosos presentan baja cohesión y plasticidad, siendo fácilmente lavados por flujos de agua.

- Fracción del tamaño arcilla: corresponden a partículas menores a 0.002 mm. Presentan una alta capacidad de adsorber agua, nutrientes, gases y otras sustancias. Tienen un *comportamiento coloidal* y muestran una morfología laminar. Los poros entre las partículas son muy pequeños, por lo que el movimiento del agua y el aire es muy lento.

Es importante mencionar que la agrupación de las partículas minerales forma agregados, lo que favorece el desarrollo de la *estructura* en un suelo. Dicha propiedad está relacionada con la actividad de coloides, el contenido de materia orgánica (M.O), y la actividad microbiana (Gabioud *et al.*, 2011). Asimismo, está condicionada por la acción del agua, como un factor de degradación, y por la cohesión como factor de resistencia de los suelos (Gabioud *et al.*, 2011).

Por ejemplo, un suelo con buena estructura presenta mayor capacidad de infiltración del agua y una mayor resistencia frente al impacto de las gotas de lluvia. Por lo tanto, el escurrimiento superficial se ve limitado y los suelos son menos susceptibles a ser erosionados.

#### *Fase sólida orgánica*

Con respecto a la fase sólida orgánica, Porta *et al.* (2003), señalan que consiste en material compuesto de biomasa vegetal, de restos de animales, de actividad microbiana procedente de microorganismos y microfauna menores de  $5 \times 10^{-3}$  mm, así como de humus (i.e. partículas en descomposición de origen vegetal y animal).

#### *Fase líquida y gaseosa*

El agua (fase líquida) y el aire (fase gaseosa) en el suelo ocupan el espacio poroso que surge del arreglo de las partículas sólidas. La fase líquida consiste en una solución de agua que contiene sales, sustancias orgánicas y gases (Summer, 2000). Tan (2009), considera que el agua presente en el suelo es el solvente, siendo el soluto las sustancias disueltas y en estado disperso las cuales corresponden a los coloides, los iones, el CO<sub>2</sub> y el O<sub>2</sub>.

Los componentes gaseosos del suelo son los mismos que se encuentran en la atmósfera y difieren con ésta última en su concentración, siendo más alta la cantidad de CO<sub>2</sub> y más bajo el contenido de O<sub>2</sub> (Tan, 2009).

Cabe mencionar que la proporción de la fase líquida y gaseosa en un suelo puede verse modificada por factores como la porosidad, la estructura, la profundidad de las raíces y la actividad de microorganismos.

## **1.2 Erosión de suelos**

Desde un punto de vista geomorfológico, el fenómeno de la erosión es considerado dentro del proceso de morfogénesis mediante el cual se transforma y evoluciona el relieve terrestre. Consiste en la movilización de los productos generados por el intemperismo del sustrato original o de depósitos no consolidados (Lugo-Hubp, 2011). Generalmente, la erosión hace referencia a la pérdida de suelo y sedimentos por la escorrentía superficial del agua, por la acción del viento y el hielo (Earl, 2014). No obstante, dentro de los agentes erosivos también pueden considerarse los movimientos de remoción en masa, las plantas y los animales.

De acuerdo con Morgan (1997), la erosión del suelo consiste en tres etapas: (1) el desprendimiento de las partículas individuales, (2) el transporte de éstas por los agentes erosivos y (3) su posterior deposición cuando la energía de dichos agentes no es suficiente para transportar el material. Dicho fenómeno ocurre de manera natural aunque puede verse afectado y acelerado por diversas actividades antrópicas.

En México, por ejemplo, una de las principales causas de la degradación del suelo es la erosión hídrica que está asociada a las actividades agrícolas y a la deforestación (SEMARNAT, 2012). De acuerdo con la SEMARNAT y el Colegio de Postgraduados de México para el año 2003, cerca de 3 millones de hectáreas están afectadas por la acción erosiva que provoca el agua, lo que corresponde aproximadamente al 12% del territorio nacional.

En el municipio de Huasca de Ocampo, Hidalgo, uno de los principales problemas ambientales es la erosión de suelos. Como consecuencia de los procesos erosivos se ha formado una extensa red de cárcavas asociadas a zonas deforestadas y prácticas agrícolas inapropiadas (Palacio-Prieto, 1990; SEMARNAT, 1999).

La erosión del suelo es un proceso que puede ser definido de forma muy amplia e involucra varios agentes erosivos. Para fines de esta investigación sólo se abordará la erosión causada por la acción del agua la cual se describe a continuación.

### **1.2.1 Erosión Hídrica**

La erosión hídrica está relacionada con los procesos de remoción de material de la superficie por la acción del agua (Lugo-Hubp, 2011). Tiene su fundamento en el ciclo hidrológico donde, como resultado de las precipitaciones, el suelo se satura y el agua comienza a desplazarse lateralmente sobre la superficie, provocando que las partículas sólidas sean levantadas y transportadas.

Terrence *et al.* (2002), afirman que los flujos de agua y su trayectoria son un punto clave en el estudio de este tipo de erosión. Éstos pueden clasificarse como subsuperficiales o superficiales y, dependiendo del comportamiento que presente el agua dentro del flujo, pueden catalogarse como laminares o turbulentos (Figura 1.2).

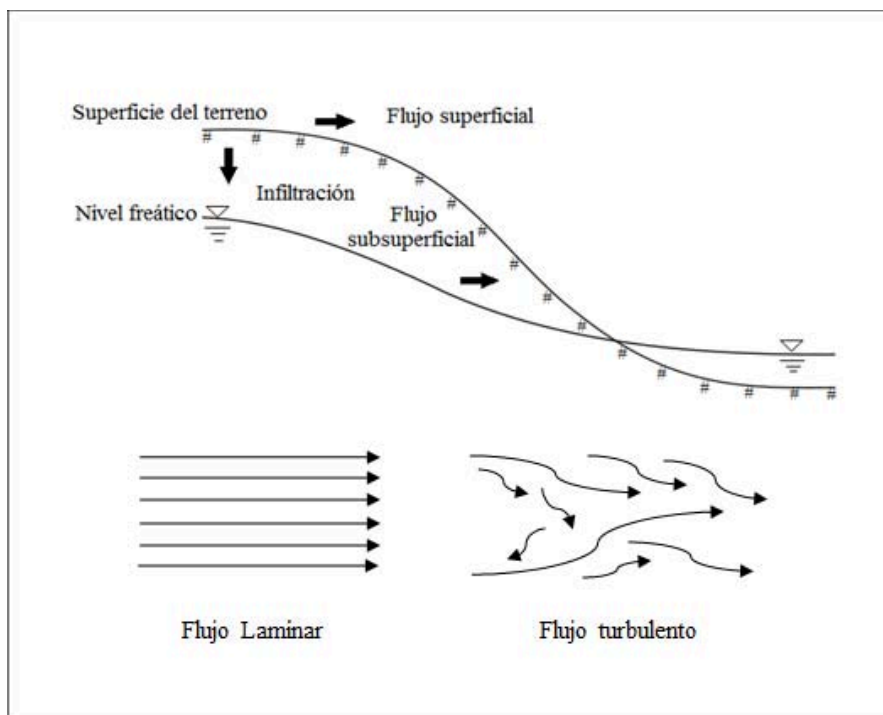


Figura 1.2 Tipos de flujos de agua (Tomado de Ven Te Chow *et al.*, 1994).

### *Flujo subsuperficial*

Flujo que discurre por debajo de la superficie a través del medio poroso del suelo. Ven Te Chow *et al.* (1994), señalan que uno de los principales factores involucrados en el desarrollo de este tipo de flujo es la infiltración, la cual se ve influenciada por la cobertura vegetal, la porosidad, la conductividad hidráulica y el contenido de humedad del suelo. Este último almacena el agua infiltrada que luego se libera lentamente como flujo subsuperficial.

### *Flujo superficial*

Corresponde al flujo de agua que fluye sobre la superficie y es generalmente expresado en función del volumen, área y tiempo (Musy y Higy, 2011). Este tipo de flujo se produce cuando el suelo se satura como resultado de las precipitaciones y el agua comienza a desplazarse de manera horizontal sobre la superficie del mismo (Ven Te Chow, 1994).

### *Flujo laminar*

Consiste en un flujo formado de capas paralelas de agua que avanzan unas sobre otras sin mezclarse entre sí y las partículas sólidas en su interior siguen una trayectoria lineal

(Elliott, 2010). Cuando el agua presenta baja velocidad tiende a fluir de manera laminar (Charlton, 2007).

### *Flujo turbulento*

Este tipo de flujo se presenta cuando la velocidad del agua se incrementa, por lo que es más efectivo en el proceso de erosión y socavación. Además, la trayectoria de las partículas que se desplazan en su interior es difícil de predecir (Elliott, 2010).

La capacidad del flujo de agua para transportar y depositar material está en función de su caudal, el tamaño y la densidad de las partículas (Terrence, 2002) (Figura 1.3). Es importante mencionar que la velocidad está controlada por el caudal, la longitud y el grado de la pendiente. Sin embargo, la presencia de vegetación y la textura de la superficie son factores que pueden influir en dicha característica.

La cantidad de material que lleva un flujo de agua constituye su carga, la cual puede ser transportada de tres maneras: solución, suspensión y carga de fondo. Además, la carga de fondo puede ser movilizadada por arrastre, rodadura y saltación (Strahler y Strahler, 1994).

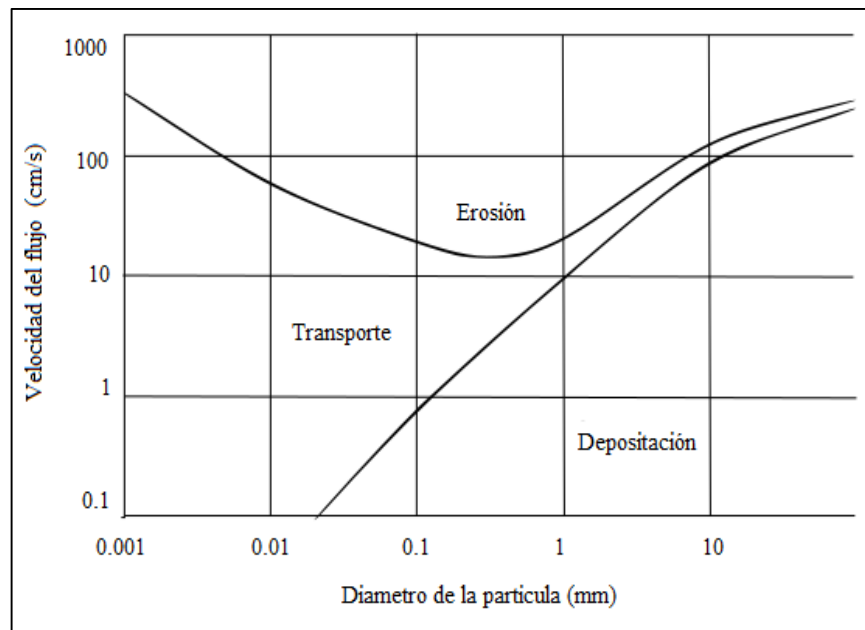


Figura 1.3 Diagrama de Hjulstrom que muestra la relación que existe entre la velocidad del flujo y el tamaño de las partículas para ser transportadas, erosionadas o depositadas. Nótese que se necesitan velocidades altas para erosionar partículas pequeñas (arcillas), ya que éstas tienden a unirse y se vuelven más resistentes a la erosión (Tomado de Brea y Balochi, 2010).



Debido a la interacción del flujo de agua con la cubierta edáfica se generan varios tipos de erosión como es la laminar, en surcos o regueros, y en cárcavas, siendo esta última uno de los principales procesos de la degradación de tierras. A continuación se describen algunos de los tipos de erosión.

### 1.2.1.1 Erosión por salpicadura

Se considera como la primera fase de la erosión hídrica ya que favorece el desprendimiento de partículas de suelo por el impacto de las gotas de lluvia (Figura 1.4). Dichas partículas pueden ser lanzadas a un metro de distancia tanto en la vertical como en la horizontal, y la cantidad de material desplazado decrece a medida que el tamaño y la densidad del sedimento aumenta (Terrence, 2002).

En una ladera, la lluvia tiende a transportar las partículas a niveles inferiores las cuales tapan los poros provocando una disminución en la capacidad de infiltración, que incrementa la escorrentía y la remoción del suelo (Strahler y Strahler, 1994).

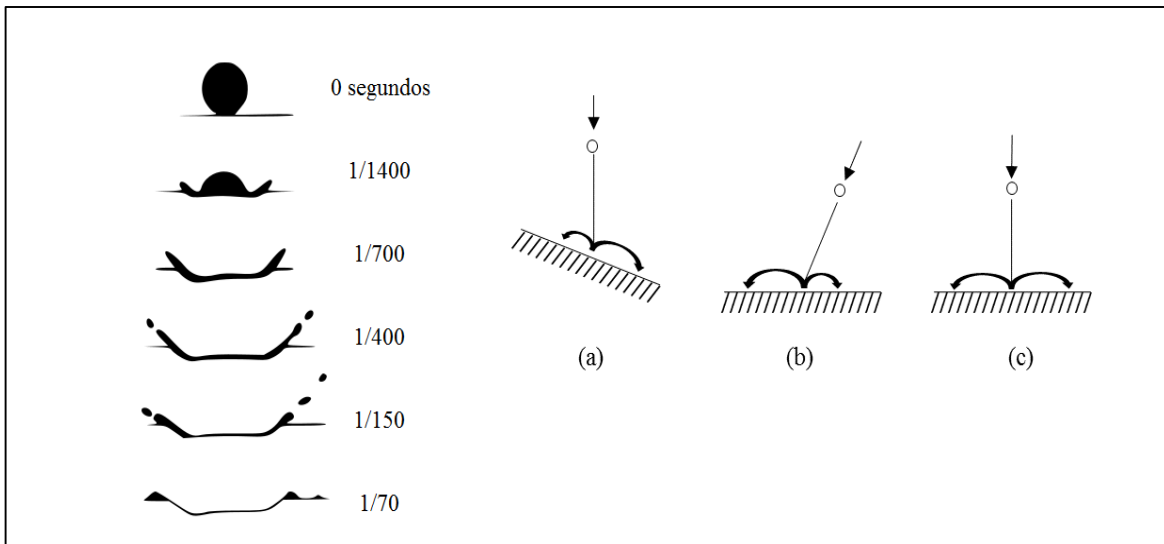


Figura 1.4 Erosión por salpicadura. En la Figura se observa el orificio formado sobre el suelo por el impacto de una gota de agua al caer. Este orificio cambia su forma según la trayectoria de las partículas desplazadas y de la pendiente de la superficie del suelo. En a) se observa el impacto de una gota que alcanza una superficie inclinada desde la vertical, en b) cae con cierta inclinación sobre una superficie horizontal y en c) impacta el suelo en ángulo recto (Tomado de Terrence *et al.*, 2002).

### 1.2.1.2 Erosión laminar

Consiste en la remoción de una capa uniforme de suelo por la acción del flujo superficial del agua (Norris *et al.*, 2008). La intensidad de este tipo de erosión está en función de la intensidad de la lluvia, la tasa de infiltración, la pendiente, así como del tamaño, forma y la densidad de las partículas y agregados (Schwab, 1993). Osman (2014), señala que es uno de los tipos más peligrosos de erosión, ya que ocurre gradualmente y no deja signos importantes de remoción del suelo. Los resultados pueden observarse en el relieve como áreas de tonalidad más clara que el resto de la superficie (Figura 1.5).

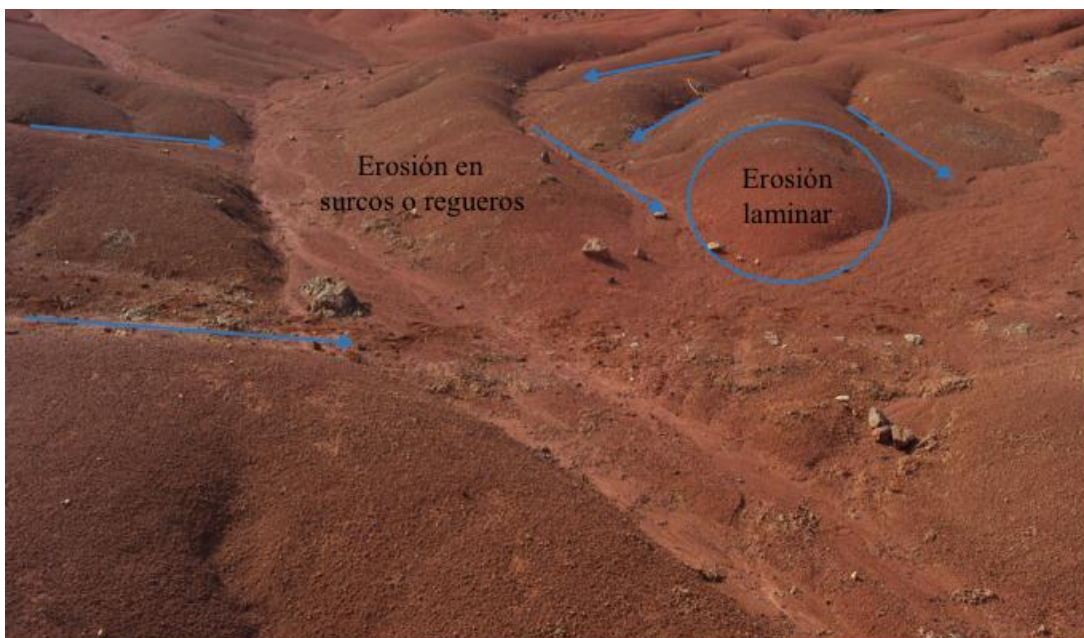


Figura 1.5 Erosión laminar y en regueros (Área de estudio, Huasca de Ocampo, Hidalgo, 2016).

### 1.2.1.3 Erosión en surcos o regueros

La erosión en surcos también denominada como erosión en regueros, de acuerdo con Fangmeier *et al.* (2006), se refiere al desprendimiento y transporte de material por un flujo de agua concentrado, el cual presenta mayor capacidad erosiva. No existe un límite claro entre el final de la erosión laminar y el inicio de la erosión en surcos. Cuando éstos

alcanzan una dimensión considerable, la erosión laminar se limita a las porciones entre ellos (erosión entre regueros) (FAO, 1967) (Figura 1.5). Frecuentemente esta forma de erosión alcanza dimensiones mayores cuya expansión no puede impedirse por las técnicas de labranza (Bini y Zilioli, 2011).

#### **1.2.1.4 Erosión en cárcavas**

Cuando la incisión linear se vuelve demasiado profunda ( $> 60$  cm) y los canales son difíciles de eliminar, entonces el proceso responsable es llamado erosión en cárcavas (Bini y Zilioli, 2011) (Figura 1.6).

Terrence *et al.* (2002), mencionan que las cárcavas se forman cuando la erosión avanza corriente arriba (erosión remontante). Asimismo, señalan que la primera fase en su desarrollo consiste en la formación de una pared vertical, en donde el flujo subsuperficial y el superficial erosionan y socavan su base. Posteriormente la pared colapsa debido al peso del suelo y al efecto de la gravedad (Figura 1.7).

Este tipo de erosión puede considerarse como una etapa avanzada de la erosión en surcos, en donde los canales logran alcanzar profundidades de hasta 30 m (Norris, 2008). Fangmeier *et al.* (2006), refieren que en una cárcava ocurren varios procesos que actúan simultáneamente o en diferentes periodos de su crecimiento, los cuales son: (1) la erosión corriente arriba en su cabecera, (2) la erosión causada por el flujo de agua a través de ella o la acción de las gotas de lluvia en los flancos de la misma, y (3) los deslizamientos de suelo en su interior. Las cárcavas se caracterizan por presentar paredes verticales, así como ausencia de vegetación. Su profundidad está influenciada por la topografía, la resistencia del suelo y la roca (Norris, 2008).

De acuerdo con Bini y Zilioli (2011), el desarrollo de cárcavas contribuye más a la pérdida de suelo y a la producción de sedimentos que la erosión laminar y en surcos. Zinck (1997), considera que es uno de los procesos de erosión que generan más problemáticas en términos ambientales. Por otro lado, Thornes (1980), refiere que debido a su alta actividad dinámica y rápidos cambios de forma son el tipo de erosión más difícil de controlar.



Figura 1.6 Sistema de cárcavas (Área de estudio, Huasca de Ocampo, Hidalgo, 2016).

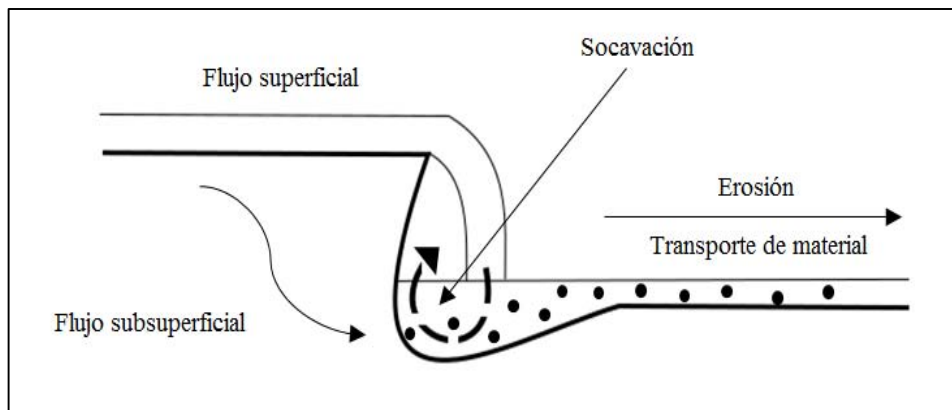


Figura 1.7 Formación de una cárcava (Modificado de Terrence *et al.*, 2002).

## 1.2.2 Factores que intervienen en el proceso de erosión

El clima es uno de los principales factores que influyen en el fenómeno de la erosión. Los elementos climáticos que afectan este proceso son la precipitación, la temperatura, el viento, la humedad y la radiación solar. Por ejemplo, el viento cambia la velocidad y la trayectoria de las gotas de agua (Schwab, 1993). Adicionalmente, las diversas condiciones climáticas favorecen los procesos de intemperismo y las precipitaciones contribuyen a la generación de la escorrentía superficial.

Los parámetros topográficos, como son la longitud, el grado de pendiente y la forma de la ladera determinan las tasas de erosión y la producción de sedimentos. Duran *et al.* (2011), señalan que la remoción del suelo es mayor a medida que se incrementan la longitud y la pendiente como resultado de un aumento en el volumen y la velocidad del flujo. Dicha relación se observa en la Figura 1.8.

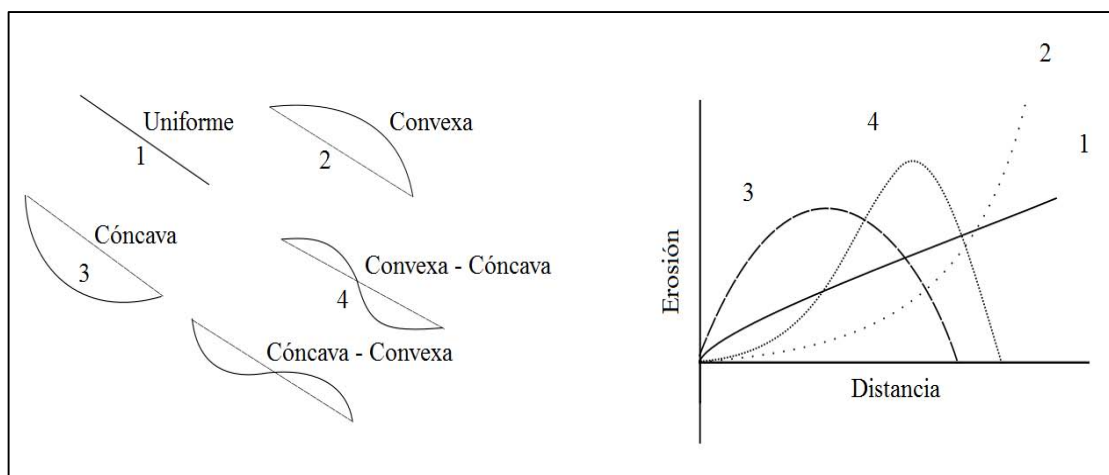


Figura 1.8 Relación entre el proceso de erosión, la distancia y la geometría de la ladera (Tomado de Terrence *et al.*, 2002).

Para Fangmeier *et al.* (2006), las características que presenta el suelo, tales como la estructura, la textura, el contenido de M.O, el agua, la mineralogía de las arcillas, así como las propiedades químicas y biológicas influyen en la erosión hídrica. Un suelo con alto contenido de M.O y buena estructura resiste más al impacto de las gotas de agua y al flujo superficial. Por otro lado, la textura determina la resistencia de las partículas a ser deprendidas de la superficie y la distancia a la que serán transportadas. Por ejemplo, las

arcillas presentan mayor resistencia que las arenas para ser desprendidas, pero son más fáciles de transportar.

La vegetación es otro aspecto importante que interviene en la erosión del suelo. Duran *et al.* (2011), afirman que es el factor más significativo que determina los procesos de remoción de material, por lo que las actividades humanas que alteran la cubierta vegetal pueden acelerar dicho fenómeno. La deforestación favorece que se incremente la pérdida de suelo, ya que la cubierta vegetal le proporciona estabilidad por medio de las raíces. Además, el aporte de M.O contribuye en la formación de agregados y la acumulación de hojarasca sirve como protección contra las gotas de lluvia y los flujos de agua canalizados.

Evans (1980), considera que las tierras donde se ha perdido cubierta vegetal son más susceptibles a la erosión hídrica. De igual manera Kirkby y Morgan (1980), señalan que la erosión es mayor cuando la vegetación ha sido alterada.

### 1.3 Técnica del Cesio-137

La mayoría de las investigaciones que tratan la erosión de suelos se realizan por medio de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE, por sus siglas en inglés), o bien incorporan modificaciones realizadas en dicha ecuación. La USLE consiste en un modelo que integra seis factores: la erosividad de la lluvia (R), la erodabilidad del suelo (K), la longitud (L) y grado (S) de la pendiente, el factor de cubierta y manejo de cultivo (C) y las prácticas contra la erosión (P):

$$A = R \times K \times L \times S \times C \times P$$

Donde A es igual a la pérdida de suelo expresada en toneladas por hectárea. Este método utiliza formulaciones empíricas y ajustes estadísticos (González, 1991). Asimismo, incorpora variables que muchas veces son difíciles de obtener. En México, por ejemplo, no se cuenta con datos actualizados sobre las condiciones físicas de los suelos, escurrimiento ni precipitación. Además, la USLE está diseñada para estimar pérdidas de suelo por erosión laminar y en pequeños regueros (De Ploey y Gabriels, 1980), lo que representa una limitante a la hora de aplicarla en zonas donde predomina la erosión concentrada.

La utilización de la técnica del Cesio-137 que ha sido estudiada y aplicada por varios investigadores bajo diferentes condiciones ambientales tiene un gran potencial para analizar el fenómeno de la erosión (véase por ejemplo Ritchie *et al.*, 1974; Kachanoski y De Jong, 1984; Loughran *et al.*, 1987; Campbell *et al.*, 1988; Zhang *et al.*, 1990; Ritchie y McHenry, 1990; Walling y Quine, 1992; Zapata, 2003; Simms *et al.*, 2008; Sibello, 2013). Este método se fundamenta en la adsorción del radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$  por las *partículas coloidales del suelo*. Walling y Quine (1992), mencionan que como resultado de poco más de 20 años de su aplicación, constituye una importante herramienta en el estudio de la erosión de suelos capaz de proveer datos para la evaluación del manejo de tierras.

### 1.3.1 Fracción coloidal del suelo

Los constituyentes minerales y orgánicos de los diferentes tipos de suelos presentan diferencias en su composición química y reactividad. El intemperismo de la fracción mineral y la descomposición de la M.O favorecen la formación de partículas que reaccionan (*coloides*), es decir, compuestos capaces de atraer y liberar iones (Hall, 1961).

Un sistema coloidal está formado por dos fases, una dispersa y otra dispersante; ambas pueden ser sólidas, líquidas o gaseosas (Cepeda-Dovala, 1991). En un suelo la fase dispersa corresponde a las partículas sólidas, y la dispersante a la solución del mismo.

Los coloides consisten en partículas orgánicas (humus) e inorgánicas (arcillas cristalinas silicatadas o no cristalinas amorfas, así como óxidos de hierro y aluminio). Éstos presentan diversas características y propiedades, que de acuerdo con Valencia-Islas (2008), son las siguientes:

- Poseen carga eléctrica.
- Presentan área superficial grande.
- Flocculan.
- Adsorben partículas, humedad, antibióticos y metabólicos tóxicos.
- Actúan como sustancias amortiguadoras.
- Ayudan a la adsorción de iones tanto positivos como negativos.

### ***Coloides inorgánicos***

Las arcillas son el constituyente mineral del suelo con mayor reactividad química, la cual está relacionada con su alta superficie específica (Hall, 1961). Surgen de la alteración y transformación de minerales primarios, aunque pueden formarse a partir de minerales secundarios.

#### *Arcillas cristalinas silicatadas*

Este tipo de arcillas consiste en disposiciones de capas de tetraedros de silicio-oxígeno y de octaedros de aluminio o magnesio (Porta *et al.*, 2003). Cuando se unen seis tetraedros quedan a la misma altura formando un plano, el cual recibe el nombre de hoja tipo (T) (Domínguez y Schifter (2003). De igual manera la unión de octaedros de aluminio o magnesio forman cadenas llamadas tipo (O).

El resultado de la articulación de los planos de tetraedros de silicio-oxígeno y de las cadenas de octaedros de aluminio o magnesio es la formación de arcillas de relación 1:1 y 2:1. Con respecto al primer tipo de arcilla, consisten en la unión de una hoja tipo (T) y una cadena tipo (O). Las segundas se refieren al apilamiento de hojas tipo (T) con una cadena tipo (O) en el centro (T-O-T). Ejemplos de arcillas 1:1 son la caolinita y la haloisita. Algunos tipos de arcillas 2:1 son la ilita, la vermiculita y la monmorillonita. La estructura cristalina de las arcillas silicatadas se muestra en la figura 1.9.



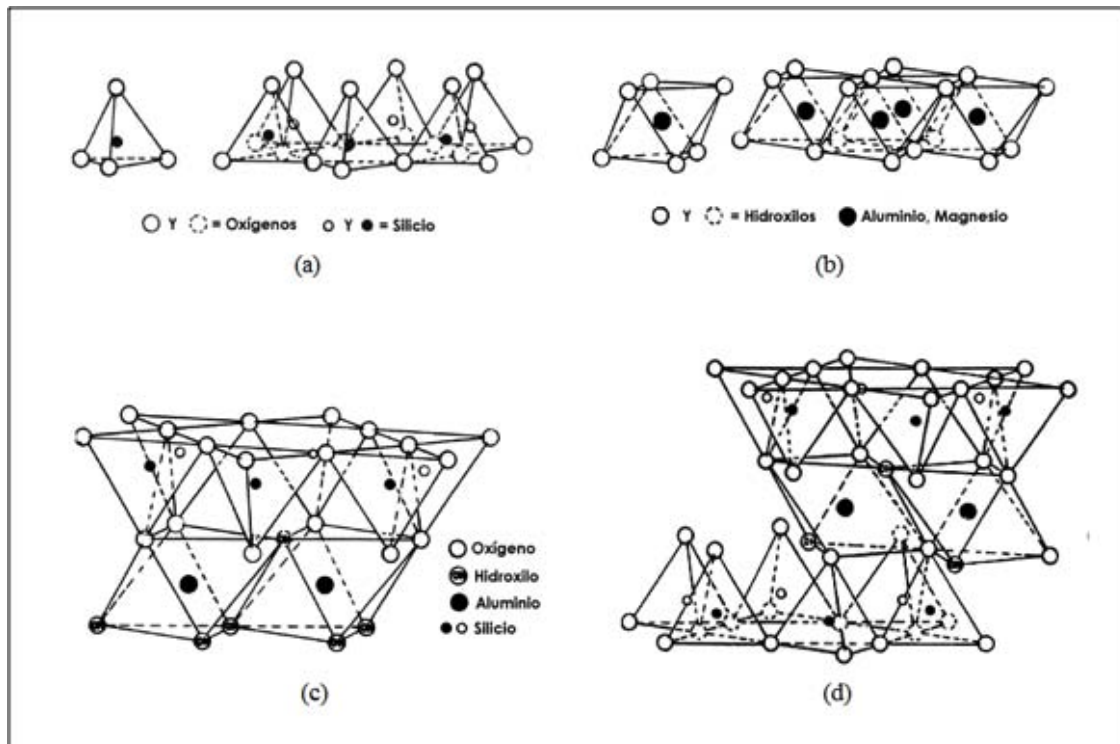


Figura 1.9 Estructura cristalinas de las arcillas. En a) tetraedros de silicio-oxígeno, b) octaedros de aluminio y magnesio, c) arcillas 1:1, y d) arcillas 2:1 (Tomado de Domínguez y Schifter, 2003).

De acuerdo con Besoain (1985), algunas de las características que presentan las arcillas no cristalinas y los óxidos de hierro y aluminio se muestran a continuación:

*Arcillas no cristalinas:*

- Están asociadas a suelos derivados de cenizas volcánicas.
- Se forman durante las primeras etapas de alteración de los minerales en función de las condiciones ambientales.
- No presentan estructura cristalina definida.
- Uno de los principales miembros que caracteriza a este tipo de arcillas es el alófono, compuesto por alúmina, sílice, agua, y en algunos casos contiene cierta proporción de óxido de hierro.

*Óxidos de Fe y Al:*

- Son producto de neoformación proveniente de la alteración de suelos.

- Abundan en regiones tropicales con altas tasas de precipitación.
- Proviene de diversos minerales ferromagnesianos (anfíboles, piroxenos, olivino, etc.).
- Contribuyen a pigmentar el suelo.
- Presentan alta superficie específica.
- Iones como el fosfato y oligoelementos como el Cu, Pb, V, Zn, Co y Ni, pueden ser adsorbidos por los óxidos de hierro.

### ***Coloides orgánicos***

El resultado de la descomposición de la M.O por la acción de los microorganismos es el *humus*. Este compuesto lleva un gran número de cargas negativas y está formado de varios elementos químicos como el C, H, O, N, S, y P. Además, el *humus* presenta alta Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) (Millar , 1971).

La CIC, de manera general, se refiere a la capacidad de los suelos para adsorber o retener cationes (Tan, 1993), los cuales pueden ser intercambiados por otros cationes o por iones de hidrógeno presentes en la solución del suelo (FAO, 2015) (Figura 1.10). Dicha capacidad está relacionada con la superficie específica y la carga de las partículas. Se mide en centimoles de carga por kg de suelo (cmolc/kg).

Porta *et al.* (2003), mencionan que la mayoría de las veces las partículas presentan cargas negativas en su superficie, por lo que es necesario que haya iones de carga contraria para que se cumpla el principio de electroneutralidad del sistema. En algunos casos las partículas presentan cargas positivas generando una capacidad de retener aniones (CIA), aunque es más frecuente la CIC.

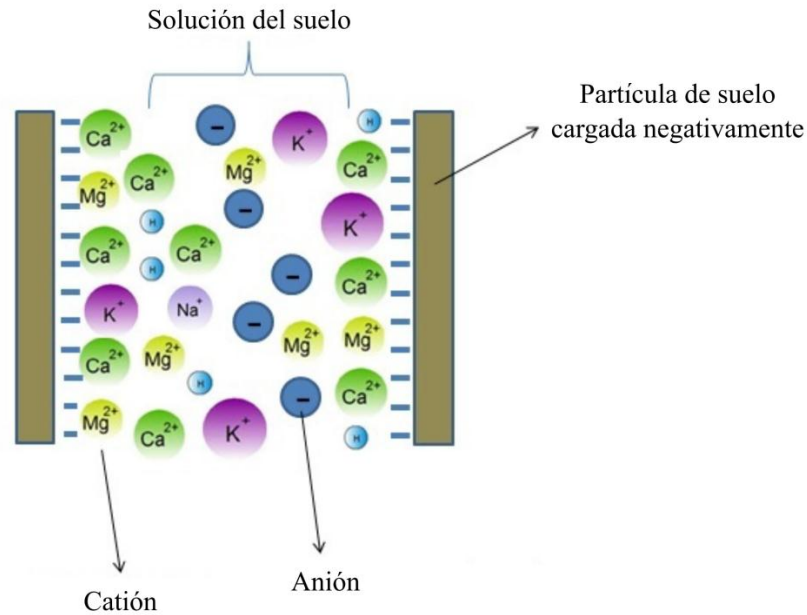


Figura 1.10 Esquema simplificado de la capacidad de intercambio catiónico (Tomado de <http://www.smart-fertilizer.com>).

Los coloides del suelo se pueden clasificar en función del tipo de carga que presenten, es decir, positiva o negativa. También pueden clasificarse en función del régimen ambiental como carga permanente o carga variable.

Con respecto a la carga según el signo, se adquiere durante la formación del mineral y uno de los procesos que intervienen es la sustitución isomórfica<sup>2</sup>. La segunda clasificación está en función de las condiciones ambientales, y más concretamente del pH que presente el medio (Jaramillo, 2002). Las arcillas 2:1 aportan principalmente carga permanente negativa mientras que las arcillas de relación 1:1, los óxidos de Fe y Al y el *humus* presentan carga variable (Yu, 1997 citado en Jaramillo, 2002).

La importancia de los coloides del suelo radica en la presencia de cargas que presentan en su superficie y la capacidad que tienen para retener aniones y cationes. Esta característica permite que los suelos retengan iones, y algunos de ellos como el  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,

<sup>2</sup> La sustitución isomórfica, consiste en el remplazamiento del ion central de los filosilicatos por otros de tamaño similar, la carga se genera cuando la sustitución se hace por un ion de menor carga que el remplazado (Jaramillo, 2002).

PO42-, entre otros, sean utilizados por las plantas. Sin embargo, también retienen elementos tóxicos, como el radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$ .

### 1.3.2 Características del $^{137}\text{Cs}$

El átomo se compone del núcleo (neutrones y protones) y de electrones que lo rodean. Cuando un átomo tiene igual número de protones y neutrones se le considera estable. Sin embargo, cuando el número de neutrones difiere es denominado isótopo, distinguiéndose dos tipos principales: estables y radiactivos (inestables). Estos últimos pueden ser naturales y artificiales, es decir, cuando se producen en laboratorios nucleares mediante la fisión nuclear.

Las isotopos inestables experimentan una transformación espontánea conocida como desintegración radiactiva (Glasstone y Sesonske, 1968). Presentan un núcleo atómico inestable y con la finalidad de llegar a un estado más estable emiten energía en forma de partículas o radiación electromagnética.

Al número de núcleos que se desintegra en un cierto periodo de tiempo se le conoce como actividad y su unidad de medida es el Becquerel (Bq) (1 Bq = 1 desintegración nuclear por segundo). Existen tres tipos de desintegración radiactiva:

#### 1. Desintegración alfa ( $\alpha$ )

De acuerdo con Villalonga-Martínez (1986), consiste en la emisión por parte del núcleo radiactivo de partículas formadas por dos protones y dos neutrones. Dichas partículas son emitidas principalmente por aquellos isótopos con un elevado número atómico (cantidad de protones).

#### 2. Desintegración beta ( $\beta$ )

El núcleo emite partículas que tienen una masa igual a la de los electrones y su carga puede ser positiva o negativa (Villalonga-Martínez, 1986). Los núcleos que tienen un exceso de neutrones se transformarán con radiación  $\beta^-$ , mientras que los que poseen mayor cantidad de protones será con  $\beta^+$  (Glasstone y Sesonske, 1968). Cahen y Treille (1964), indican que como resultado de este tipo de desintegración se forma un núcleo

que tiene un nivel de energía bien definido que puede encontrarse en estado fundamental o en estado excitado.

### 3. Radiación gamma ( $\gamma$ )

Glasstone y Sesonske (1968), muestran que en las desintegraciones radiactivas se forman núcleos en estado excitado que presentan mayor energía interna que en su estado fundamental, por lo que el exceso de energía se emite en forma de rayos gamma. Cahen y Treille (1964), mencionan que la mayoría de las veces ocurre de manera instantánea aunque existen algunos núcleos capaces de subsistir cierto tiempo en un estado metaestable (i.e. se mantienen débilmente estables durante un cierto periodo de tiempo), por lo que se le denomina isómero nuclear. Bajo estas condiciones el núcleo se encuentra en un estado excitado y el exceso de energía se libera por emisión de radiación  $\gamma$ .

El  $^{137}\text{Cs}$  es un isótopo radiactivo con una vida media de 30.12 años (Zapata, 2003). Es producto de la fisión nuclear del Uranio-235, por lo que no existen fuentes naturales de  $^{137}\text{Cs}$  en el ambiente. Este radioisótopo decae emitiendo partículas  $\beta$  a un isómero nuclear metaestable del Bario-137, cuyo tiempo de vida es de 153 segundos (2.55 minutos), y una emisión de radiación gamma (Sibello, 2013), que se mide en megaelectronvoltios<sup>3</sup> (MeV) y corresponde a 0.6617 MeV o 662 KeV (1 MeV =  $10^3$  keV) (Figura 1.11).

---

<sup>3</sup> Megaelectronvoltio (MeV), es un múltiplo de un electronvoltio (eV). La mayoría de los isotopos radiactivos emiten partículas con energías que varían de un décimo a varios millones de electrónvolts, para medir la radiactividad de un isotopo se usa la unidad electrónvoltio, que es una carga eléctrica que se desplaza entre dos niveles energéticos con una diferencia de potencial de un voltio (Gavande, 1972).

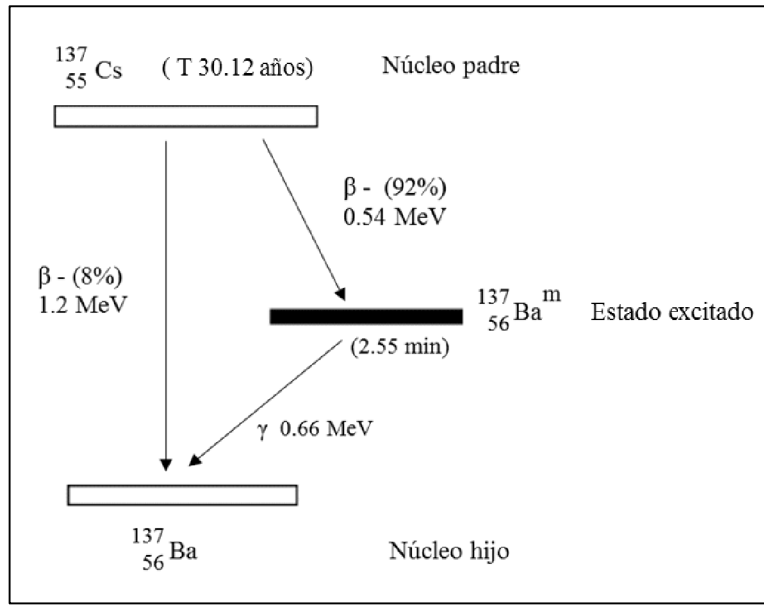


Figura 1.11 Esquema que muestra el decaimiento radiactivo del  $^{137}\text{Cs}$  (Modificado de Villalonga-Martínez, 1986).

Su presencia en el ambiente se debe a las pruebas nucleares que se desarrollaron principalmente en el Hemisferio Norte a partir del año 1945, cuyo máximo pico tuvo lugar entre los años de 1963 y 1964. Posteriormente la cantidad del  $^{137}\text{Cs}$  se redujo en los siguientes años (Brown *et al.*, 1981; Ritchie y McHenry, 1990; Zapata, 2003), pero accidentes como el de Chernóbil en 1986 y el de Fukushima en 2011 volvieron a liberar cantidades significativas de  $^{137}\text{Cs}$  en la atmósfera.

Por ejemplo, Golosov (2003), señala que debido a la explosión del reactor nuclear de Chernóbil se liberaron 85 petabecquerelios (PBq) ( $1 \text{ PBq} = 10^{15} \text{ Bq}$ ) de  $^{137}\text{Cs}$  a la atmósfera, de los que 64 PBq se depositaron en el continente europeo y el resto se dispersó por los demás continentes debido a la acción del viento.

Para el caso de Fukushima, el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA, por sus siglas en inglés), estimó que entre 7 y 50 PBq de Cesio-137 fueron emitidos a la atmósfera. Esta radiactividad se dispersó principalmente hacia el norte y este de Japón siguiendo la dirección de los vientos dominantes y posteriormente alrededor de todo el mundo (Figura 1.12).

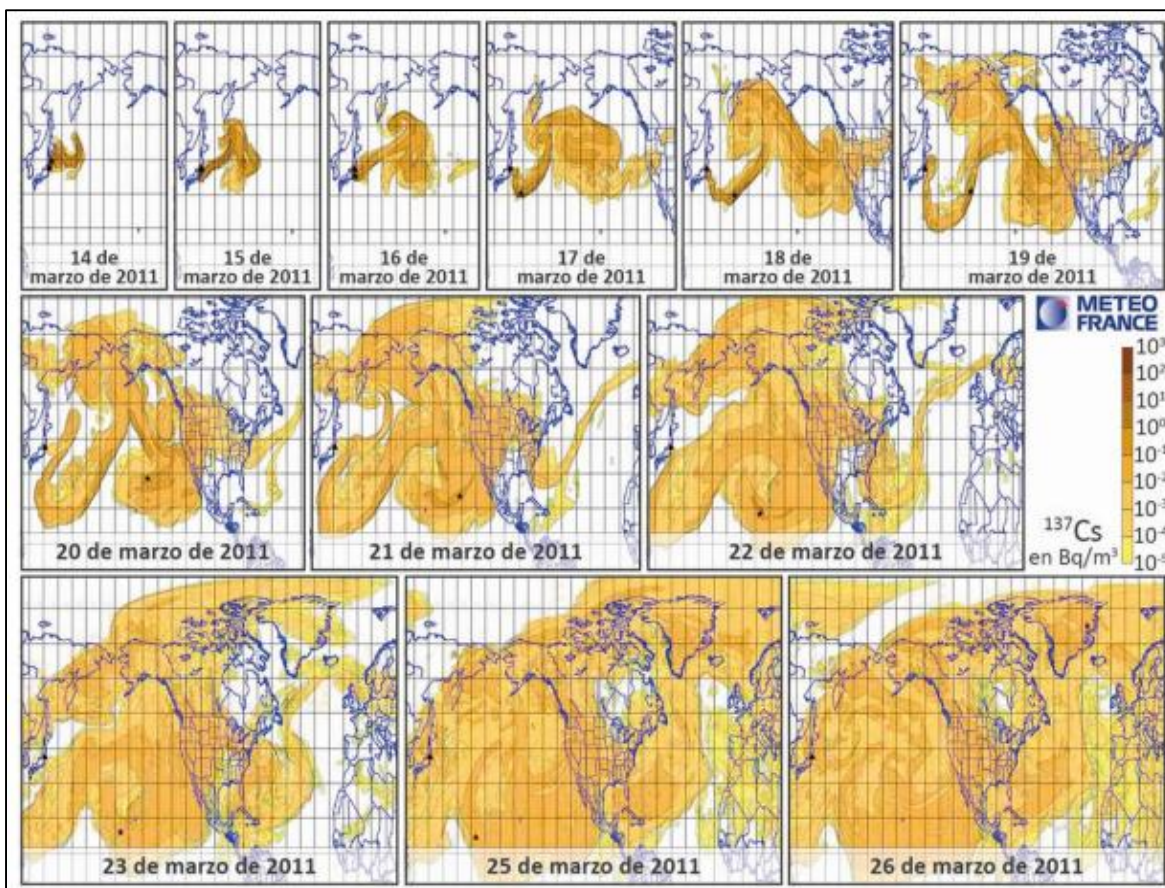


Figura 1.12 Dispersión atmosférica del  $^{137}\text{Cs}$  en el año 2011 como consecuencia del accidente nuclear de Fukushima (Tomado del Organismo Internacional de Energía Atómica, OIEA, 2015).

### 1.3.3 $^{137}\text{Cs}$ en el ambiente y su relación con la erosión del suelo

Villalonga-Martínez (1986), menciona que durante una explosión nuclear sobre la superficie terrestre se levantan partículas de tierra y agua que se incorporan a la nube radiactiva. Los productos de fisión, como el  $^{137}\text{Cs}$ , y los residuos radiactivos se incorporan a dichas partículas y posteriormente caen al suelo. Este proceso se conoce como precipitación radiactiva, la cual puede ocurrir inmediatamente o después de la explosión.

Cantidades importantes de  $^{137}\text{Cs}$  permanecen en la tropósfera desde donde caen gradualmente a la superficie. Sin embargo, un porcentaje importante del radioisótopo logra alcanzar la estratósfera, pero debido a que no hay presencia de humedad en ella las partículas del  $^{137}\text{Cs}$  no pueden ser arrastradas hacia la superficie terrestre. La única salida es

por medio de corrientes de viento que las transportan hacia la troposfera y ahí son removidas por las precipitaciones (Villalonga-Martínez (1986).

En el momento en el que ocurre la precipitación, el radioisótopo ( $^{137}\text{Cs}$ ) puede ser interceptado por la vegetación o depositarse directamente sobre los suelos y cuerpos de agua. La cubierta vegetal lo puede adsorber, aunque la mayoría es lavado por el agua y transportado hacia el suelo. Cuando el  $^{137}\text{Cs}$  cae sobre el agua se fija a las partículas suspendidas y durante las inundaciones vuelve a depositarse sobre la cubierta edáfica (Ritchie y McHenry, 1990).

Al entrar en contacto con el suelo el  $^{137}\text{Cs}$  es adsorbido por las partículas coloidales mediante intercambio catiónico. La movilidad de este radioisótopo por procesos químicos y biológicos es limitada, ya que su movimiento está asociado con procesos físicos (erosión y labranza) (Ritchie *et al.*, 1974). Por lo tanto en suelos agrícolas con actividades de labranza el  $^{137}\text{Cs}$  exhibe una concentración uniforme. Por otro lado, un suelo poco perturbado muestra un decremento en la actividad conforme aumenta la profundidad (Iurian *et al.*, 2015). En la Figura 1.13 se puede observar el comportamiento del  $^{137}\text{Cs}$  en el ambiente.

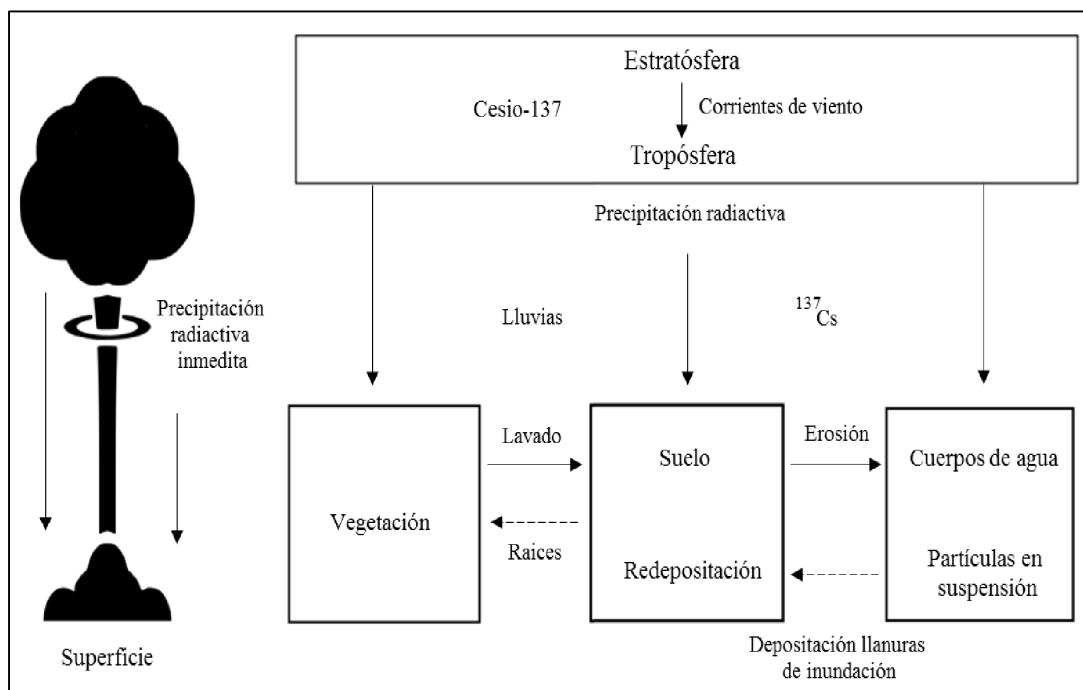


Figura 1.13 Diagrama simplificado del comportamiento del  $^{137}\text{Cs}$  en el paisaje (Modificado de Ritchie y McHenry, 1990).



Se asume que la caída del  $^{137}\text{Cs}$  es uniforme a lo largo de la superficie terrestre. Por lo que para poder identificar superficies de erosión y sedimentación es necesario realizar una comparación de la actividad de estos sitios con uno de referencia, es decir, un lugar que no presente perturbaciones (Sibello, 2013). Así las áreas que tienen valores por debajo del de referencia indican que hay una pérdida de suelo, mientras que zonas con actividad por encima de este valor sugieren áreas de deposición (Loughran *et al.*, 2003). Dichas comparaciones proveen información cualitativa de la distribución espacial de la erosión de suelos y su deposición en el paisaje (Sibello, 2013). Sin embargo, estos datos tienen un valor limitado. Por ello, es necesario aplicar modelos matemáticos que permitan estimar la cantidad de material que se pierde por procesos erosivos. En este sentido, el modelo de aproximación gravimétrica desarrollado por Brown *et al.*, (1981), es un método de calibración sencilla capaz de proporcionar una estimación de las tasas de erosión.

Dicho modelo se aplica a un área de estudio determinada, por lo general en cuencas pequeñas para obtener una tasa única de erosión. Aunque puede ser aplicado a sitios individuales (Walling *et al.*, 2003). Se expresa con la ecuación siguiente:

$$Y = \left[ \frac{(A_{ref} - A)}{(C_e \cdot T)} \right] \quad (1)$$

Donde:

$Y$  = Pérdida anual de suelo expresado en kg/ha/año

$A_{ref}$  = Inventario de referencia (Bq/m<sup>2</sup>)

$A$  = Inventario del área erosionada (Bq/m<sup>2</sup>)

$C_e$  = Actividad del  $^{137}\text{Cs}$  en el área erosionada (Bq/kg)

$T$  = Tiempo desde el inicio del depósito (se toma como referencia el año de 1954)

No obstante, el valor puede ser calculado en toneladas por hectárea al año, de tal forma que:

$$\begin{aligned}
Y &= \left\{ \left[ \frac{(A_{ref} - A)}{(C_e \cdot T)} \right] \cdot 10000 \right\} / 1000 \\
&= \left[ \frac{(A_{ref} - A)}{(C_e \cdot T)} \right] \cdot 10
\end{aligned}
\tag{2}$$

En la ecuación anterior el inventario del área erosionada (A) es comparado con el de referencia ( $A_{ref}$ ). Se calcula el déficit ( $Bq/m^2$ ) y se convierte en una estimación de pérdida de suelo (t.ha.año). Para ello, se utiliza la concentración media del  $^{137}Cs$  ( $Bq/kg$ ) y el tiempo transcurrido desde su caída (Walling *et al.*, 2003).

Para poder aplicar el modelo de Brown es necesario calcular el inventario de cada muestra, el cual de acuerdo con (Simms *et al.*, 2008) se determina con la siguiente ecuación:

$$it = (CC \cdot Pm) / as$$

Donde: (3)

$it$  = inventario total de la muestra

$CC$  = Actividad del  $^{137}Cs$  expresado en  $Bq/kg$

$Pm$  = peso de la muestra en Kg

$as$  = área superficial de la muestra expresado en  $m^2$

La actividad del radioisótopo  $^{137}Cs$  en las muestras de suelo y sedimentos se obtiene mediante un análisis de *espectrometría de radiación gamma*. Esta técnica consiste en determinar la energía que emiten las fuentes radiactivas. Generalmente se realiza por medio de un detector de centelleo de Ioduro de Sodio con impurezas de Talio “NaI(Tl)”. Sin embargo, existen otros tipos de cristales semiconductores que permite obtener una mayor resolución como es el caso del Germanio Hiperpuro (HpGe) (Audicio, s.f.).

La *espectrometría gamma* se fundamenta en la emisión de luz cuando el detector es atravesado por la radiación ionizante. De acuerdo con Wallbrink *et al.*, (2003), el cristal emite señales correspondientes a la energía entrante, que es captada por un fotomultiplicador y enviada a un sistema de amplificación, en el que se aumenta considerablemente la señal producida. Posteriormente, esta señal es transformada a un valor digital por medio del Convertidor Analógico-Digital (ADC por las siglas en inglés: *Analog-to-digital converter*). Los pulsos que emergen de este aparato son enviados a un analizador multicanal (MCA por las siglas en inglés: *multichannel analyzer*) en donde se procesan y son convertidos en un espectro característico para cada radioisótopo. Por último, un sistema de cómputo (frecuentemente conectado al MCA) convierte esta información en actividad (Bq/kg) (Figura 1.14).

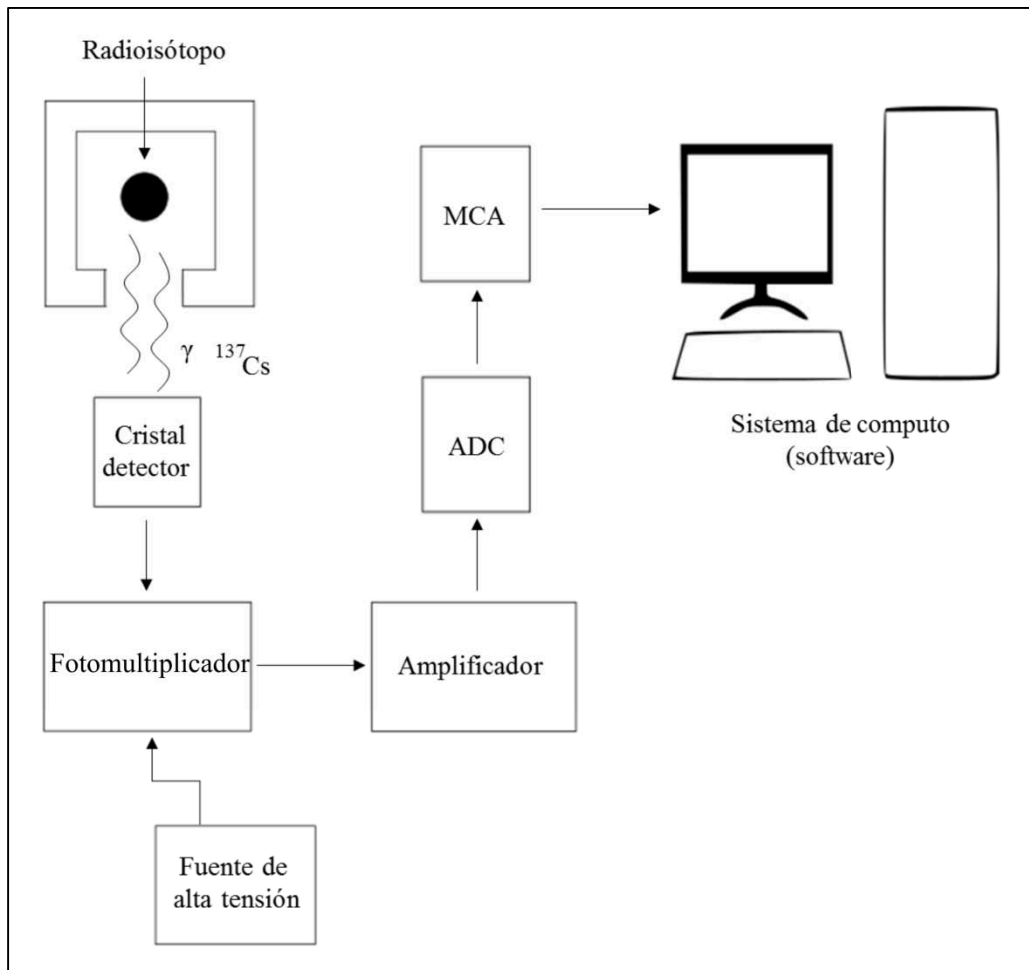


Figura 1.14 Sistema de espectrometría gamma (Modificado de Wallbrink *et al.*, 2003).

#### 1.4 Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL)

La palabra luminiscencia hace referencia a la propiedad que tienen algunos cuerpos de emitir luz sin elevar su temperatura. Esta propiedad puede estar relacionada con procesos biológicos o bien con fenómenos físicos como es la radiactividad (Muñoz-Salinas, 2013).

La Luminiscencia Ópticamente Estimulada es una técnica que originalmente fue utilizada para la datación de depósitos sedimentarios como dunas de arena, loess, material coluvial, sedimentos ricos en M.O, entre otros (Aitken, 1998). Sin embargo, estudios recientes han desarrollado un nuevo enfoque en el que utilizan las señales de luminiscencia para dilucidar mecanismos de transporte (véase Sanderson y Murphy, 2010; Muñoz-Salinas *et al.*, 2011, Muñoz-Salinas *et al.*, 2012; Muñoz-Salinas y Castillo-Rodríguez, 2014).

Esta técnica se fundamenta en la capacidad que tienen algunos minerales como el cuarzo y los feldspatos de acumular el efecto de la radiación (Medialdea, 2013), producida por isótopos radiactivos que se encuentran naturalmente en los suelos ( $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ), y en menor medida por la acción ionizante de la radiación cósmica (Muñoz-Salinas *et al.*, 2011). No obstante, debe considerarse el efecto que producen los radioisótopos de origen antrópico como el  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{89}\text{Sr}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ , entre otros, que se han incorporado al medio natural.

Cuando un radioisótopo se desintegra como resultado de la inestabilidad de su núcleo emite partículas energéticas y radiación electromagnética. Dicha energía atraviesa el grano mineral y excita los electrones, provocando que se desplacen de la banda de la valencia a la banda de la conducción (Ríos-Paredes, 1989). Es entre estas dos bandas donde algunos electrones quedan atrapados dentro de las imperfecciones que presentan los minerales, también conocidas como trampas (Huntley *et al.*, 1985).

Cuando los minerales son expuestos a la luz solar, los electrones regresan a su nivel energético habitual emitiendo fotones, es decir, produciendo luminiscencia (Muñoz-Salinas *et al.*, 2012). Este proceso también se conoce como el reseteo mediante el cual el reloj geológico comienza su conteo.

Una vez que los sedimentos son depositados estarán expuestos nuevamente a la radiación, por lo que la cantidad de electrones atrapados reflejará el tiempo que estuvieron sepultados. Cuanto mayor sea el tiempo de enterramiento y la exposición a la radiación, mayor será el número de electrones atrapados en las imperfecciones de los minerales (Aitken, 1998). En la Figura 1.15 se muestran los principios del OSL.

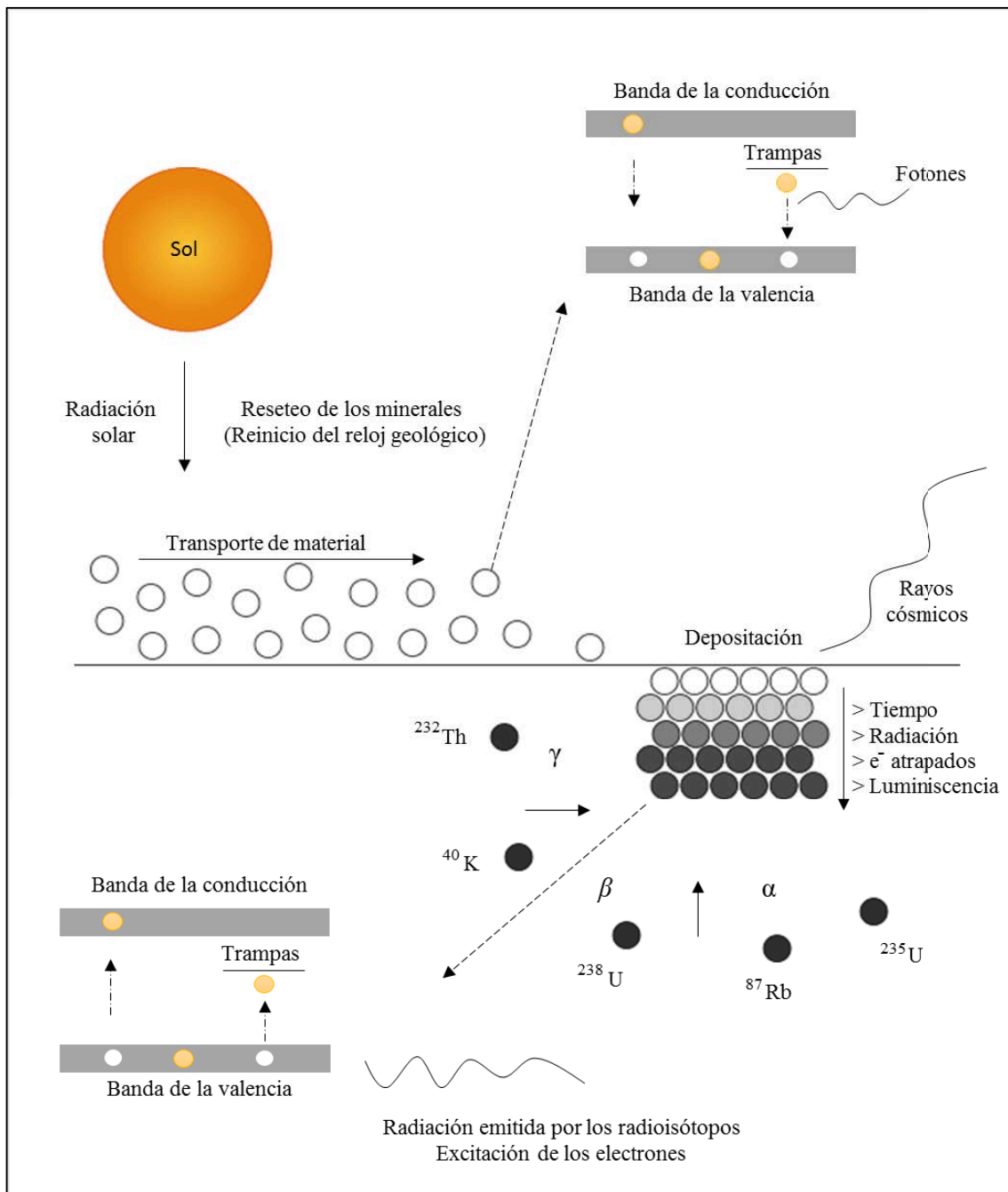


Figura 1.15 Principios de la técnica de OSL (Modificado de Mallinson, 2008).

Al momento del transporte de material existe la posibilidad de que los minerales no estén totalmente expuestos a la luz solar, es decir, no se resetean completamente, por lo que al depositarse tendrán luminiscencia residual previa al último enterramiento (Muñoz-Salinas y Castillo Rodríguez, 2014).

Por ejemplo, Muñoz-Salinas *et al.*, (2012), mencionan que los depósitos eólicos y los materiales de origen fluvial que son transportados por flujos de agua clara presentan un buen reseteo debido a que están totalmente expuestos a la luz solar durante su transporte. Sin embargo, cuando los sedimentos viajan a través de un flujo hiperconcentrado presentan un reseteo parcial. Por lo tanto, la interpretación de las señales de luminiscencia puede determinar el mecanismo de transporte que sufrieron los minerales.

Siguiendo los principios de esta técnica se asume que aquellas superficies estables (lugares sin evidencias de erosión) y zonas de acumulación presentan mayor luminiscencia. Por otro lado, en las superficies erosivas las señales son altas, ya que debido al constante transporte de material, los minerales no tienen suficiente tiempo para estar expuestos a la luz solar y no están totalmente reseteados.

En resumen, el OSL consiste en la emisión de fotones cuando, dentro de la estructura cristalina mineral, los electrones excitados que quedaron almacenados en trampas que se localizan entre la banda de la valencia y conducción (nivel Fermi), se mueven a la banda de valencia y pierden energía (Yukihara y McKeever, 2011). Para obtener las señales de luminiscencia, el material es estimulado mediante radiación electromagnética dentro de las longitudes de onda del infrarrojo y el azul. En el estudio que se presenta, este paso se realizó con una unidad de estimulación portátil (PPSL, por sus siglas en inglés: *Pulsed Photon-Stimulated Luminescence*). En la longitud de onda del infrarrojo (se va mencionar en adelante por sus siglas en inglés como IRSL: *Infrared Stimulated Luminescence*) se estimulan los feldespatos y en la del azul (se va mencionar en adelante por sus siglas en inglés como BLSL: *Blue Stimulated Luminescence*), principalmente los cuarzos (Aitken, 1998).

## 1.5 Martillo *Rock Schmidt*

La litología juega un papel importante en el fenómeno de la erosión ya que determina la resistencia del material a los procesos de intemperismo. La dureza de la superficie de la roca a menudo es utilizada como un indicador del grado de su alteración (Mol, 2014).

El Martillo de Rebote Schmidt (Figura 1.16), también conocido como esclerómetro, es una herramienta que fue diseñada en el año 1948 por el suizo Ernst O. Schmidt, que originalmente se utilizó para realizar ensayos sobre la dureza del concreto. Sin embargo, a partir de 1960 comenzó a utilizarse dentro del contexto geomorfológico (Goudie , 2006).

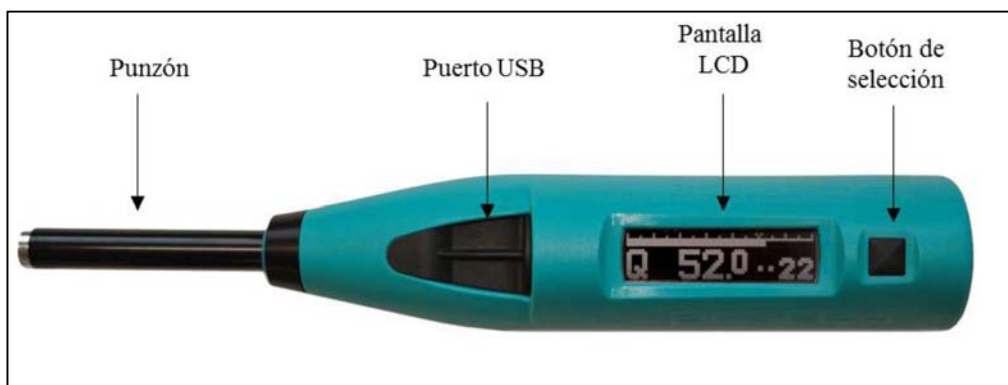


Figura 1.16 Martillo Schmidt (Tomado de Proceq, 2014).

Dentro de las aplicaciones que tiene el uso del martillo en geomorfología se encuentran: (1) medir la dureza de las rocas permitiendo realizar una comparación cuantitativa de la resistencia del material; (2) predecir el grado de alteración por agentes atmosféricos; (3) datar depósitos y morfologías de origen glaciar (especialmente del periodo del Holoceno y utilizando simultáneamente otras técnicas de datación); (4) relacionar la dureza de los materiales con la morfología e inestabilidad de laderas y (5) determinar la susceptibilidad de la roca a ser erosionada (Goudie, 2006; Viles *et al.*, 2010; Winkler, 2005; Proceq, 2014).

Esta herramienta es una prueba no destructiva, es decir, que no altera las propiedades de la roca. De manera general su mecanismo consiste en presionar el punzón de impacto sobre una superficie, el cual estará empujando la masa del martillo, un resorte se comprimirá y

otro se estará estirando hasta que el martillo se desenganche (Figura 1.17); posteriormente éste impactará sobre el punzón y rebotará. La distancia que recorre el martillo se conoce como valor “R”. Parte de la energía que se genera al momento del impacto es absorbida y transformada en calor o sonido y el resto representa la dureza (Viles *et al.*, 2010)

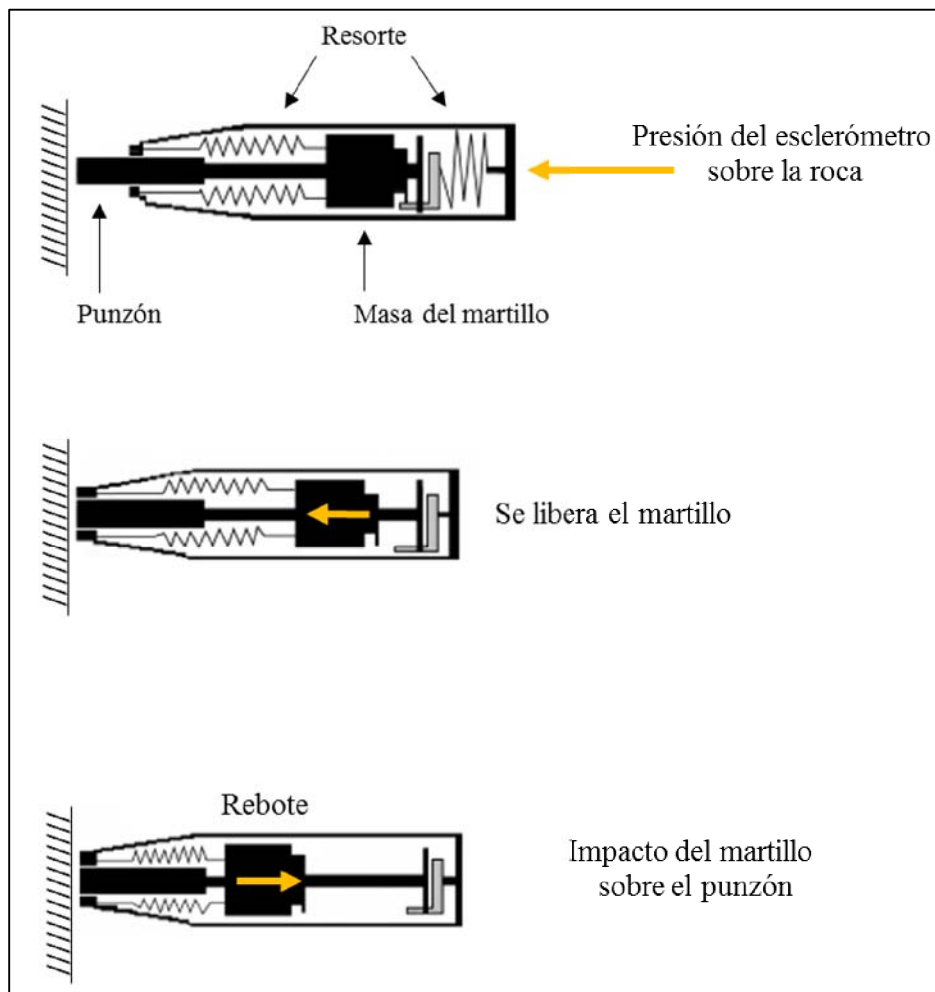


Figura 1.17 Esquema simplificado del funcionamiento del Martillo Schmidt (Modificado de Werle, 2011).

Existen diversas versiones del Martillo Schmidt. De ellos, el más utilizado en geomorfología es el tipo N que provee datos sobre un amplio rango de rocas con una resistencia a la compresión de 20 a 25 Mpa (Goudie, 2006), y con una energía de impacto de 2.207 Nm. Es ligero, portable y permite realizar pruebas *in situ* en el trabajo de campo (Goudie, 2004; Aydin y Basu, 2005).



Las ventajas de la utilización del martillo Schmidt son su relativo bajo costo y peso (menor 2.5 kg). Además, pueden realizarse varias lecturas en campo y las condiciones de temperatura no afectan el valor calculado. El equipo es sensible al contenido de humedad de la roca, y el valor “R” puede ser influenciado por la textura de la superficie (Goudie, 2006). Por ejemplo, Céspedes-García (2003), menciona que la presencia de un vacío debajo del punzón proporcionará un valor de rebote bajo, mientras que una protuberancia dará valores elevados.

La resistencia al rebote calculada permite conocer indirectamente la dureza de una roca con un intervalo de confianza del 75%. (Rodríguez-Sastre *et al.*, 2004). El valor “R” se calcula en una escala de 0 a 100 (Goudie, 2004). Se realizan varias lecturas y posteriormente se obtiene un promedio. Valores de rebote elevados indican rocas con mayor dureza (Viles, *et al.*, 2010).

## **1.6 Conectividad de sedimentos en cuencas fluviales**

La conectividad de sedimentos en una cuenca fluvial depende de la variabilidad y organización de los elementos que componen el paisaje (Quiñonero-Rubio *et al.*, 2013). Hooke (2003), la define como la transferencia de sedimentos de un lugar a otro refiriéndose al potencial que tienen las partículas de moverse a través del sistema (cuenca), y hace referencia a la posibilidad de que el material sea transportado de una ladera hacia la salida de la cuenca (Messenzehl *et al.*, 2014).

El estudio de la conectividad es esencial para establecer la respuesta geomorfológica del sistema ante las perturbaciones que genera la tectónica, el clima y el ser humano sobre el paisaje (Harvey, 2002). El grado de transferencia de sedimentos entre una ladera y un canal está influenciado por varios factores como el grado de la pendiente, la densidad del drenaje, la cubierta vegetal, así como la formación de cárcavas (Wentzel van der Waal, 2014)

Por ejemplo, en una ladera con vegetación densa las partículas pueden ser depositadas a distancias relativamente cortas (Wentzel van der Waal, 2014), por lo que el grado de conectividad es bajo, mientras que en laderas en donde la cubierta vegetal ha sido removida presentará una mayor conectividad.

Un aumento en la conectividad implica un mayor transporte de sedimentos, así como una mayor distribución de nutrientes. Sin embargo, la sedimentación excesiva puede causar problemas ambientales en los cuerpos de agua, como la desecación de lagos y la proliferación de especies vegetales debido al aumento de minerales.

Los métodos más utilizados para realizar un análisis de conectividad en cuencas fluviales son: la observación geomorfológica y sedimentológica en campo, el monitoreo del flujo de sedimentos mediante instrumentación (Messenzehl *et al.*, 2014), y la aplicación de algunos índices que utilizan ecuaciones matemáticas y Sistemas de Información Geográfica (SIG) (véase Cavalli *et al.*, 2013). En esta investigación se analizará la transferencia de sedimentos de las laderas hacia el cauce mediante la utilización de las técnicas de OSL y  $^{137}\text{Cs}$ .

## 2 CONTEXTO GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

### 2.1 Localización

El área de estudio comprende una porción de la red de cárcavas localizadas en el municipio de Huasca de Ocampo, en el Estado de Hidalgo, dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, aproximadamente a 24 km hacia el noreste de la ciudad de Pachuca de Soto. La zona pertenece a una subcuenca de 52 km<sup>2</sup> del sector meridional de la cuenca del río Metztitlán. Las coordenadas extremas aproximadas son 20°05'15'' y 20°10'57'' de latitud norte y 98°35'40'' y 98°31'50'' de longitud oeste (Figura 2.1).

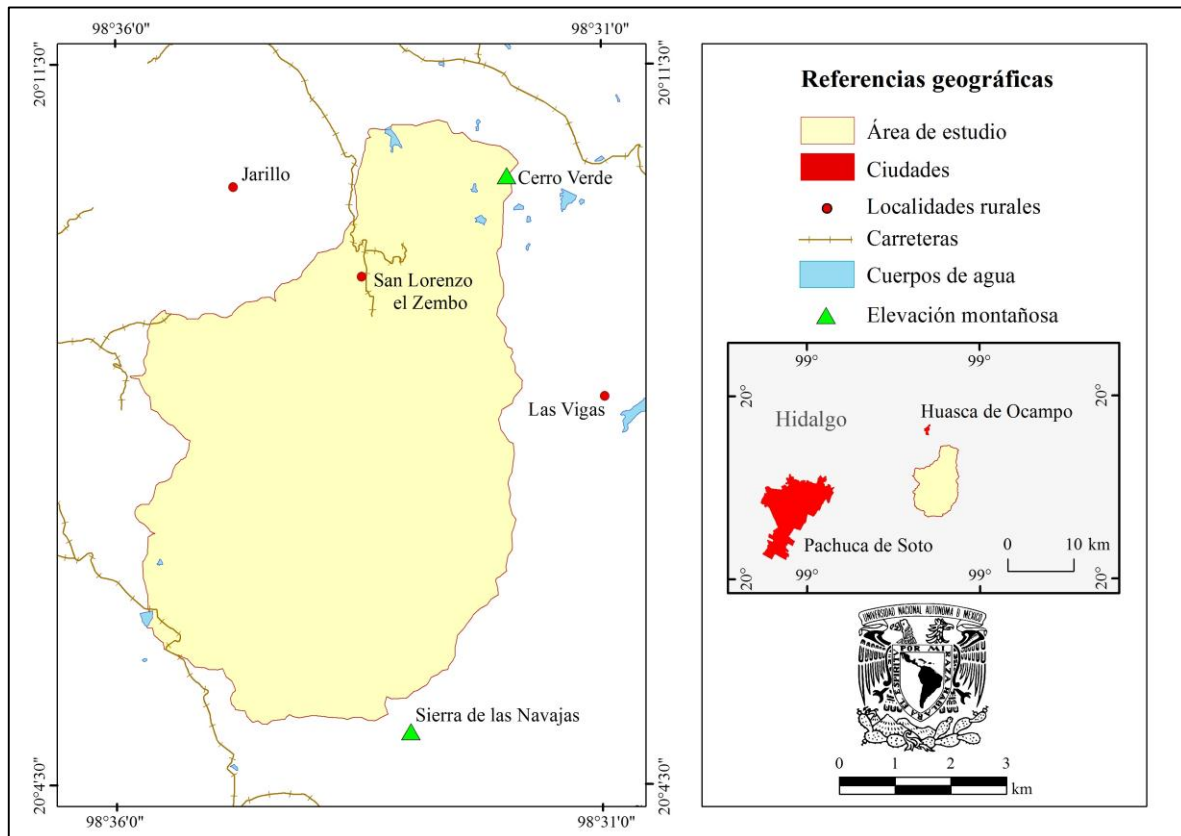


Figura 2.1 Localización geográfica del área de estudio. Elaborado sobre la base de CONABIO, 2015.

## 2.2 Geología

El tipo de roca es uno de los factores a tomar en cuenta dentro de la erosión de suelos debido al control y la influencia que ejerce en el proceso de infiltración del agua y la escorrentía superficial. En este apartado se describen las características principales de las formaciones y unidades litológicas del área de estudio.

La red de cárcavas se ubica al noreste de la Sierra de las Navajas y los tipos de roca que predominan son de composición variable como la riolita, toba-riolítica, basalto y traquita (Figura 2.2), que son producto de actividad volcánica con una edad comprendida entre el Plioceno y el Pleistoceno Temprano.

### Plioceno- Pleistoceno

Durante este periodo se encuentran la Formación Riolita Navajas, la Traquita Guajolote y los derrames de Basalto Olivínico que sobreyacen a una sucesión de rocas volcánicas provenientes de la actual Sierra de Pachuca, denominadas como Grupo Pachuca. Las características principales de cada una de ellas de acuerdo con Geyne *et al.* (1963), son las siguientes:

#### 1. Riolita Navajas

Consiste en un afloramiento de rocas riolíticas, localizado en la Sierra de las Navajas. Está constituida por derrames de lava, capas de brecha y toba, así como por depósitos de flujos piroclásticos, que descansan discordantemente sobre diversas formaciones del Grupo Pachuca. Está cubierta al poniente por la Formación Traquita Guajolote. El espesor máximo conservado en su parte central es de 500 m aproximadamente.

En la cumbre de la Sierra de las Navajas esta formación consiste en lava gris clara, con estructura fluidal. Contiene un 5 por ciento de fenocristales de 0.5 mm y la matriz es cristalina compuesta por cuarzo y feldespato potásico.

En las lavas localizadas a 1 km al oriente de Huasca de Ocampo, la formación Riolita Navajas presenta rocas de color gris claro con estructura fluidal que contienen un 5 % de fenocristales y un el 5-10 % de cristales de hornblenda.

Las últimas erupciones que presentó la Sierra de las Navajas consistieron en flujos piroclásticos que transportaron fragmentos líticos, pumíticos y de obsidiana.

## 2. Traquita Guajolote

Constituida por lava vesicular de color gris y de composición máfica. Descansa principalmente sobre la Riolita Navajas, aunque en su borde occidental sobreyace a algunas formaciones volcánicas más antiguas. No está cubierta por ningún otro tipo de roca y su edad es del Pleistoceno temprano.

## 3. Derrames de Basalto Olivínico

Consiste en un campo extenso de derrames de lava con sus respectivos conos cineríticos, que se localizan al norte de la Sierra de las Navajas y se componen principalmente por basalto olivínico. Los conos cineríticos que están destruidos parcialmente por procesos de intemperismo y erosión son del Plioceno, mientras que los conos poco erosionados son del Pleistoceno.

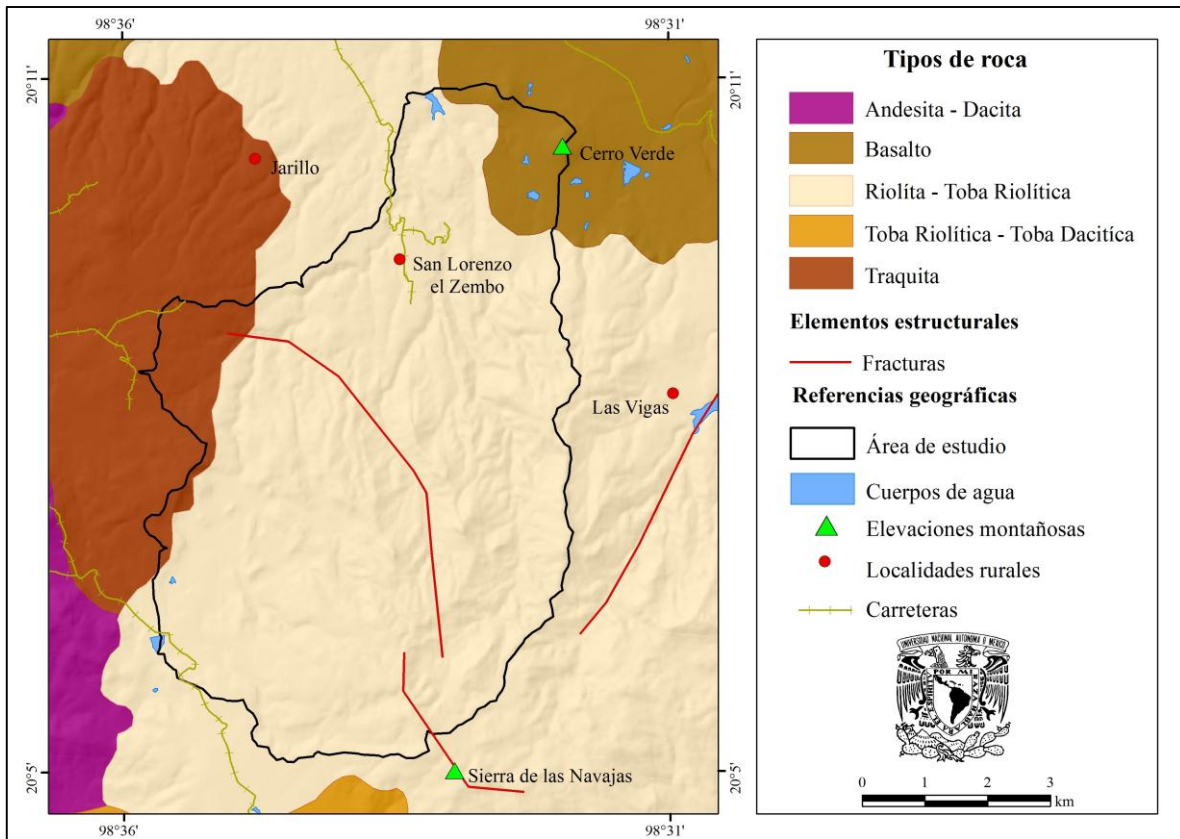


Figura 2.2 Mapa geológico elaborado a partir de la cartografía 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano, 2015.

### 2.3 Geomorfología

La cartografía geomorfológica es una herramienta útil para analizar la erosión, ya que dicho proceso genera formas específicas y cambia los atributos morfométricos del relieve. Para la identificación de las principales unidades geomorfológicas en la zona de estudio se siguieron los principios del Sistema para el Levantamiento y Mapeo Geomorfológico del Instituto Internacional de Ciencia de la Geo-información y Observación de la Tierra (*The International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation, ITC*). Asimismo, el análisis morfométrico estuvo basado en las bases publicadas por Lugo-Hubp (1988).

El análisis geomorfológico consistió en la recopilación de información, procesamiento y su posterior análisis en gabinete mediante la utilización de un Sistema de Información

Geográfica (SIG). A su vez, se elaboró un mapa de altimetría (Figura 2.3) y uno de pendientes (Figura 2.4), que sirvieron de base para identificar las principales unidades del relieve. Además, se realizó una fotointerpretación de una imagen de satélite obtenida de GoogleEarth®, y de un modelo digital del terreno (MDT) que permitió la elaboración del mapa final (Figura 2.5).

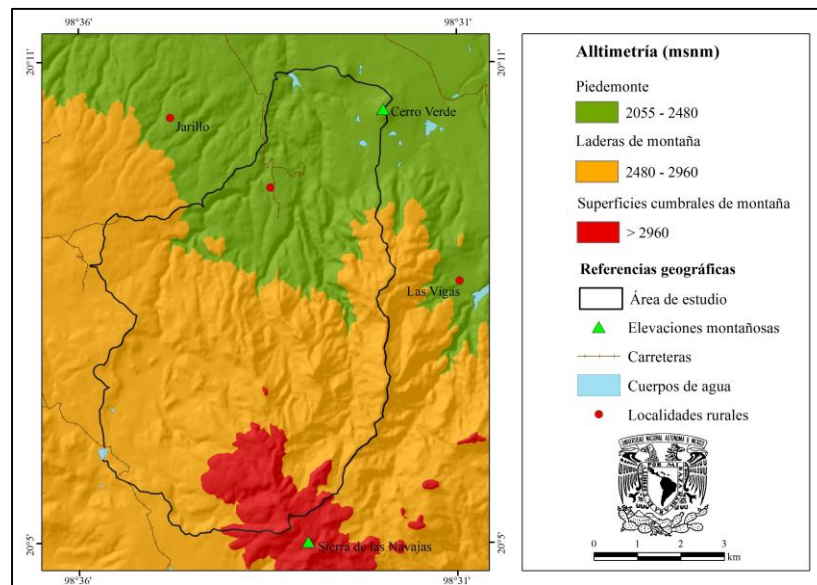


Figura 2.3 Mapa altimétrico con clasificación general del relieve. Elaborado a partir de datos tipo raster del Continuo de Elevaciones Mexicano, INEGI.

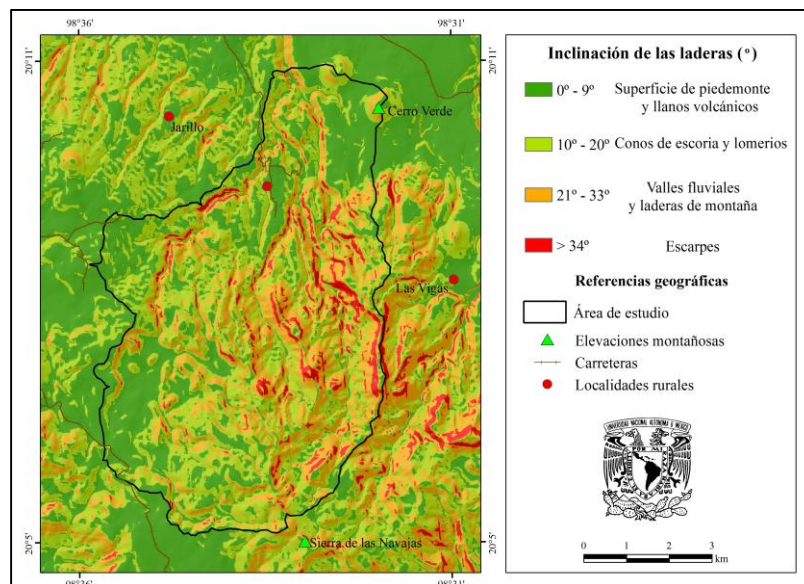


Figura 2.4 Mapa de pendientes con clasificación general del relieve. Elaborado a partir de datos tipo raster del Continuo de Elevaciones Mexicano, INEGI.

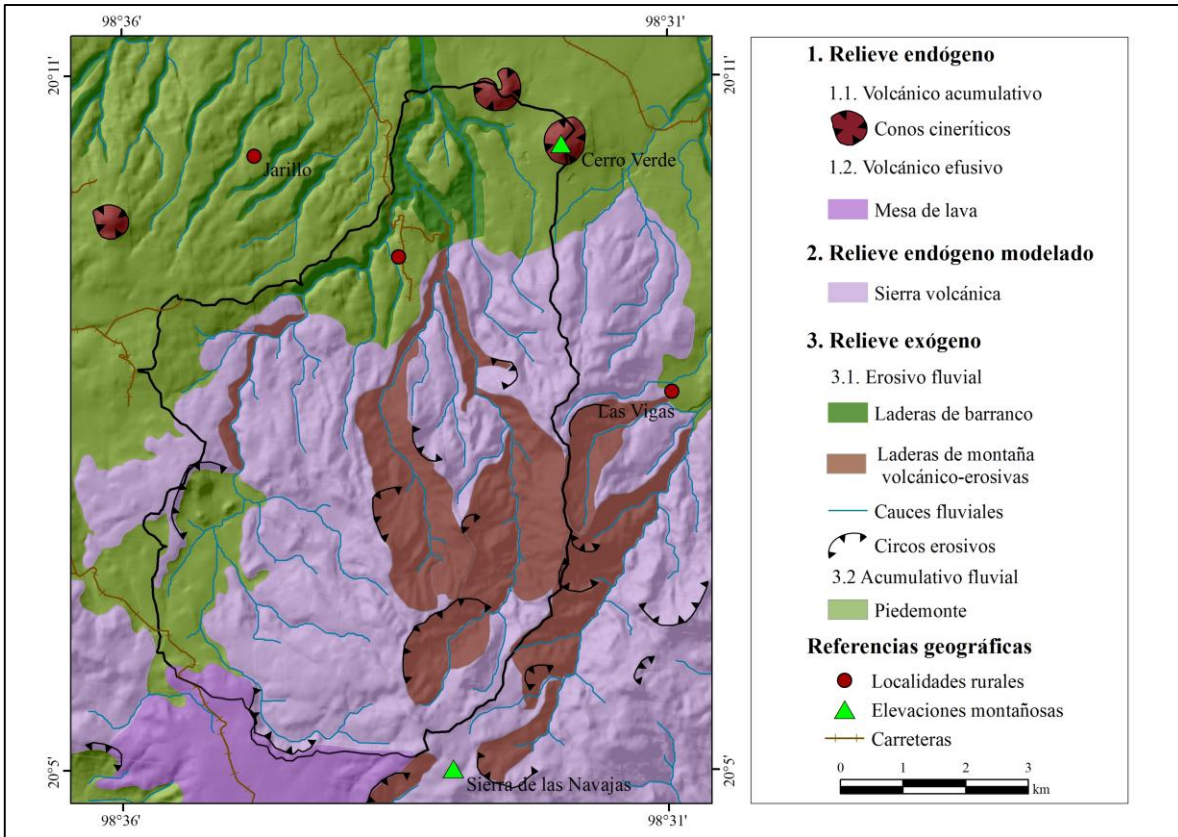


Figura 2.5 Clasificación general del relieve. Elaborado a partir de un modelo sombreado derivado del procesamiento de un raster del Continuo de Elevaciones Mexicano, INEGI.

## 1. *Relieve endógeno*

### 1.1. Volcánico acumulativo

- Conos cineríticos: estas morfologías, localizadas en el piedemonte, son producto de la acumulación de material piroclástico. Algunos conos presentan un cráter en forma de círculo y otros en forma de herradura como consecuencia de procesos volcánico-explosivos y de la erosión. La pendiente en sus laderas varía de 10° a 33°.

### 1.2. Volcánico efusivo

- Mesa de lava: se localiza al sur de la Sierra de las Navajas entre los 2480 y 2960 msnm. Su origen es el resultado de un derrame de lava de composición riolítica



asociado a una fractura localizada al este de dicha morfología. Es una superficie plana rodeada de laderas que presentan una inclinación superior a los 10°.

## 2. *Relieve endógeno modelado*

- Sierra volcánica: esta morfología está constituida por rocas de tipo riolita y andesita-dacita. Se ubica en lo que se conoce como la Sierra de las Navajas al sur de la cuenca y en la sierra de Pachuca al suroeste de la misma. Esta unidad está formada por derrames de lava y se caracteriza por presentar un relieve abrupto y disectado debido a la erosión que provocan las corrientes fluviales.

## 3. *Relieve exógeno*

### 3.1. Erosivo fluvial

- Laderas de barrancos: son morfologías desarrolladas sobre depósitos piroclásticos, cuyo origen es el resultado de la erosión fluvial del piedemonte. La inclinación de las laderas es mayor a 23° y en ellas predominan los procesos de erosión vertical.
- Laderas de montaña volcánico-erosivas: se localizan al sur del área de estudio, sobre el límite superior del piedemonte. Son morfologías constituidas de material volcánico, principalmente flujos lavas. Tienen una litología de composición riolítica y toba-riolítica y presentan un amplio desarrollo en su extensión debido a la erosión fluvial tanto en la vertical como en la lateral.
- Circos erosivos: su origen se debe a la erosión causada por la acción fluvial en las cabeceras de las corrientes de agua. Presentan una morfología cóncava y laderas pronunciadas con pendientes superiores a 21°. Estas formas del relieve se desarrollan en la Sierra Volcánica y en las laderas volcánico-erosivas.

- **Cauces:** son formas del relieve localizadas en las parte inferior de los valles fluviales por donde transcurre el agua. Se desarrollan en toda el área de estudio dando una configuración en la red de drenaje de tipo dendrítico hacia la parte sur y paralelo hacia la parte noroeste. La mayor densidad de cauces se ha desarrollado en la parte centro y sureste de la cuenca donde se presentan valores con más de 28° de inclinación.

### 3.2. Acumulativo fluvial

- **Piedemonte:** la altitud oscila entre 2116 y los 2480 msnm. Es una superficie originada por la acumulación de material piroclástico que proviene de los conos de escoria localizados al norte de la cuenca de interés. Asimismo, está compuesta de sedimentos transportados por las corrientes fluviales. La pendiente varía de 0° a 4° en la mayor parte del piedemonte, aunque algunas áreas presentan 10° de inclinación, principalmente en las laderas de los conos. Se observan inclinaciones con más de 27° en las zonas disectadas por los flujos de agua que potencialmente son más susceptibles a la erosión si se considera a Van Zuidam (1986), quien sugiere que aquellos intervalos del territorio con valores de pendiente superiores a 10° son áreas de extremo peligro para la erosión de suelos.

## 2.4 **Clima**

El tipo de clima se identificó a partir del análisis e interpretación de datos sobre temperatura y precipitación (mensual y anual) de estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio en un periodo que comprende desde 1950 hasta el 2010 (Figura 2.6). El tratamiento de la información se realizó de acuerdo con el sistema de clasificación climática de Köppen modificado por García (2004). Bajo este criterio, el clima que presenta el área de estudio es el siguiente:

- Cb (w<sub>2</sub>) (i') g. Corresponde a un clima templado subhúmedo con verano fresco y largo. El régimen de lluvias es en verano y el porcentaje de lluvia invernal, es decir, la lluvia que se presenta en el periodo más frío del año es entre 5 y 10.2%

con respecto a la total anual. La temperatura media anual es de 13.8°. El mes más frío tiene una temperatura de 11.2°, mientras que el mes más cálido tiene 16.5°C. La oscilación térmica anual es de 5.2° y presenta una marcha de tipo ganges, es decir, el mes más caluroso se presenta antes del solsticio de verano.

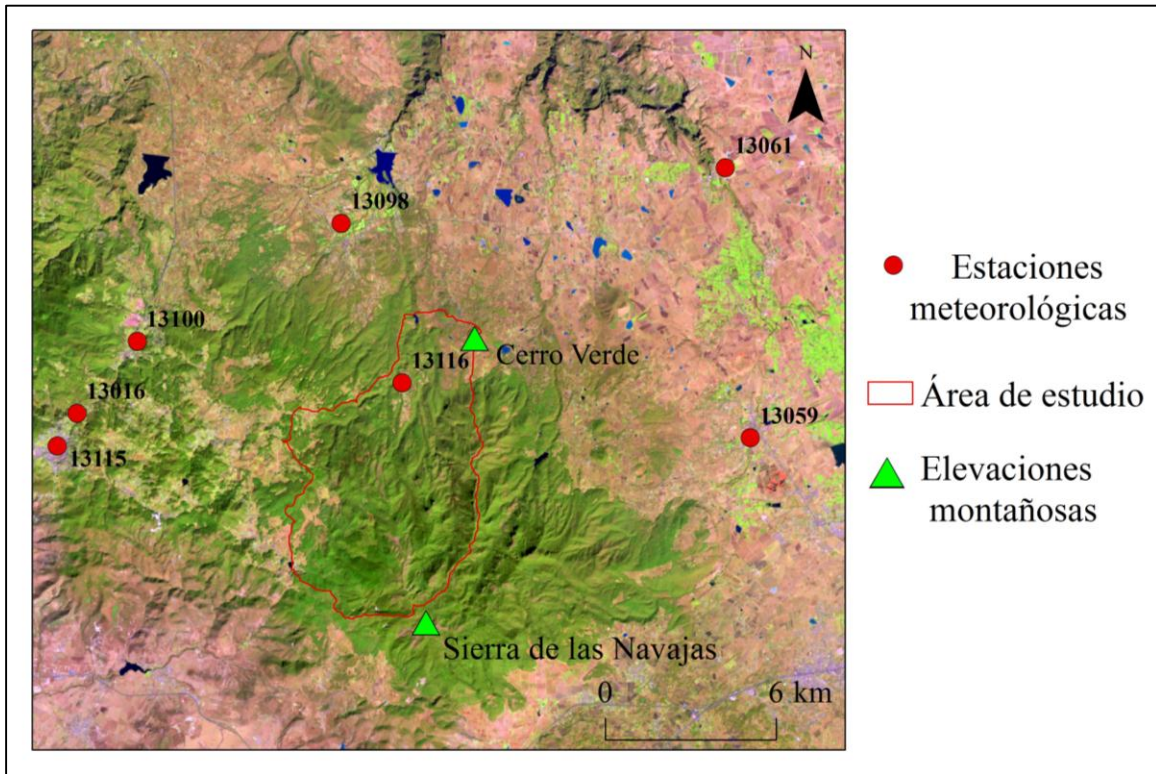


Figura 2.6 Localización de las estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio. Imagen Landsat 8.

Es importante mencionar que los elementos del clima como la temperatura, la lluvia, la humedad, el viento, entre otros, desempeñan un papel importante en la erosión del suelo. Por ejemplo, las precipitaciones son uno de los factores que condicionan este proceso. No obstante, la pérdida de material por procesos erosivos es compleja y dinámica, ya que se ve influenciada por varios factores tanto naturales como antrópicos.

La variación de los elementos climáticos en el área de estudio (temperatura y precipitación) se presentan en la Tabla 1 (véase anexo de tablas) y en la figura 2.7. En ellas se observa el promedio mensual de las 7 estaciones meteorológicas contiguas a la cuenca de interés.

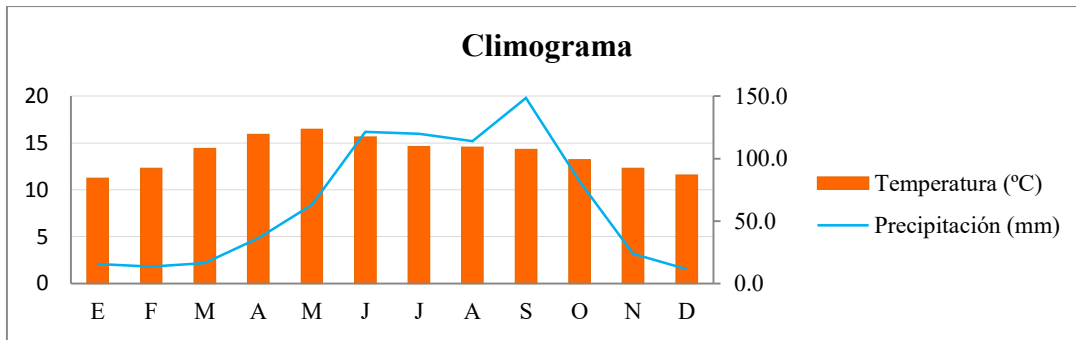


Figura 2.7 Gráfica en donde se muestran las variaciones a lo largo del año del promedio de temperatura y precipitación de las estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio, en el periodo 1951-2010.

## 2.5 Tipo de suelo

Los tipos de suelo dominantes dentro del área de estudio de acuerdo con INEGI (2007), son: Andosol ócrico, Leptosol, Vertisol pélico, Luvisol crómico y Phaeozem háplico (Figura 2.8). La descripción de cada uno de ellos se realizó siguiendo la Base Referencial Mundial del Recurso Suelo, 2014 (WRB, por sus siglas en inglés):

- Andosoles (AN): suelos que se forman sobre materiales de origen volcánico. Tienen una o más capas con propiedades ándicas, es decir, presentan minerales de bajo grado de ordenamiento y/o complejos órgano-metálicos que resultan del intemperismo de los materiales. Este tipo de suelos se caracterizan por presentar un color oscuro. Se desarrollan bajo cualquier tipo de clima y el relieve asociado es ondulado y montañoso. Cuando están fuertemente hidratados son difíciles de labrar debido a su adhesividad.
- Leptosoles (LP): son suelos someros y poco desarrollados de aproximadamente 25 cm de profundidad. Se caracterizan por presentar una textura de media a gruesa y se desarrollan sobre materiales no consolidados, principalmente en relieves montañosos y erosionados.

- Phaeozems (PH): suelos ricos en M.O con un horizonte mólico. Presentan un color oscuro y se desarrollan sobre materiales no consolidados (principalmente materiales básicos). Son suelos poco porosos y buenas tierras de cultivo.
- Luvisoles (LV): suelos que se desarrollan sobre depósitos aluviales y coluviales. Presentan una marcada diferencia textural, con un mayor contenido de arcillas en la capa subsuperficial y el desarrollo de un horizonte árgico (Bt). La formación de dicho horizonte se debe a la acumulación iluvial de arcillas. Esta característica hace que este tipo de suelo requiera de medidas contra la erosión, sobre todo si se encuentra en zonas con alto grado de pendiente.
- Vertisoles (VR): se desarrollan sobre áreas planas y onduladas y se caracterizan por presentar un horizonte vértico en los primeros 100 cm de profundidad. Tienen un alto porcentaje de arcillas expansivas, por lo que se forman grietas debido a los cambios en el contenido de agua en el suelo. Debido al alto contenido de arcillas expansivas las técnicas de labranza se ven obstaculizadas cuando el suelo está mojado (mayor adhesividad) y cuando está seco (mayor dureza).

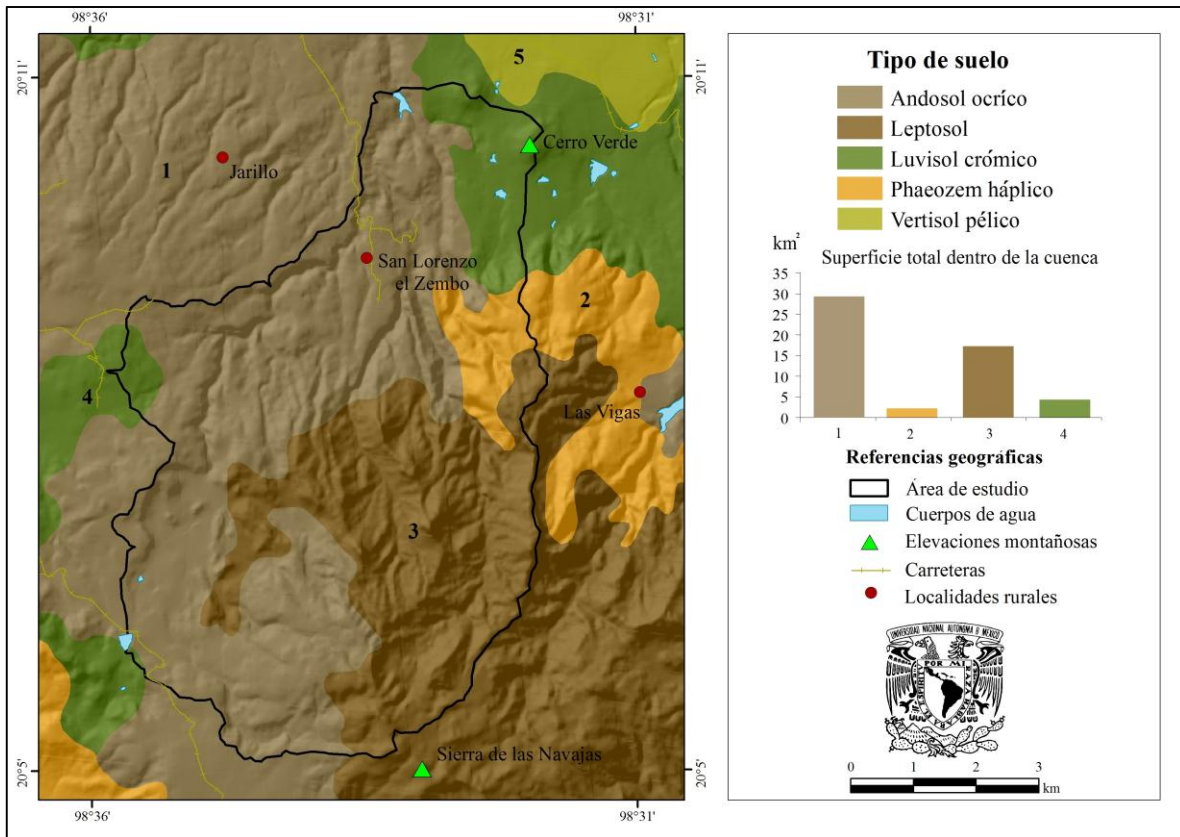


Figura 2.8 Distribución geográfica de los diferentes tipos de suelo en el área de estudio. Elaborado a partir de la cartografía 1: 250,000 publicada por el INEGI, 2007.

## 2.6 Uso de suelo y vegetación

En el área de estudio, la cubierta vegetal está constituida por bosque de pino, con una superficie de 33 km<sup>2</sup> (63.4% del total de la cuenca), bosque de pino-encino y bosque de encino-pino con una área de 12.7 km<sup>2</sup> (24.4%) y 0.7 km<sup>2</sup> (1.3%), respectivamente. Además, se encuentran algunas granjas silvícolas que se dedican a aprovechar los productos maderables (SEMARNAT, 1999).

Asimismo, se localizan algunas porciones dedicadas a la agricultura de temporal (cultivos anuales) con una superficie de 4.6 km<sup>2</sup> que equivale al 8.8 % de la cuenca. Las principales especies que se cultivan son el maíz y el frijol que son utilizadas para satisfacer las necesidades de la población local. Otro de los usos de suelo en el área de estudio es el

pastizal inducido, con una superficie de un 1 km<sup>2</sup> (2%). En estas zonas la principal actividad es el pastoreo.

La acuacultura es otra de las actividades económicas que se realizan en la zona de interés. Se lleva a cabo en los embalses, donde se pesca trucha arcoíris (*Salmo gairdneri*) y en algunos casos carpa (*Ciprinus carpio*) (SEMARNAT, 1999). La distribución de los diferentes tipos de cubierta vegetal y uso de suelo se observa en la figura 2.9.

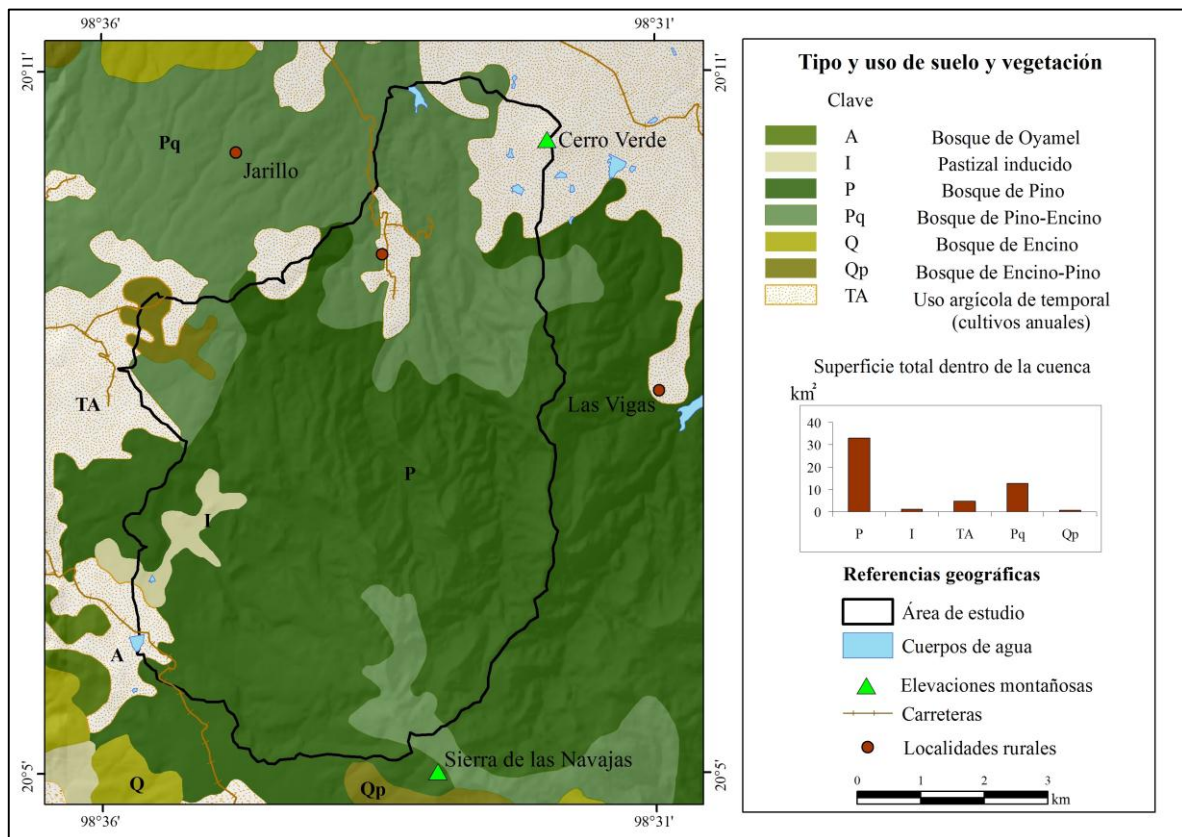


Figura 2.9 Distribución geográfica de los diferentes tipos de usos de suelo y vegetación. Elaborado a partir de la cartografía 1:250,000 publicada por el INEGI, 1985.

### 3 METODOLOGÍA

La metodología de esta investigación se desarrolló en distintas fases que consistieron en trabajo de gabinete, campo y laboratorio, las cuales se detallan a continuación:

El *trabajo en gabinete* se inició con la delimitación del área de estudio. Para ello se utilizó un formato raster del Continuo de Elevaciones Mexicano proporcionado por INEGI ([www.inegi.org.mx](http://www.inegi.org.mx)), con una resolución de 15 m. Posteriormente se creó un modelo sombreado mediante un SIG para poder representar el relieve y delimitar la cuenca. El análisis del patrón de drenaje fue uno de los criterios para su delimitación.

Una vez establecidos los límites se recopiló información bibliográfica y cartográfica a escala 1: 250,000 de INEGI y del Servicio Geológico Nacional (SGM). Asimismo, se realizó una fotointerpretación y se procesaron imágenes de satélite de GoogleEarth® del año 2016 en el SIG. Con dicha información se determinaron las características físicas de la cuenca como geología, geomorfología, clima, tipo y uso de suelo y vegetación, con la finalidad de determinar los puntos de muestreo.

El *trabajo en campo* consistió en el reconocimiento del área de estudio y la descripción de la misma. El primer paso fue realizar un registro preciso de los puntos de muestreo y determinar la pendiente local mediante la utilización de un GPS de doble frecuencia con una precisión de  $\pm 10$  cm (Figura 3.1). Las características descritas en cada sitio fueron el porcentaje de cubierta vegetal, el tipo de vegetación, el uso de suelo, la presencia de actividad antrópica, la inclinación de la ladera, así como evidencias de erosión y sedimentación.





Figura 3.1 Instalación del GPS de doble frecuencia en el fondo de una cárcava en Huasca de Ocampo, Hidalgo, 2016.

Los siguientes pasos en el campo consistieron en pruebas de resistencia *in situ* en la superficie de las cárcavas y rocas con el uso del Martillo Schmidt. Asimismo, se colectaron muestras de suelo y sedimentos para realizar análisis de  $^{137}\text{Cs}$  y OSL. Estas etapas se describen con más detalle en los siguientes apartados.

Es importante mencionar que la extracción de suelo se realizó en dos laderas: la primera con una longitud de 931 m donde hay evidencias de deforestación (ladera oriental) y la segunda de 112 m que presenta una cobertura vegetal densa (ladera occidental). Se muestrearon 28 puntos, los cuales se establecieron en función de su posición en el relieve (Figura 3.2). Además, se recolectaron sedimentos de dos lechos fluviales asociados a diferentes sistemas de drenaje para determinar la conectividad de sedimentos (Figura 3.3).

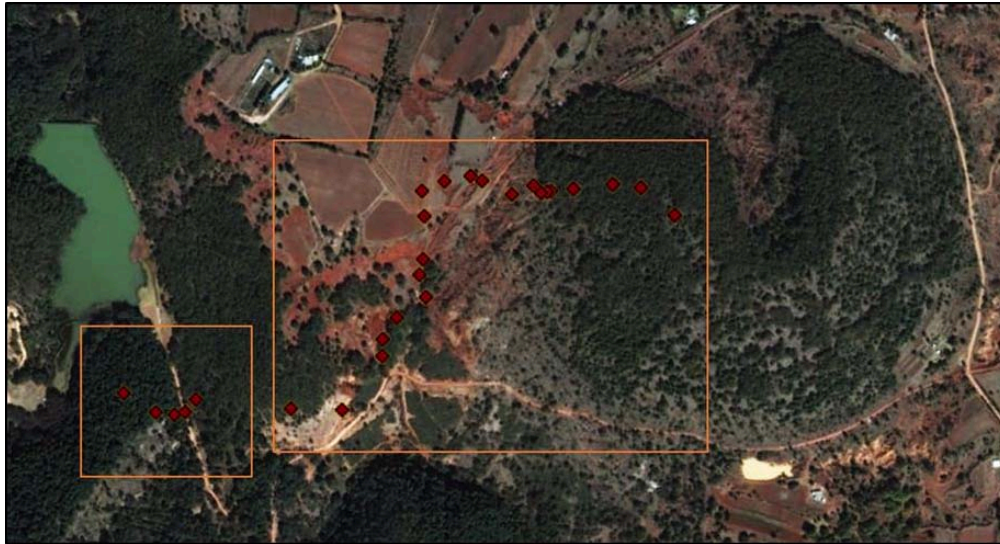


Figura 3.2. En la imagen se observan las laderas en donde se tomaron muestras de suelo. Obsérvese que la ladera oriental (recuadro grande) presenta evidencias de deforestación, mientras que la ladera occidental (recuadro pequeño) presenta una vegetación densa. Imagen obtenida de Google Earth® del año 2016.

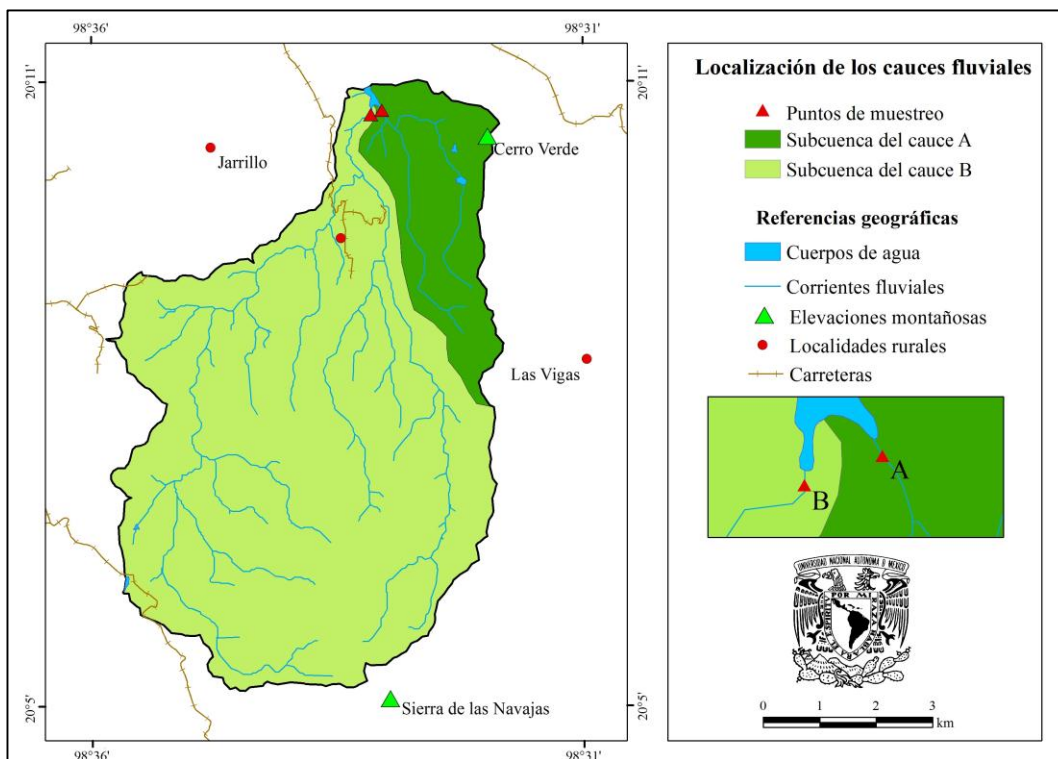


Figura 3.3 En el mapa se observa la localización de los puntos de muestreo en los lechos fluviales (A y B). Cada punto está asociado a un sistema de drenaje distinto. Nótese que el cauce B presenta una mayor área de drenaje.

### **3.1 Martillo Rock Schmidt: Material y Método**

- **Estrategia de muestreo en campo**

Se realizaron ensayos sobre rocas en cada uno de los puntos de muestreo, con la finalidad de conocer la resistencia de la litología frente al intemperismo y la erosión. Para ello se utilizó un Martillo Schmidt tipo N (marca Proceq) con una fuerza de impacto de 2.207 Nm, y con un peso de 570 g, cuyo valor de rebote se registra automáticamente en la pantalla digital del instrumento (Figura 3.4).

Previamente se realizó una observación de las características de la roca, eligiéndose las superficies más lisas con el fin de reducir la influencia de la textura sobre el valor R. Se efectuaron un total de 15 impactos en cada punto para obtener el valor medio. Es importante mencionar que el número mínimo de impactos realizados se basó en la estrategia metodológica propuesta por Goudie (2006).

Los impactos individuales se ejecutaron en un diámetro de 5 m de distancia respecto del punto de muestreo. Se colocó el martillo perpendicularmente sobre la superficie de la roca y se presionó hasta que se realizó el rebote. El instrumento cuenta con la opción de definir un método estadístico específico para representar al conjunto de valores R y de todas las opciones se eligió la media aritmética. Cada valor R fue apuntado en la bitácora junto con las demás características de la zona.



Figura 3.4 Ensayo sobre roca en Huasca de Ocampo. Nótese que el valor R fue de 0.

### 3.2 $^{137}\text{Cs}$ : Material y Método

- **Colecta de muestras en campo**

La colecta de muestras para el análisis del  $^{137}\text{Cs}$  se tomó en los primeros 5 centímetros de la superficie del suelo en un área de  $100\text{ cm}^2$ . Con anterioridad a la colecta se retiraron fragmentos de roca y hojarasca. Posteriormente, se extrajo el suelo con una pala de metal y se introdujo en una bolsa de cierre hermético etiquetada. Estos pasos se siguieron en cada uno de los puntos sobre las laderas (Figura 3.5).

Las 2 últimas muestras se tomaron del lecho de diferentes ríos (figura 3.6). La ubicación de cada punto dentro de los cauces fluviales se determinó mediante un recorrido del lugar. Los sitios de muestreo elegidos fueron áreas con evidencia de sedimentación. Una vez localizado el punto de muestreo se tomaron sedimentos con una pala de metal y se introdujeron en una bolsa con su respectiva etiqueta.



Figura 3.5 Colecta de muestra en campo para el análisis de  $^{137}\text{Cs}$  (Huasca de Ocampo, Hidalgo, 2016).

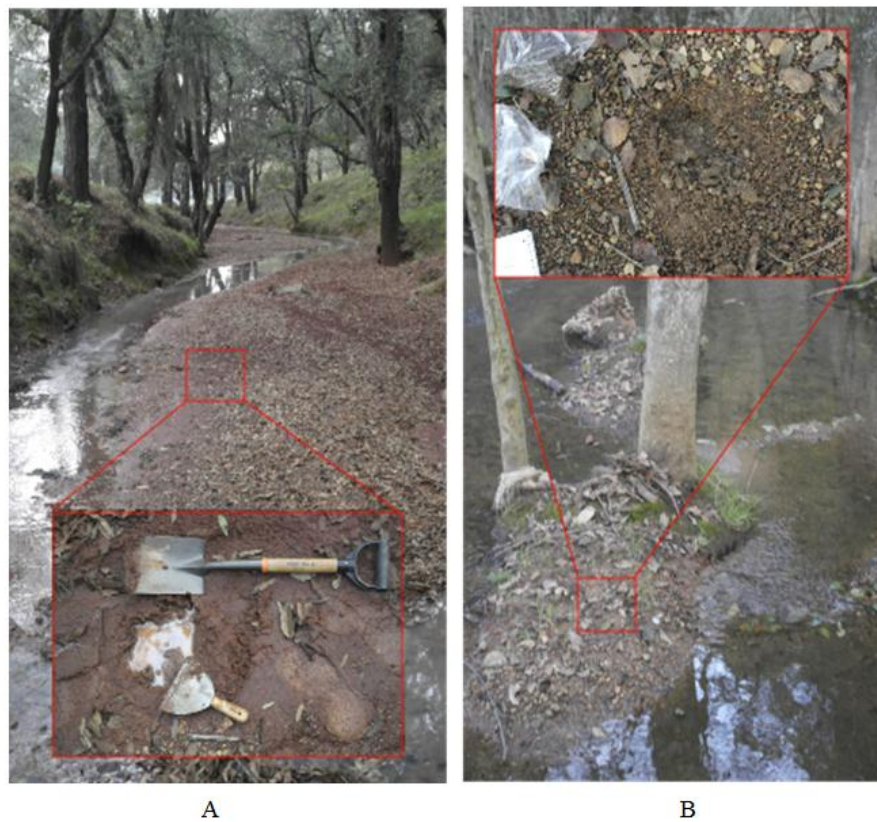


Figura 3.6 Toma de muestra para el análisis de  $^{137}\text{Cs}$  en los lechos fluviales asociados a dos diferentes sistemas de drenaje. Ver la localización de los puntos A y B presentados en la Figura 3.3.

La elección del sitio para establecer el inventario de referencia del  $^{137}\text{Cs}$  se realizó de acuerdo a los principios establecidos por Pennock y Appleby (2003a), los cuales se exponen a continuación:

- El sitio elegido no debe tener evidencia de erosión ni sedimentación, ya que debe reflejar sólo la caída del radioisótopo de la atmósfera.
- El lugar no debe recibir aporte de flujos de agua o sedimento por parte de posiciones elevadas en la ladera.
- Debe haber tenido una cubierta vegetal desde el inicio del periodo de la caída del radioisótopo.
- No debe existir variedad de vegetación, ya que la diversidad de especies afecta las tasas de interceptación del  $^{137}\text{Cs}$ .
- El sitio de referencia debe estar localizado lo más cercano posible a los demás puntos que se van a muestrear.

Con base en los criterios mencionados, se eligieron las cimas de las laderas como los lugares para determinar el inventario de referencia.

- **Análisis en laboratorio**

El tratamiento de las muestras de suelo se llevó a cabo en el Laboratorio Geocron-Q del Instituto de Geología (IGL) de la UNAM. Fue diseñado de acuerdo con las bases propuestas por Pennock y Appleby (2003b) (Figura 3.7). Los pasos llevados a cabo fueron los siguientes:

1. Secado de muestras a temperatura ambiente.
2. Disgregación del material con la utilización de un mortero.
3. Tamizado de las muestras para obtener la fracción fina.
4. Secado de la fracción fina en un horno a una temperatura de  $105^{\circ}\text{C}$  durante un lapso de 24 horas.
5. Se colocó un recipiente con una capacidad de 0.5 litros sobre una balanza digital y se taró. Posteriormente se introdujo cada muestra de suelo dentro del él y se obtuvo su peso en gramos.

6. Para realizar el análisis se utilizó un Espectrómetro de Rayos Beta y Gamma ATOMTEX AT1315 con un cristal de NaI(Tl) (Figura 3.8). El mismo fue previamente calibrado para identificar el pico característico del radioisótopo (662 keV).
7. Una vez calibrado el equipo, se colocó el recipiente con el suelo dentro del espectrómetro y se realizó el análisis. El tiempo requerido para cada muestra fue de 1 hora.

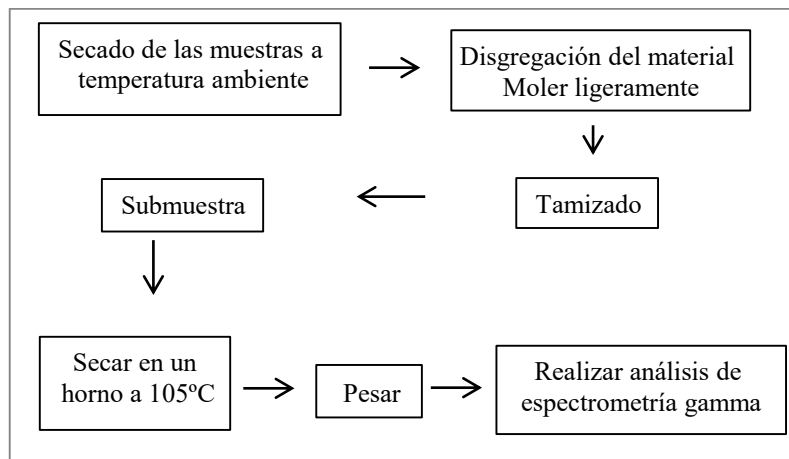


Figura 3.7 Diagrama simplificado de los pasos realizados en el análisis de  $^{137}\text{Cs}$  (Tomado de Pennock y Appleby, 2003b).



Figura 3.8 Espectrómetro de rayos gamma ubicado en el laboratorio Geocron-Q (IGL, UNAM).

Dado que el espectrómetro sólo puede realizar el análisis de una muestra a la vez, se repitieron los pasos 5 al 8 para cada una de ellas. Los valores de la concentración del  $^{137}\text{Cs}$  se registraron automáticamente en el sistema de cómputo conectado al instrumento, mediante el software SPTR. Cada valor fue respaldado en el cuaderno de bitácora.

### 3.3 OSL: Material y Método

- **Muestreo en campo**

La metodología que se aplicó para realizar la colecta de muestras en campo, se realizó en función de los protocolos publicados en el trabajo de Muñoz-Salinas *et al.* (2012):



- La primera fase consistió en cubrir el área con una tela oscura para impedir la exposición de los minerales a la radiación solar. Posteriormente se removió el material superficial que ha estado expuesto a la luz del sol.
- El segundo paso fue extraer el suelo con tubos de cobre de 3 cm de longitud y 1.5 cm de diámetro. Después se cubrió cada muestra con papel aluminio para evitar la pérdida de luminiscencia y se colocaron en una bolsa de cierre hermético con su correspondiente etiqueta (Figura 3.9).



Figura 3.9 Tubo de cobre y papel aluminio para la colecta de muestra de OSL, Huasca de Ocampo, 2016.

- **Análisis en laboratorio**

El análisis de luminiscencia se realizó mediante un lector Portátil OSL desarrollado en el Centro de Investigaciones Medioambientales de las Universidades Escocesas (*Scottish Universities Environmental Research Centre*, conocido por sus siglas en inglés como SUERC). El equipo se localiza en el laboratorio Geocron-Q del el IGL de la UNAM (Figura 3.10).

Para obtener la señal de luminiscencia, se procesaron las muestras en un cuarto iluminado con luz roja (conocida como luz segura, en el caso de los estudios de OSL), la cual no

permite la pérdida de luminiscencia de los granos minerales al encontrarse en una longitud de onda distinta a la del infrarrojo y el azul. Cada muestra, una vez insertada en el equipo Portátil OSL, se estimuló en la porción azul y del infrarrojo del espectro electromagnético (BLSL y IRSL) (Muñoz-Salinas *et al.*, 2011). Los pasos llevados a cabo fueron los siguientes:

1. Se vació cada muestra en una caja Petri. A cada caja se le asignó su respectiva etiqueta, y se llevó a cabo su limpieza previa con acetona con el fin de evitar cualquier tipo de contaminación.
2. Posteriormente se distribuyó el material en toda la caja con la ayuda de una espátula.
3. Antes de ejecutar la lectura de luminiscencia en las muestras se realizó un blanco, es decir, se inició una lectura del equipo sin ninguna muestra dentro del mismo. La finalidad de esta lectura es determinar si el equipo está midiendo correctamente, de tal forma que los valores sean igual o menores a 600 fotones en el IRSL y 1200 en el BLSL.
4. Una vez realizado el blanco correctamente, se procedió a insertar una por una las cajas petri dentro de la cámara del lector Portátil OSL. Cada muestra se estimuló por un tiempo de 60 segundos en el IRSL y 60 segundos en el BLSL. Los valores de luminiscencia fueron registrados automáticamente y almacenados en un sistema de cómputo conectado al equipo.

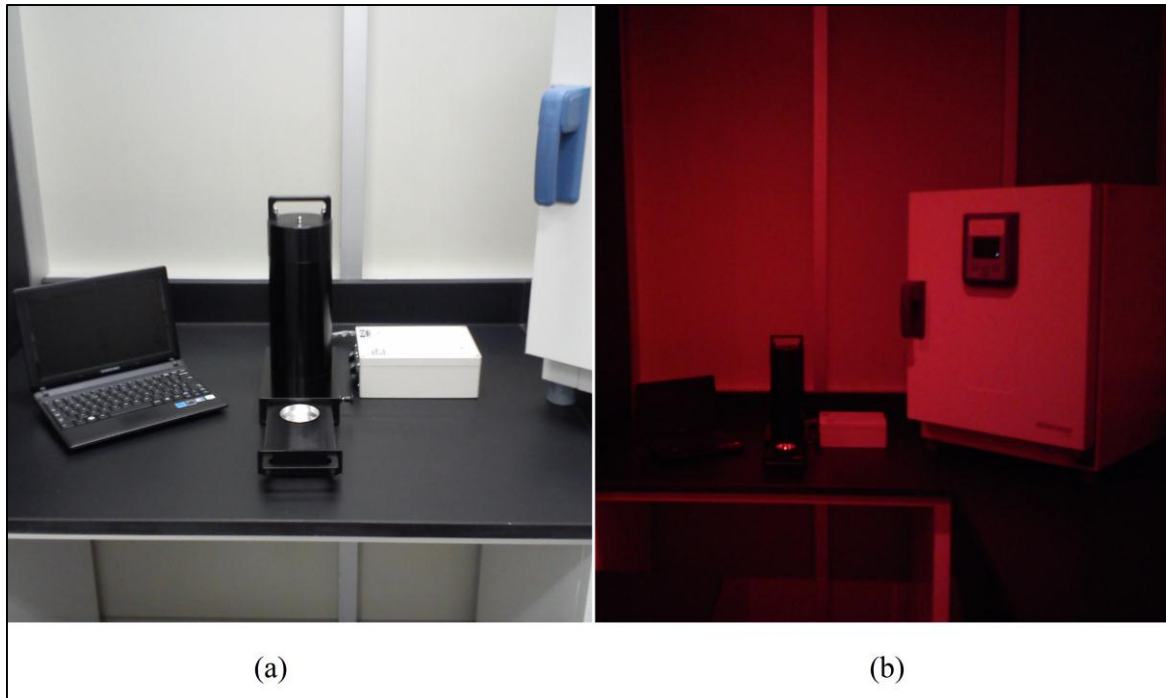


Figura 3.10 Equipo Portable OSL desarrollado por el SUERC y localizado en el laboratorio Geocron-Q del IGL, UNAM. En (a) cuarto bajo luz normal, en (b) cuarto iluminado bajo luz segura.

### 3.4 Procesamiento de los datos obtenidos en campo y laboratorio

Los pasos llevados a cabo en esta etapa fueron los siguientes:

1. Con la información obtenida mediante el GPS se realizó el cálculo de la distancia horizontal entre puntos así como el grado de pendiente. Los valores se calcularon mediante la siguiente expresión:

$$d = \sqrt{(X2 - X1)^2 + (Y2 - Y1)^2} \quad (4)$$

$$dr = \sqrt{d^2 + \Delta Alt^2}$$

$$p = \left( \frac{\Delta alt^2}{dh} \right) 100$$

Donde:

d = distancia

dr = distancia real (considerando la diferencia de altitud)

$\Delta$  alt= Diferencia de altitud

dh= distancia horizontal

“X” y “Y”= Coordenadas UTM

2. Con los valores de la pendiente y la distancia, se elaboró un perfil longitudinal de cada ladera mediante la utilización de un SIG y un *software* de edición de imágenes.
3. Se normalizaron los datos de la actividad del  $^{137}\text{Cs}$  a 1 kg con la finalidad de realizar una comparación de los datos a lo largo del perfil topográfico. Posteriormente, se graficaron dichos valores y se calculó la desviación estándar respecto al valor de referencia para identificar los puntos con menor y mayor actividad de  $^{137}\text{Cs}$  en las laderas.
4. Con las cifras normalizadas se realizó una comparación gráfica con cada uno de los datos obtenidos en campo y laboratorio (Valor R, pendiente, cobertura vegetal, uso de suelo, evidencias de erosión y sedimentación, y OSL), con el objetivo de observar el comportamiento de dichas variables a lo largo de los perfiles.
5. Se identificaron 4 áreas en toda la zona de estudio para dilucidar el comportamiento del  $^{137}\text{Cs}$  en función del uso del suelo y el porcentaje de vegetación:
  - 1) Ladera del cono volcánico con cubierta vegetal.
  - 2) Área con actividad antrópica.
  - 3) Zona de cárcavas sin vegetación.
  - 4) Ladera con vegetación densa.

En cada zona se calculó la media y la desviación estándar:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i = \frac{a_1 + a_2 + a_3 + \dots + a_n}{n}$$

(5)

$$s = \sqrt{s^2} = \sqrt{\Sigma(x - \bar{x})^2 / n - 1}$$

Donde:

$\bar{x}$  = media aritmética

s = desviación estándar

$s^2$  = varianza

6. Se determinó el grado de conectividad de sedimentos en la cuenca mediante la comparación de la concentración del radioisótopo y las señales de OSL en los lechos fluviales.
7. Por último, se calculó el inventario de  $^{137}\text{Cs}$  y las tasas de erosión en cada muestra (véase ecuación 1 y 3). Ejemplo:

#### **Muestra No.1 de la ladera oriental. Inventario total de referencia**

Peso (kg): 0.0508

Actividad (Bq/kg): 29.9

Área (m<sup>2</sup>): 0.01

$$it = \left[ \left( 29.9 \frac{\text{Bq}}{\text{kg}} \cdot 0.0508 \text{ kg} \right) / 0.01 \text{ m}^2 \right] = 151.89 \text{ Bq/m}^2$$

#### **Muestra No. 2 de la ladera oriental**

Peso (kg): 0.04

Actividad (Bq/kg): 22.1

Área (m<sup>2</sup>): 0.01

$$it = \left[ \left( 22.1 \frac{\text{Bq}}{\text{kg}} \cdot 0.043 \text{ kg} \right) / 0.01 \text{ m}^2 \right] = 95.03 \frac{\text{Bq}}{\text{m}^2}$$

$$Y = \left[ \left( 151.89 \frac{\text{Bq}}{\text{m}^2} - 95.03 \frac{\text{Bq}}{\text{m}^2} \right) / \left( 22.1 \frac{\text{Bq}}{\text{kg}} \cdot 62 \text{ años} \right) \right] (10) = 0.41 \text{ ton/ha/año}$$

Es importante mencionar que la tasa de erosión sólo se calculó para aquellos valores por debajo del inventario de referencia y con un valor mayor a  $0 \text{ Bq kg}^{-1}$ .

#### 4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de esta investigación. En la primera parte se integran los datos obtenidos en campo, laboratorio y gabinete (ver Tablas 2 a 7) y se realiza el análisis y la interpretación de éstos en la ladera oriental y occidental. Posteriormente se determinan las zonas con mayor grado de conectividad de sedimentos en el área de estudio y se realiza un análisis cuantitativo mediante la estimación de tasas de erosión.

#### 4.1 Ladera Oriental: Análisis e Interpretación

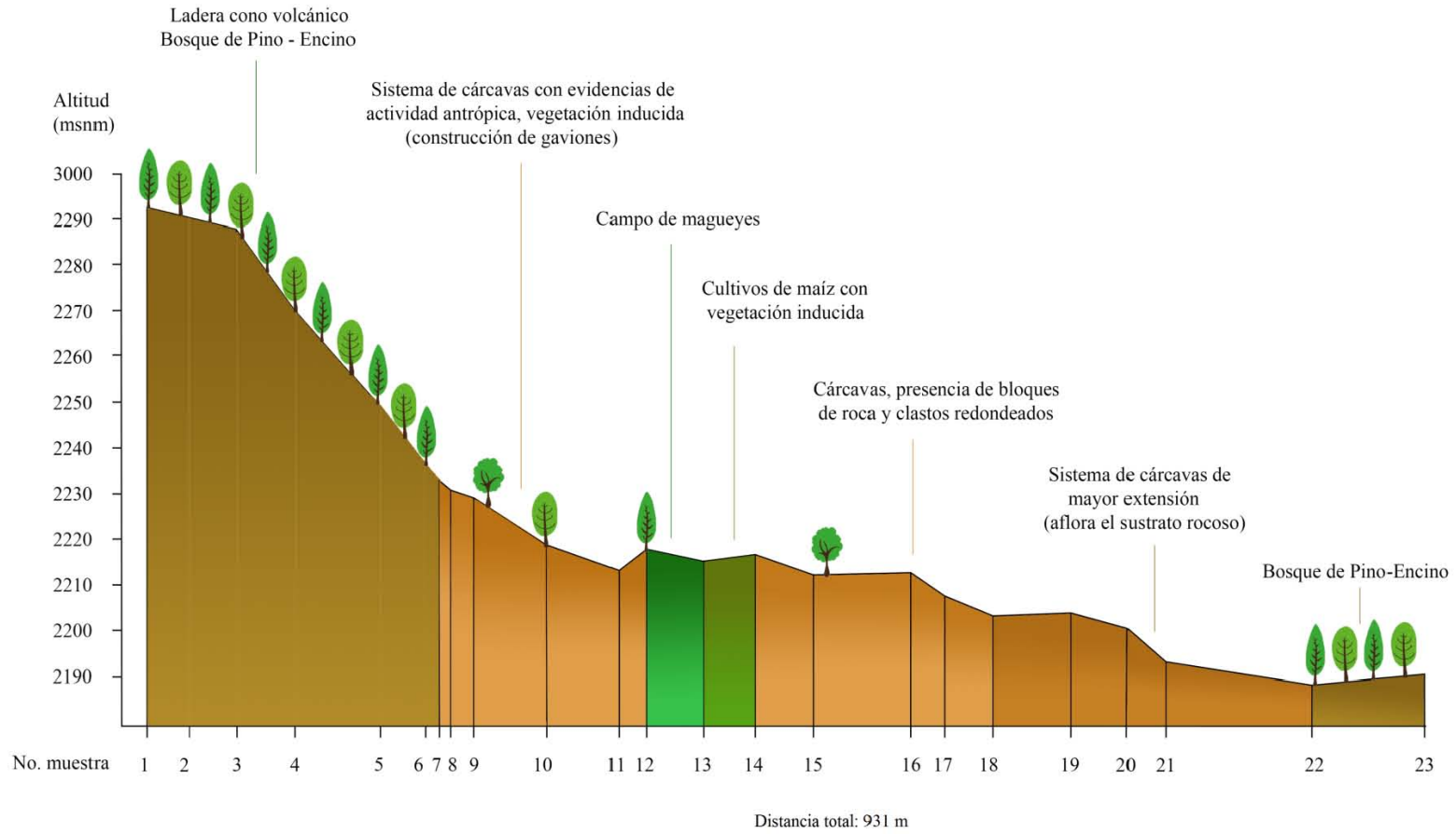


Figura 4.1 Representación gráfica y topográfica de la ladera oriental. El tipo de suelo que predomina a lo largo del perfil topográfico es Luvisol.

La gráfica de la actividad normalizada del  $^{137}\text{Cs}$  (Figura 4.2) muestra valores de un rango de 0 a  $1089.2 \text{ Bq/kg}^{-1}$ , con las máximas cifras en los primeros 7 puntos y un descenso en las siguientes muestras (8 a 23). Los valores por encima del de referencia ( $588.58 \text{ Bq/kg}^{-1}$ ) corresponden a zonas en donde se acumula material, mientras que los que están por debajo se comportan de manera erosiva. No obstante, la mitad de ellos presentan una desviación estándar superior a 394.7 respecto al sitio de referencia (muestras 14 a 22), los cuales corresponden con las áreas de mayor erosión.

A partir del punto siete, el comportamiento de esta variable va disminuyendo, es decir, las áreas con mayor erosión se presentan a partir de este lugar, aunque algunos puntos como el 8, 11, 13 y 23 no responden a esta tendencia debido a las características particulares que presenta cada uno de ellos. La muestra 8 corresponde a una zona con vegetación inducida, lo que favorece la acumulación de material en la base de ésta. El punto 11 se ubica detrás de un gavión, lo que favorece la acumulación de sedimentos. El sitio 13 se localiza en un campo de magueyes, los cuales funcionan como un sistema de barrera contra la erosión. Por último, el punto 23 corresponde a un área cubierta con un 80% de vegetación donde las raíces aportan mayor estabilidad al suelo y favorecen la infiltración del agua, lo que da lugar a una menor erodabilidad. Además, es importante mencionar que la M.O favorece la formación de agregados por lo que el suelo presenta una mayor estabilidad.

Los puntos con una desviación estándar mayor a 394.7 son del 14 al 22 y comienzan con una zona de cultivo en la que el material se está arando anualmente. Esta actividad provoca que se rompa la estructura del suelo y las partículas pueden ser arrastradas por los flujos de agua. Los siguientes puntos (15 al 22) se localizan sobre cárcavas en donde hay presencia de clastos de roca redondeados. Esta particularidad permite inferir que el flujo de agua tiene mayor capacidad de carga y velocidad y por lo tanto es más erosivo. En estos puntos también aflora el sustrato rocoso, lo que sugiere que gran parte del material ha sido removido y la roca madre ha quedado expuesta.



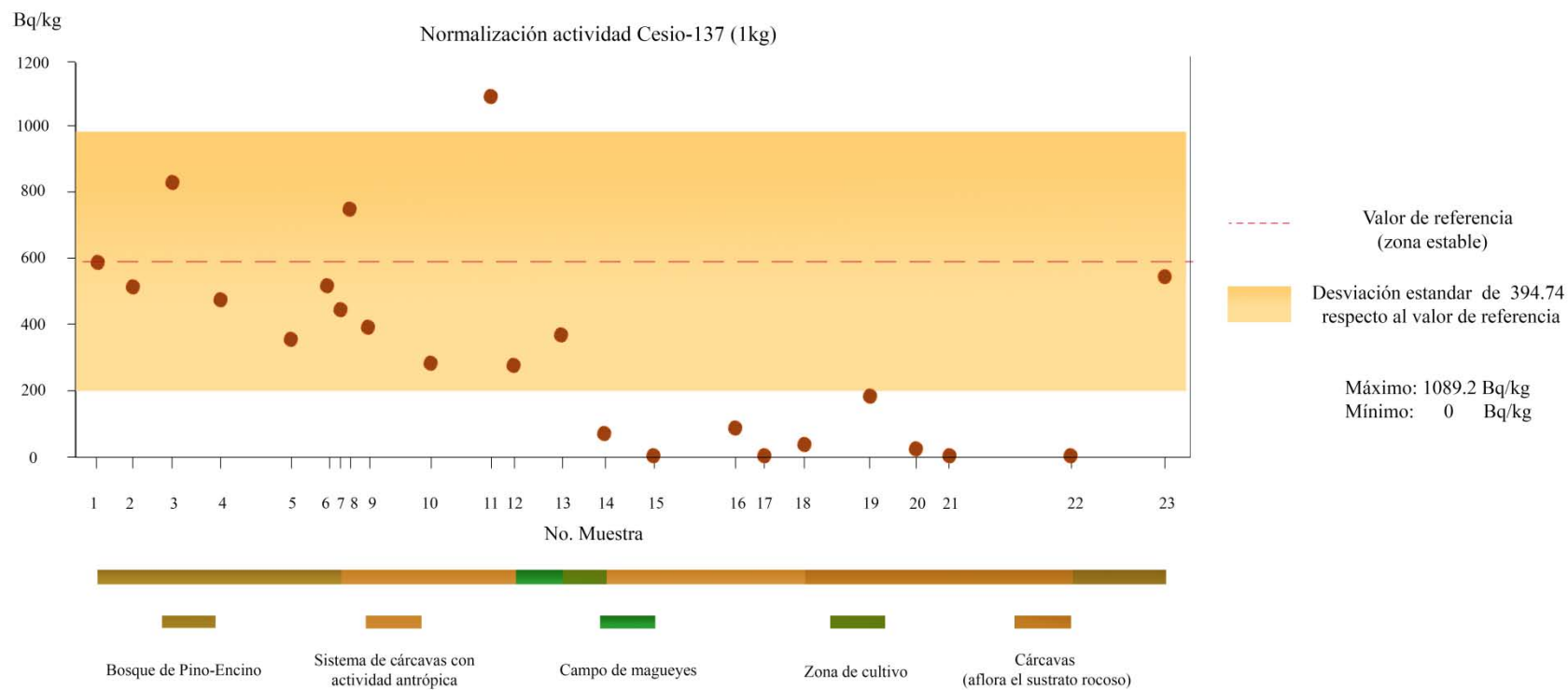


Figura 4.2 Actividad normalizada del  $^{137}\text{Cs}$  en la ladera oriental.

Con respecto a las señales de BLSL (Figura 4.3) y IRSL (Figura 4.4), se observa una menor variabilidad en su comportamiento respecto al  $^{137}\text{Cs}$ . Las áreas que presentan menor concentración de  $^{137}\text{Cs}$  tienen una señal de OSL similar a los puntos con mayor concentración del radioisótopo, lo que sugiere que los minerales no se están reseteando completamente debido a la erosión. En este caso el material se transporta de manera rápida por lo que no tiene el tiempo suficiente para exponerse al sol y resetearse. Como consecuencia la luminiscencia es más o menos homogénea a lo largo del perfil. No obstante, algunos puntos presentan una mayor luminiscencia, como es el caso de la muestra 13, 20 y 21 en el azul (Figura 4.3), y el punto 2 en el infrarrojo (Figura 4.4).

Es importante mencionar que las diferencias en el grado de intemperismo que presenta el suelo, la menor o mayor concentración de feldespatos y cuarzos, así como a la cantidad de isótopos radiactivos son factores que pueden incrementar o disminuir la cantidad de electrones atrapados y por ende, la intensidad de luminiscencia. Por ejemplo, en la gráfica del BLSL (Figura 4.3) se observa un ligero incremento a partir del punto 17, que se relaciona con el cambio de litología. Las muestras del 1 al 16 se ubican en rocas de tipo basalto que, de acuerdo con Kearey (2001), contienen principalmente piroxenos, plagioclasas, olivinos y en menor cantidad cuarzos. Por el contrario, los puntos del 17 al 23 están sobre riolita, en donde los fenocristales de cuarzo son uno de los minerales esenciales de este tipo de roca. Esta característica sugiere que el aumento en la señal de luminiscencia en el BLSL es debido a la mayor cantidad de cuarzos que presenta el material parental.

Con respecto a las señales del infrarrojo, los valores de todos los puntos están muy cercanos a la media. Aquellos lugares ubicados en el basalto presentan un comportamiento similar a los puntos sobre la riolita, a pesar de que esta última cuenta con mayor cantidad de feldespatos en su composición. Se infiere que el grado de intemperismo es mayor en el área sobre las riolitas debido a las evidencias de erosión que presenta. Por ello la cantidad de feldespatos disminuye al transformarse en otros minerales secundarios (el cuarzo al ser más resistente se conserva), por lo que presenta un comportamiento similar de las señales del IRSL en los puntos sobre el basalto.

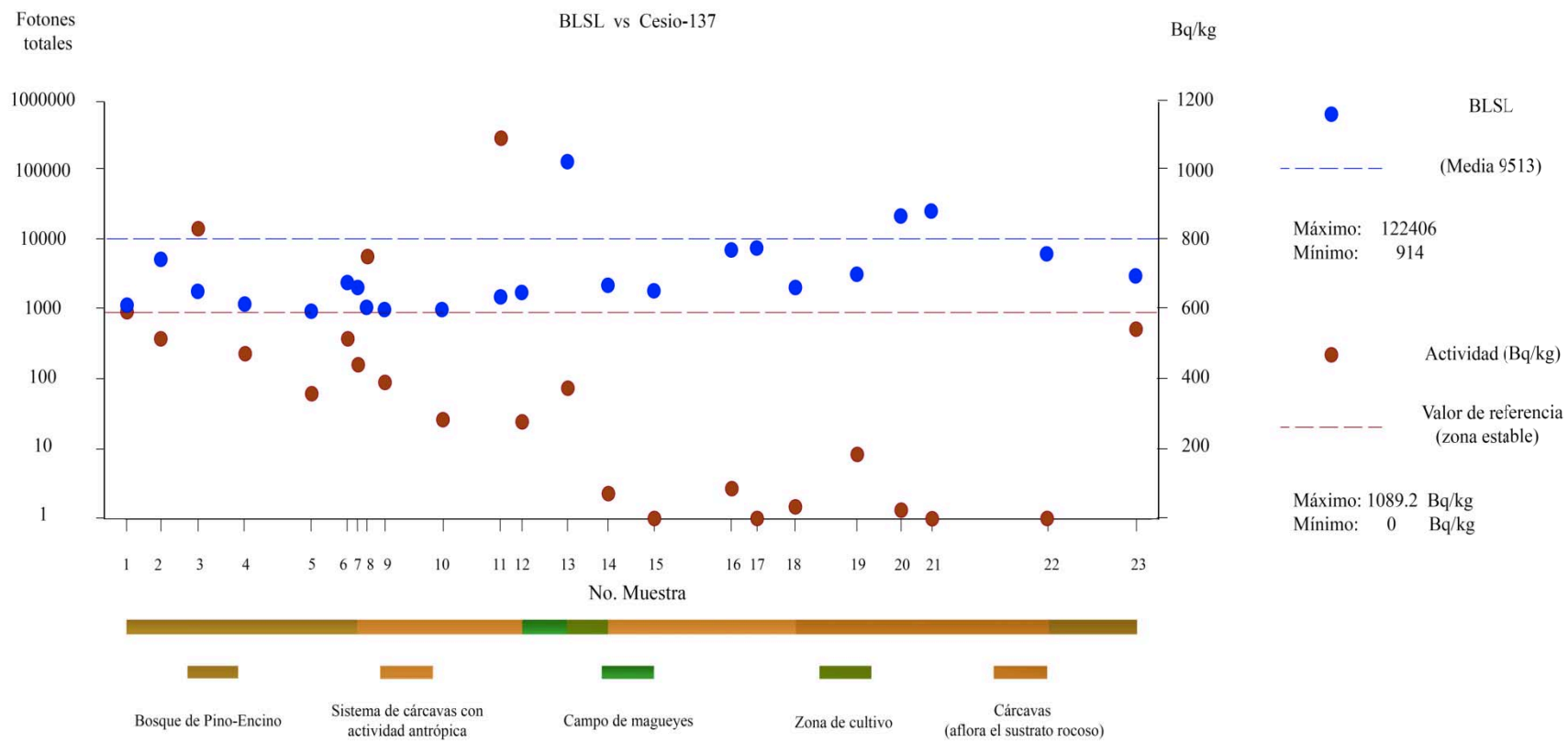


Figura 4.3 Comparación entre las señales de luminiscencia en el azul y la actividad del  $^{137}\text{Cs}$  en la ladera oriental.

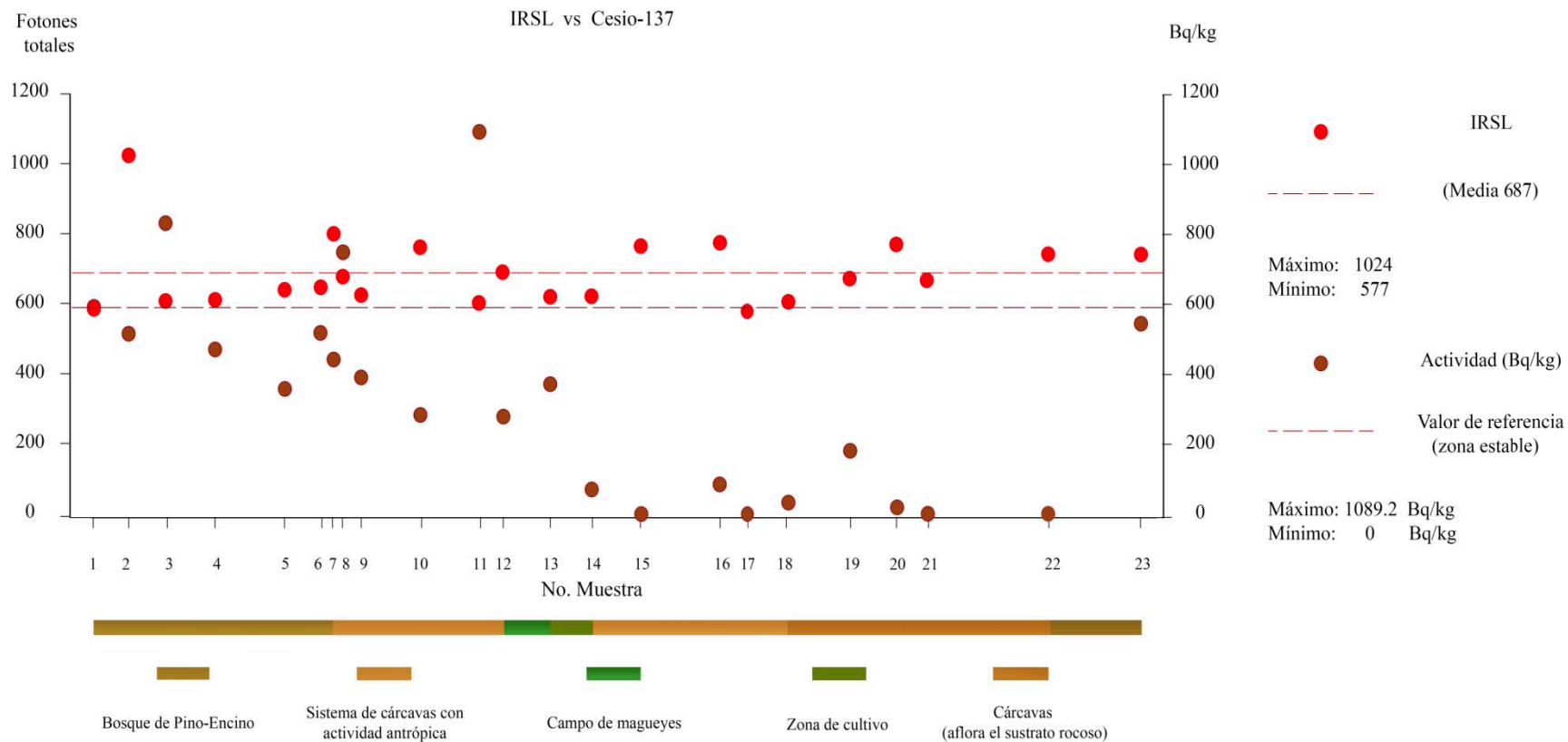


Figura 4.4 Comparación de las señales de luminiscencia en el infrarrojo con la actividad del  $^{137}\text{Cs}$  de la ladera oriental.

Los valores R presentan un rango entre los 0 y 48.5, que se asocian con una menor y mayor resistencia de la roca, respectivamente. La media aritmética es de 21.9 y los valores cercanos al promedio se localizan en los primeros 10 puntos. Además, se observa una disminución de los valores hasta el punto 16 y un aumento hacia el punto 23.

El comportamiento de esta variable es similar a la del  $^{137}\text{Cs}$  (Figura 4.5) en los primeros 16 puntos. Cuando los valores de la actividad del radioisótopo disminuyen, el valor R sigue la misma tendencia. Sin embargo, a partir del punto 17 se observa una disminución en la concentración del isótopo radiactivo y un aumento en la resistencia del material. Esta diferencia se debe a que las áreas con menor actividad del  $^{137}\text{Cs}$  corresponden a las zonas más erosivas donde el material ha sido lavado casi en su totalidad por lo que aflora la roca. Por lo tanto los valores R de los puntos 17 a 22 están relacionados con el sustrato que ha quedado expuesto por erosión.

El porcentaje de cubierta de árboles indica que el sistema de cárcavas se desarrolla en zonas deforestadas con un valor menor al 10%, es decir, la ausencia de vegetación favorece la formación de este tipo de morfologías. La cantidad de vegetación desde el punto 7 hasta el 22 disminuye considerablemente y corresponde con aquellas áreas de menor actividad del  $^{137}\text{Cs}$  (Figura 4.6), y donde el uso del suelo es agrícola de temporal. El punto 23 presenta un 80 % de árboles, con una concentración del radioisótopo cercano al sitio de referencia. Las áreas con mayor cantidad de árboles se comportan de manera más estable, mientras que en los espacios deforestados se produce una mayor pérdida de suelo. Cabe mencionar que todos los puntos se localizan sobre suelos de tipo luvisol, por lo tanto la pérdida de material se incrementa debido a la presencia del horizonte Bt que los caracteriza al funcionar como una capa impermeable que permite el escurrimiento superficial. No obstante, en los puntos con mayor porcentaje de cubierta de árboles no se ve favorecida la erosión debido a la estabilidad que aportan las raíces. Además, la vegetación aporta ácidos orgánicos que favorecen la agregación del suelo lo que, junto a la acumulación de hojarasca, reduce la susceptibilidad del suelo a erosionarse.

Tanto la pendiente local como la inclinación entre puntos varían debido a la irregularidad del relieve. En las figuras 4.7 y 4.8 se observa que al incrementarse la inclinación de la ladera aumenta la actividad del  $^{137}\text{Cs}$ , es decir, este comportamiento sugiere que hay mayor

acumulación de material. Por otro lado, cuando decrece la pendiente, también lo hace la actividad del isotopo radiactivo, por lo tanto el grado de inclinación no está asociado a la pérdida de suelo para este caso en particular.

Es importante mencionar que los puntos con mayor pendiente y actividad del  $^{137}\text{Cs}$  presentan una mayor cubierta de vegetación por lo que la relación entre estas dos variables (pendiente y actividad) está en función de la densidad de árboles.

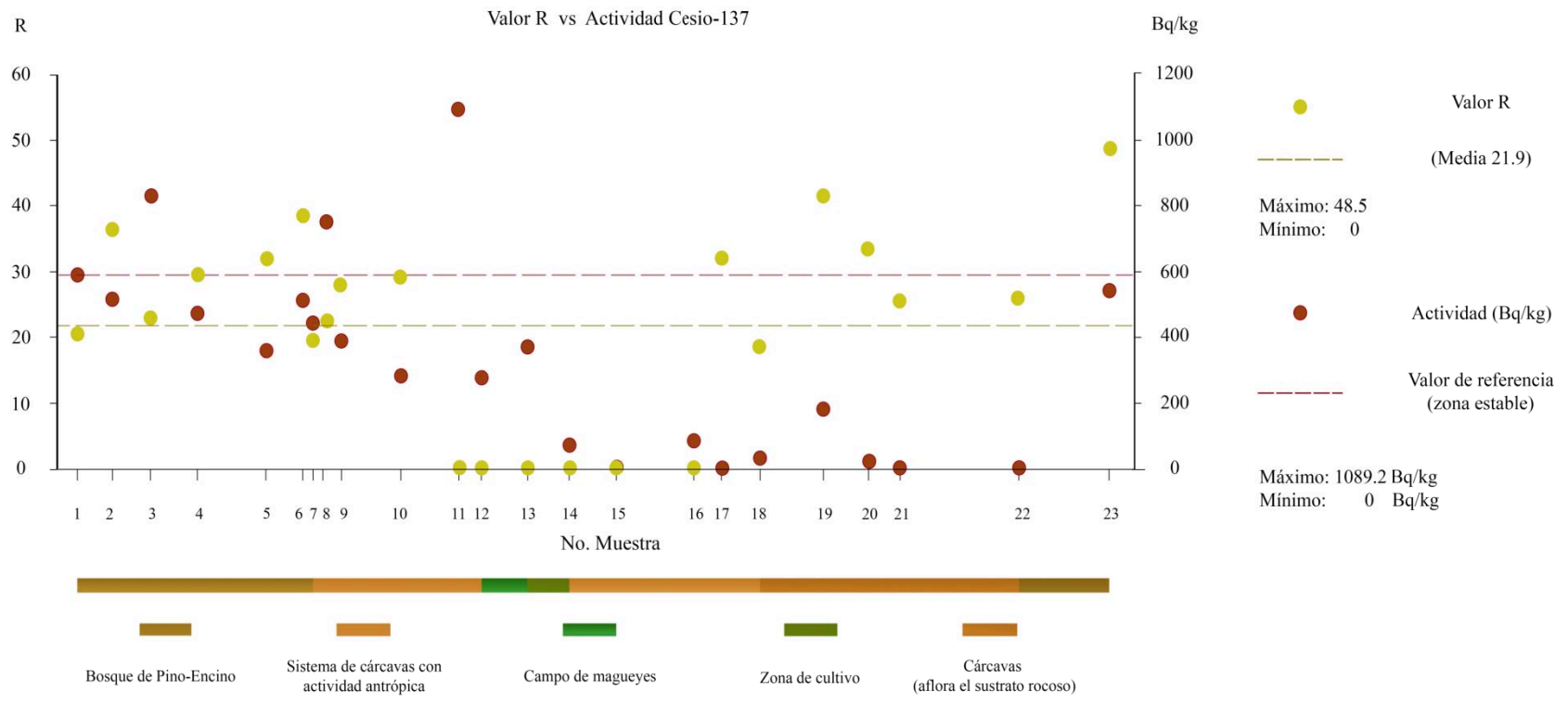


Figura 4.5 Comparación entre de la resistencia de la litología y la actividad del <sup>137</sup>Cs en la ladera oriental.

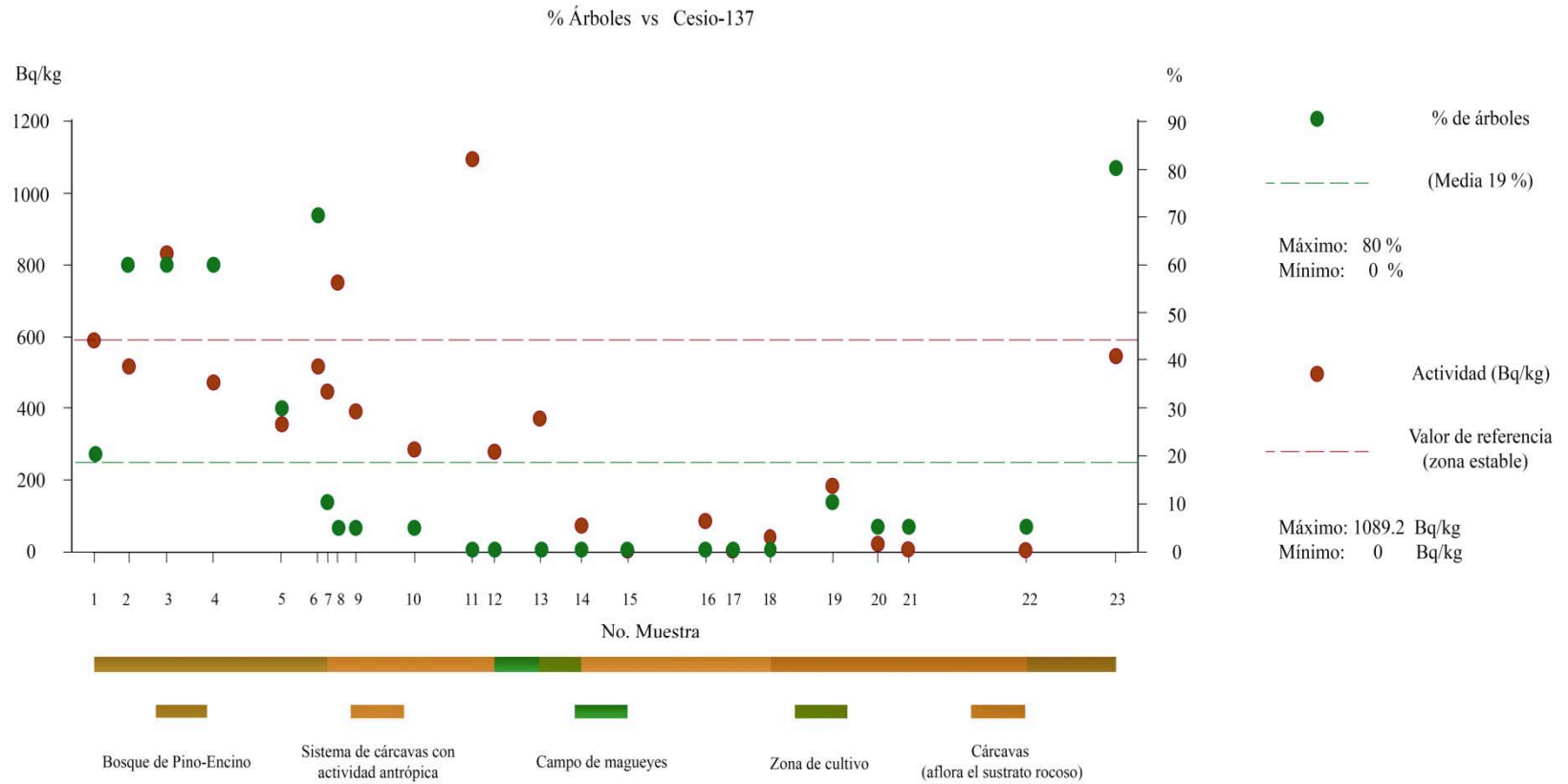


Figura 4.6 Comportamiento de la actividad del  $^{137}\text{Cs}$  respecto al porcentaje de árboles en la ladera oriental.



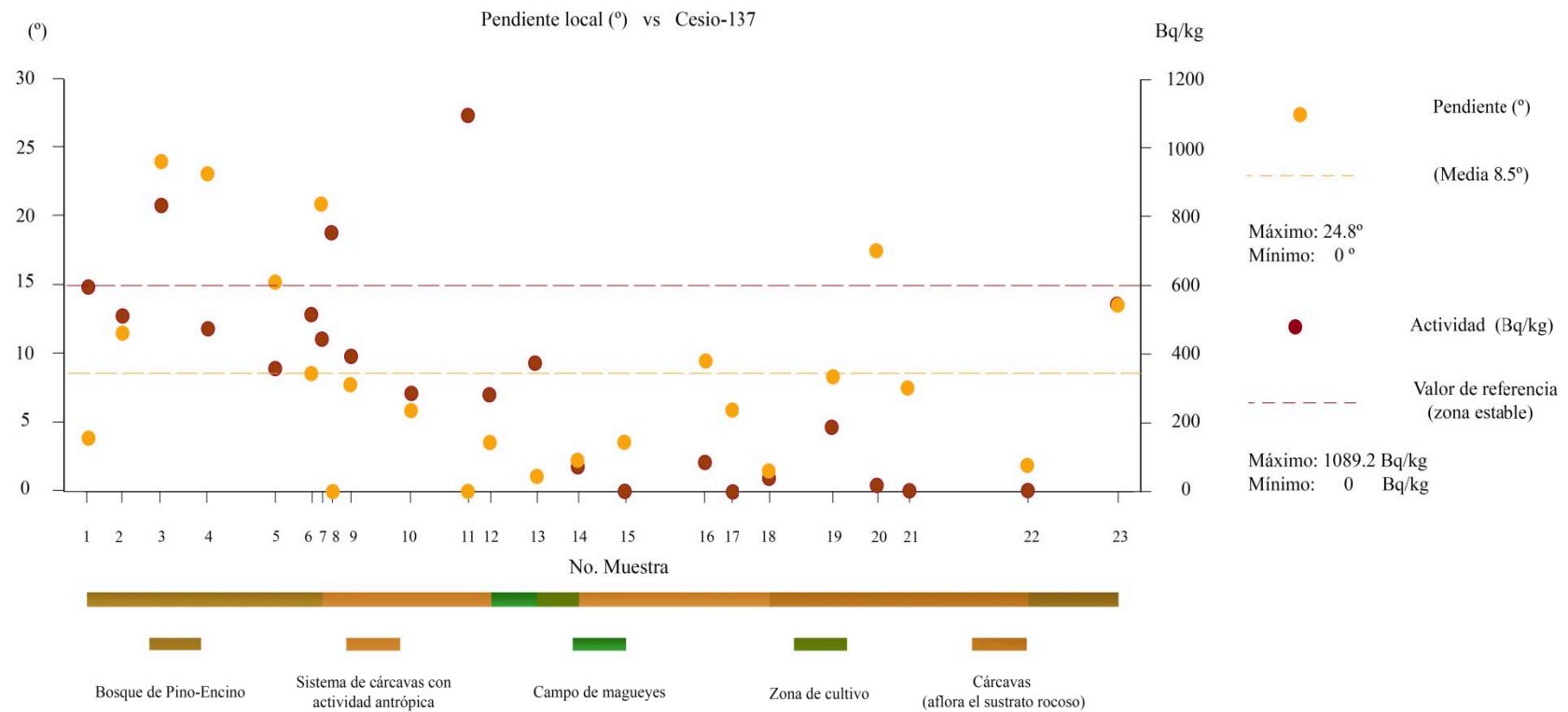


Figura 4.7 Comparación entre el grado de pendiente local y la actividad del  $^{137}\text{Cs}$  a lo largo de la ladera oriental.

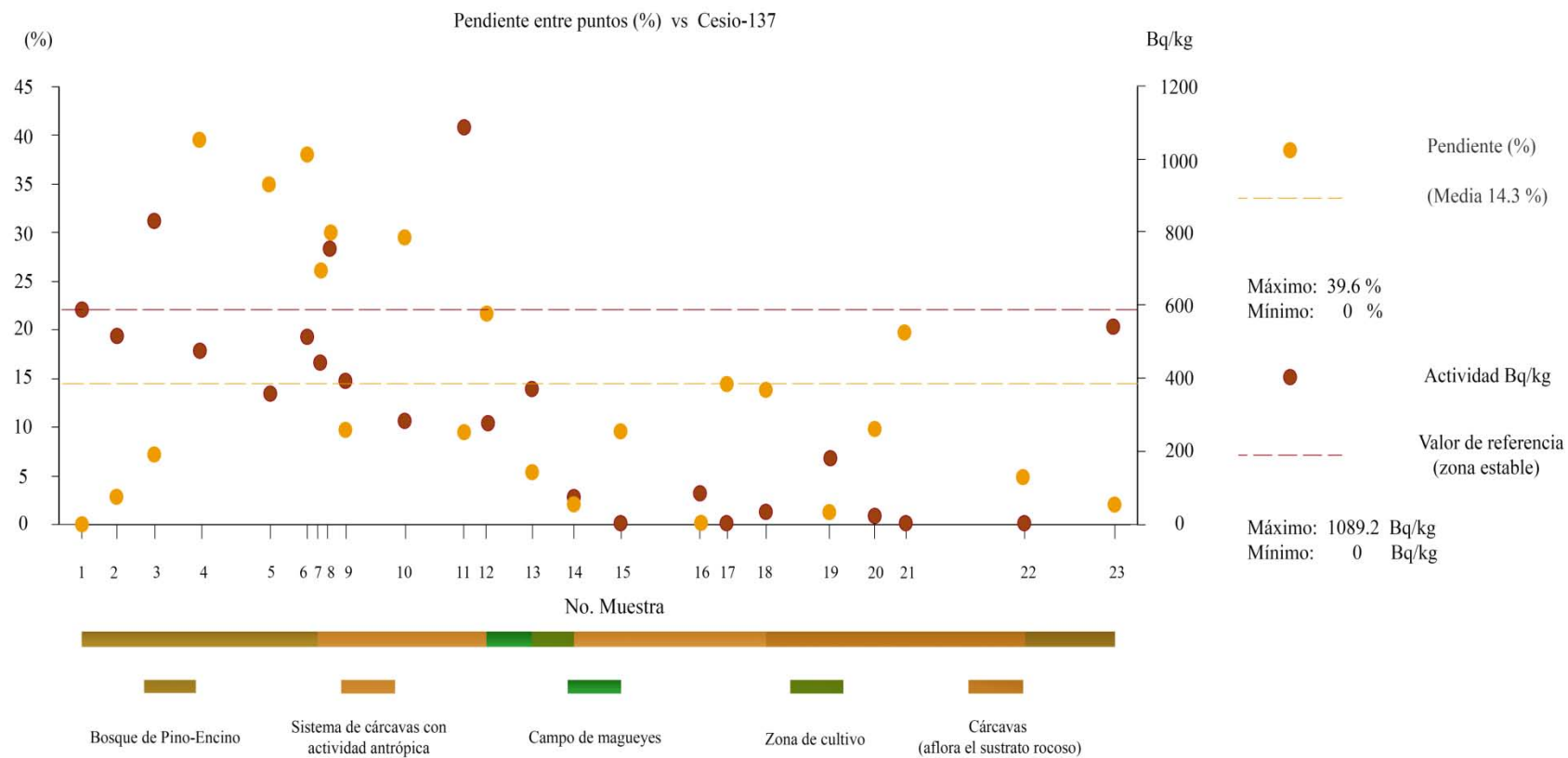


Figura 4.8 Comparación del grado de pendiente entre puntos respecto a la actividad del  $^{137}\text{Cs}$  en la ladera oriental.

## 4.2 Ladera Occidental: Análisis e Interpretación

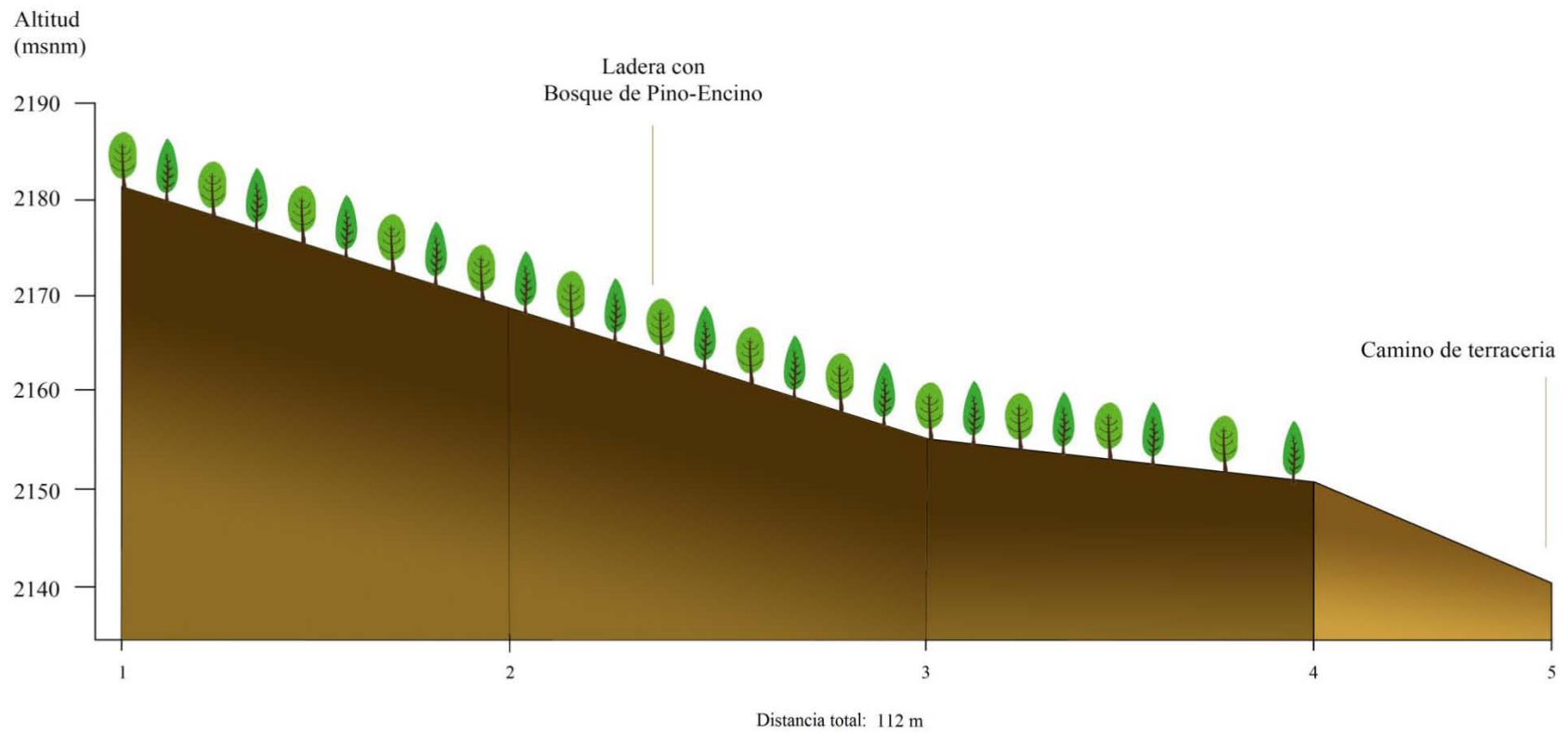


Figura 4.9 Perfil longitudinal de la ladera occidental. El tipo de suelo dominante es Andosol.

La actividad del  $^{137}\text{Cs}$  (Figura 4.10), tiene una tendencia a aumentar en los primeros puntos y disminuir considerablemente hacia el último. Los puntos 2, 3 y 4 presentan mayor actividad y se corresponden con partes de la ladera donde no hay erosión. El último sitio (punto 5) se comporta de manera erosiva, ya que se localiza sobre un camino de terracería en donde el paso de personas, animales e incluso algunos automóviles remueven el suelo de la superficie. Se observa que en el punto 3 existe la mayor concentración del radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$ , debido a que tiene mayor cantidad de hojarasca que funciona como una barrera que favorece la acumulación de sedimentos.

En cuanto a las señales de BLSL (Figura 4.11), se observa que el sitio de referencia presenta la mayor cantidad de fotones emitidos ya que, al ser un lugar estable, el suelo tiene mayor tiempo de acumular electrones en la estructura cristalina de los minerales. La señal disminuye a partir del punto 2. En el caso del punto 5 la señal se comporta de manera similar que el resto de los demás sitios (2, 3 y 4), debido a la constante erosión.

Por otro lado, las señales en el infrarrojo son muy cercanas a la media (Figura 4.12), lo que sugiere que la ladera es estable. No obstante, el punto 5 presenta una señal ligeramente por encima de los demás sitios (1, 2, 3 y 4), este comportamiento indica la presencia de materiales antiguos que han quedado expuestos como resultado de la acción antrópica y la señal de IRSL aumenta.

Los valores R son mucho más elevados en la ladera occidental que en la ladera oriental. Presentan un promedio de 36.8 (Figura 4.13), lo que implica un mayor resistencia de la litología. De esta manera, el material es más estable frente al intemperismo y la erosión.

El porcentaje de árboles es mayor en los primeros 3 puntos y disminuye en los dos últimos, puesto que son las zonas de menor actividad del radioisótopo (Figura 4.14). La vegetación desempeña un papel importante a la hora de controlar la acumulación del  $^{137}\text{Cs}$ .

La pendiente local muestra una tendencia similar a la del  $^{137}\text{Cs}$  (Figura 4.15). Cuando aumenta la inclinación en la ladera aumenta la actividad del radioisótopo, y en teoría a mayor grado de pendiente la erosión es mayor. Sin embargo, en este caso ocurre lo contrario debido a la presencia de vegetación que actúa como una barrera.

Además, los puntos en esta zona se ubican sobre suelos de tipo Andosol, los cuales presentan menor susceptibilidad a erosionarse cuando están hidratados debido a la adhesividad que adquieren. La presencia de vegetación en esta área favorece la retención de agua, por lo que la humedad y la adhesividad del suelo se incrementan.

La pendiente entre puntos muestra un comportamiento similar con el  $^{137}\text{Cs}$  hasta el punto 4. El punto 5 presenta un mayor grado de pendiente y evidencias de actividad antrópica. Ambos factores favorecen la erosión del suelo y por lo tanto posee una menor concentración del radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$  (Figura 4.16).

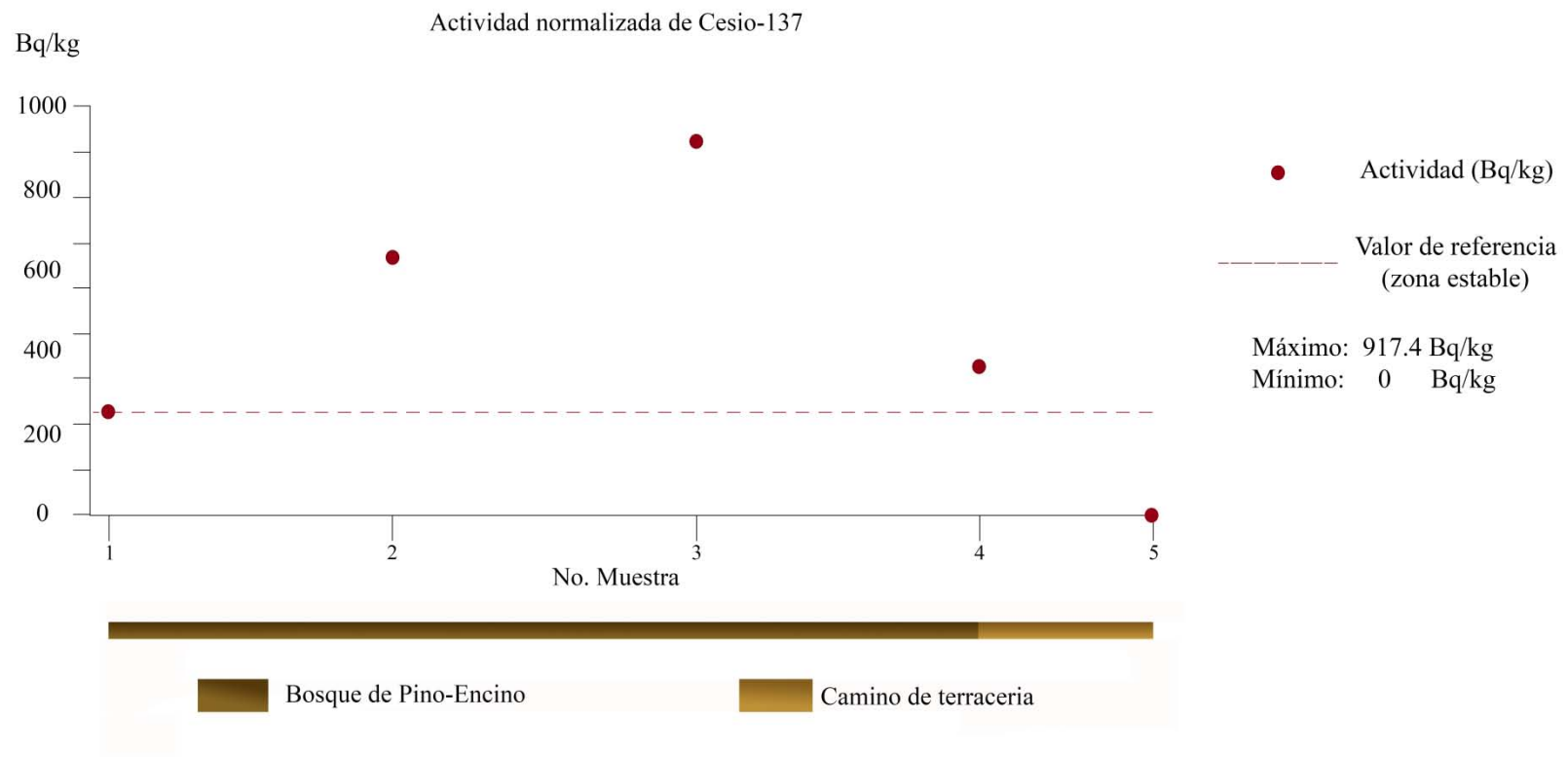


Figura 4.10 Comportamiento de la actividad del  $^{137}\text{Cs}$  en la ladera occidental.

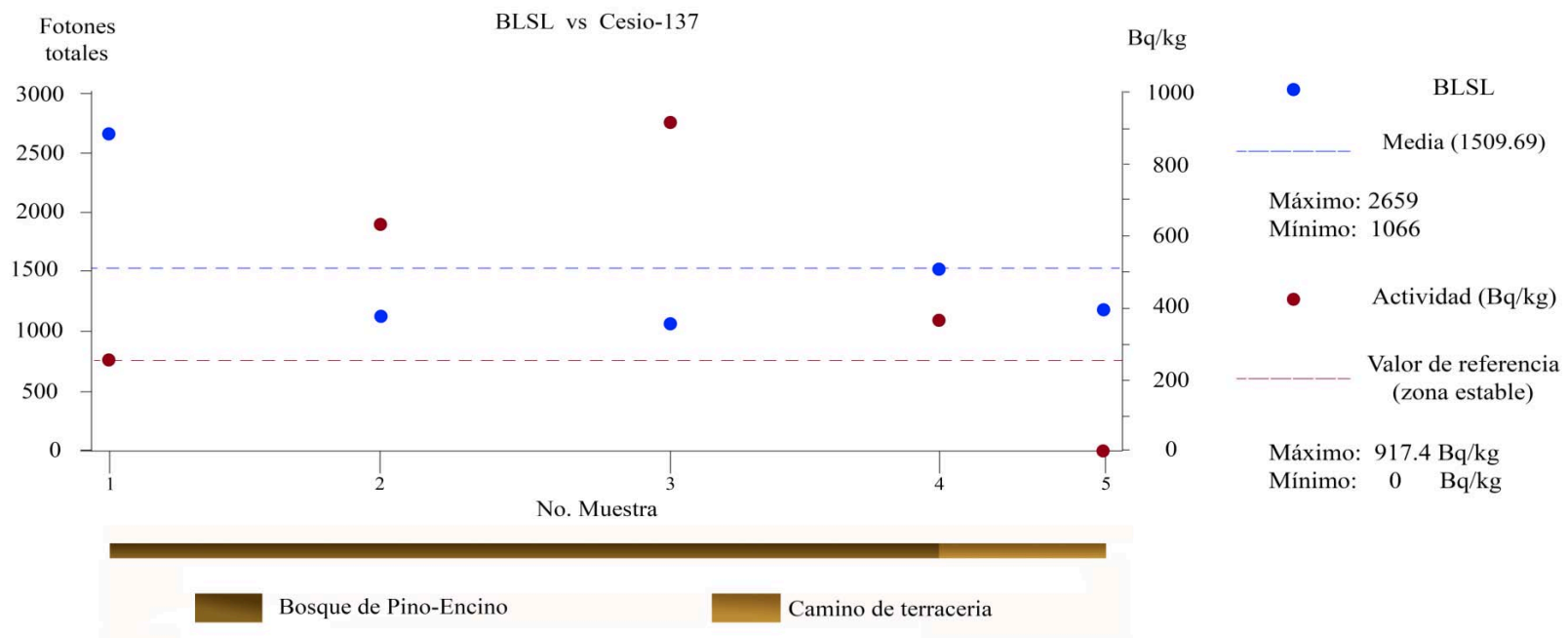


Figura 4.11 Comparación entre las señales de luminiscencia en BLSL y la actividad normalizada del <sup>137</sup>Cs en la ladera occidental.

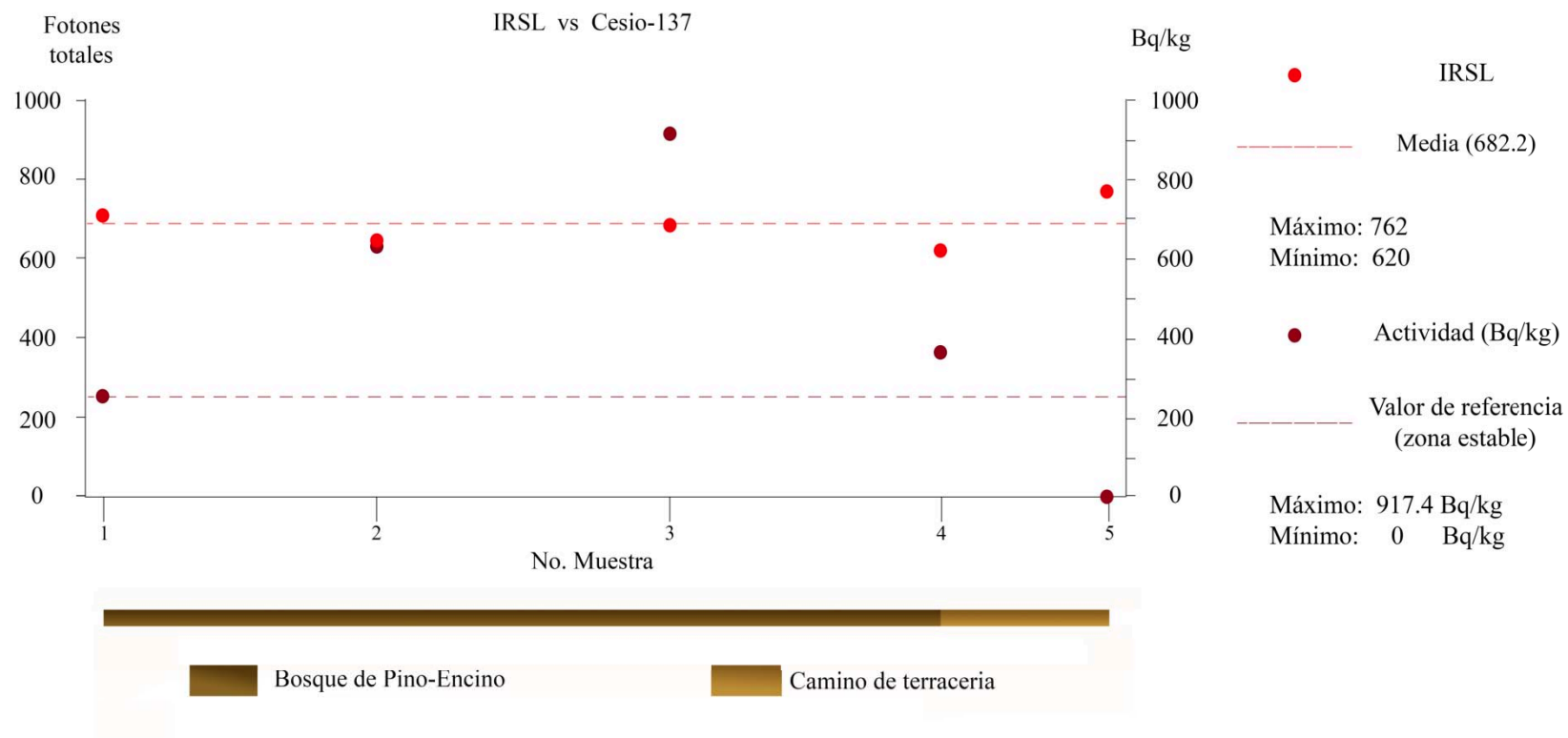


Figura 4.12 Comportamiento de las señales de luminiscencia en el infrarrojo respecto a la actividad del radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$  en la ladera occidental.



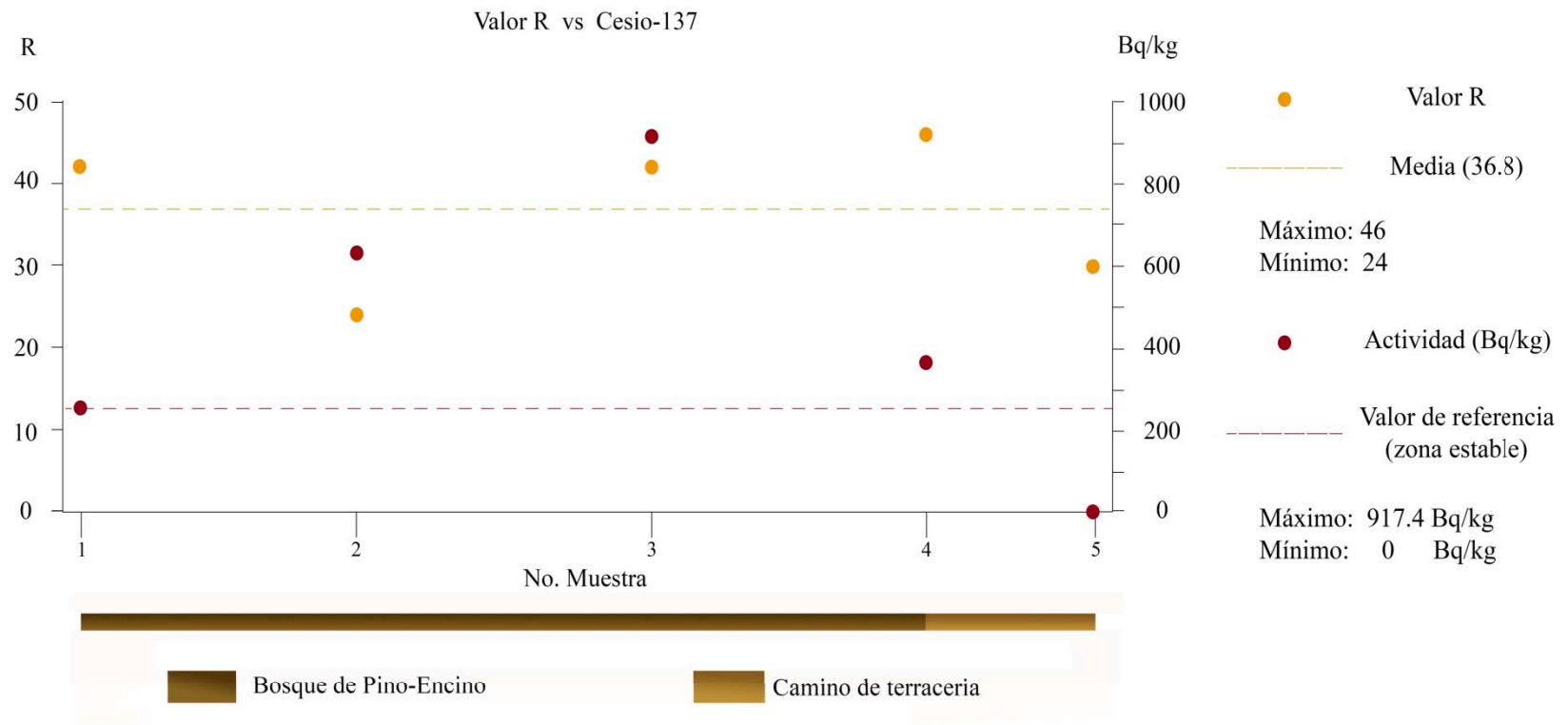


Figura 4.13 Comparación del comportamiento entre los valores R y la concentración del  $^{137}\text{Cs}$  a lo largo de la ladera occidental.

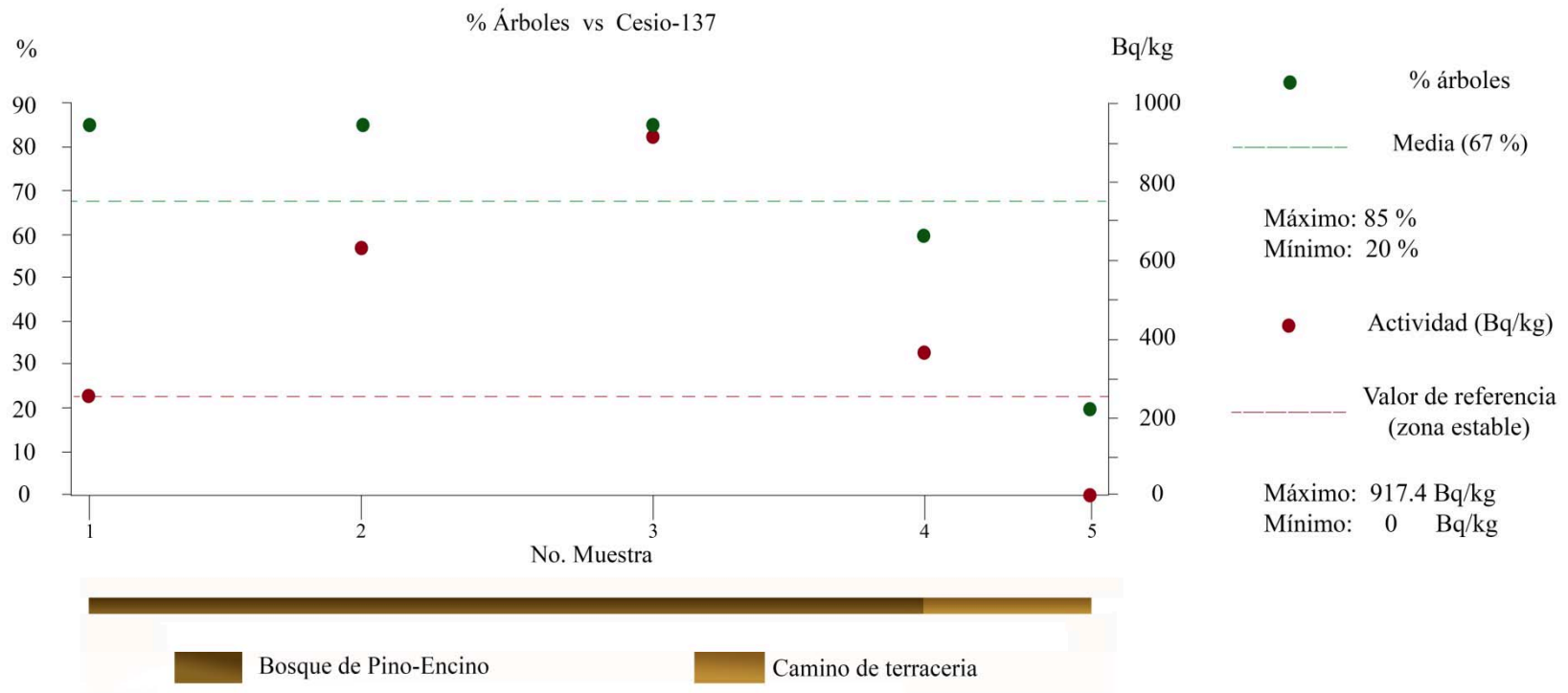


Figura 4.14 Comportamiento de la actividad del  $^{137}\text{Cs}$  respecto al porcentaje de árboles en la ladera occidental.

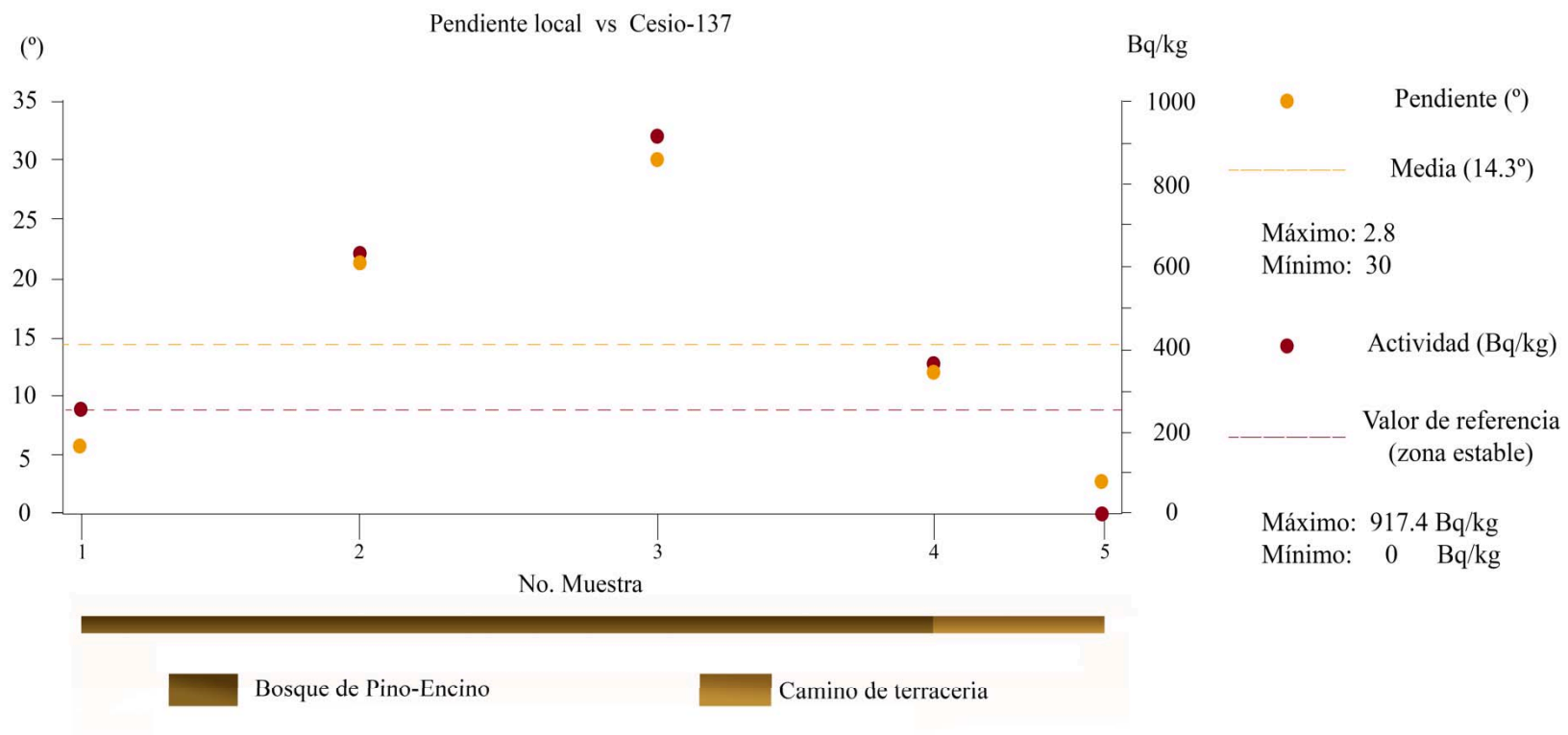


Figura 4.15 Comparación entre el grado de pendiente local y las concentraciones del <sup>137</sup>Cs en la ladera occidental.

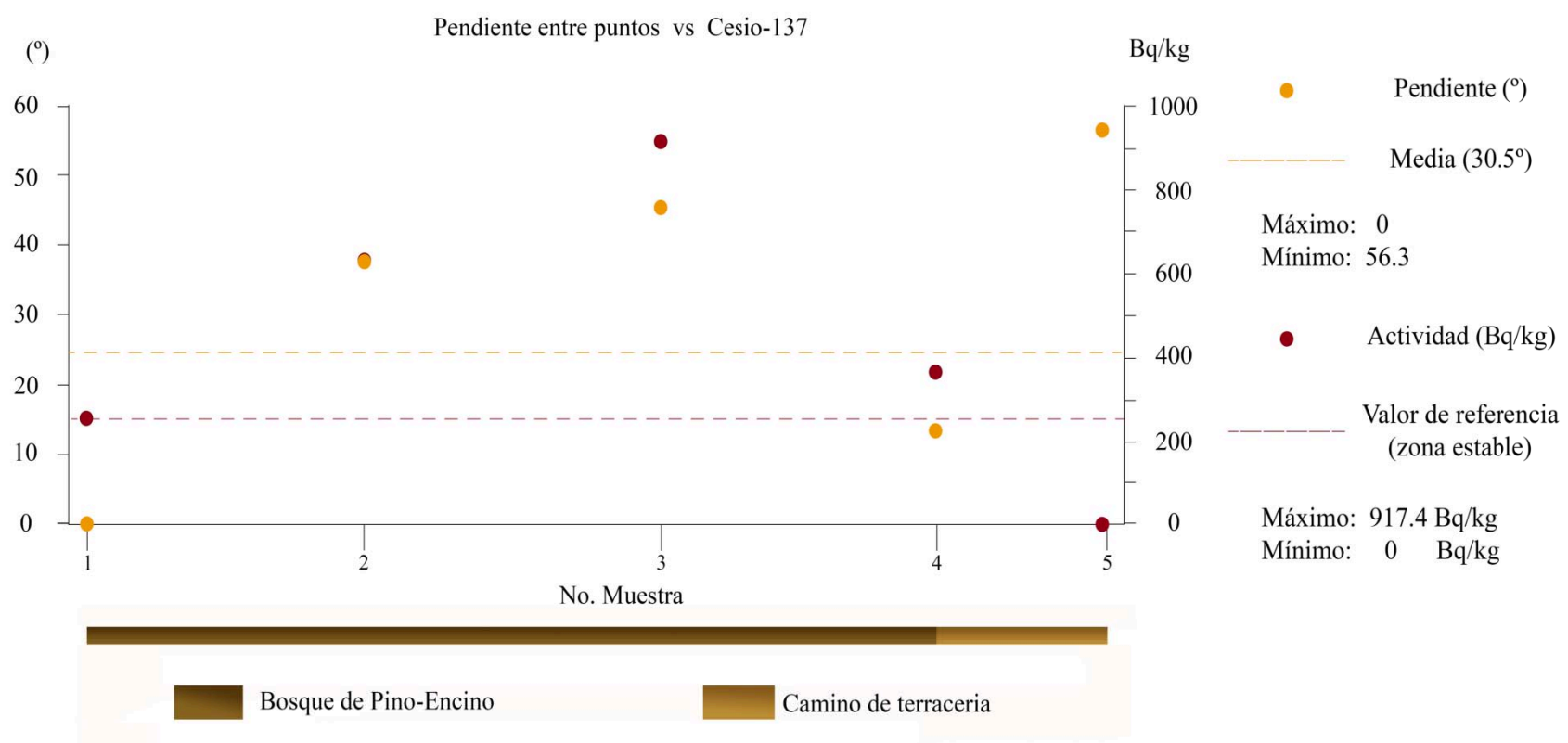


Figura 4.16 Comportamiento de la actividad del radioisótopo respecto al grado de pendiente entre puntos a lo largo de la ladera occidental.

El comportamiento de la actividad del  $^{137}\text{Cs}$  está asociado a la cantidad de vegetación que presenta las laderas. En las tablas 8 y 9 (ver anexo de tablas) se muestran las áreas que se identificaron para obtener la media y la desviación estándar. Dichas zonas sirvieron para comparar la actividad normalizada con base en el uso y tipo de suelo y vegetación (Figura 4.17).

En la gráfica de la Fig. 4.17 se observa que las zonas deforestadas y las que presentan actividad antrópica corresponden a los lugares con los valores de menor actividad del  $^{137}\text{Cs}$ , mientras que la zona con bosque de pino-encino y con vegetación densa presenta la mayor concentración del radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$ .

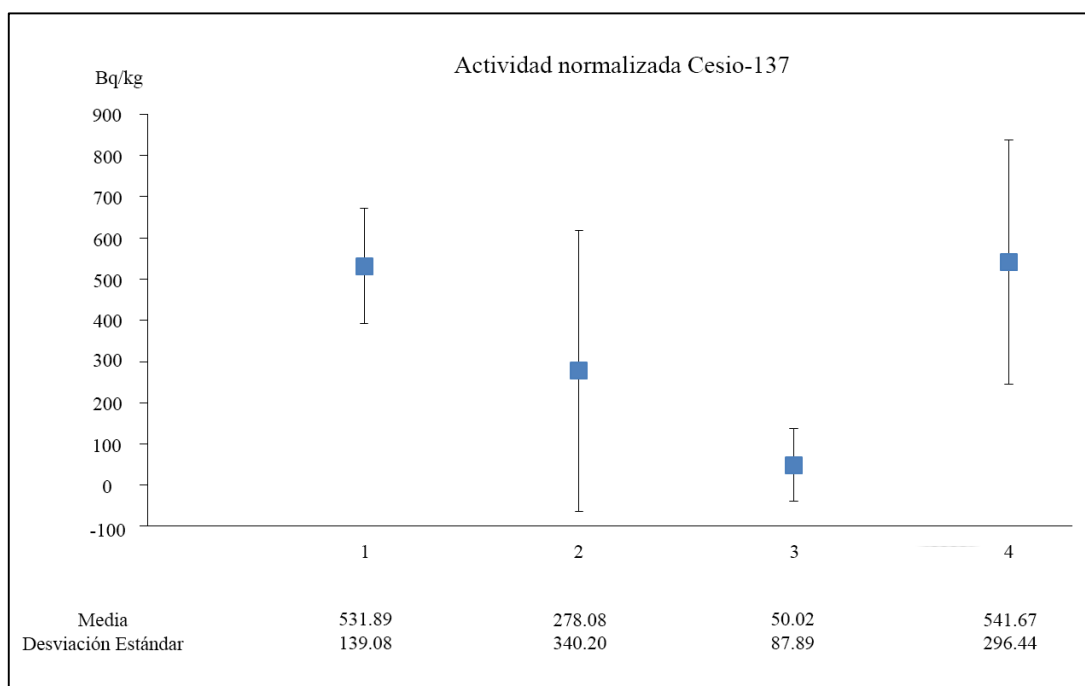


Figura 4.17 Comportamiento de la actividad del  $^{137}\text{Cs}$  en base al uso de suelo: 1) área con bosque de pino-encino; 2) área con actividad antrópica; 3) red de cárcavas con zonas deforestadas; 4) área con vegetación densa.

### 4.3 Conectividad de sedimentos

La muestra de material del lecho A (ver Figura 3.3 para su localización) tiene una concentración del radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$  de 272.4 Bq/kg. Por el contrario la actividad en el punto B (Figura 3.3) es de 31.6 Bq/kg (Figura 4.18). Esta diferencia se debe a que el primer cauce recibe mayor cantidad de material, ya que está asociado a un sistema de drenaje que recorre zonas deforestadas y con un uso de suelo agrícola.

En el caso del cauce B, la actividad disminuye debido a que su área de drenaje está cubierta casi en su totalidad por vegetación, que retiene el material e impide que el suelo sea erosionado (Figura 4.19). Las características en campo indican que el lecho A lleva más carga de sedimentos que el B, por lo que al contener mayor cantidad de material la concentración del radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$  aumenta.

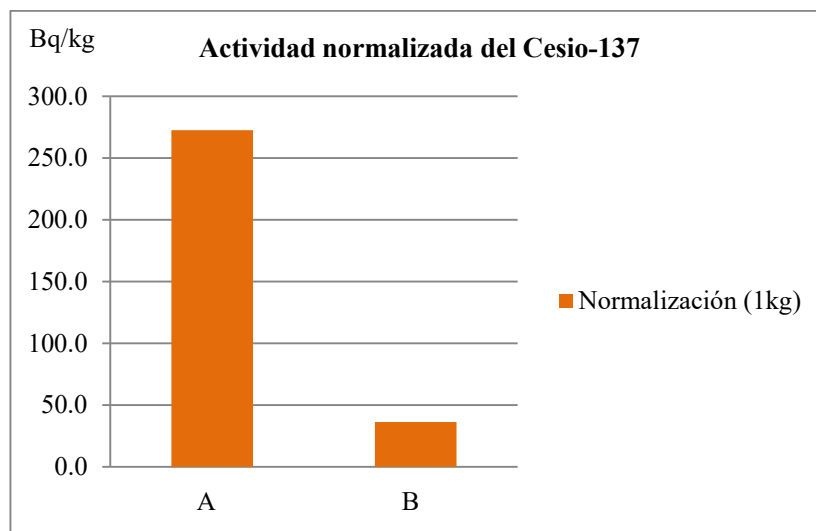


Figura 4.18 Actividad normalizada de  $^{137}\text{Cs}$  de los lechos fluviales: A) lecho con mayor turbidez del agua, asociado al área deforestada, B) lecho con agua clara, asociado a un áreas cubierta por vegetación.

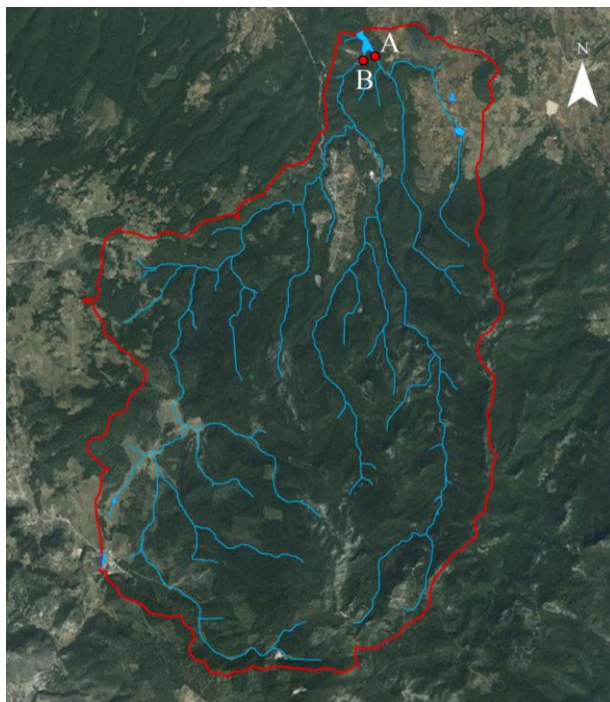


Figura 4.19 Localización de la toma de muestra en los lechos fluviales con sus respectivos sistemas de drenaje. Nótese la diferencia en la densidad de vegetación que hay entre las dos áreas asociadas a los cauces fluviales.

Las señales de luminiscencia en BLSL indican que el lecho A, asociado a zonas deforestadas, recibe mayor aporte de material por parte de las laderas, ya que presenta una señal de 16398 fotones. Por el contrario, el lecho B tiene una emisión de 9494 lo que sugiere un menor aporte de sedimentos (Figura 4.20), a pesar de que éste último se asocia a laderas con más de 20° de inclinación.

Si consideramos la intensidad de luminiscencia en términos de reseteo de los minerales, se podría decir que el lecho A, el cual presenta mayor carga de sedimentos, contiene material peor reseteado que el B. Es decir, la mayor densidad de partículas sólidas en el flujo de agua impiden que la luz solar penetre y el material no se resetee de manera adecuada.

Adicionalmente la cuenca del lecho A está constituida principalmente de basalto, roca que se caracteriza por presentar un bajo contenido de cuarzo. Por lo tanto, los valores elevados de luminiscencia en BLSL sugieren un mayor contenido de minerales de cuarzo en las muestras como consecuencia de la conectividad de sedimentos entre las laderas y el cauce.

En el caso del IRSL, los lechos A y B presentan una diferencia de 304 fotones (Figura 4.20). Si se considera el tipo de roca asociado a cada lecho, se esperaría que el cauce A presente un valor mucho menor debido a que el tipo de roca dominante es basalto. En cambio en el B se espera que los valores se disparen ya que la litología es de tipo riolita, roca que se caracteriza por presentar alto contenido de feldespatos en su composición. No obstante, los valores en el infrarrojo son cercanos entre los dos lechos a diferencia de las señales en el BLSL en donde el intervalo entre cada muestra es mayor a 5000 fotones emitidos.

Por lo tanto, estos valores sugieren que la conectividad de sedimentos es mayor entre las laderas y el cauce A, a pesar de que este último está asociado a un área de drenaje de menor extensión con pendientes inferiores a los 10° y en donde los feldespatos representan un bajo porcentaje en la composición litológica de la zona.

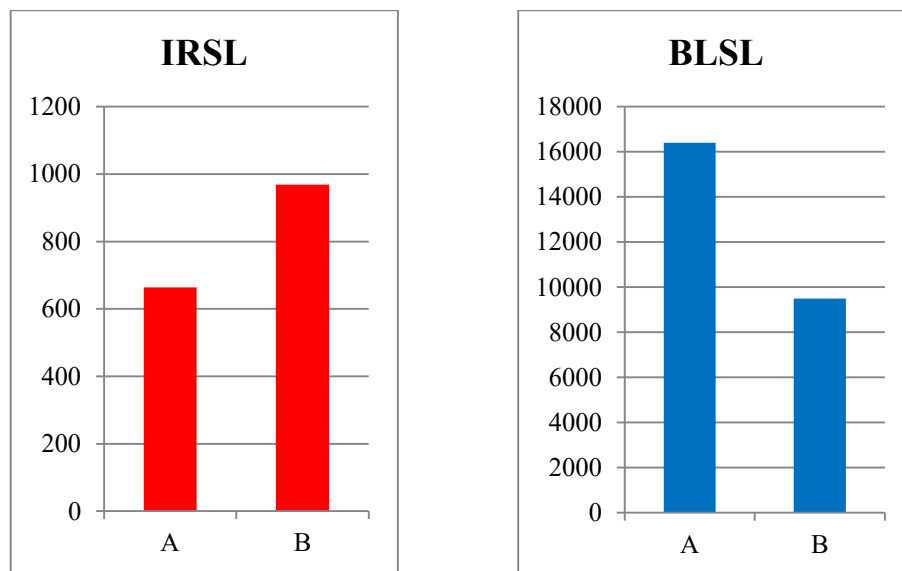


Figura 4.20 Gráficas en donde se muestra las señales de luminiscencia en el lecho A y B. El lecho A esta asociado a zonas deforestadas y el B a un área con mayor densidad de vegetación y con un sistema de drenaje de mayor extensión.



#### 4.4 Estimación de tasas de erosión

La erosión del suelo dentro de la cuenca de estudio varía desde 0.09 ton/ha/año hasta cifras superiores a las 19 ton/ ha/año (ver Tabla 10). El área comprendida entre los puntos 14 y 22 es donde se producen pérdidas superiores a 1<sup>1/2</sup> ton/ha/año.

De acuerdo con Martínez-Ménez (2005), la tasa máxima permisible de pérdida de suelo por erosión en México es de 10 ton/ha/año. Valores por encima de esta cifra corresponden a zonas degradadas, por lo que los puntos 15, 17, 18, 20, 21 y 22 presentan degradación de tierras (ver Tabla 10). Cabe mencionar que en la ladera occidental no se calcularon las tasas de erosión, ya que en la mayoría de los puntos la concentración del radioisótopo es mayor que el sitio de referencia (punto 1, véase Tabla 11), y la actividad en uno de ellos fue de 0.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base los resultados obtenidos en esta investigación se establecen las siguientes conclusiones:

1. La comparación entre los valores de la técnica de <sup>137</sup>Cs y OSL a lo largo del perfil topográfico permitieron determinar las zonas erosivas y de acumulación de material en las cárcavas de Huasca de Ocampo. Los sitios ubicados al pie de la ladera oriental presentan mayor pérdida de suelo, mientras que los lugares donde predomina la acumulación corresponden con puntos donde la vegetación es más densa.
2. La emisión de luminiscencia para este caso de estudio está en función de: (1) la estabilidad del material en la ladera, (2) el tipo de transporte que sufren las partículas, es decir, si son transportadas de manera rápida o lenta y (3) del tipo de roca sobre el cual se ha desarrollado el suelo. En este trabajo, se identificó que en la cima, tanto de la ladera oriental como de la occidental, se presentan altas señales de OSL debido al mayor tiempo de enterramiento que tienen los minerales. Por otro lado, en los sitios al pie de la ladera oriental y en el punto sobre el camino de terracería (en la ladera occidental), se presenta una mayor emisión de fotones como

resultado del rápido transporte del material. Asimismo, el tipo de roca determinó la cantidad de luminiscencia en el azul de los sitios 17 al 23 sobre la ladera oriental.

3. El martillo *Rock Schmidt* fue una herramienta confiable para determinar la resistencia de la litología. Con esta técnica se identificaron las áreas que tienen mayor y menor resistencia del material frente al intemperismo y la erosión. Dicho método contribuyó a realizar una mejor interpretación de la actividad del  $^{137}\text{Cs}$  y las señales del OSL. En este estudio, las muestras ubicadas a lo largo de la ladera oriental, con bajos valores R, corresponden a los sitios de mayor erosión y por ende los que presentan baja concentración de  $^{137}\text{Cs}$  y altos valores de OSL. Mientras que los sitios con valores R altos se localizan sobre la ladera occidental en las zonas más estables y con menor pérdida de suelo.
4. El porcentaje de vegetación desempeña un papel importante en el área de estudio. Las superficies con mayor pérdida de suelo se localizan en las áreas deforestadas sobre la ladera oriental, con una tasa superior a 20 ton/ha/año. Por otro lado, las áreas más estables están ubicada a lo largo de la ladera occidental, donde la densidad de bosque es mayor y las tasas de erosión están por debajo de las 5 ton/ha/año. Asimismo, se observó, en ambas laderas, que la pérdida de suelo no está relacionada con el grado de inclinación. En este caso en particular, la vegetación fue el factor que determinó la pérdida y acumulación de material.
5. Las técnicas de  $^{137}\text{Cs}$  y el OSL tienen un gran potencial para determinar la conectividad de sedimentos en una cuenca. La comparación entre las señales de luminiscencia y la concentración del radioisótopo  $^{137}\text{Cs}$  permitió determinar, de manera precisa, las zonas donde la conectividad de material, de las laderas hacia el cauce fluvial, es mayor. Se observó que la actividad antrópica y la ausencia de bosque determinó el grado de conectividad, ya que la ladera oriental, asociada al cauce A, presenta el menor porcentaje de árboles y una mayor alteración en el paisaje como resultado de la actividad humana (agricultura), y por lo tanto tiene el mayor grado de conectividad de sedimentos.
6. Debido a la alta afinidad del  $^{137}\text{Cs}$  con los coloides del suelo y su amplia distribución a nivel mundial, éste radioisótopo funcionó como un excelente radiotrazador para analizar cuantitativamente el fenómeno de la erosión en el sector

de cárcavas de Huasca de Ocampo. La estimación de tasas de erosión mediante el modelo matemático de Brown *et al.*, 1981, permitió identificar aquellos lugares con degradación de tierras. Dichos sitios se ubican al pie de la ladera oriental donde aflora el sustrato rocoso y la vegetación natural ha sido removida. La pérdida de suelo en esta zona supera las 10 ton/ha/año.

Por último es importante mencionar que las técnicas de base física ( $^{137}\text{Cs}$  y OSL) en el área de geografía, especialmente en la rama de geomorfología, son excelentes herramientas que proporcionan información detallada de la variabilidad y complejidad del proceso de erosión de suelos. En esta investigación, dichas técnicas permitieron observar la respuesta del medio natural frente a la intervención de origen antrópico, es decir, se cuantificó la pérdida de material por procesos erosivos como consecuencia de las inapropiadas prácticas agrícolas en Huasca de Ocampo, Hidalgo. Dicha información resulta esencial para llevar a cabo una mejor ordenación y gestión del territorio.

Como recomendaciones para un trabajo futuro en la zona de estudio se propone:

1. Realizar un estudio temporal de las concentraciones  $^{137}\text{Cs}$  con la finalidad de identificar los cambios que resultan de la estacionalidad (de manera anual) y la variabilidad climática (en una escala de varias décadas).
2. Ampliar la resolución espacial en la toma de muestras, ya que en este estudio se observó que los cambios espaciales en apenas 1 metro de distancia son significativos y pueden condicionar los procesos erosivos en la zona.
3. Realizar el análisis de las muestras con un equipo de espectrometría gamma de GeHp que consiste en un detector de yoduro de sodio dopado con Talio, por ser de mayor resolución que el utilizado en este trabajo.
4. Aplicar un modelo para calcular las tasas de erosión que contemple el tipo de suelo y sus características físicas (tamaño y la densidad de las partículas), para poder estimar con mayor precisión la pérdida de material.
5. Realizar un análisis de la mineralogía del suelo y de la cantidad de elementos radiactivos para mejorar la interpretación de las señales de OSL.

## REFERENCIAS

- Aitken, M. (1998). *An introduction to optical dating : the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence*. New York: Oxford University Press.
- Audicio, P. (s.f). Espectrometría de Radiación Gamma. Centro de Investigaciones Nucleares, Universidad de la Republica. Uruguay.
- Aydin , A., y Basu, A. (2005). The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 81, 1-14 pp.
- Besoain, E. (1985). *Mineralogía de arcillas de suelos*. San José, Costa Rica: Iica.
- Bini, C., y Zilioli, D. (2011). Soil Erosion between geomorphological fragility and sustainable land use in mountain areas. En A. Fournier , *Soil erosion : causes, processes and effects* (35-68 pp). New York: Nova Science Publishers.
- Brady, N., y Weil, R. (1999). *The nature and properties of soils*. New Jersey: Prentice Hall.
- Brea , J., y Balochi, F. (2010). *Procesos de erosión - sedimentación en cauces y cuencas*. Montevideo: PHI-UNESCO.
- Brown , R. B., Kling, G. F., y Cutshall, N. H. (1981). Agricultural erosion indicated by redistribution.: II. Estimates of erosion rates. *Soil Science Society of America Journal*, 45, 1191– 1197 pp.
- Cahen, G., y Treille, P. (1964). *Elementos de energía nuclear*. Zaragoza : Acribia.
- Campbell, B. L., Loughran, R. J., y Elliott, G. L. (1988). A method for determining sediment budgets using caesium-137. *IAHS*(174), 171-179 pp.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., & Marchi, L. (2013). Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology*, 188, 31-41 pp.
- Cepeda Dovala, J. M. (1991). *Química de suelos*. México: Trillas.

- Céspedes García, M. (2003). *Resistencia a la compresión del concreto a partir de la velocidad de pulsos de ultrasonido (Tesis de Licenciatura)*. Piura : Universidad de Piura .
- Charlton, R. (2007). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Abingdon, Oxon : Routledge.
- Cotler, H. (2010). Evolución y perspectivas de la conservación de suelos. En J. L. Lezema, y B. Garizbord, *Los grandes problemas de México*, (141-164 pp). México: El Colegio de México.
- Cotler, H., Cortina, S., y Dominguez, J. (2007). La conservación de suelos como interés público. *Gaceta Ecológica* (83), 5-71 pp.
- Cotler, H., López, A., y Martínez-Trinidad, S. (2011). ¿Cuánto nos cuesta la erosión de suelos? Aproximación a una valoración económica de la pérdida de suelos agrícolas en México. *Investigación Ambiental*, 3(2), 31-43 pp.
- De Ploey, J., y Gabriels, D. (1980). Measuring soil loss and experimental studies. En M. J. Kirkby, y R. Morgan, *Soil Erosion*, (63-96 pp). Chichester: John Wiley.
- Domínguez, J. M., y Schifter, I. (2003). *Las arcillas: El barro noble*. México: Fondo de Cultura Económica.
- Duran, V. H., García-Tejero, I., Francia, J.R., y otros. (2011). Soil erosion: causes, porcesses and effects. En A. Fournier, *Soil erosion: causes, processes and effects*, (1-34 pp). New York: Nova Science Publishers.
- Earl B, A. (2014). *Soils and natural landscapes*. Florida: CRC Press.
- Elliott Munro, S. (2010). *El río y la forma : Introducción a la Geomorfología Fluvial*. Santiago de Chile: RIL.
- Evans, R. (1980). Mechanics of water erosion and their spatial and temporal controls: an empirical viewpoint. En M. J. Kirkby, & R. Morgan, *Soil Erosion*, (109-124 pp). Chichester: John Wiley.
- Fangmeier, D., Elliot, W., Workman , S., Huffman , R., y Schwab, G. (2006). *Soil and water conservation engineering* . New York : Thomson/Delmar Learning.

- FAO. (1967). *La erosión del suelo causada por el agua: Algunas medidas para combatirla en las tierras de cultivo*. Roma: FAO.
- FAO. (2015). *Portal de suelos*. Recuperado de <http://www.fao.org/soils-portal/es/>
- Gabioud, E.A., Wilson, G.M., Sasal, M.C. (2011). Análisis de la estabilidad de agregados por el método de *le bissonnais* en tres órdenes de suelos. *Ciencia del suelo*, 29 (2), 129 - 139 pp.
- García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Koppen*. México: Instituto de Geografía, UNAM .
- Gavande, A. (1972). *Física de suelos principios y aplicaciones*. México: Limusa.
- Geyne, A., Fries, C., Segerstrom, K., Black, R.F., Wilson, I.F.(1963). *Geología y yacimientos minerales del distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, Mexico*. México: Consejo de Recursos Naturales No Renovables.
- Glasstone, S., y Sesonske, A. (1968). *Ingeniería de reactores nucleares*. Barcelona: Reverte.
- Golosov, V. N. (2003). Special Considerations For Areas Affected By Chernobyl Fallout. En F. Zapata, *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides* (págs. 165-185). New York: Kluwer Academic Publishers.
- González, M. (1991). La Ecuación Universal de Pérdida de Suelo. *Ecología*(5), 13-50 pp.
- Goudie, A. (2004). *Encyclopedia of Geomorphology*. New York: Routledge.
- Goudie, A. (2006). The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography*, 30(6), 703-718 pp.
- Hall, A. D. (1961). *Estudio científico del suelo*. Madrid: Aguilar.
- Harvey, A. M. (2002). Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology*, 44, 175-201 pp.

- Hooke, J. (2003). Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology*, 56, 79-94 pp.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., y Thewalt, M. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, 313, 105-107.
- INEGI. (1985). Carta de Uso de suelo y Vegetación Pachuca de Soto. Clave F14-11. Escala 1:250000.
- INEGI. (2007). Carta Edafológica Pachuca de Soto. Clave F14-11. Escala 1:250000.
- Iurian, A.-R., Phaneuf, M., y Mabit, L. (2015). Mobility and Bioavailability of Radionuclides in Soils. En C. Walther , & D. Gupta, *Radionuclides in the Environment: Influence of chemical speciation and plant uptake on radionuclide migration* (37-61 pp). New York : Springer .
- IUSS Working Group WRB. (2015). Base referencial mundial del recurso suelo, 2014. Informes sobre recursos mundiales de suelos 106. FAO. Roma.
- Jaramillo, D. (2002). *Introducción a la ciencia del suelo*. Medellin: Universidad Nacional de Colombia.
- Jenny, H. (1941). *Factors of Soil Formation*. New York: McGraw-Hill.
- Kachanoski, R. G., y De Jong, E. (1984). Predicting the Temporal Relationship between Soil Cesium-137 and Erosion Rates. *Journal of Environmental Quality*, 13(2), 301-304 pp.
- Kearey, P. (2001). *The New Penguin Dictionary of Geology*. London: Penguin Books .
- Kirkby, M., y Morgan, R. (1980). *Soil Erosion*. Chichester: John Wiley.
- Lin, H. (2010). Earth's Critical Zone and hydrogeology: concepts, characteristics, and advances. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 14, 25-45 pp.
- Loughran, R. J., Campbell, B. L., y Walling, D. E. (1987). Soil erosion and sedimentation indicated by caesium 137: Jackmoor Brook catchment, Devon, England. *Catena*(14), 201-212 pp.

- Loughran, R. J., Pennock, D. J., y Walling , D. E. (2003). Spatial Distribution of Caesium-137 . En Z. Felipe, *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides* (97-111 pp). New York: Kluwer Academic Publishers.
- Lugo Hubp, J. (1988). *Elementos de Geomorfología Aplicada: métodos cartográficos*. México: Instituto de Geografía, UNAM.
- Lugo Hubp, J. (2011). *Diccionario Geomorfológico*. México: UNAM.
- Mallinson, D. (2008). *A Brief Description of Optically Stimulated Luminescence Dating*. Recuperado de: <http://core.ecu.edu/geology/mallinsond/OSL.htm>
- Medialdea , A. (2013). *Towards the reconstruction of flood histories: Luminescence dating of palaeoflood deposits (Tesis Doctoral)*. Madrid: Universidad Autónoma de Madrid.
- Messenzehl, K., Hoffmann, T., & Dikau, R. (2014). Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Müschauns, Swiss National Park — linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. *Geomorphology*, 221, 215-229 pp.
- Millar , C. E. (1971). *Fundamentos de la ciencia del suelo*. México: Continental.
- Mol, L. (2014). Measuring rock hardness in the field. En L. Clarke, & J. Nield, *Geomorphological Techniques* . London : British Society for Geomorphology.
- Morgan, R. (1997). *Erosión y conservación del suelo*. Madrid: Mundi Prensa.
- Muñoz Salinas, E. (2013). La luminiscencia de los depósitos fluviales secreto guardado en los granos minerales. *Ciencias*, 107-108, 76-79 pp.
- Muñoz Salinas, E., y Castillo Rodríguez, M. (2014). Luminiscencia Ópticamente Estimulada aplicada a sedimentos fluviales: Un enfoque basado en la interpretación de las señales luminosas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 225-233 pp.



- 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 pp.
- Muñoz Salinas, E., Bishop, P., Sanderson, D., 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 pp.
- Musy, A., y Higy, C. (2011). *Hydrology : a science of nature*. Boca Raton, Florida : CRC Press.
- Norris, J., Stokes, A., Mickovski, S., Cammeraat, E., Van Beek, R., Nicoll, B., y otros. (2008). *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions*. Dordrecht: Springer Verlag.
- Organismo Internacional de Energía Atómica. (2015). *El accidente de Fukushima Daiichi: Informe del Director General*. Viena: OIEA.
- Osman , K. T. (2014). *Soil degradation, conservation and remediation*. Dordrecht: Springer.
- Palacio Prieto, J. (1990). Determinación de áreas de erosión y potencial en cárcavas: Un ejemplo en el Centro de México. *Investigaciones Geográficas*(21), 45-55 pp.
- Pennock , D. J., y Appleby, P. G. (2003). Site Selection and Sampling Design. En F. Zapata, *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides*, (15-40 pp). New York: Kluwer Academic Publishers.
- Pennock, D. J., y Appleby, P. G. (2003). Sample Processing. En F. Zapata, *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides* (59-66 pp). New York: Kluwer Academic Publishers.
- Porta, J., López, M., y Roquero, C. (2003). *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Madrid: Mundi Prensa.

- Quiñonero Rubio, J. M., Boix Fayos , C., y De Vente, J. (2013). Desarrollo y aplicación de un índice multifactorial de conectividad de sedimentos a escala de cuenca. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 2(39), 203-223 pp.
- Ríos Paredes, M. (1989). *La termoluminiscencia en el fechamiento de los sitios arqueológicos*. México: INAH.
- Ritchie, J. C., y McHenry, R. J. (1990). Application of radioactive fallout Caesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review. *J. Enviro. Qual*, 19, 215-233 pp.
- Ritchie, J. C., Spraberry, J. A., y McHenry, R. J. (1974). Estimating Soil Erosion from the Redistribution of Fallout <sup>137</sup>Cs. *Soil Sci. Soc. Am. Proc*, 38, 137-139 pp.
- Sanderson, D., 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 pp.
- Schaetzl, R., y Anderson, S. (2005). *Soils: Genesis and Geomorphology*. New York: Cambridge University Press.
- Schwab, G. (1993). *Soil and water conservation engineering*. New York: John Wiley.
- SEMARNAT. (1999). *Ordenamiento Ecológico Territorial de Huasca de Ocampo*. México.
- SEMARNAT. (2012). *Informe de la situación del Medio Ambiente: Compendio de estadísticas ambientales clave y de desempeño ambiental*. México.
- SEMARNAT, y Colegio de Postgraduados . (2003). *Evaluación de la degradación del suelo causada por el hombre en la Republica Mexicana, escala 1:250000*. México.
- Servicio Geológico Mexicano. (2015). Carta Geológica-Minera Pachuca de Soto. Clave F14-11. Escala 1:250000.
- Sibello, H. R. (2013). *Cuantificación de la erosión de suelos en zonas de interes económico y ambiental de la provincia de Cienfuegos, Cuba, utilizando el Cesio-137 como radiotrazador (Tesis Doctoral)*. Cienfuegos: Universidad de la Habana.

- Simms, A. D., Woodroffe, C. D., y Jones, B. G. (2008). Assessing soil remobilisation in catchments using a 137 Cs-sediment hillslope model. *Australian Geographer*, 39(4), 445-465 pp.
- Strahler, A., y Strahler, A. (1994). *Geografía Física*. Barcelona: Omega.
- Summer, M. (2000). *Handbook of soil science*. Boca Raton, Florida: CRC Press.
- Tan, K. (1993). *Principles of soil chemistry*. New York: Dekker.
- Tan, K. (2009). *Environmental soil science*. Boca Raton: CRC Press.
- Terrence, J., Foster, G., y Renard, K. (2002). *Soil Erosion: processes, prediction, measurement and control*. New York: John Wiley.
- Thornes, J. B. (1980). Erosional processes of running water and their spatial and temporal controls: a theoretical viewpoint. En M. J. Kirkby, y R. Morgan, *Soil Erosion* (129-172 pp). Chichester: John Wiley.
- Valentín, C., Poesen, J., y Yong, L. (2005). Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, 63, 132-153 pp.
- Van Zuidam, R. (1986). *Aerial Photo-interpretation in Terrain Analysis and Geomorphologic Mapping. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC)*. Hague: Smits Publishers.
- Ven Te Chow, Maidment, D., y Mays, L. (1994). *Hidrología Aplicada*. Santafé de Bogotá, Colombia : McGrill INTERAMERICANA.
- Viles, H., Goudie, A., Grab, S., y Lalley, J. (2010). The use of the Schmidt Hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: a comparative analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(3), 320-333 pp.
- Villalonga-Martínez, L. M. (1986). *Efectos de las armas nucleares: Asistencia a bajas masivas nucleares*. Madrid: Romagraf.
- Wallbrink, P. J., Walling, D. E., y He, Q. (2003). Radionuclide Measurement Using Hpge Gamma Spectrometry. En F. Zapata, *Handbook for the Assessment of Soil Erosion*

- and Sedimentation Using Environmental Radionuclides*, (67-97 pp). New York: Kluwer Academic Publishers.
- Walling, D. E., y Quine, T. A. (1992). The use of caesium-137 measurements in soil erosion surveys. *IAHS*(210), 143-152 pp.
- Walling, D. E., He, Q., y Appleby, P. G. (2003). Conversion Models For Use In Soil-Erosion, Soil-Redistribution and Sedimentation Investigations. En F. Zapata, *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides*, (111-164 pp). New York: Kluwer Academic Publishers .
- Wentzel van der Waal , B. (2014). *Sediment Connectivity in the Upper Thina Catchment, Eastern Cape, South Africa (Tesis de Doctorado)*. South Africa: Rhodes University.
- Werle, A. (2011). *Alguns equipamentos para perícias e avaliações*. Recuperado de: <http://aldowerle.blogspot.mx/2011/12/alguns-equipamentos-para-pericias-e.html>
- Winkler, S. (2005). The Schmidt hammer as a relative-age dating technique: Potential and limitations of its application on Holocene moraines in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, 48, 105-116 pp.
- Yukihara , E. G., y McKeever, S. (2011). *Optically stimulated luminescence : fundamentals and applications* . Chichester : Wiley.
- Zapata, F. (2003). The use of environmental radionuclides as tracers in soil erosion and sedimentation investigations: recent advances and future developments. *Soil and Tillage Research*, 69, 3-13 pp.
- Zhang, X., Higgitt, D. L., y Walling , D. E. (1990). A preliminary assessment of the potential for using caesium-137 to estimate rates of soil erosion in the Loess Plateau of China. *Hydrologica Sciences Journal*, 35(3), 243-252 pp.
- Zinck, J. A. (1997). Riesgos ambientales y suelos: Enfoque para la modelización de la erosión en cárcavas y movimientos en masa. *Edafologia, special edition of the 50th anniversary of the Spanish Soil Science*, 283-297 pp.

## FUENTES EN LÍNEA

Cation Exchange Capacity of Soils: <http://www.smartfertilizer.com>

CONABIO. (2015). Portal de Geo información. División política estatal. Escala 1:250000:  
<http://www.conabio.gob.mx>

Mallinson, D. (2008). *A Brief Description of Optically Stimulated Luminescence Dating*:  
<http://core.ecu.edu>

Martínez Ménez, M. (2005). *Estimación de la erosión del suelo*:  
<http://www.sagarpa.gob.mx>

Proceq. (2014). *Rock Schmidt: Manual de operación.*: <http://www.proceq.com>

Valencia Islas, C. E. (2008). *Química de suelos o química de coloides*:  
<http://www.agricolaunam.org.mx>

## ANEXO DE TABLAS

Tabla 1. Datos promedio de las 7estaciones meteorológicas contiguas al área de estudio

Mes	Temperatura (°C)	Precipitación (mm)
E	11.2	15.6
F	12.3	13.5
M	14.4	16.4
A	15.9	36.3
M	16.4	63.0
J	15.6	121.5
J	14.6	119.9
A	14.5	114.1
S	14.3	148.6
O	13.2	81.7
N	12.2	23.9
D	11.5	11.5

Tabla 2 Resultados de los datos tomados en campo de la ladera oriental. En esta tabla se incluye el cálculo de la distancia real y la pendiente entre puntos

No. Muestra	Altitud (msnm)	X	Y	Distancia entre puntos	Distancia Real	Pendiente local (°)	Pendiente entre puntos (%)
1	2291	547688	2231592	-	-	3.8	0.0
2	2290	547659	2231609	33.6	33.6	11.5	2.7
3	2288	547630	2231626	33.6	33.6	24.0	7.0
4	2270	547587	2231625	43.3	43.5	23.0	39.6
5	2249	547528	2231610	60.9	61.1	15.2	34.7
6	2236	547494	2231601	35.4	35.6	8.5	37.7
7	2234	547488	2231600	6.0	6.1	20.8	25.9
8	2231	547479	2231597	9.5	9.6	0.0	29.8
9	2230	547465	2231606	17.2	17.3	7.7	9.6
10	2219	547433	2231588	36.9	37.1	5.9	29.1
11	2214	547381	2231601	53.4	53.5	0.0	9.4
12	2218	547362	2231606	20.2	20.1	3.5	21.3
13	2216	547321	2231590	43.6	43.6	1.0	5.1
14	2217	547287	2231569	39.9	39.9	2.1	2.0
15	2213	547298	2231529	41.1	41.1	3.5	9.4
16	2213	547308	2231461	69.3	69.3	9.4	0.1
17	2209	547307	2231435	25.8	25.8	5.8	14.3
18	2204	547323	2231401	37.3	37.4	1.3	13.8
19	2205	547282	2231360	58.2	58.2	8.3	1.1
20	2201	547266	2231322	41.9	41.9	17.5	9.7
21	2195	547269	2231295	27.0	27.1	7.4	19.5
22	2190	547219	2231197	110.6	110.6	1.9	4.8
23	2192	547135	2231184	84.8	84.8	13.6	1.9

No. Muestra	Valor R	% Árboles	Descripción general
1	20.5	20	Cima del cono volcánico, vegetación bosque pino-encino
2	36.4	60	Ladera del cono volcánico, vegetación bosque pino-encino
3	23	60	Ladera del cono volcánico, vegetación bosque pino-encino
4	29.5	60	Ladera del cono volcánico, vegetación bosque pino-encino
5	32	30	Ladera del cono volcánico, vegetación bosque pino-encino
6	38.5	70	Ladera del cono volcánico, vegetación bosque pino-encino
7	19.5	10	Comienza sistema de cárcavas, evidencias de actividad antrópica
8	22.5	5	Zona de acumulación de material por presencia de vegetación inducida
9	28	5	Cárcavas con evidencia de deforestación, vegetación inducida
10	29	5	Fondo de la cárcava, metros adelante hay construcción de gaviones
11	0	0	Zona detrás de gavión
12	0	0	Cárcava profunda
13	0	0	Campo de magueyes
14	0	0	Zona de cultivo de maíz
15	0	0	Cárcava erosiva
16	0	0	Cárcava erosiva, bloques de roca grandes
17	32	0	Cárcava erosiva
18	18.5	0	Presencia de clastos redoñeados, cambio en la tonalidad de la roca
19	41.5	10	Inicio de sistema de carcavas más grandes, aflora el sustrato rocoso
20	33.5	5	Cima de la cárcava
21	25.5	5	Lecho de la cárcava
22	26	5	Aflora completamente el sustrato rocoso
23	48.5	80	Zona de bosque pino-encino



Tabla 3 Resultados de los datos tomados en campo de la ladera occidental con el cálculo de la distancia real y la pendiente entre puntos

No. Muestra	Altitud (msnm)	X	Y	Distancia entre puntos	Distancia Real	Pendiente local (°)	Pendiente entre puntos (%)
1	2181	546852	2231159	-	-	5.7	-
2	2169	546882	2231148	31.3	31.5	21.2	37.6
3	2155	546911	2231137	31.3	31.5	30.0	45.2
4	2151	546942	2231138	30.5	30.6	11.9	13.2
5	2140	546958	2231146	18.1	18.4	2.8	56.3

No. Muestra	Valor R	% Árboles	Descripción general
1	42	85	Ladera con bosque de pino-encino
2	24	85	Ladera con bosque de pino-encino con presencia de hojarasca
3	42	85	Ladera con bosque de pino-encino, con mayor presencia de hojarasca
4	46	60	Ladera con bosque de pino-encino con presencia de hojarasca
5	30	20	Camino de terracería

Tabla 4 Resultados de los datos tomados en campo de los lechos fluviales A y B

Cauce fluvial	Altitud	X	Y	Descripción general
A	2142	22311692	546972	Presencia de sedimentos finos de color rojo, agua turbia
B	2172	2231101	546744	Río que desemboca en la presa con sedimentos gruesos, agua clara

Tabla 5 Valores de la actividad normalizada del  $^{137}\text{Cs}$  y las señales de luminiscencia de la ladera oriental

<b>No. Muestra</b>	<b>Cesio-137</b>	<b>Actividad normalizada Bq/kg</b>	<b>IRSL</b>	<b>BLSL</b>
1	29.9	588.6	585	1076
2	22.1	514.0	1024	5032
3	37.3	828.9	606	1734
4	18.7	471.0	610	1152
5	16.3	355.1	638	914
6	26.6	514.5	647	2308
7	27.2	440.8	800	1921
8	36.3	748.5	675	1005
9	22.3	388.5	623	952
10	12.0	281.0	760	923
11	46.4	1089.2	601	1451
12	18.7	275.8	688	1684
13	22.5	368.2	620	122406
14	4.6	69.5	618	2106
15	0.0	0.0	763	1773
16	5.4	83.5	773	6787
17	0.0	0.0	577	7397
18	1.6	32.6	605	1926
19	10.2	181.2	670	2968
20	1.2	18.9	767	20720
21	0.0	0.0	665	23670
22	0.0	0.0	740	6002
23	33.4	542.2	741	2897

Tabla 6 Valores de la actividad normalizada del  $^{137}\text{Cs}$  y las señales de OSL de la ladera occidental

<b>No. Muestra</b>	<b>Cesio-137</b>	<b>Actividad normalizada Bq/kg</b>	<b>IRSL</b>	<b>BLSL</b>
1	10.6	252.4	705	2659
2	33.3	630.7	643	1131
3	28.9	917.5	681	1066
4	22.3	366.2	620	1505
5	0	0.0	762	1187

Tabla 7 Valores de la actividad normalizada del  $^{137}\text{Cs}$  y las señales de OSL de los lechos fluviales

<b>Cauce fluvial</b>	<b>Cesio-137</b>	<b>Actividad normalizada Bq/kg</b>	<b>IRSL</b>	<b>BLSL</b>
A	25.2	272.4	664	16398
B	1.33	36.1	968	9494

Tabla 8 Ladera oriental: Actividad normalizada de  $^{137}\text{Cs}$  y categorización del área respecto al uso de suelo

No. Muestra	Normalización Bq/kg (1kg)	Tipo
1	588.6	Área con vegetación de Pino-Encino
2	514.0	Área con vegetación de Pino-Encino
3	828.9	Área con vegetación de Pino-Encino
4	471.0	Área con vegetación de Pino-Encino
5	355.1	Área con vegetación de Pino-Encino
6	514.5	Área con vegetación de Pino-Encino
7	440.8	Área con vegetación de Pino-Encino
8	748.5	Área con actividad antrópica
9	388.5	Área con actividad antrópica
10	281.0	Área con actividad antrópica
11	1089.2	Área con actividad antrópica
12	275.8	Área con actividad antrópica
13	368.2	Área con actividad antrópica
14	69.5	Área con actividad antrópica
15	0.0	Área con actividad antrópica
16	83.5	Área con actividad antrópica
17	0.0	Área con actividad antrópica
18	32.6	Área con actividad antrópica
19	181.2	Red de cárcavas, zonas deforestadas
20	18.9	Red de cárcavas, zonas deforestadas
21	0.0	Red de cárcavas, zonas deforestadas
22	0.0	Red de cárcavas, zonas deforestadas
23	542.2	Área con vegetación de Pino-Encino

Tabla 9 Ladera occidental: Actividad normalizada de  $^{137}\text{Cs}$  y categorización del área respecto al uso de suelo

No. Muestra	Normalización Bq/kg (1kg)	Tipo
1	252.4	Área con vegetación densa
2	630.7	Área con vegetación densa
3	917.5	Área con vegetación densa
4	366.2	Área con vegetación densa
5	0.0	Área con actividad antrópica

Tabla 10 Estimación de tasas de erosión en la ladera oriental. El punto 1 se considera el valor de referencia en los valores de <sup>137</sup>Cs. Los colores naranja corresponden a sitios degradados por superar el límite de las 10 ton/ha/año.

No. Muestra	Área superficial (m2)	Peso (Kg)	Cesio-137 (Bq/kg)	Inventario (Bq/m2)	Tasa de erosión (ton/ha/año)
					1954
1	0.01	0.0508	29.9	151.89	-
2	0.01	0.0430	22.1	95.03	0.41
3	0.01	0.0450	37.3	167.85	-
4	0.01	0.0397	18.7	74.24	0.67
5	0.01	0.0459	16.3	74.82	0.76
6	0.01	0.0517	26.6	137.52	0.09
7	0.01	0.0617	27.2	167.82	-
8	0.01	0.0485	36.3	176.06	-
9	0.01	0.0574	22.3	128.00	0.17
10	0.01	0.0427	12	51.24	1.35
11	0.01	0.0426	46.4	197.66	-
12	0.01	0.0678	18.7	126.79	0.22
13	0.01	0.0611	22.5	137.48	0.10
14	0.01	0.0658	4.57	30.07	4.30
15	0.01	0.0553	0	0.00	> 19
16	0.01	0.0650	5.43	35.30	3.46
17	0.01	0.0565	0	0.00	> 19
18	0.01	0.0500	1.63	8.15	14.22
19	0.01	0.0563	10.2	57.43	1.49
20	0.01	0.0635	1.2	7.62	19.39
21	0.01	0.0554	0	0.00	> 19
22	0.01	0.0727	0	0.00	> 19
23	0.01	0.0616	33.4	205.74	-

Tabla 11 Estimación de tasas de erosión en la ladera occidental. Nótese que los puntos 2 a 4 presentan una actividad superior al de referencia (muestra 1)

No. Muestra	Área superficial (m2)	Peso (Kg)	Cesio-137 (Bq/kg)	Inventario (Bq/m2)	Tasa de erosión (ton/ha/año)
					1954
1	0.01	0.0420	10.6	44.52	-
2	0.01	0.0528	33.3	175.82	-
3	0.01	0.0315	28.9	91.04	-
4	0.01	0.0609	22.3	135.81	-
5	0.01	0.0763	0.0	0.00	-