



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Análisis de la dinámica fluvial del río San Pedro, Nayarit

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
Alfredo Valoix Balderas

DIRECTOR DE TESIS:  
Dra. Esperanza Muñoz Salinas  
Instituto de Geología

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., enero 2020



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 y al Posgrado en Ciencias de la Tierra por su contribución a mi formación académica y personal. Asimismo, agradezco a la Dra. Esperanza Muñoz Salinas por aceptar ser mi asesora y brindarme el apoyo y las herramientas necesarias para culminar este trabajo de tesis.

A la Dra. Laura Beramendi Orosco por su respaldo académico a lo largo de este proceso. De igual manera, extiendo mi gratitud al Dr. Lorenzo Vázquez Selem, al Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás y al Dr. Osvaldo Franco Ramos por darse el tiempo de revisar este documento y realizar las observaciones y sugerencias que hicieron posible mejorarlo.

Los análisis de laboratorio de esta tesis se llevaron a cabo en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía de la UNAM (LANGEM).

## Contenido

<b>Resumen .....</b>	<b>1</b>
<b>1. Introducción.....</b>	<b>3</b>
<b>2. Sistemas Fluviales.....</b>	<b>7</b>
2.1. Escala temporal y el concepto de equilibrio en el estudio de ríos .....	7
2.2. Escala espacial dentro de la cuenca hidrográfica.....	11
2.3. Clasificación de ríos.....	16
2.4. Transporte de sedimento y depósito en sistemas fluviales .....	19
<b>3. Contexto general del área de estudio.....</b>	<b>25</b>
<b>4. Metodología.....</b>	<b>30</b>
4.1. <b>LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging).....</b>	<b>35</b>
4.1.1. Bases teóricas .....	35
4.1.2. Aplicación del método en campo y laboratorio.....	35
4.2. <b>Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL) .....</b>	<b>36</b>
4.2.1. Bases teóricas .....	36
4.2.2. Aplicación del método en campo y laboratorio.....	40
4.3. <b>Geoquímica.....</b>	<b>43</b>
4.3.1. Bases teóricas .....	43
4.3.2. Aplicación del método en campo y laboratorio.....	44
4.4. <b>Susceptibilidad Magnética .....</b>	<b>44</b>
4.4.1. Bases teóricas .....	44
4.4.2. Aplicación del método en campo y laboratorio.....	45
4.5. <b>Análisis texturales .....</b>	<b>46</b>
4.5.1. Bases teóricas .....	46
4.5.2. Aplicación del método en campo y laboratorio:.....	46

4.6.	<b>Análisis de Componentes Principales (ACP)</b> .....	50
4.6.1.	Bases teóricas .....	50
4.6.2.	Aplicación del método.....	51
5.	<b>Resultados y discusión</b> .....	52
5.1.	LIDAR .....	52
5.2.	OSL .....	57
5.3.	Geoquímica y Susceptibilidad Magnética (SM) .....	66
5.4.	Textura .....	67
5.5.	Análisis de Componentes Principales (ACP) .....	71
5.6.	Discusión general (dinámica fluvial).....	75
6.	<b>Conclusiones y recomendaciones</b> .....	<b>83</b>
	<b>Referencias:</b> .....	<b>86</b>
	<b>Anexo de Tablas</b> .....	<b>97</b>

## Índice de Figuras

Figura 2.1. Conceptualización de los ajustes del paisaje .....	8
Figura 2.2. Retroalimentaciones en sistemas geomorfológicos. ....	9
Figura 2.3. Diferentes tipos de equilibrio en geomorfología .....	11
Figura 2.4. Estructura jerárquica del río.....	12
Figura 2.5. Conectividad de sedimentos en cuencas fluviales .....	15
Figura 2.6. Clasificación de canales en ríos de montaña.....	19
Figura 2.7. Diagrama de Hjulström.....	20
Figura 2.8. Imagen donde se aprecian los diferentes modos de transporte .....	22
Figura 2.9. Distribución del tamaño de los sedimentos en el lecho fluvial.....	23
Figura 2.10. Tiempos de reacción y relajación en un sistema geomorfológico. ....	24
Figura 3.1. Localización de la cuenca fluvial del río San Pedro-Mezquital.....	25
Figura 3.2. Ecurrimiento medio superficial .....	26
Figura 3.3. Pendientes del relieve en la cuenca del río San Pedro. ....	26
Figura 3.4. Mapa tectónico.....	27
Figura 3.5. Desarrollo de crestas de arena en el curso bajo del río San Pedro.....	28
Figura 3.6. Usos de suelo y vegetación en el río San Pedro.....	29
Figura 4.1. Diagrama de flujo .....	30
Figura 4.2. Imagen donde se muestra la localización de los sitios de muestreo. ....	32
Figura 4.3. Imágenes donde se muestra el punto de muestreo A. ....	33
Figura 4.4. Medición de clastos de roca en el río San Pedro.....	33
Figura 4.5. Imagen de la colecta de material a lo largo del perfil. ....	34
Figura 4.6. Procesos involucrados en la técnica de OSL. ....	37
Figura 4.7. Esquema simplificado del cálculo de la $D_E$ .....	38
Figura 4.8. Imagen donde se muestra el aumento de la luminiscencia en el IRSL .....	40
Figura 4.9. Imágenes donde se muestra los pasos llevados a cabo para determinar la textura .....	48
Figura 4.10. Juego de tamices .....	49
Figura 4.11. Expresiones para calcular los parámetros granulométricos .....	49
Figura 5.1. En (a) se muestra el modelo digital del terreno (curso medio). ....	53
Figura 5.2. Principales unidades del relieve del curso medio del río San Pedro.....	54
Figura 5.3. Ladera del margen izquierdo del río .....	55
Figura 5.4. En (a) MDT en formato TIN del punto B .....	56

Figura 5.5. Localización de los puntos de muestreo .....	57
Figura 5.6. En (a) se presentan los valores de luminiscencia.....	58
Figura 5.7. En (a) fotografía de la barra fluvial.....	59
Figura 5.8. Gráfico de correlación entre los valores de luminiscencia .....	60
Figura 5.9. En (a) foto del perfil sedimentario localizado en el escarpe del canal.....	61
Figura 5.10. Gráfico de correlación entre los valores de luminiscencia .....	63
Figura 5.11. En (a) se observa el perfil con la localización de los núcleos que fueron datados .....	64
Figura 5.12. Gráfico tipo abanico plot .....	65
Figura 5.13. Imagen donde se muestran los valores de los elementos químicos .....	67
Figura 5.14. Gráfica donde se observa el porcentaje del tamaño de las partículas .....	68
Figura 5.15. Imagen donde se muestra el lecho fluvial.....	68
Figura 5.16. Resultados de la textura .....	69
Figura 5.17. Gráfica donde se muestra el porcentaje de cada fracción del material.....	70
Figura 5.18. Matriz de correlaciones.....	71
Figura 5.19. En (a) el scree plot con los componentes.....	73
Figura 5.20. Modelo de incorporación y transferencia de sedimentos.....	78
Figura 5.21. Imagen donde se observa las distintas profundidades .....	79
Figura 5.22. Imagen donde se muestra el inicio y final de la PEH .....	81
Figura 5.23. En (a) se muestra el periodo seco y frío durante la PEH .....	82

## Resumen

En el presente trabajo se analiza si la descarga de sedimentos en el río San Pedro está principalmente controlada por procesos tectónicos o climáticos, lo cual está dentro del clásico debate geomorfológico presentado por Molnar y England (1990) en el artículo científico publicado en la revista Nature y titulado “Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? La hipótesis principal de este trabajo de tesis parte de que la topografía, resultado de la tectónica, controla la descarga de sedimentos en el río, ya que la cuenca del San Pedro se localiza en un margen continental activo que genera un relieve con fuertes pendientes.

Para realizar el análisis se estudiaron dos tramos del río, uno en la cuenca media (localizado en un entorno de montaña) y otro en la baja (situado en la planicie costera) con la finalidad de entender los procesos de transferencia de sedimentos. Además, se analizó un perfil localizado en la planicie costera, el cual proporcionó un registro de los procesos fluviales ocurridos durante los últimos ~2 ka en el río San Pedro. Para este estudio se utilizó una metodología que integró diferentes técnicas, las cuales son: la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL, por sus siglas en inglés), análisis geoquímicos, texturales, susceptibilidad magnética, levantamientos del terreno de alta resolución con tecnología láser y la aplicación del análisis de componentes principales.

Los resultados de la investigación indican que, el sector medio está caracterizado por la presencia de barras fluviales que actúan como trampas de material, ya que conectan de manera intermitente el sedimento generado en las áreas fuente (i.e. laderas adyacentes al cauce) con la zona de descarga en la planicie costera. Esto lleva a proponer que el río San Pedro en su cuenca media no tiene la capacidad suficiente para movilizar de manera eficiente la carga de sedimentos que se produce.

Los depósitos analizados del río en su curso bajo corresponden con un perfil de sedimentos acumulados desde hace unos ~ 2 ka. A lo largo de este depósito la luminiscencia presenta oscilaciones, donde los valores más elevados coinciden con los sedimentos que se dataron en el 1725 d.C., entre los 100-150 cm de profundidad; estos se relacionan con el final de la pequeña edad del hielo (PEH). En el perfil también se tiene un mayor porcentaje de partículas



del tamaño de arena entre los 160 cm y 20 cm de profundidad, lo cual se relacionó con una mayor incorporación de material durante periodos de aridez (i.e. con menores concentraciones de Ti) y su posterior descarga cuando las condiciones climáticas lo permitieron. Sin embargo, es al final de la PEH cuando se propició una mayor descarga de sedimentos en un periodo de mayor humedad ( $> Ti$ ). Las tasas de sedimentación son de 0.03 cm/año entre los años 375 - 1725 d.C. y  $\sim 50$  cm/año al final de la PEH.

Los resultados obtenidos en esta tesis llevaron a refutar la hipótesis principal y, por tanto, a concluir que el clima es el factor más importante en el transporte de sedimentos en el río San Pedro, al menos durante los últimos 2 ka. Esto se debe a que, aunque la producción de sedimentos en la cuenca es elevada, lo cual está condicionado por la topografía, sólo en los momentos de alta descarga de agua en el río estos se pueden movilizar.

## 1. Introducción

Los ríos son considerados uno de los elementos más importantes en la dinámica y modelado de la superficie terrestre. Estos pueden encontrarse en distintos ambientes y bajo diferentes condiciones climáticas. Sus depósitos proporcionan información sobre eventos tectónicos y climáticos, ya que los ríos cambian el aporte de sedimentos, la morfología de sus cauces y sus tasas de erosión sobre los sistemas montañosos. Debido a ello, su capacidad denudativa ha sido estudiada con la finalidad de entender qué es más importante en la evolución del relieve: si el clima o la tectónica (ver Molnar y England, 1990).

Bajo este enfoque, existen diversos trabajos que demuestran que la tectónica es preponderante, por ejemplo: Pujalte (1979) encontró que la sedimentación en la cuenca de Burgos-Santander en España, responde a periodos de mayor actividad de fallas y al constante rejuvenecimiento del paisaje asociado a fases de levantamiento tectónico. De igual modo, en el estudio realizado por Milliam y Syvitski (1992), en donde se analiza la descarga de 280 ríos al océano, se demostró que aquellos que están localizados en márgenes continentales activos suelen llevar una mayor carga de material. También, Miller y Kueh (2010), determinaron que los patrones de sedimentación en el río Waipaoa, Nueva Zelanda, están fuertemente controlados por la actividad tectónica de la región. En el caso de México, Muñoz-Salinas y Castillo (2013), encontraron que la descarga de sedimentos en el río Santiago está influenciada principalmente por las fuerzas tectónicas que actúan sobre la SMO. En su estudio comparan la producción de material de dicho río respecto al Pánuco, el cual está localizado sobre un margen pasivo. Sus resultados indican que el río Santiago lleva un 45% más sedimento que el Pánuco a pesar de que presenta un 50% menos de descarga de agua. Los autores sugieren que la tectónica es el factor más importante que promueve la producción de material en la cuenca fluvial del río Santiago.

Por otro lado, hay investigaciones que señalan al clima como el principal factor que determina la dinámica fluvial de un río. En este sentido hay estudios que demuestran que el flujo de sedimentos en diferentes cuencas localizadas en California y Perú está principalmente influenciado por fenómenos climáticos como el Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) y la Oscilación decadal del Pacífico Norte (PDO, por sus

siglas en inglés), a pesar de que los ríos analizados se localizan en regiones tectónicamente activas (ver Andrews y Antweiler, 2012 y Morera et al., 2017). Además, existen publicaciones donde se ha reportado que el cambio en la carga de sedimentos de algunos de los ríos más grandes de China responde a las variaciones de la precipitación que ha generado el cambio climático (ver Lu et al., 2013).

Considerando la importancia que tienen los ríos, en términos de evolución y dinámica del relieve, en este estudio se analiza el río San Pedro-Mezquital, que en esta tesis se le mencionará sólo como San Pedro. Este es una de las principales corrientes de agua que denuda la SMO y contribuye con una de las mayores descargas de sedimentos a la planicie costera del estado de Nayarit, lugar en el que se ubica uno de los sistemas de deltas coalescentes con barras de arena más grandes del continente americano.

El San Pedro es el único río que está libre de presas en el noroeste del país, no obstante, en los últimos años se ha realizado la propuesta (todavía sin formalizar) por parte del gobierno Federal y Estatal, de realizar la construcción de una Central Hidroeléctrica (Las Cruces) a lo largo de su cauce. De ponerse en práctica este proyecto, tendría lugar la alteración de la dinámica ecológica y geomorfológica natural de la cuenca.

Desde un punto de vista geomorfológico son pocos los estudios que abordan temas relacionados con la dinámica fluvial en el río San Pedro y la llanura costera del estado de Nayarit. Estos son los publicados por Curray y Moore (1963), Romo-Aguilar (1994), Curray y otros (1969), Romo y Ortiz (2001) y Muñoz-Salinas et al., (2018), en donde se realiza la identificación de las principales zonas susceptibles a inundarse en la llanura aluvial, y se aporta información sobre la evolución geomorfológica de la planicie costera.

Además, existen trabajos que analizan la procedencia de los sedimentos en las playas de la costa de Nayarit (véase Abe-Cisneros, 2007), e investigaciones donde se observa el flujo de sedimentos y la variabilidad de patrones de inundación en diversos puntos del río (véase Hernández-Guzmán et al., 2009; Hernández-Guzmán et al., 2016 y Monter-Aguilar, 2017). A pesar de ello, en ninguno de estos estudios se considera la temporalidad de posibles tasas de cambio en cuanto a erosión y sedimentación, y tampoco se analiza cuál es el factor que influye más en la incorporación y descarga de los sedimentos. Por ello, se hace necesaria una

investigación que contribuya a generar datos sobre este tema antes de que se apruebe e implemente el proyecto hidroeléctrico antes mencionado.

El presente trabajo se organiza de la siguiente manera: en el capítulo 2 se abordan algunos conceptos de geomorfología fluvial en sistemas contributivos (ríos) que fundamentan esta investigación; en el capítulo 3 se describen las principales características de la zona de estudio y las áreas de muestreo dentro del río San Pedro; en el capítulo 4 se presenta la metodología de la investigación; el 5 muestra los resultados y las discusiones de la investigación y finalmente, en el capítulo 6 se mencionan las conclusiones de la tesis.

### **Objetivo general:**

Caracterizar la dinámica fluvial del río San Pedro en su curso medio y bajo e identificar los factores que condicionan su descarga de sedimentos.

### **Objetivos particulares:**

- ✓ Analizar las variaciones morfológicas en dos sectores del río mediante la construcción de modelos digitales del terreno (MDT) con el uso del LIDAR.
- ✓ Establecer una cronología de los depósitos fluviales del río San Pedro y conocer el grado de reseteo de los minerales mediante la utilización del OSL.
- ✓ Analizar las concentraciones de distintos elementos químicos (Ti, Fe, Ca y Zr), y valores de susceptibilidad magnética en un perfil de sedimentos (en el curso bajo del río), para conocer las condiciones en las que se produjo el material denudado en la cuenca fluvial.
- ✓ Estimar la capacidad de transporte del río mediante el análisis textural de los sedimentos.

## **Hipótesis:**

Principal: La descarga de sedimentos en el río San Pedro está controlada principalmente por el efecto de la topografía accidentada resultante de la actividad tectónica. La influencia del clima se considera como un factor secundario.

## **Hipótesis secundarias:**

- ✓ El análisis de las características del río San Pedro en dos puntos de su recorrido (i.e. uno localizado en la parte media y otro en la baja) permitirán comprender los procesos de transferencia de sedimento en la cuenca fluvial.
- ✓ El estudio de la topografía de detalle en distintos tramos del río permitirá relacionar los cambios morfológicos del canal con los procesos de transporte.
- ✓ Con una metodología basada en el estudio de las señales de luminiscencia, la geoquímica y la susceptibilidad magnética en los sedimentos fluviales se podrán entender los procesos de génesis y transporte del material en el río San Pedro.
- ✓ El análisis estadístico de los distintos parámetros estudiados (en los depósitos del río San Pedro) permitirá entender los factores más determinantes en la descarga y transporte de sedimentos.

## 2. Sistemas Fluviales

La dinámica fluvial puede ser entendida como el conjunto de procesos activos (i.e. erosión y sedimentación), mediante los cuales los ríos modifican el relieve y su propia morfología. Un sistema fluvial está conformado, ya sea por un conjunto de canales dinámicos y complejos que pueden ser efímeros, o por grandes ríos con una amplia variedad de formas (Montgomery y Buffington, 1998).

### 2.1. Escala temporal y el concepto de equilibrio en el estudio de ríos

El comportamiento de los ríos, su cambio y evolución pueden ser estudiados mediante diferentes enfoques y marcos espacio-temporales. El concepto de escala temporal debe ser considerado dentro de los estudios de dinámica fluvial, ya que algunos procesos van desde segundos (como es el caso de las oscilaciones en las velocidades del flujo de agua) hasta miles de años (como el cambio de dirección en la desembocadura de una cuenca hidrológica) (Baptist, 2001).

Fryirs y Brierley (2013) señalan que el análisis de un sistema fluvial puede ser abordado bajo tres contextos temporales, los cuales están relacionados entre sí. Estos son (Figura 2.1):

1. *Tiempo Geológico (millones de años)*: bajo esta escala de tiempo, el sistema terrestre es visto como una fase cíclica en donde la erosión y la transferencia de sedimento, de las cabeceras fluviales a las desembocaduras, resultan en el desgaste del relieve. De manera recurrente, tienen lugar sucesivas etapas de levantamiento tectónico, las cuales conllevan un “rejuvenecimiento” del relieve. Durante dichas etapas, los procesos fluviales pueden erosionar el relieve de manera rápida o mediante un desgaste lento y progresivo.
2. *Tiempo Geomorfológico (cientos a miles de años)*: en esta escala temporal el ajuste de los ríos ocurre principalmente en respuesta a la variabilidad del flujo de agua y sedimentos provocados por eventos climáticos.

3. *Tiempo de Ingenieros (días a algunos años)*: los ingenieros conceptualizan el paisaje en términos de estabilidad hipotética, ya que para resolver problemas suponen que las perturbaciones se mantienen en un estado estable, o bien asumen que las condiciones geomorfológicas son constantes.

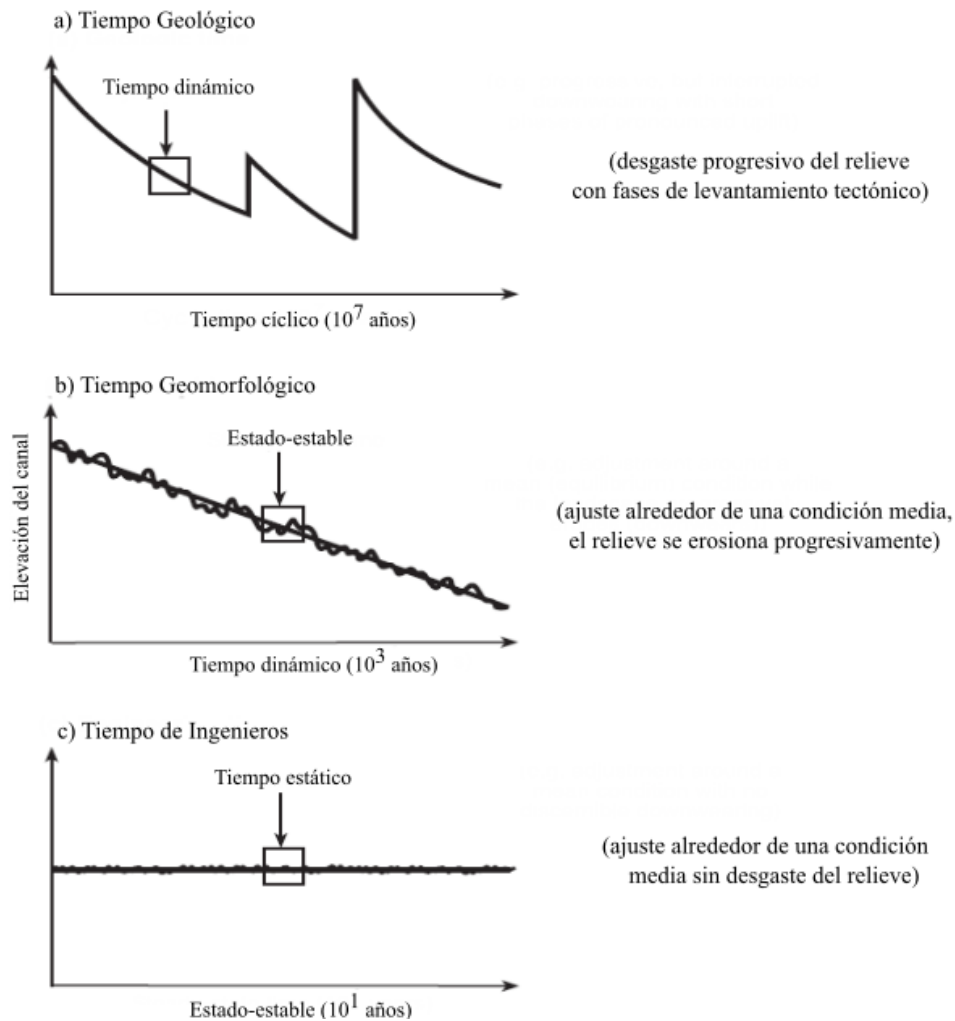


Figura 2.1. Conceptualización de los ajustes del paisaje bajo diferentes escalas temporales: (a) geológica (cíclica), (b) geomorfológica e (c) ingenieril (tiempo estático) (Tomado de Fryirs y Brierley, 2013).

Un concepto ligado al tiempo y que es útil en los estudios de dinámica fluvial es el de equilibrio, el cual puede ser entendido, en términos generales, como una condición en la cual se mantiene un balance. De acuerdo con Huggett (2017), este concepto permite explicar el modo en que un sistema geomorfológico se ajusta a un cambio mediante retroalimentaciones. Cuando ocurre un disturbio, el propio sistema genera cambios subsecuentes que neutralizan

los efectos del cambio original (retroalimentación negativa), o bien presentan retroalimentaciones positivas por medio de la cuales el cambio se magnifica y el sistema se vuelve inestable (ver Figura 2.2).

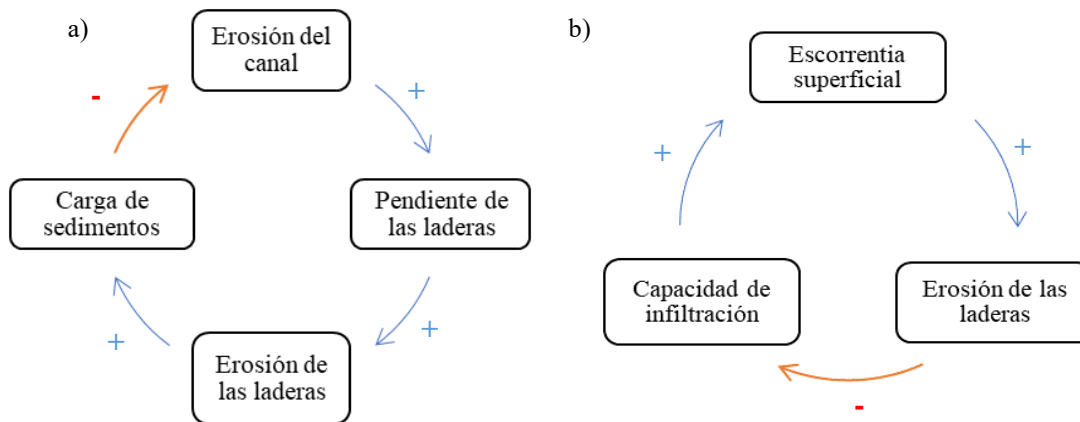


Figura 2.2. Retroalimentaciones en sistemas geomorfológicos. En (a) se observa un ejemplo de retroalimentación negativa y en (b) retroalimentaciones positivas (Tomado de Hugget, 2017).

Los sistemas fluviales siguen una secuencia evolutiva de desarrollo que es interrumpida por controles externos a la cuenca (Charlton, 2008), de manera que el concepto de *equilibrio* es útil para entender su respuesta. Sin embargo, Fryirs y Brierley (2013), mencionan que, a pesar de su importancia, es difícil aplicarlo en un lugar en específico, por lo que esta idea debe de entenderse como una hipótesis o bien como una descripción de estado. Chorley y Kennedy (1971), describen varios tipos de equilibrio en geomorfología (Figura 2.3):

1. Equilibrio estático: Se obtiene cuando un sistema está en balance durante un periodo de tiempo, no hay ningún cambio de estado.
2. Equilibrio estable: Tendencia de un sistema a regresar a su estado original después de experimentar una perturbación.



3. Equilibrio inestable: Ocurre cuando una perturbación fuerza al sistema hacia un nuevo estado de equilibrio. Si el disturbio persiste o crece, el sistema puede ir hacia un estado de *desequilibrio*.
4. Equilibrio metaestable: Surge cuando un sistema cruza un umbral<sup>1</sup> por medio de cambios ambientales o fluctuaciones internas. El paisaje responderá de una manera compleja, por ejemplo, una corriente fluvial si se ve forzada a alejarse de un estado estable se ajustará al cambio, aunque dicho ajuste puede variar a lo largo del cauce y en diferentes momentos.
5. Equilibrio estacionario o cuasi-equilibrio (*steady-state*): Se obtiene cuando un sistema constantemente fluctúa con base en una media de equilibrio.
6. Equilibrio termodinámico: Es una tendencia de algunos sistemas hacia un estado de máxima entropía. En geomorfología tal tendencia conducirá a una gradual reducción de los gradientes de energía y una posterior disminución de los procesos geomorfológicos.
7. Equilibrio dinámico: Se refiere al balance en las fluctuaciones en función de una media de estado que cambia en una dirección definida.
8. Equilibrio dinámico metaestable: Combina una dinámica y tendencia con un balance en las fluctuaciones en relación a una media. El sistema tiende a nuevas tendencias cuando cruza diferentes umbrales.

Renwick (1992) considera que los paisajes también pueden ser caracterizados bajo un estado de *desequilibrio* o *no-equilibrio*. Refiriéndose al primero como aquellas formas del relieve que buscan el equilibrio, pero no han tenido el tiempo suficiente para alcanzar tal condición. Mientras que el *no-equilibrio* hace referencia a aquellos sistemas que no tienden hacia el equilibrio a pesar de tener periodos de tiempo relativamente largos de estabilidad ambiental, es decir, experimentan cambios frecuentes. En este sentido, es común encontrar sistemas con una mezcla de equilibrio, *desequilibrio* y *no-equilibrio* que están en función de la *magnitud* y la *frecuencia* con que ocurren las perturbaciones.

---

<sup>1</sup> El concepto de umbral en geomorfología separa distintos estados de un sistema, marca un tipo de transición en su comportamiento, operación o estado (Véase Huggett, 2017; 40 pp)

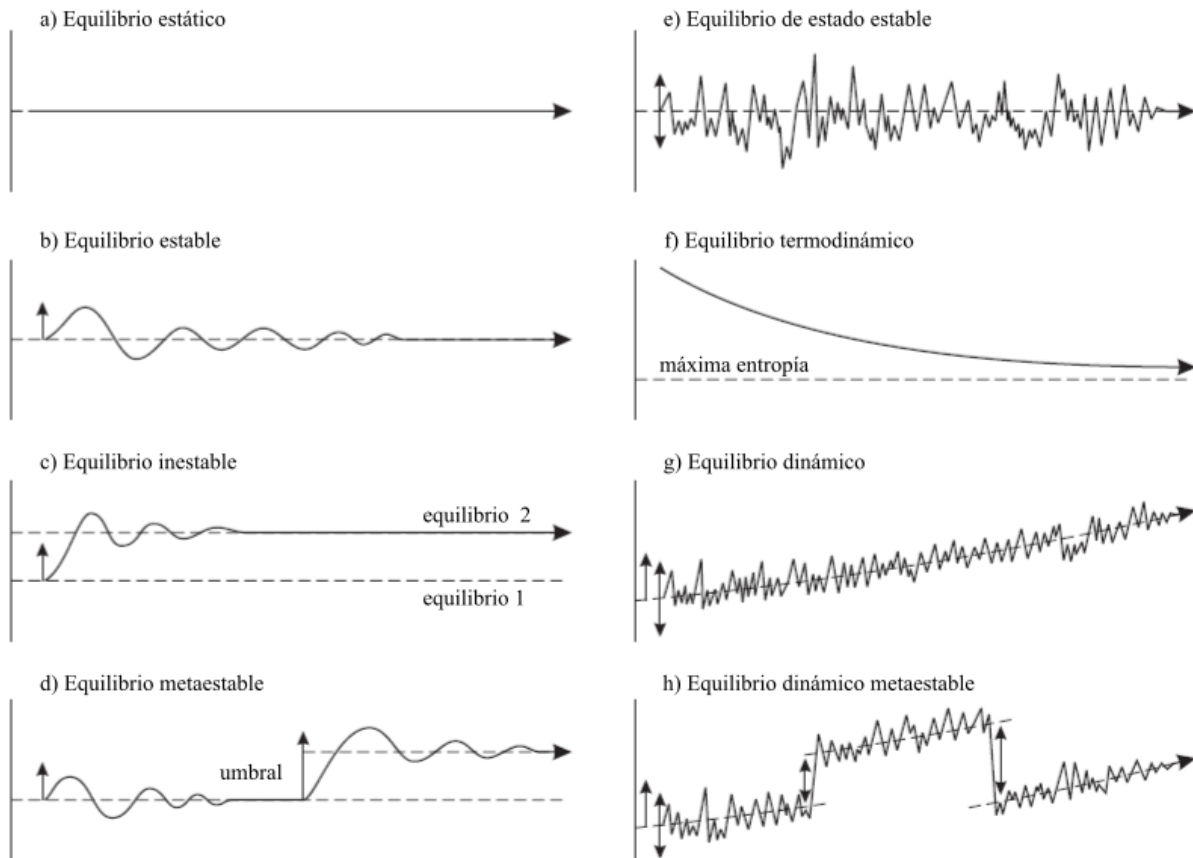


Figura 2.3. Diferentes tipos de equilibrio en geomorfología (Tomado de Hugget, 2007).

## 2.2. Escala espacial dentro de la cuenca hidrográfica

La cuenca hidrográfica puede ser definida como aquella zona del relieve que es drenada por un único sistema de canales fluviales vinculados entre sí. Desde el punto de vista de la geomorfología fluvial constituye la escala más grande, donde es posible observar las diferentes características de la red de drenaje, la topografía y los cambios provocados por controles externos (Charlton, 2008).

Schumm (1977) distingue tres zonas en una cuenca idealizada, en términos de un balance constante de agua y sedimentos: (1) la erosiva (correspondiente al curso alto), donde tiene

lugar un mayor aporte de sedimentos que el depósito de los mismos; (2) la de transferencia, es decir, el curso medio donde se da por igual el aporte y el depósito de materiales y (3) la de sedimentación (curso bajo), en esta zona el depósito supera el aporte de material (Figura 2.4). A esta escala espacial, el desarrollo de procesos y patrones es muy grande en un rango de cientos a miles de kilómetros (Baptist, 2001).

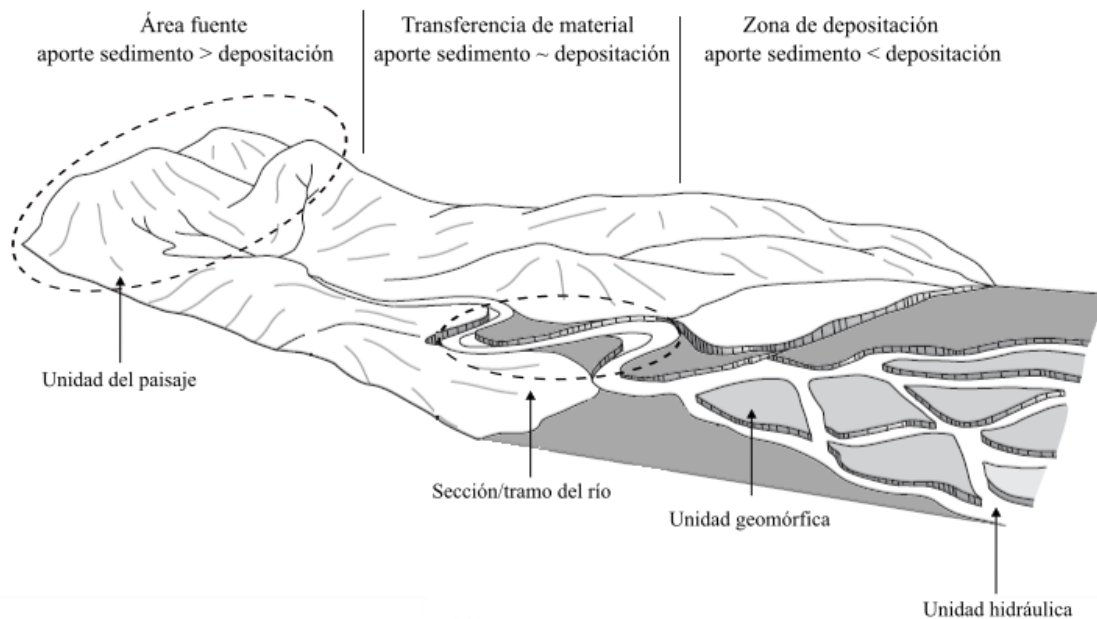


Figura 2.4. Estructura jerárquica del río: cuenca, unidad del paisaje, tramo del río, unidad geomórfica y unidad hidráulica (Tomado y modificado de Fryirs y Brierley, 2013).

Por otra parte, Fryirs y Brierley (2013) identifican cuatro unidades de menor escala en el estudio de los ríos (ver Figura 2.4), cuyos nombres y rasgos se describen a continuación:

- ✓ Unidad del paisaje: comprende una superficie fluvial con áreas similares en topografía y un patrón característico de formas del relieve. A esta escala, el canal, la zona riparia y la llanura de inundación representan un corredor fluvial integrado que interactúa con el resto de la cuenca. Un ejemplo de unidad del paisaje es la llanura de inundación.

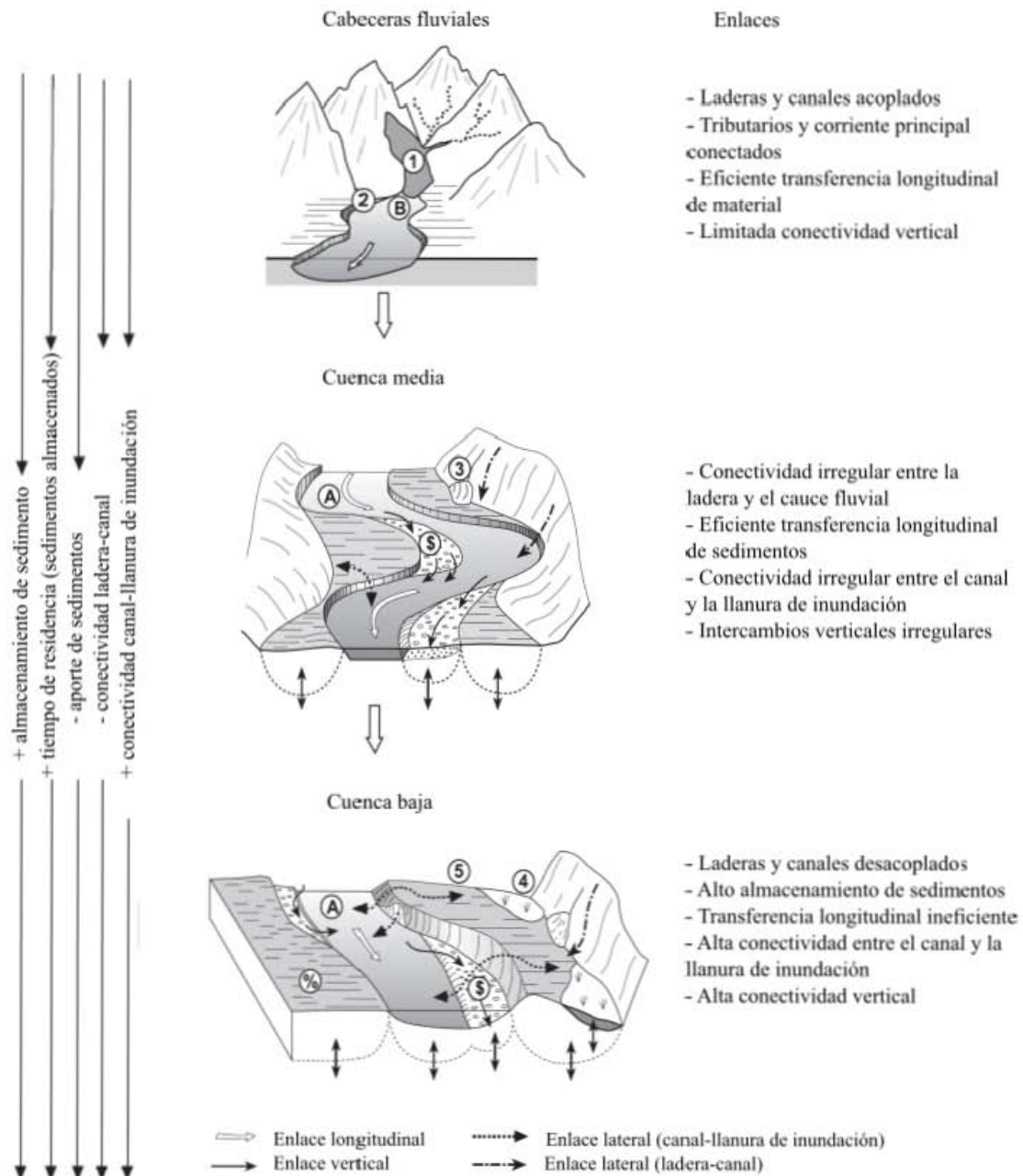
- ✓ Unidad por tramo del río: se refiere a las distintas secciones de un río en las cuales las condiciones hidráulicas son relativamente uniformes, aunque tienen un comportamiento diferente a lo largo de un perfil longitudinal. Los atributos morfológicos del canal se forman principalmente por el régimen del flujo de agua y sedimentos.
- ✓ Unidad geomórfica: reflejan el potencial del río para re TRABAJAR el material transportado y distribuirlo a lo largo del canal. Algunos ríos contienen unidades erosivas como cascadas o pozas y otras zonas acumulativas como barras laterales o abanicos de displayamiento.
- ✓ Unidad hidráulica: a esta escala se observa la interacción entre el flujo de agua y los sedimentos, refleja la energía y su distribución a lo largo de un tramo del canal o sección transversal del río. Los parámetros hidráulicos muestran una alta variabilidad, la cual está en función de la rugosidad de la superficie del canal, el número de Reynolds y de Froude, de la pendiente local, del perímetro mojado, entre otros.

Cada una de las unidades está definida por distintas características y se rigen por procesos de diversa naturaleza, no obstante, existe una conexión entre ellas mediante la transferencia de materia y energía; es decir, a través de la conectividad de sedimentos. Este término hace referencia a la posibilidad de que el material sea transportado a lo largo del sistema, desde las laderas hacia la salida de la cuenca (Hooke, 2003; Messenzehl et al., 2014).

El grado de conexión de los sedimentos entre una ladera y el cauce fluvial está influenciado por varios factores como la pendiente, la densidad de drenaje y la cubierta vegetal (Wentsel van der Waal, 2014). Por ejemplo, en una ladera con pendientes suaves y alta densidad de vegetación, las partículas se desplazarán a distancias cortas hasta que poco a poco alcancen el cauce fluvial. Por lo tanto, el grado de conectividad depende de la variabilidad y organización de los elementos que componen el paisaje (Quiñonero-Rubio et al., 2013).

Fryirs y Brierley (2013) indican que a lo largo de la cuenca existen diferentes modos en los que el material se conecta: (1) enlaces longitudinales que implican transferencia de material

de la parte alta a la baja de la cuenca; (2) enlaces horizontales que involucran la relación ladera-canal y canal-llanura de inundación y (3) los enlaces verticales que se refieren a la interacción de agua-sedimento entre la superficie y el subsuelo y que son controlados principalmente por la litología y la textura de los materiales que conforman el canal (Figura 2.5). De igual manera, mencionan que un sistema está acoplado cuando el material es transportado directamente hacia al cauce fluvial y desacoplado cuando el sedimento es almacenado en diferentes intervalos de tiempo y partes de la ladera.



Formas del relieve que afectan la transferencia de sedimentos de la ladera al cauce fluvial

- ① Deslizamientos    ② confluencia de tributarios    ③ abanicos    ④ humedal pantanoso    ⑤ llanura de inundación

Barreras que impiden la transferencia de material aguas abajo

- Ⓐ Pulsos de sedimentos    Ⓑ Presas

Características que interrumpen la transferencia vertical

- Ⓜ Mantos ondulados de arena    Ⓢ Poros finos entre las gravas

Figura 2.5. Conectividad de sedimentos en cuencas fluviales. Nótese que la conectividad de material disminuye cuenca a bajo (Tomado de Fryirs y Brierley, 2013).

### 2.3. Clasificación de ríos

Los ríos pueden tener una amplia variedad en tamaño, patrones de drenaje y grado de dinamismo (Kondolf et al., 2016), por lo que existen diferentes clasificaciones que permiten entender e interpretar la evolución de estos sistemas (véase, por ejemplo: Horton, 1945; Strahler, 1957; Rosgen, 1994 y Montgomery y Buffington, 1997, 1998). Esta última está basada en la capacidad y en los procesos de transporte que ocurren en el canal y puede ser aplicada en un marco general. En ella se identifican siete tipos de canales en ríos de montaña (Figura 2.6):

1. *Canales coluviales*: son canales constituidos por flujos efímeros y superficiales que resultan en un ineficiente transporte fluvial, ya que los escombros leñosos, los clastos de gran tamaño y la vegetación reducen la energía disponible para transportar los sedimentos. En relieves escarpados, el material movilizado de las laderas se puede acumular gradualmente y ser transportado aguas abajo mediante flujos de escombros (*debris flow*).
2. *Canales en roca (bedrock)*: se caracterizan por la ausencia de material aluvial sobre el lecho. En algunas ocasiones puede encontrarse sedimento almacenado temporalmente en depresiones o detrás de alguna obstrucción generada por la presencia de clastos grandes o vegetación. Si bien los canales en roca suelen estar confinados y son relativamente rectos, en algunos casos se pueden generar meandros. Estos canales tienen una alta capacidad de transporte relativa al suministro de material.
3. *Canales con rápidos (cascade)*: corresponden a canales con pendientes muy pronunciadas que ocurren principalmente en valles confinados. El material del lecho (principalmente guijarros y clastos de roca) muestra una desorganización lateral y longitudinal. La disipación de la energía está dominada por la turbulencia del flujo de agua sobre grandes clastos de roca. Estos pueden moverse junto con granos más finos sólo cuando hay eventos hidrológicos extremos. En general, estos canales

poseen una alta capacidad de transporte y se comportan como una zona de transferencia de sedimento.

4. *Canales con saltos y pozas (step-pool)*: son canales con acumulaciones de clastos que forman una serie de escalones que separan pozas que contienen material fino. Su organización resulta en una alternancia del *régimen del flujo*<sup>2</sup>, siendo flujo crítico y supercrítico sobre los escalones y un flujo subcrítico en las pozas. Este tipo de morfologías (*step-pool*) están asociadas con un bajo suministro de sedimento, pendientes elevadas, partículas gruesas sobre el lecho fluvial y valles confinados. El material grueso sólo se moviliza con eventos hidrológicos extraordinarios, mientras que el fino es transportado aguas abajo como partículas que se movilizan en la parte basal de las columnas de agua (carga de fondo).
5. *Canales con lechos planos (plane-bed)*: este tipo de canales pueden estar confinados o no y se caracterizan por la ausencia de formas deposicionales como barras. La cantidad de material movilizado suele corresponder con el evacuado, de tal modo que estos canales se localizan en una transición entre las morfologías limitadas por el suministro y el transporte de material. Se desarrollan con moderadas a elevadas pendientes y el material en carga se compone principalmente de gravas y guijarros.
6. *Canales con pozas y remansos (pool-riffle)*: son canales no confinados que tienen un lecho con morfología ondulada (transversalmente), lo que genera una secuencia de barras, pozas y remansos. Se forman en pendientes bajas a moderadas, además de que tienen llanuras de inundación. El lecho está constituido por sedimento del tamaño de arena a guijarros, aunque predomina la grava. En este tipo de canales se favorece la presencia de barras cuando existe una alta relación anchura/profundidad, y tamaños de grano pequeños que son fácilmente movilizados y apilados por el flujo. Están relacionados a gradientes  $\leq 0.02$ , pero pueden formarse con pendientes mayores. El

---

<sup>2</sup> El flujo en canales abiertos puede clasificarse como crítico, supercrítico y subcrítico. El criterio empleado para realizar esta clasificación es el número de *Froude*: flujo subcrítico si  $F < 1$  (pendientes y velocidades bajas con alta profundidad, crítico si  $F = 1$  y supercrítico cuando  $F > 1$  (pendientes y velocidades altas con profundidades pequeñas).



movimiento del material sobre el lecho es esporádico y no suele movilizarse todo. Los sedimentos que se erosionan de una poza generalmente se depositan en remansos ubicados aguas abajo (próximos a la poza). Tienden a presentar una mezcla entre el suministro de sedimento y un transporte limitado, aunque la presencia de barras indica que el transporte es menor que en los canales de lecho plano.

7. *Canales con dunas y rizaduras (dune-ripple)*: son canales no confinados que suelen tener bajas pendientes y en los que dominan las partículas del tamaño arena. Este tipo de canales exhibe una sucesión de formas móviles del lecho que dependen de la profundidad y velocidad del flujo, así como del tamaño de grano. Estas formas móviles son las rizaduras y las dunas, las cuales se dan en un régimen subcrítico, y las antidunas, que tienen lugar en un régimen supercrítico. La capacidad de transporte en este tipo de canales no es muy eficiente y por ello hay un mayor suministro y depósito de sedimentos.

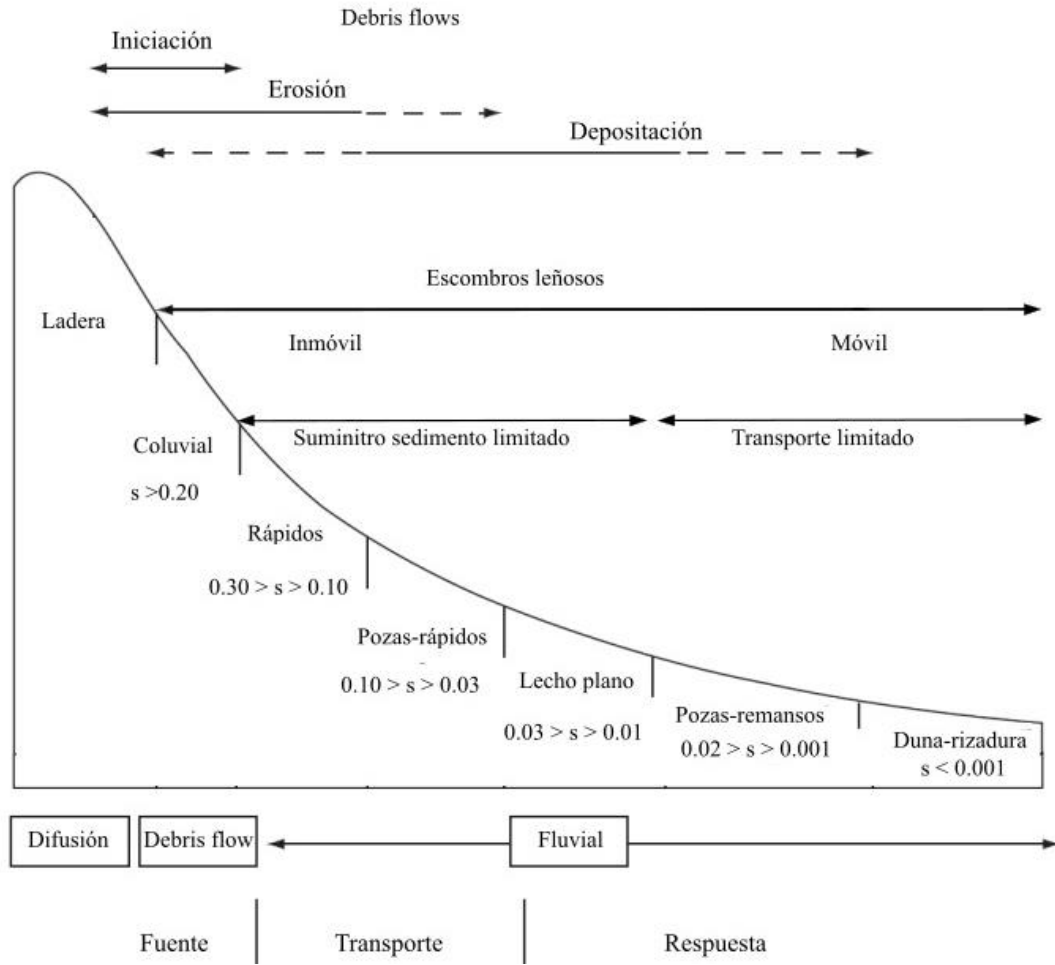


Figura 2.6. Clasificación de canales en ríos de montaña (Tomado y modificado de Montgomery y Buffington, 1998).

## 2.4. Transporte y depósito de sedimentos en sistemas fluviales

El movimiento de una partícula dentro de la corriente de agua es importante para entender la variación del tamaño de grano y otros parámetros texturales en los depósitos fluviales (Miall, 2006). Uno de los factores que determinan la entrada de material al flujo de agua es el calibre del sedimento (ver Tabla 1 en el anexo), el cual influye en los modos de transporte, en la distancia a la que viajan las partículas y en los patrones de sedimentación.

Los sedimentos están sujetos a tres fases dentro de la corriente de agua: (1) *arrastre*, donde el material es levantado del lecho, (2) *transporte*, definido como la movilización del material en el canal y (3) *depósito*, la cual ocurre cuando la energía no es suficiente para mantener las partículas en movimiento (Fryirs y Brierley, 2013).

El diagrama de Hjulström (Figura 2.7) conceptualiza las circunstancias bajo las cuales cada una de las fases opera y muestra la velocidad requerida para poner en movimiento las partículas. Es importante mencionar que la velocidad está controlada por el caudal <sup>3</sup>, la longitud y el grado de pendiente, así como por la presencia de vegetación y la textura de la del lecho fluvial.

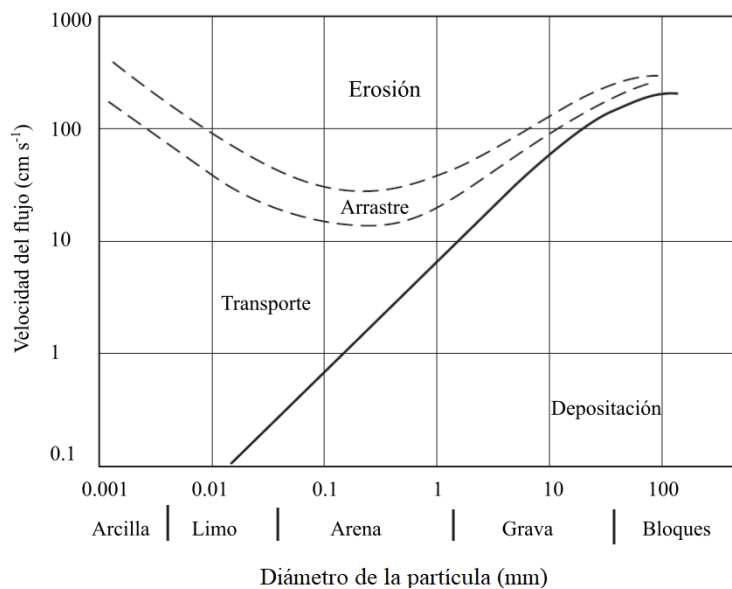


Figura 2.7. Diagrama de Hjulström donde se observa la relación que existe entre la velocidad del flujo y el tamaño de las partículas para ser transportadas o depositadas (Tomado y modificado de Brea y Balochi, 2010).

Los granos del tamaño de arena son fáciles de arrastrar con un umbral de velocidad de alrededor de 10 cm·s<sup>-1</sup>, mientras que las partículas más grandes (gravas y bloques) necesitan velocidades  $\geq 100$  cm·s<sup>-1</sup>. El limo y la arcilla requieren de velocidades elevadas para ser arrastradas, ya que debido a sus propiedades químicas presentan fuerzas de cohesión. Una

<sup>3</sup> El caudal es definido como el volumen de agua que circula en un río en un lugar y tiempo determinado se expresa como  $Q = V/t$  donde  $Q = m^3/s$ ,  $V =$  volumen en  $m^3$  y  $t =$  tiempo en segundos.

vez que se incorporan al flujo, estas pueden ser transportadas a distancias considerables. El material fino se deposita cuando hay una caída en la velocidad media del flujo de agua ( $<1 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ).

La cantidad de material que lleva un río constituye su carga y puede ser transportada de tres maneras diferentes: disolución, suspensión y carga de fondo (Figura 2.8).

- *Carga en disolución:* se refiere al material transportado en solución con el fluido, su concentración depende del comportamiento geoquímico del material geológico y puede representar más del 50% del total de la carga en grandes ríos, aunque suele ser despreciable en ríos de montaña (Fryirs y Brierley, 2013; Hassan et al., 2018). No obstante, Hickin (1995), menciona que en geomorfología es importante al momento de realizar estudios de suministro de material y tasa de denudación a nivel de cuenca, ya que a nivel regional debe tenerse en cuenta para estimar tasas de erosión.
- *Carga en suspensión:* está constituida por partículas  $<0.064 \text{ mm}$  que se mueven a través del canal inmersas dentro de la columna de agua (Hickin, 1995). De acuerdo con Charlton (2008), los granos pueden mantenerse en el flujo hasta que esté en reposo. Cuando ocurre esto, el material se deposita a diferentes velocidades y su caída depende de la densidad, forma y tamaño de la partícula, así como de la viscosidad del fluido. Este tipo de carga se caracteriza por transportarse a la misma velocidad del flujo y a distancias largas, además de que suele ser mayor cerca del lecho (Rocha, 1998).
- *Carga de fondo:* corresponde a sedimentos gruesos ( $\geq 0.2 \text{ mm}$ ) que no pueden ser transportados dentro del flujo de agua por un periodo de tiempo considerable (Suarez-Diaz, 2001). Dicho material puede ser movilizadado por arrastre, rodadura o bien, si la corriente es fuerte, se pueden movilizar mediante saltación (Gutiérrez-Elorza, 2008). La carga de fondo suele ser esporádica y el material es transportado a distancias cortas. En general, este tipo de carga se incrementa cuando hay un aumento en la

descarga de agua, por lo que es de gran importancia a la hora de observar los ajustes morfológicos que tiene el río (Fryirs y Brierley, 2013).

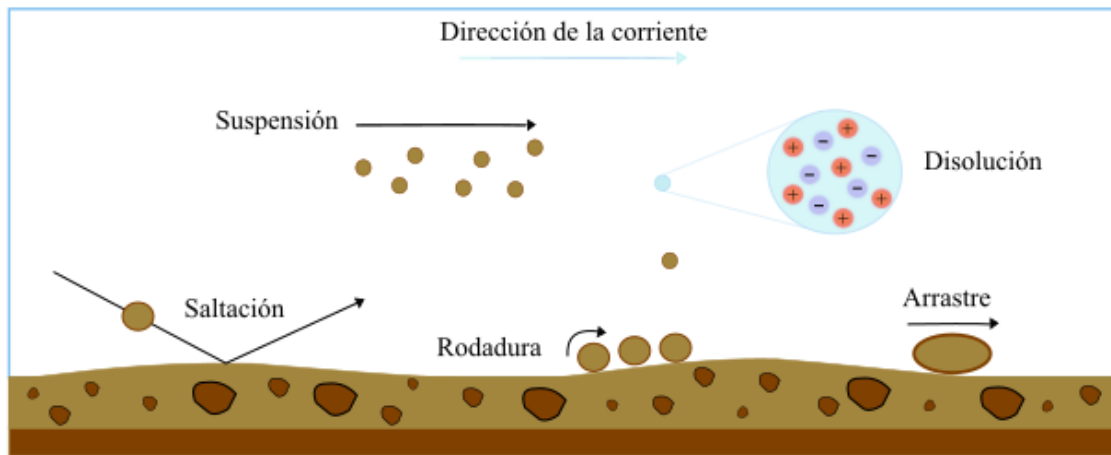


Figura 2.8. Imagen donde se aprecian los diferentes modos de transporte que experimentan las partículas dentro de un flujo de agua: disolución, suspensión y carga de fondo (arrastre, rodadura y saltación). Basado en Fryirs y Brierley, 2013.

Cuando disminuye la velocidad y la capacidad de transporte en un flujo de agua, se depositan las partículas formando distintas morfologías que van desde barras fluviales <sup>4</sup> hasta grandes deltas. Durante este proceso, el tamaño de la partícula determina el modo en que estas se depositan, sedimentándose primero las de mayor diámetro. Charlton (2008), menciona que para que ocurra este proceso se necesita que se cumpla al menos uno de los siguientes factores:

---

<sup>4</sup> Depósitos localizados en el interior del canal, en general son transitorios, aunque algunas de ellas pueden perdurar cientos de años si son colonizadas por vegetación. Se forman en canales con una relación alta anchura/profundidad (véase Elliot, 2010). Existen distintos tipos de barras: (1) longitudinales, su formación comienza con una acumulación de grava debido a la pérdida de la velocidad en la corriente, las acumulaciones suelen tener imbricación y crecen corriente abajo por la acreción progresiva de otros depósitos, (2) transversales, presentan un crecimiento vertical marcado, la velocidad de la corriente disminuye sobre la superficie de la barra y (3) laterales, se caracterizan por desarrollarse en los márgenes internos de un meandro debido a una acumulación progresiva de sedimento; crece y migra hacia la parte externa del meandro.

- Disminución en la descarga de agua.
- Reducción de la pendiente.
- Incremento en la anchura del canal.
- Mayor resistencia en la superficie (lo cual está relacionado con la vegetación y con sedimentos más gruesos sobre el lecho).
- Separación o bifurcación del flujo del río.
- Obstrucción en el río por la presencia de grandes clastos, madera, estructuras como puentes, presas, entre otros.

Los patrones de sedimentación varían a lo largo del perfil longitudinal del río y dependen de la distribución de los elementos que constituyen el paisaje. No obstante, en un perfil transversal del lecho fluvial, la distribución del material suele ser más fina hacia la llanura de inundación y más gruesa cerca del canal de estiaje (ver Figura 2.9).

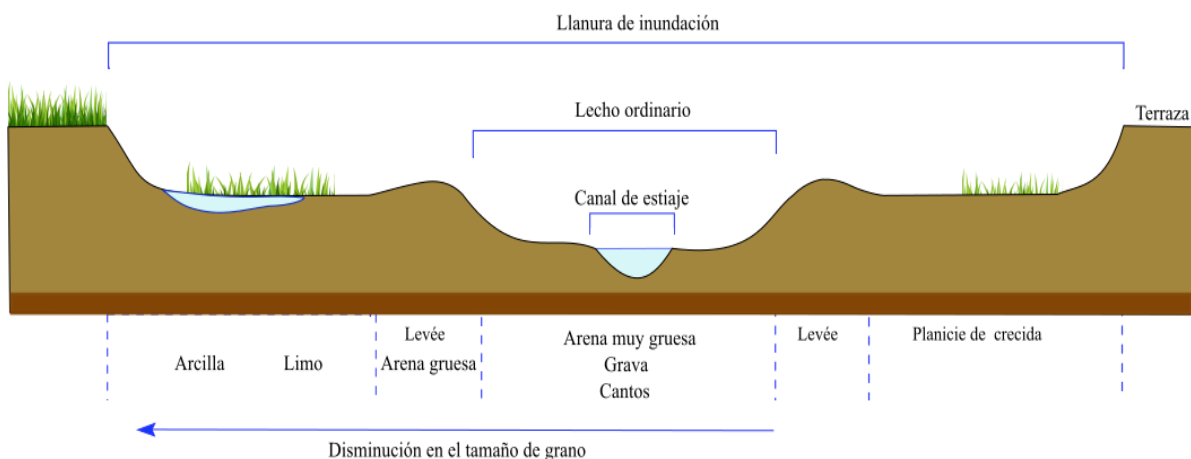


Figura 2.9. Distribución del tamaño de los sedimentos en el lecho fluvial. El lecho ordinario suele ser un ambiente más dinámico donde dominan los sedimentos gruesos, mientras que el lecho de inundación corresponde a una zona de baja energía con sedimentos finos y vegetación. Basado en Elliott, 2010.

Es importante mencionar que la entrada de material, su transporte y almacenamiento en un sistema geomorfológico puede ser utilizada para cuantificar la magnitud de un proceso o bien

para identificar la respuesta ante un cambio en la cuenca (Reid y Dunne, 2016). El flujo de sedimentos de un río es sensible a los disturbios que genera la tectónica, el clima y las actividades de origen antrópico (Newell, et al., 1999; Chakrapani, 2005). Por ejemplo, las fluctuaciones en el suministro de materiales pueden estar ligadas a periodos de mayor actividad tectónica (Thamó Bozsó et al, 2002) o bien a periodos de mayor precipitación/escorrentía.

Elliott (2010), señala que cuando sucede una perturbación (por ejemplo, sismos, deslizamientos de tierra o huracanes) habrá un *tiempo de reacción* durante el cual el río absorbe el impacto a través de un primer ajuste rápido. Posteriormente viene un *tiempo de relajación* donde el sistema se desplaza hacia un nuevo estado de equilibrio (ver Figura 2.10). Algunos sistemas tienen la habilidad de evitar o disminuir los efectos de los disturbios (*resistencia*), o bien pueden presentar la capacidad de recuperarse hacia su estado previo (*resiliencia*) a la perturbación (Hugget, 2017).

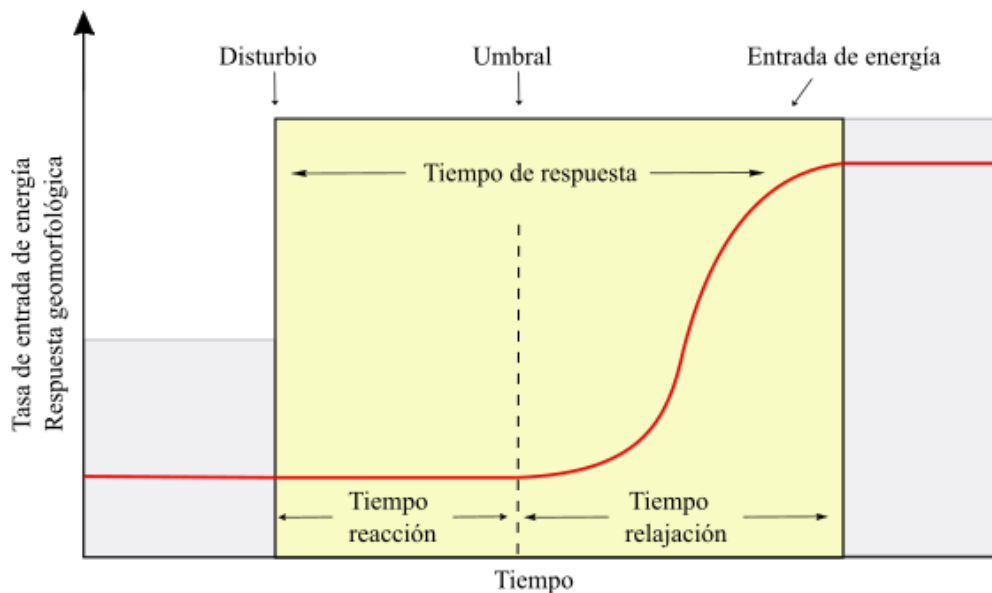


Figura 2.10. Tiempos de reacción y relajación en un sistema geomorfológico. Nótese que los sistemas tienen un tiempo de respuesta, es decir, corresponde a la combinación del tiempo de reacción y relajación (Tomado de Hugget, 2017).

### 3. Contexto general del área de estudio

El San Pedro es uno de los principales ríos que denudan la SMO, nace en el Estado de Durango con el nombre de la Saucedá y recorre gran parte del territorio de Nayarit hasta desembocar en un sistema de lagunas localizadas en la llanura costera del Océano Pacífico (Figura 3.1). Su área de drenaje es superior a los 27 000 km<sup>2</sup> con precipitaciones promedio anuales que oscilan entre los 1600 mm en el curso bajo y los 600 mm hacia el curso alto del río. La temperatura media va de los 25.6°C, en las cuencas baja y media, a menos de 15°C en la cuenca alta.

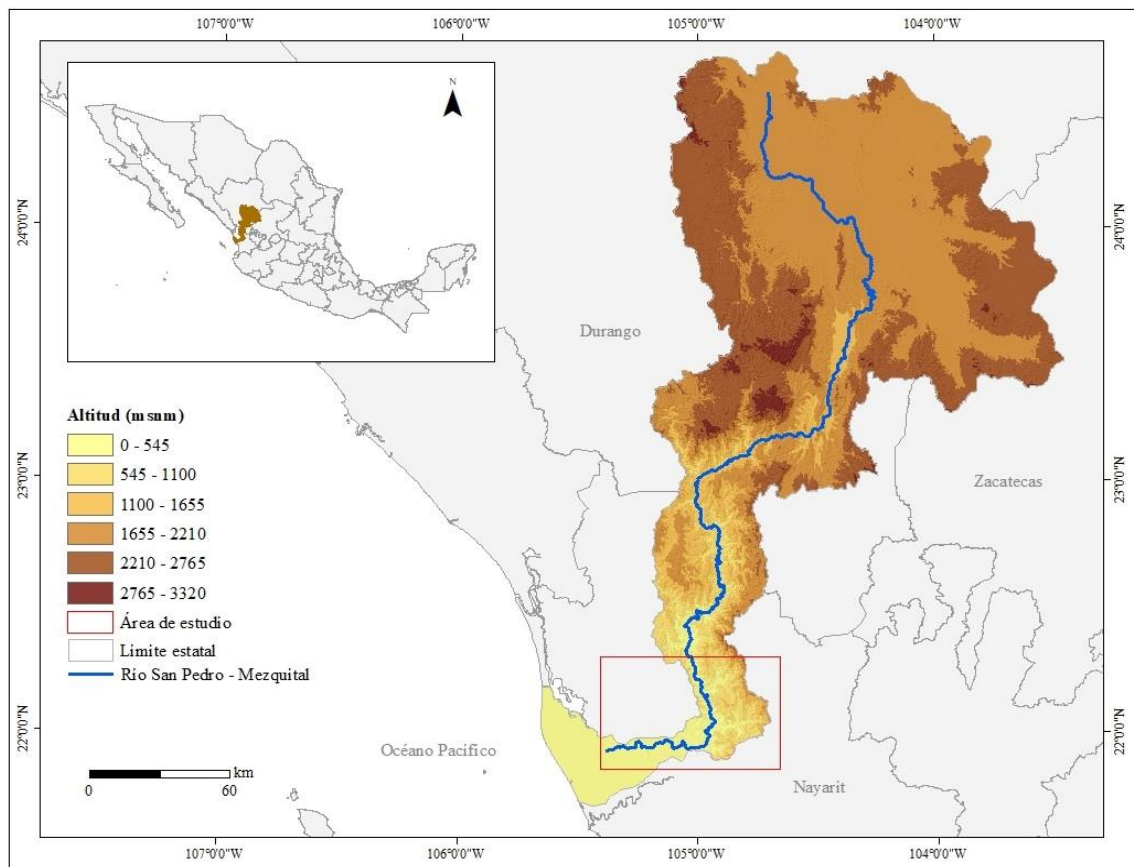


Figura 3.1. Localización de la cuenca fluvial del río San Pedro-Mezquital donde se muestran los valores de altitud. El recuadro de color rojo muestra el área donde se localizan los dos tramos del río que se estudiaron en esta investigación.

El río San Pedro contribuye con una de las mayores descargas de agua y sedimentos en la vertiente del Océano Pacífico con un escurrimiento medio superficial de 3369.3 hm<sup>3</sup>/año



(CONAGUA, 2018) (Figura 3.2) y un gasto promedio anual de  $84.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (ver estación hidrométrica 11012, BANDAS, CONAGUA).

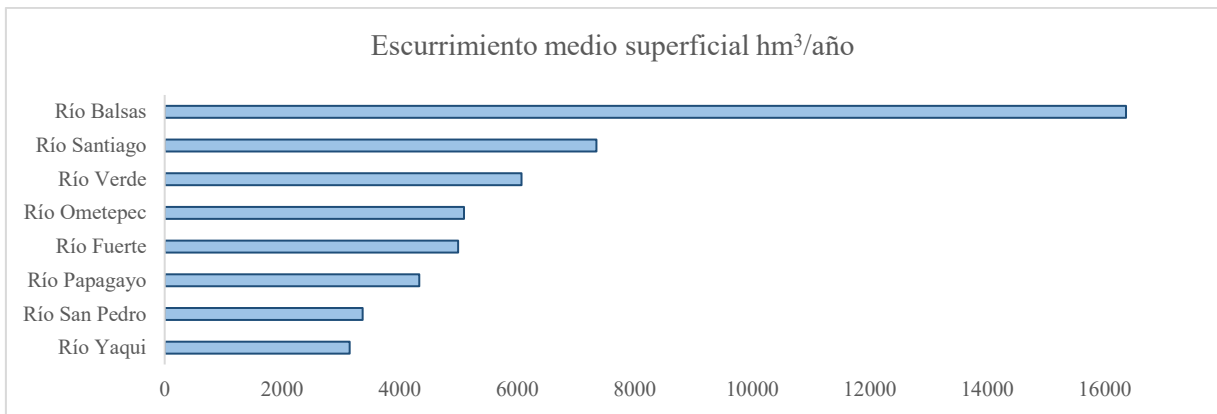


Figura 3.2. Esguerrimiento medio superficial de los ríos principales de la vertiente del Pacífico y Golfo de California jerarquizados por esguerrimiento medio superficial, 2017 (Tomado de CONAGUA, 2018).

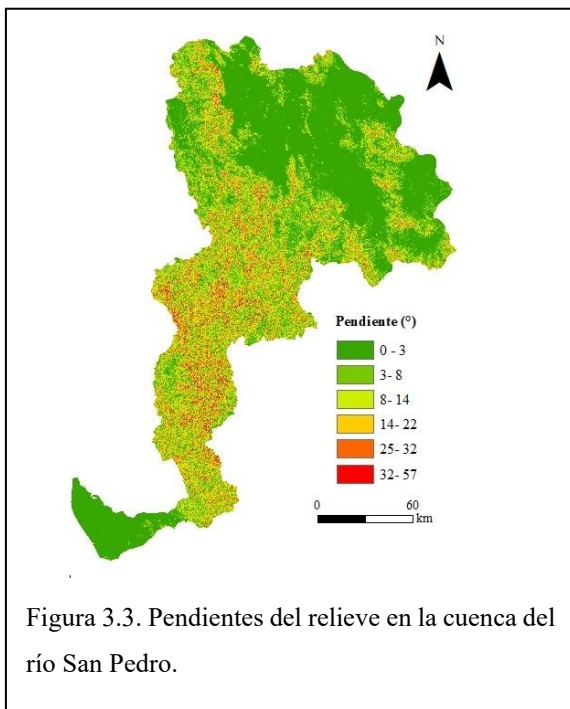


Figura 3.3. Pendientes del relieve en la cuenca del río San Pedro.

La cuenca del San Pedro se localiza sobre una región tectónicamente activa influenciada por la subducción de la placa Rivera debajo de la de Norteamérica y por procesos de extensión relacionados con el *rift* del Golfo de California. Las cuencas media y alta corresponden a una zona montañosa con pendientes de entre los  $11^\circ$  y  $57^\circ$  (Figura 3.3) y elevaciones que superan los 3000 msnm.

El relieve en el curso alto está constituido por ignimbritas del Oligoceno, mientras que el curso medio presenta una secuencia ignimbrítica del Mioceno Temprano (*serie El*

*Nayar ~21 Ma*), domos riolíticos donde dominan los semigrabens y un sistema de fallas normales (*sistema de fallas San Pedro*) resultado de una extensión de dirección ENE a NE-SW (Figura 3.4), y la cual está asociada a la evolución y dinámica de las placas Farallón y Norteamérica durante el Mioceno (Ferrari, 2002).

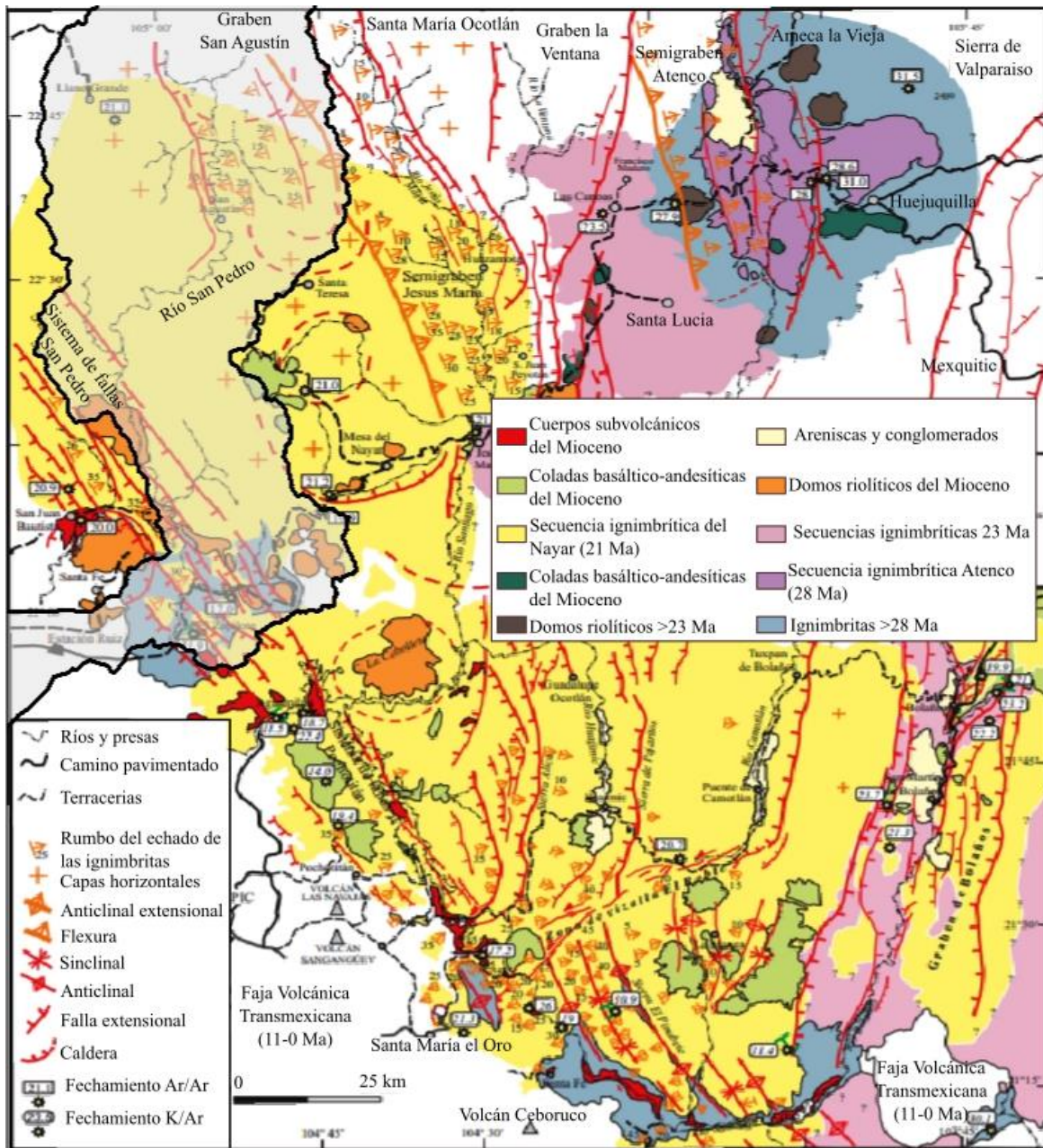
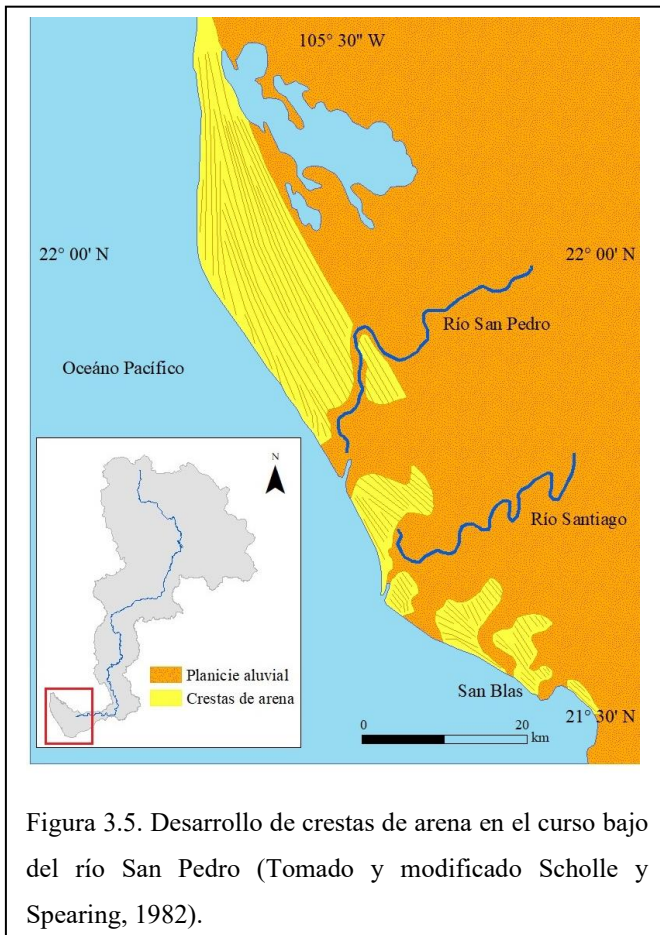


Figura 3.4. Mapa tectónico donde se observa la localización de los semigrabens que dominan en la cuenca del río San Pedro-Mezquital, así como el sistema de fallas San Pedro. El área sombreada de color gris indica la ubicación de la cuenca media del río sobre la SMO (Tomado de Ferrari et al., 2005).



Por otro lado, el curso bajo se caracteriza por ser una planicie acumulativa influenciada por el río San Pedro y Santiago, los cuales durante el Pleistoceno Tardío edificaron un sistema deltaico (Romo y Ortiz, 2001), en donde se ha formado un estuario con más de 250 crestas de arena paralelas a la línea de costa, con una dirección de N-S y de NNW-SSE (Muñoz-Salinas et al., 2018) (Figura 3.5).

Dichas crestas tuvieron un mayor desarrollo entre los 1500 y 500 AP asociado a un mayor aporte de sedimento por parte de los ríos San Pedro y Santiago, los cuales

desembocaban juntos hacia el Océano Pacífico hasta hace aproximadamente 600 años (Curry et al., 1969).

Actualmente el río San Pedro aporta una gran cantidad de nutrientes a un complejo ecosistema de humedales conocido como sistema de Marismas Nacionales de México. Los usos de suelo dominantes en la parte media y alta son selva mediana subcaducifolia y bosques de coníferas con diferentes asociaciones de pino – encino (Ruiz-Luna, 2010). Se caracteriza por ser una zona con población indígena, inaccesible y poco conocida (WWF, 2011).

En la planicie aluvial predominan las zonas de manglar-humedal y se realizan actividades como la acuicultura y la agricultura (Ruiz-Luna, 2010). Es la única cuenca en el Noroeste del país que está libre de presas hidroeléctricas y presenta tan solo un 1% de suelo urbano (Figura 3.6).

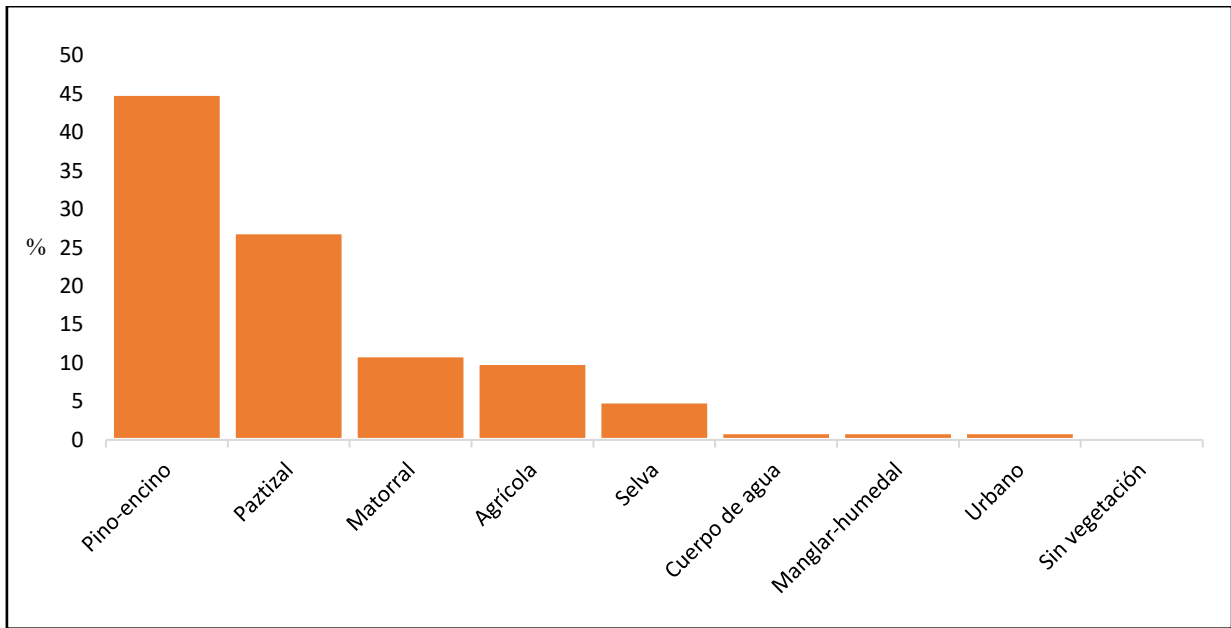


Figura 3.6. Usos de suelo y vegetación en el río San Pedro (Fondo Mundial para la Naturaleza, WWF, 2011).

## 4. Metodología

La metodología de esta investigación se desarrolló en distintas fases que consistieron en: (1) la recopilación y análisis de información existente para la zona de estudio, (2) trabajo de campo y (3) el análisis en laboratorio y gabinete. Esa información se sintetiza en la Figura 4.1 y se detalla en los siguientes apartados.

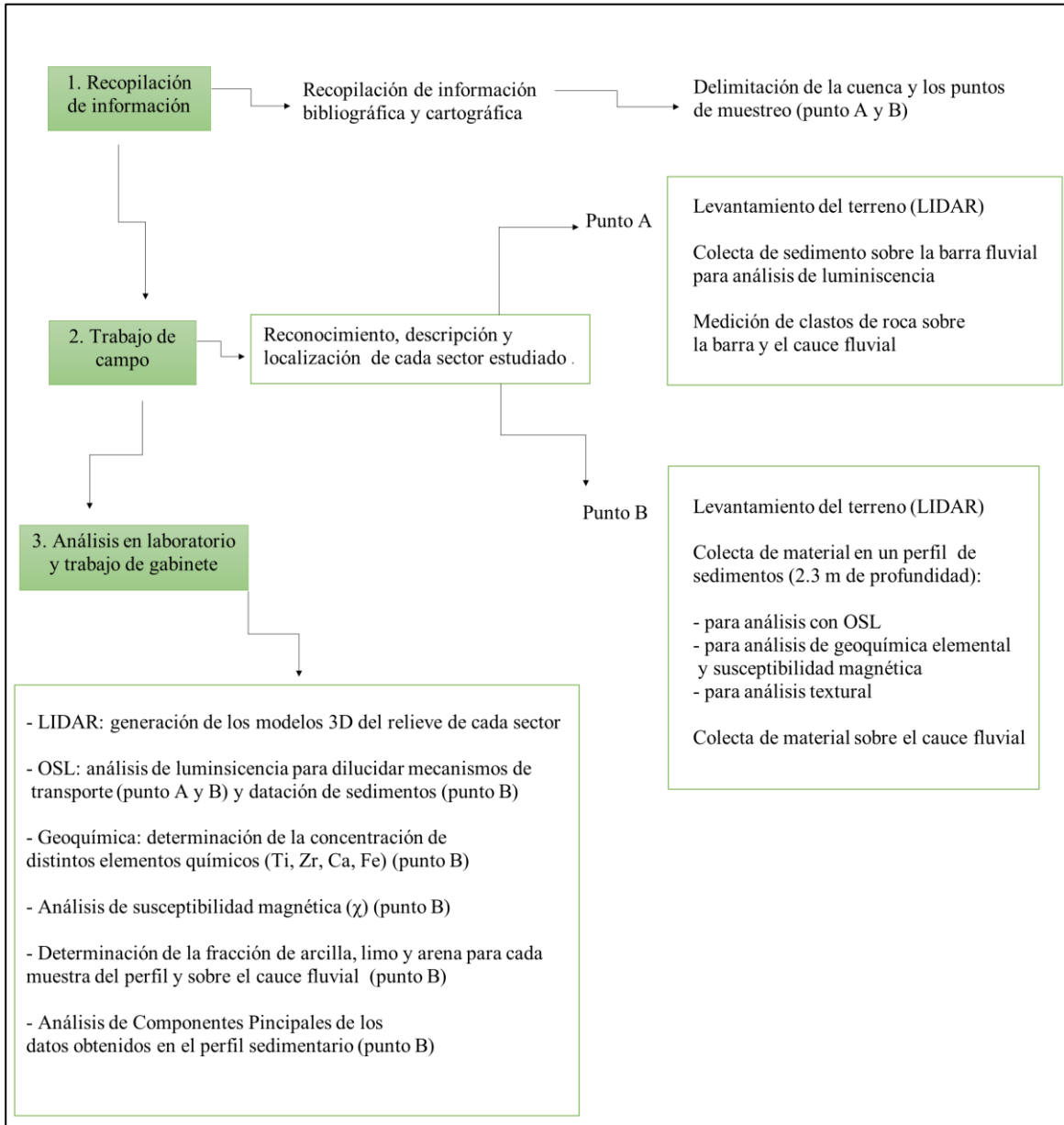


Figura 4.1. Diagrama de flujo donde se sintetiza la metodología que se siguió en esta investigación.

- *Recopilación y análisis de información existente para la zona de estudio*

En esta primera fase se recopiló información bibliográfica y cartográfica existente para el río San Pedro, esto con la finalidad de establecer los límites de la cuenca. Respecto a la cartografía, esta se trabajó en formato digital con ayuda de un Sistema de Información Geográfica (SIG). Se crearon mapas sombreados y de pendientes a partir de archivos *raster* del “Continuo de Elevaciones Mexicano” proporcionados por el INEGI.

- *Trabajo de campo*

En esta tesis se estudiaron dos sectores del río San Pedro. Uno corresponde con una zona de montaña localizada en el curso medio, el cual se mencionará como punto A y, el otro de planicie, situado en la parte baja de la cuenca fluvial, al que se le llamará punto B (ver Figura 4.2). Estos dos sitios de muestreo se sitúan entre las coordenadas 21°40' y 22°20' de latitud N y 150°20' y 104° 40' de longitud W.

Esta etapa consistió en la descripción y la colecta de material. A continuación, se mencionan las muestras que se extrajeron en cada punto del río y en los siguientes apartados se explica con mayor detalle la estrategia de muestreo para cada una de las técnicas utilizadas.

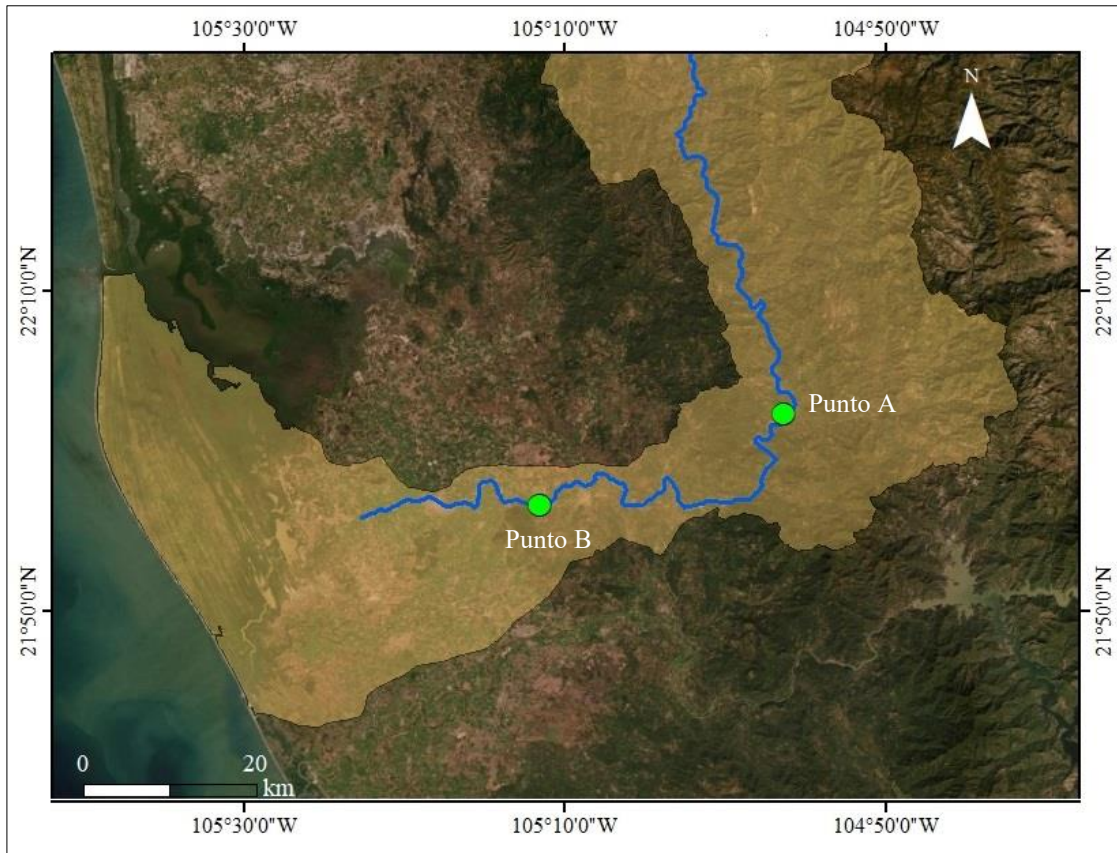


Figura 4.2. Imagen donde se muestra la localización de los sitios de muestreo en el río San Pedro, Nayarit.

✓ *Punto de muestreo A (curso medio):*

En esta zona se recolectaron 41 muestras de sedimento en una barra fluvial para análisis de luminiscencia a través de dos perfiles, uno transversal y otro longitudinal. También se realizó un levantamiento del terreno con un escáner láser terrestre y se midieron clastos de roca (eje intermedio) con la finalidad de estimar la capacidad de transporte del río (ver Figura 4.3 y 4.4).



Figura 4.3. Imágenes donde se muestra el punto de muestreo A y la colecta de material para análisis de luminiscencia sobre la barra fluvial.



Figura 4.4. Medición de clastos de roca en el río San Pedro, Nayarit, 2016.



✓ *Punto de muestreo B (curso bajo):*

En este sitio se recolectaron muestras de sedimento a lo largo de un perfil de 2.3 m de profundidad (Figura 4.5) con el objetivo de realizar análisis de luminiscencia, geoquímica, de susceptibilidad magnética, texturales y datación con OSL. Asimismo, se realizó un levantamiento del cauce fluvial con un escáner láser terrestre y se tomó sedimento sobre el mismo para determinar la textura.



Figura 4.5. Imagen de la colecta de material a lo largo del perfil sedimentario en el curso bajo del río San Pedro.

- *Análisis de laboratorio y gabinete*

En el laboratorio se realizaron los análisis de luminiscencia, datación con OSL, geoquímica y susceptibilidad magnética. En gabinete se trabajaron los datos LIDAR para obtener los

MDTs y se analizaron todos los resultados mediante tratamiento estadístico. A continuación, se presentan las bases teóricas de cada una de las técnicas empleadas en la investigación y la forma en la que se desarrolló el trabajo en laboratorio.

#### **4.1. LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging)**

##### **4.1.1. Bases teóricas**

La aplicación del escáner láser terrestre en esta área de estudio se hizo con la finalidad de obtener una representación del relieve más precisa y con mayor escala de detalle. El LIDAR es un dispositivo que se basa en la emisión de pulsos láser desde una plataforma que puede ser aérea o terrestre para obtener una nube densa de puntos de la superficie. Los rayos láser son transmitidos hacia un objetivo de donde se reflejan y son detectados en los receptores del equipo. Para conocer la localización de cada punto se necesita saber la posición, orientación y ángulo del espejo del sensor. Con estos datos y la distancia sensor-objetivo, obtenida con el distanciómetro, se generan coordenadas tridimensionales con una alta precisión.

En los últimos años esta tecnología ha experimentado un gran desarrollo en distintos campos de investigación, ejemplo de este avance es el escáner laser terrestre que permite obtener MDTs (Revuelto et al., 2013). Dichos modelos son ampliamente utilizados en geomorfología fluvial (véase por ejemplo Milan et al., 2007; Alho et al., 2011; Hohenthal et al., 2011), ya que permiten realizar un análisis del relieve tanto cuantitativo (cálculo de tasas de erosión y sedimentación) como cualitativo (identificación de formas del canal). Además, proveen información topográfica de alta resolución y tiene aplicaciones en el mapeo geomorfológico y en el modelaje de procesos (Höfle y Rutzinger, 2011; Lin et al., 2013).

##### **4.1.2. Aplicación del método en campo y laboratorio**

Los levantamientos LIDAR se realizaron sobre el cauce fluvial del río San Pedro en el punto A y B utilizando un escáner laser terrestre de la marca MAPTEK<sup>®</sup> de largo alcance (2km de

radio), el cual cuenta con un GPS y una brújula integrada. Los datos obtenidos en campo fueron tratados mediante el software I-Site Studio versión 5.1 y un SIG ArcGIS 10.x.

## **4.2. Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL)**

### **4.2.1. Bases teóricas**

El OSL es una técnica de datación para el Cuaternario que se utiliza en las Ciencias de la Tierra para obtener la edad del último enterramiento de depósitos sedimentarios, como pueden ser dunas de arena, loess, material coluvial; entre otros (Aitken, 1998). Su fundamento se basa en la capacidad que tienen algunos minerales como el cuarzo y los feldespatos de acumular el efecto de la radiación emitida principalmente por isótopos radioactivos que se encuentran de manera natural 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 los rayos cósmicos.

Cuando los sedimentos están enterrados, la radiación natural atraviesa los granos minerales generando ionización que resulta en la creación de un par electrón/hueco. Dicha interacción genera la excitación de los electrones en la banda de la valencia y promueve su movilización hacia la banda de la conducción. Algunos de los electrones que se movilizan pueden quedar atrapados en imperfecciones cristalinas que presentan los minerales, también conocidas como trampas, en la banda gap de energía (Huntley et al., 1985).

Algunas de estas trampas se consideran estables por permitir el almacenamiento de los electrones por un largo periodo de tiempo, mientras que otras son someras o inestables, ya que en estas últimas los electrones pueden moverse rápidamente cuando son estimulados a bajas temperaturas (Muñoz-Salinas y Castillo-Rodríguez, 2014). Para el uso del OSL, las trampas que son más interesantes son las estables.

Una vez que el material es expuesto a la luz solar, lo cual ocurre durante un proceso de transporte, la radiación electromagnética, dentro del espectro visible, genera que la mayoría de los electrones capturados en las trampas (estables e inestables) se movilen nuevamente a la banda de la conducción (Yukihara *et al.*, 2011). Este proceso se conoce como reseteo del

mineral, por medio del cual el reloj geológico se pone a cero (i.e. se elimina la señal de luminiscencia). Cabe mencionar, que cuando se produce la movilización de los electrones, es cuando se genera la señal luminosa. Si bien esta no se aprecia en la naturaleza, ya que la longitud de onda del espectro en la que se emite no es perceptible por el ojo humano, esta sí se puede analizar en el laboratorio.

Cuando el material se vuelve a depositar, tras un periodo de transporte y reseteo, este estará nuevamente expuesto a la radiación ionizante por parte de los materiales radiactivos del suelo y la radiación cósmica. Cuanto mayor sea el tiempo de enterramiento y la dosis de radiación recibida, mayor será el número de electrones atrapados y la señal de luminiscencia (tras la estimulación de los granos en el laboratorio) (Aitken, 1998). En la Figura 4.6 se ejemplifica el fundamento de la técnica de OSL.

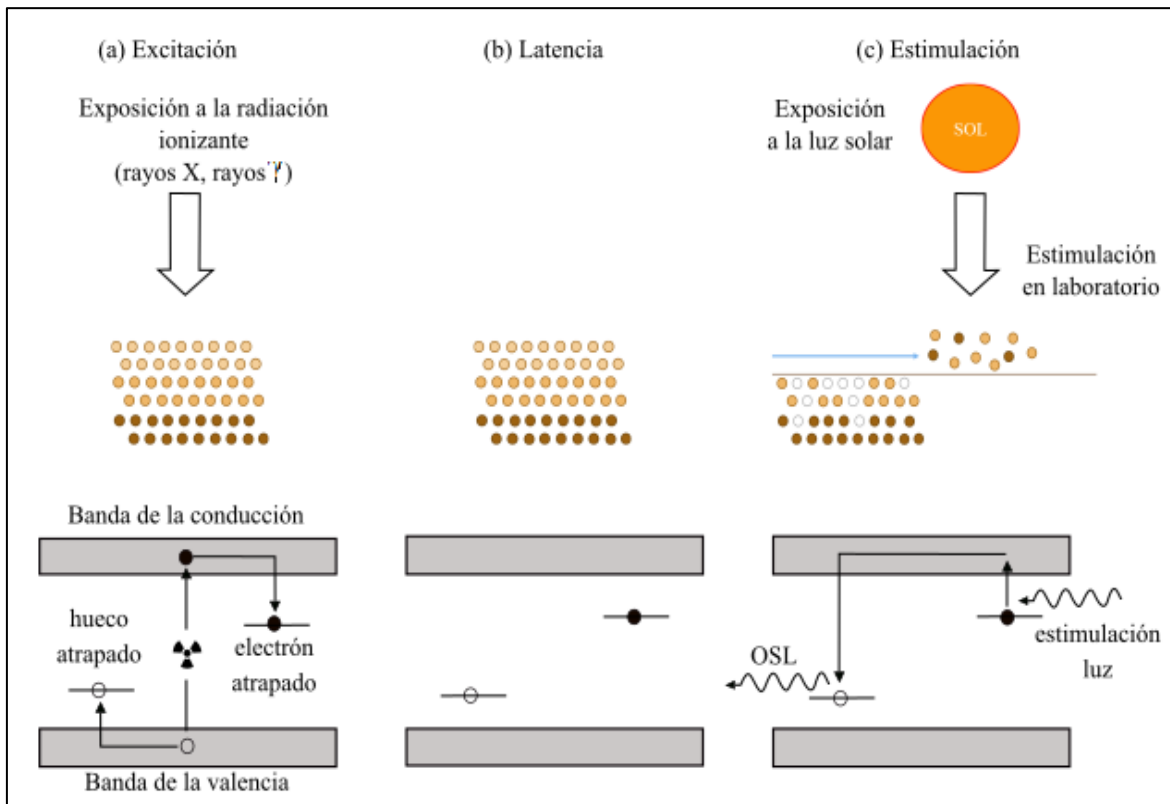


Figura 4.6. Imagen donde se muestran los diferentes procesos involucrados en la técnica de OSL: (a) excitación del material por medio de radiación ionizante creando electrones y huecos libres; (b) periodo de latencia caracterizado por la concentración metaestable de electrones y huecos capturados en las trampas del cristal; (c) estimulación del material de manera natural con la luz solar o en laboratorio, se genera la recombinación electrón/hueco con la emisión de luz (OSL) (Tomado y modificado de Yukihiro et al., 2011).

Para obtener la edad de los sedimentos es necesario dividir la cantidad de radiación que absorbió la muestra desde su último enterramiento, la cual es conocida como *dosis de radiación equivalente* ( $D_E$ , expresada en Gy, donde  $1 \text{ Gy} = 1 \text{ J/kg}$ ), entre la *dosis de radiación ambiental* que recibe anualmente ( $D_R$ ,  $\text{Gy} \cdot \text{ka}^{-1}$ ) (Summa *et al.*, 2015). Esto se expresa matemáticamente con la siguiente fórmula:

$$\text{Edad (ka)} = \frac{D_E \text{ (Gy)}}{D_R \text{ (Gy} \cdot \text{ka}^{-1})}$$

La  $D_R$  se obtiene mediante el análisis de espectrometría de rayos  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  de los materiales adyacentes a la muestra. Es importante considerar dentro del cálculo otros factores que

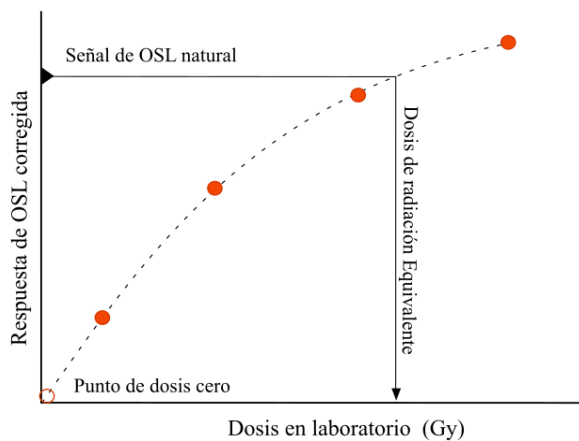


Figura 4.7. Esquema simplificado del cálculo de la  $D_E$  mediante el método regenerativo (Basado en Murray y Wintle, 2000).

pueden modificar la señal como son el contenido de agua y la contribución de los rayos cósmicos.

La  $D_E$  se determina separando varias fracciones de la misma muestra (alícuotas) y midiendo su luminiscencia natural. Posteriormente cada una de ellas es irradiada con una dosis conocida en laboratorio para volver a medir la señal de OSL. Así se obtiene una curva en la que se compara la luminiscencia natural con el mismo

valor presente en ella (ver Figura 4.7). En la mayoría de los laboratorios la  $D_E$  se calcula mediante el método regenerativo siguiendo el protocolo SAR (*single aliquot regenerative*) (ver Murray y Wintle, 2000).

El límite de edad para datación con OSL depende de la señal máxima alcanzable por los minerales (*grado de saturación*) y de la dosis de radiación ambiental (Summa *et al.*, 2015). En casos favorables se puede datar hasta 500 mil años o más. La saturación del cuarzo ocurre a dosis menores que en el feldespato, por lo que este último puede datar depósitos más

antiguos ( $> 500$  ka). Sin embargo, los feldespatos experimentan una atenuación de la señal cuando son extraídos de la matriz que proporciona la dosis ambiental, a la cual se le conoce en inglés como: *anomalous fading* (Fernández-Mosquera y Sanjurjo-Sánchez, 2010).

Dicho fenómeno hace más compleja la datación mediante dichos minerales, por lo que suele utilizarse el cuarzo en la mayoría de los ambientes, además de que en este último es más fácil eliminar la señal que ha adquirido previamente (Godfrey *et al.*, 1988). Experimentos en laboratorio indican que la señal de OSL es reseteada en menos de un minuto si se expone el mineral directamente a la luz solar (Godfrey *et al.*, 1988). Aunque, en algunos ambientes, por ejemplo, en los fluviales, los minerales pueden presentar un reseteo parcial debido a la turbidez del agua. Es decir, al momento del depósito, los minerales estarán presentando una señal de luminiscencia heredada del último enterramiento. Esto supone un problema en el cálculo de la edad (Duller, 2008), ya que puede ser sobreestimada. Para solucionarlo se suele obtener la señal de OSL grano por grano, eliminando aquellos con una mayor luminiscencia por que indican que no se han reseteado de manera adecuada.

Cuando la señal de luminiscencia es utilizada para dilucidar mecanismos de transporte (véase por ejemplo Sanderson y Murphy, 2010; Muñoz *et al.*, 2011; Muñoz *et al.*, 2012; Muñoz-Salinas y Castillo-Rodríguez, 2014; Muñoz *et al.*, 2016; Muñoz *et al.*, 2017), el mal reseteo no representa un problema ya que la finalidad no es la datación del material; el objetivo es obtener la luminiscencia de distintos minerales de un mismo depósito (Muñoz-Salinas y Castillo-Rodríguez, 2014), y determinar el modo en que han sido transportados los sedimentos. Por ejemplo, un perfil sedimentario que presenta una gran variación en la señal de luminiscencia desde la base hasta la superficie, indica que los materiales han sido transportados a través de una corriente de agua turbia con una gran cantidad de material en carga. Mientras que un perfil donde las señales luminosas tienen a incrementar hacia la base sugiere que los minerales se transportaron en una columna de agua transparente con muy poco sedimento (Figura 4.8).

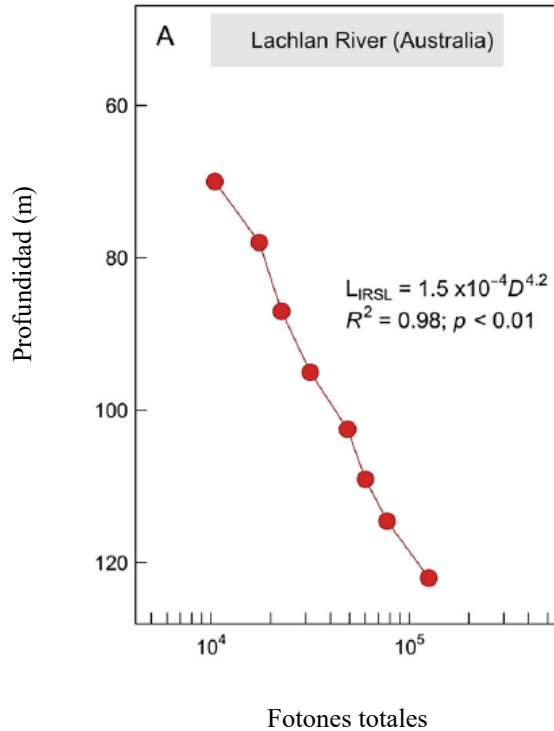


Figura 4.8. Imagen donde se muestra el aumento de la luminiscencia en el IRSL conforme aumenta la profundidad. Las señales de OSL son de un depósito fluvial en Australia. La correlación entre el IRSL y la profundidad es de  $R=0.98$  que sugiere que los minerales se resetearon de manera correcta. (Tomado de Muñoz-Salinas et al., 2016).

#### 4.2.2. Aplicación del método en campo y laboratorio

- *Datación con OSL:*

Se tomaron tres muestras de 500 g aproximadamente del perfil sedimentario (punto B) a los 100, 150 y 200 cm de profundidad. Primero se limpió el perfil de donde se obtuvo el sedimento para eliminar los materiales que estuvieron expuestos a la luz. Las muestras se colectaron con tubos de pvc de 10 cm de diámetro por 25 cm de largo protegiéndolas de la luz con un cobertor opaco en cada extracción. Cada tubo fue envuelto con papel de aluminio para evitar su exposición al sol durante su traslado al laboratorio. Este material se utilizó para el cálculo de  $D_E$ . Adicionalmente se tomó sedimento de alrededor de cada núcleo para determinar la dosis de radiación en laboratorio, es decir  $D_R$ .

Las muestras fueron enviadas al SUERC (*The Scottish Universities Environmental Research Centre*) para obtener la edad del depósito. Los pasos llevados a cabo en dicho laboratorio se describen a continuación:

*Determinación de la Dosis de radiación ambiental ( $D_R$ ):*

La  $D_R$  se determinó mediante la suma de la radiación de los principales radionúclidos ambientales que se encuentran en el depósito (considerando la atenuación por saturación de agua en el suelo) más la incidencia de los rayos cósmicos. Para calcular el primer término, es decir, la radiación que emite el material a estudiar, se utilizó espectrometría de radiación gamma de alta resolución (*High Resolution Spectrometry Gamma – HRSG* -, por sus siglas en inglés) y de radiación beta (*Thick Beta Source Counting - TSBS*) (Sanderson, 1988).

De cada bolsa de sedimento se tomó 20 g de material, el cual primero se secó, para ser medido directamente mediante *TSBC*. Además, se extrajeron 200 g de sedimento que fueron transferidos a recipientes de polietileno de alta densidad y sellados con resina epóxica para análisis con *HRSG*. Después del sellado, cada recipiente fue almacenado durante tres semanas (previo a la medición) para permitir el equilibrio secular del uranio con los hijos del  $^{222}\text{Rn}$ , ya que este último es gaseoso y de no sellarse el recipiente se escaparía a la atmósfera.

La radiación final del depósito a estudiar fue calculada utilizando el contenido de agua durante su periodo de enterramiento (el agua reduce la radiación que reciben los granos de cuarzo y feldespato) y la contribución de los rayos cósmicos ( $0.17 \pm 0.01 \text{ m}\cdot\text{Gy}\cdot\text{a}^{-1}$ ). Para esto último, se consideró la latitud y la altitud de la zona de estudio y la profundidad a la que se tomaron las muestras siguiendo el método de Prescott y Hutton (1994).

*Cálculo de la Dosis Equivalente ( $D_E$ ):*

En el laboratorio y bajo luz roja (conocida como luz segura por no estimular las muestras para que pierdan luminiscencia) se removieron 20 g de material de cada tubo de sedimentos para obtener los granos de cuarzo necesarios para realizar las mediciones de luminiscencia.



Cada muestra fue tamizada en húmedo para obtener la fracción de 150-250 micras, la cual fue tratada con HCL 1M por 10 minutos, con HF 15% por 15 minutos y durante 10 minutos más con HCL 1M. Las submuestras tratadas con HF fueron centrifugadas en soluciones de politungstato de sodio para obtener concentraciones de feldespato potásico ( $<2.58 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ), albita ( $2.58\text{-}2.62 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ) y cuarzo más plagioclasa ( $2.62\text{-}2.74 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ). La fracción de cuarzo se sometió a un tratamiento adicional con HF 40% durante 40 minutos seguido de un lavado con HCL 1M durante 10 minutos para digerir la plagioclasa y obtener cuarzo puro.

Posteriormente se secó todo el material a  $50 \text{ }^{\circ}\text{C}$  y los granos de cuarzo fueron colocados en discos de acero inoxidable de 10 mm para la mediación. De cada muestra se analizaron 16 alícuotas utilizando un lector automático Risø DA-15 equipado con una fuente de irradiación de  $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ . La  $D_E$  se determinó usando el método regenerativo SAR (*single aliquot regeneration*) (Murray and Wintle, 2000).

- *Análisis de luminiscencia para el estudio de procesos de transporte:*

Se tomaron 115 muestras del perfil sedimentario (*punto B*) en un intervalo de 2 cm con tubos de cobre de 1.5 cm de diámetro por 3 cm de largo. Tras la extracción de material, cada muestra se cubrió con papel de aluminio para evitar la pérdida de luminiscencia. El análisis se realizó mediante un lector portátil de OSL, desarrollado por el SUERC, y localizado en el laboratorio Geocron-Q del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM).

Las muestras se procesaron en un cuarto iluminado con luz segura. El sedimento se introdujo en cajas petri y se estimularon artificialmente en la banda del azul y del infrarrojo del espectro electromagnético durante 60 segundos cada una. Cabe mencionar que en el azul se estimulan principalmente los cuarzos y en el infrarrojo los feldespatos.

### 4.3. Geoquímica

#### 4.3.1. Bases teóricas

El intemperismo de las rocas contribuye a formar sedimentos fluviales que incorporan una señal geoquímica característica (Fernandez-Turiel et al., 2016), la cual está en función de distintos procesos como la erosión, el transporte, la procedencia del material, el ambiente de depósito y los procesos postdeposicionales.

Por lo tanto, en un depósito fluvial es común encontrar sedimentos de origen clástico (alóctono), es decir, materiales que se transportan como partículas desde el área fuente hasta la zona de sedimentación, y a los cuales se asocian elementos químicos como el Al, Ti, Zr, Fe entre otros (Riebe et al, 2001; Roy et al., 2008; Charles-Polo, 2014). Dichos elementos pueden mantenerse sin alteraciones durante el transporte fluvial por lo que sirven como un monitor de las variaciones en las tasas de denudación en la cuenca y contribución de material detrítico (Ti, Zr, Fe) (Schnurrenberger et al., 2003; Peterson y Haug, 2006; Kylander et al, 2013; Roy et al, 2015). Asimismo, pueden relacionarse con condiciones de mayor y menor humedad (Ti) (Metcalf, 2010; Sosa-Nájera et al, 2010; Roy et al, 2018).

También se puede tener sedimentos de origen químico formados por elementos móviles que viajan en la columna de agua en solución y que posteriormente precipitan, como por ejemplo el Ca, Na, K, entre otros (Schnurrenberger et al., 2003). A estos materiales se les conoce como autóctonos ya que se forman *in situ* una vez que el material detrítico se ha depositado. En este caso el Ca funciona como un proxy de precipitación de minerales autóctonos, así como de condiciones de mayor temperatura y evaporación (Kylander, 2013; Roy et al, 2015).

Cabe mencionar que existen elementos químicos que pueden tener un origen alóctono o autóctono dependiendo de las condiciones ambientales que operan en una cuenca. Por ejemplo, el Fe puede ser afectado por procesos de oxidación-reducción, por lo que también puede servir para documentar condiciones redox.

### **4.3.2. Aplicación del método en campo y laboratorio**

La colecta de material en campo consistió en la toma de sedimento (300 g) a distintas profundidades en el perfil del punto B en intervalos de 5 cm. Se colectaron un total de 46 muestras, cada una de ellas se colocó en una bolsa de cierre hermético con su respectiva etiqueta. El análisis de laboratorio consistió en secar las muestras a 50°C para su posterior disgregación y homogenización mediante el uso de un pulverizador mecánico ubicado en el taller de Molienda del Instituto de Geología (IGL), UNAM. El análisis de la concentración elemental se realizó en el laboratorio de Geoquímica Ambiental ubicado en el LANGEM mediante Fluorescencia de Rayos X. Para ello se utilizó una Pistola Nitton XL3t Ultra. Para determinar la precisión de los análisis las mediciones se realizaron por triplicado lo cual indicó que el porcentaje del coeficiente de variación de las muestras analizadas fue menor al 20% y, por lo tanto, adecuadas para su interpretación en nuestro estudio. Para esta investigación sólo se utilizaron algunos elementos que pueden tener un origen alóctono, y aquellos que se consideran inmóviles o conservadores durante su transporte en la columna de agua (Fe, Ca, Ti y Zr)

## **4.4. Susceptibilidad Magnética**

### **4.4.1. Bases teóricas**

La Susceptibilidad Magnética (SM) mide la capacidad de un material a ser magnetizado. En términos generales, cuando un material interactúa con un campo magnético externo se produce un ordenamiento de todos sus momentos magnéticos ( $\mu$ ) y adquieren una magnetización inducida, la cual puede desaparecer o conservarse después de retirar dicho campo.

De acuerdo al comportamiento magnético que presenten los materiales, estos pueden clasificarse como: (1) ferromagnéticos (los  $\mu$  de una muestra se ordenan en la misma dirección y sentido, por ejemplo, el Fe puro); (2) ferrimagnéticos (los  $\mu$  están ordenados en

la misma dirección, pero no en el mismo sentido); (3) antiferromagnéticos (ordenamiento de los  $\mu$  durante la aplicación del campo magnético en la misma dirección, al cesar dicho campo la mitad de los  $\mu$  cambian en sentido inverso); (4) paramagnéticos (los  $\mu$  solo se alinean en presencia de un campo magnético externo) y (5) diamagnéticos (repelen los campos magnéticos, presentan valores negativos de SM). La SM corresponde a la suma de todas las susceptibilidades de los diferentes tipos de materiales (Dearing, 1994).

Dentro de un contexto geológico, las mediciones de SM permiten identificar minerales presentes en las rocas, suelos y sedimentos, particularmente los que tienen Fe en su composición (Cruz y Mochales, 2016), así como calcular su concentración o volumen total en una muestra (Dearing, 1994). De igual manera funciona como un proxy paleoambiental relacionado con variaciones en las tasas de sedimentación (Da Silva et al., 2013), ya que el origen de los minerales magnéticos, en un registro sedimentario, puede asociarse con la entrada de material terrígeno en la cuenca (Stage, 2001; Zhang et al., 2012). Sin embargo, debe considerarse que las variaciones de SM también pueden indicar un cambio en la fuente del material, procesos diagenéticos, pedogenéticos y condiciones reductoras (Da Silva et al., 2009; Da Silva et al., 2013; Cruz y Mochales, 2016; Mzuza et al., 2017).

Una de las propiedades magnéticas más utilizadas en estudios paleoambientales es la SM normalizada por la masa ( $\chi$ ), la cual está definida como la relación entre la magnetización ( $M$ ), medida en amperes/metro (A/m) y el campo magnético externo ( $H$ ) (A/m), " $\chi=dM/dH$ ". (Liu, 2012).

#### **4.4.2. Aplicación del método en campo y laboratorio**

El trabajo en campo consistió en la toma de material (300 g) a lo largo del perfil sedimentario en un intervalo de 5 cm, se colectó un total de 46 muestras. El análisis de laboratorio consistió en el secado del material a 50° C y su posterior disgregación y homogenización mediante un pulverizador mecánico. Las muestras fueron analizadas en el laboratorio de Paleoambientes y Paleoclimas del IGL, UNAM. Se ocupó un equipo Marca Bartington modelo MS3 Magnetic Susceptibility Meter con un sensor MS2 E. Las muestras se midieron por triplicado y los valores se expresaron como  $\chi$ .

## **4.5. Análisis texturales**

### **4.5.1. Bases teóricas**

Los sedimentos pueden clasificarse, en función de su tamaño, como partículas que van desde las arcillas (< 0.004 mm) hasta los bloques (> 256 mm). Tradicionalmente el tamaño de grano se expresa en milímetros (mm), micrómetros ( $\mu\text{m}$ ) o phi ( $\Phi$ ). Esta última se refiere a una modificación a la clasificación textural de Udden-Wentworth (1922), la cual se basa en la relación logarítmica “ $\Phi = -\log_2 d$ ”, donde  $d$  es el diámetro de la partícula.

El tamaño de las partículas en un ambiente sedimentario depende de varios factores como el agente de transporte, su duración y las condiciones deposicionales (López, 2016). Asimismo, es importante mencionar que la diagénesis, el relieve y las condiciones climáticas que controlan el intemperismo pueden originar diferentes texturas (Sánchez y Centeno, 2005). El tamaño de grano es una herramienta fundamental en estudios de geomorfología, ya que permite inferir procesos de transporte y características morfológicas asociadas con procesos físicos del desarrollo de formas del relieve (Burke et al., 2013; Switzer, 2013;). A la par, se ha convertido en un excelente proxy para comprender los cambios en el régimen de los procesos deposicionales, lo que permite entender mejor la dinámica geomorfológica en una cuenca fluvial (Burke et al., 2013).

### **4.5.2. Aplicación del método en campo y laboratorio**

Se colectaron un total de 23 muestras para análisis texturales cada una a 10 cm de separación lo largo del perfil de sedimentos del punto B. Adicionalmente se colectó 1 kg de material del cauce fluvial en el curso bajo. En esta investigación se determinó la textura mediante el método del hidrómetro y el tamizado en seco. Los pasos llevados a cabo en laboratorio se describen a continuación:

- *Método del hidrómetro*

Este método se utilizó para las muestras que fueron tomadas del perfil de sedimentos en el punto B. La metodología que se utilizó fue para calcular el porcentaje de arena, limo y arcilla donde las muestras presentan poca materia orgánica (<5%). Los pasos llevados a cabo en laboratorio, así como el cálculo de los porcentajes de los distintos tamaños de grano se realizaron siguiendo el manual del método del hidrómetro *SFU Soil Science* (2012) (Figura 4.9):

1. Se tamizó el sedimento de cada una de las muestras colectadas en campo con una malla de 2 mm. Posteriormente, se pesaron 50 g el cual se agregó a un vaso de precipitado (500 ml) y se le añadió agua destilada hasta 400 ml.
2. En otro recipiente se agregaron 5g de dispersante (calgon) y 50 ml de agua destilada, se agitó hasta que se disolvió el agente dispersante. Este paso se realizó para cada una de las muestras y además se preparó un BLANCO para calibrar las mediciones.
3. Se añadió el calgon y la solución de suelo en un vaso de dispersión, el cual se colocó en un mezclador mecánico y se agitó durante 15 minutos. Posteriormente la mezcla se transfirió a un cilindro de plástico y se agregó agua destilada hasta 1 l.
4. Se tomó la temperatura de cada cilindro y del BLANCO, posteriormente se agitó la mezcla con una varilla de cristal durante 2 minutos. Se dejó pasar 40 seg y se introdujo el hidrómetro para realizar la primera lectura.
5. Tras dos horas se volvió a introducir el hidrómetro y se tomó una segunda lectura de la temperatura para cada uno de los cilindros.
6. Se ajustaron todos los valores del hidrómetro restándole las lecturas del BLANCO a los 40 segundos y a las 2 horas. Cuando la temperatura de la muestra es inferior a la del BLANCO se le resta 0.36 al valor del hidrómetro, mientras que cuando es superior se le suma 0.36.

7. Se calculó el porcentaje de arcillas, limos y arenas mediante las siguientes expresiones:

$$\% \text{ limo + arcilla} = (\text{lectura corregida del hidrómetro, 40 seg/peso de la muestra}) * 100$$

$$\% \text{ arcilla} = (\text{lectura corregida (2 hrs) / peso de la muestra}) * 100$$

$$\% \text{ limo} = (\% \text{ limo + arcilla}) - (\% \text{ arcillas})$$

$$\% \text{ arenas} = 100 - \% \text{ limos + arcillas}$$



Figura 4.9. Imágenes donde se muestra los pasos llevados a cabo para determinar la textura mediante el método del hidrómetro. Las muestras fueron procesadas en el laboratorio Geocron-Q del LANGEM, UNAM.

- *Tamizado en seco*

Este método se basó en pasar el sedimento colectado en el cauce fluvial a través de un juego de 6 tamices (Figura 4.10) por orden del tamaño de la malla, de tal modo que el tamiz con una abertura mayor quedó hasta arriba y el de menor en la parte inferior por encima del plato que retiene la fracción más fina. El tamizado se realizó manualmente utilizando 300 gr del material, previamente se disgregó y se secó a temperatura ambiente.



Figura 4.10. Juego de tamices utilizados para esta investigación. Los tamaños de malla van de los 4 mm a las 63  $\mu\text{m}$ .

Con los resultados obtenidos se obtuvieron algunos parámetros granulométricos mediante el método gráfico, el cual consiste en plotear (en papel probabilístico normal) la frecuencia acumulada del porcentaje en peso (eje Y) contra el tamaño de la partícula en escala phi (eje X). Con dicha gráfica se obtuvieron los percentiles y cuartiles:  $\Phi 5$ ,  $\Phi 16$ ,  $\Phi 25$ ,  $\Phi 50$ ,  $\Phi 75$ ,  $\Phi 84$ ,  $\Phi 95$ . Posteriormente se calculó la mediana, media, la desviación estándar y la asimetría mediante las expresiones dadas por Folk y Ward (1957) (Figura 4.11).

$$\begin{aligned}
 \text{Mediana} &= \Phi 50 \\
 \text{Media} &= \frac{\Phi 16 + \Phi 50 + \Phi 84}{3} \\
 \text{Desviación estándar} &= \frac{\Phi 84 - \Phi 16}{4} + \frac{\Phi 95 - \Phi 5}{6.6} \\
 \text{Asimetría} &= \frac{\Phi 16 + \Phi 84 - 2(\Phi 50)}{2(\Phi 84 - \Phi 16)} + \frac{\Phi 5 + \Phi 95 - 2(\Phi 50)}{2(\Phi 95 - \Phi 5)}
 \end{aligned}$$

Figura 4.11. Expresiones para calcular los parámetros granulométricos (Tomado de Puy y Alquiza y Miranda-Avilés, 2014).



De acuerdo con Puy y Alquiza y Miranda-Avilés (2014), los parámetros estadísticos calculados se interpretan de la siguiente manera:

1. *Mediana (M)*: representa el punto medio de la distribución granulométrica y por lo tanto es el diámetro que deja la mitad (en peso) de la población analizada con tamaños más gruesos y la otra mitad con tamaños más finos.
2. *Media (x)*: corresponde con el diámetro promedio de las partículas que integran el sedimento. Este parámetro refleja el tamaño del grano del sedimento y los factores que lo controlan puede ser: la granulometría de la roca original, el tipo y longitud del transporte y la energía del ambiente de sedimentación.
3. *Desviación Estándar ( $\sigma$ )*: indica la manera en que se distribuyen los individuos de una población alrededor del valor central. Este parámetro nos muestra el grado de selección granulométrica:  $\geq 0.35$  muy bien seleccionado, 0.35 a 0.50 bien seleccionado, 0.50 a 1 moderadamente seleccionado, 1.00 a 2.00 pobremente seleccionado, 2.00 a 4.00 muy pobremente seleccionado,  $> 4.00$  extremadamente mal seleccionado.
4. *Asimetría (ska)*: indica el predominio de una población con respecto a la otra. Es un parámetro que relaciona la separación de los extremos (colas) de la población con la media. De esta forma existen dos tipos de asimetría según haya un exceso de partículas gruesas (asimetría negativa, valores entre -0.1 y -1) o finas (asimetría positiva, valores entre 0.1 y 1).

#### **4.6. Análisis de Componentes Principales (ACP)**

##### **4.6.1. Bases teóricas**

El ACP es una técnica estadística utilizada para analizar el comportamiento de un conjunto de parámetros y tiene por objeto buscar las relaciones entre ellos (De la Fuente-Fernández, 2011). La principal función de este análisis es identificar dentro de un conjunto de variables (o componentes) cuáles son las principales o dominantes. Así se considera que estas variables

son las más importantes en la explicación del comportamiento de nuestra población de datos. Este análisis se interpreta con base en: (1) la matriz de correlaciones de todas las variables; (2) el *scree* plot donde se identifica el porcentaje de variabilidad acumulada de los factores principales (se considera que el factor 1° y 2° son los más importantes para explicar el comportamiento de la población de datos) y (3) el círculo de correlaciones donde se observa cómo se relacionan los distintos parámetros.

#### **4.6.2. Aplicación del método**

En esta investigación se utilizó el ACP para estudiar la relación entre las distintas variables analizadas en el perfil sedimentario del curso bajo del río San Pedro, es decir, IRSL, BLSL, Ti, Zr, Ca, Fe, SM, porcentaje de limos, de arcillas y de arenas. Cabe enfatizar que no todas las variables se colectaron y analizaron con el mismo intervalo de profundidad (ver apartado 3). Por lo que en el presente trabajo se utilizó un intervalo de cada 10 cm para garantizar un correcto análisis estadístico. El ACP se realizó con el *software* XLSTAT.

## 5. Resultados y discusión

### 5.1. LIDAR

Los modelos digitales que se obtuvieron para el punto A y B se presentan en formato TIN (*Triangular Irregular Network*), con una resolución de 0.5 m y muestran la morfología de las secciones del río San Pedro en el curso medio y bajo. El TIN es la representación más exacta de la superficie terrestre y se basa en la unión de los puntos obtenidos durante el levantamiento LIDAR a base de triángulos irregulares. Estos son irregulares debido a que en aquellas localizaciones donde la superficie es más accidentada, el LIDAR realiza la toma de más puntos de escaneo que en las planas, lo cual se traduce en un mayor número de triángulos en las zonas de mayor pendiente.

#### *Punto A (curso medio)*

En el MDT se pueden observar los límites del canal activo del río, ya que existe un marcado desnivel entre las paredes del lecho y la llanura de inundación (Figura 5.1 a). Dicho canal presenta una anchura promedio de 100 m a lo largo del tramo escaneado. En el TIN también se puede identificar una barra fluvial de 85 m de ancho, la cual se localiza hacia el interior de la curva que tiene el río en este punto de medición. En el modelo de pendientes del lecho activo (Figura 5.1 b) se observa el espejo de agua con pendientes  $<3^\circ$ , debido a que es una superficie casi plana. Las zonas del canal donde afloran clastos (sobre la barra fluvial) se identifican con pendientes por encima de los  $3^\circ$ .

Los cambios bruscos de pendiente (entre  $3-40^\circ$ ) en la zona interior a la curva del río indican que existe una acumulación de materiales (barra fluvial), los cuales generan un represamiento, aguas arriba de la barra, y un rápido junto a ella (debido a que la anchura del canal disminuye y la velocidad del agua aumenta). De acuerdo con la clasificación de Montgomery y Buffington (1997, 1998) anteriormente presentada, se puede decir que se trata de un canal con una sucesión de barras, caracterizado por tener pendientes de bajas a moderas sobre el cauce y la barra fluvial (se midieron pendientes  $<9^\circ$  sobre el TIN en esta zona, ver Figura 5.1 b).

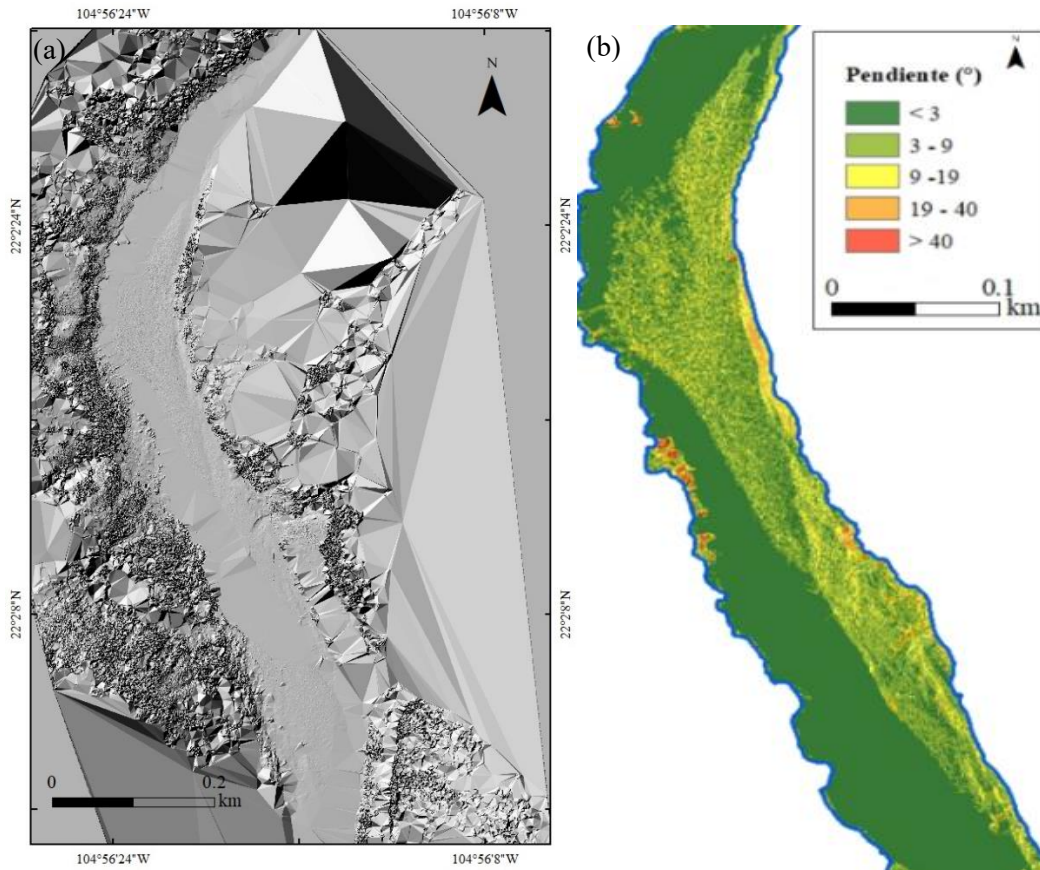


Figura 5.1. En (a) se muestra el modelo digital del terreno (curso medio) obtenido mediante el LIDAR terrestre. En (b) se observa el modelo de pendientes del canal activo.

En la Figura 5.2 se pueden observar las distintas unidades geomorfológicas identificadas durante el trabajo de campo. Estas unidades corresponden con el canal activo, donde se puede reconocer la zona de remanso y de rápido, las cuales están condicionadas por dos barras fluviales localizadas en ambos márgenes del canal. Asimismo, se observan las paredes del canal activo y la llanura de inundación en ambos márgenes.

Es interesante observar como en el TIN generado, la llanura de inundación está representada como una superficie con triángulos más extendidos de hasta 100 m de anchura, ya que se trata de una superficie casi plana (margen derecho del río, al este) (ver Figura 5.1 a). Por el contrario, el margen izquierdo (al oeste), donde se localiza la parte exterior de la curva del canal, existe una mayor cantidad de triángulos, los cuales representan una superficie más accidentada. Dicha zona corresponde con un afloramiento rocoso a la cual le siguen las

laderas escarpadas del valle (Figuras 5.2). Además, presenta una mayor densidad de vegetación arbórea (Figura 5.3), la cual también es causante de una mayor triangulación, ya que los árboles generan que el láser del escáner impacte sobre la superficie de las hojas, ramas y troncos y estas sean reproducidas como parte de la superficie del relieve.

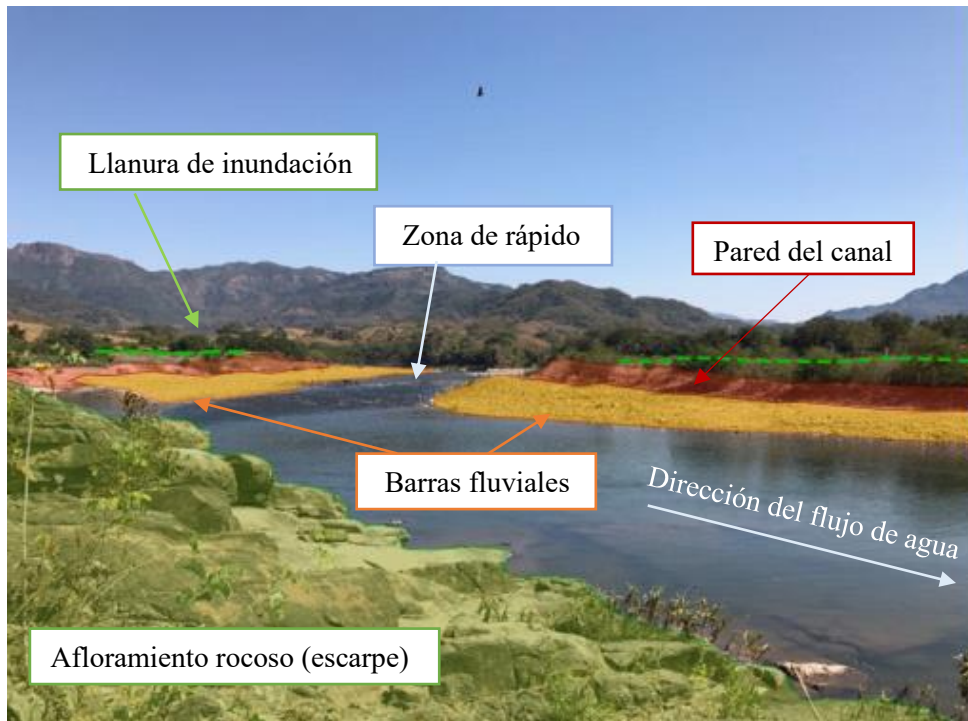


Figura 5.2. Principales unidades del relieve del curso medio del río San Pedro. La línea discontinua de color verde indica la transición entre la pared del canal activo y la llanura de inundación.

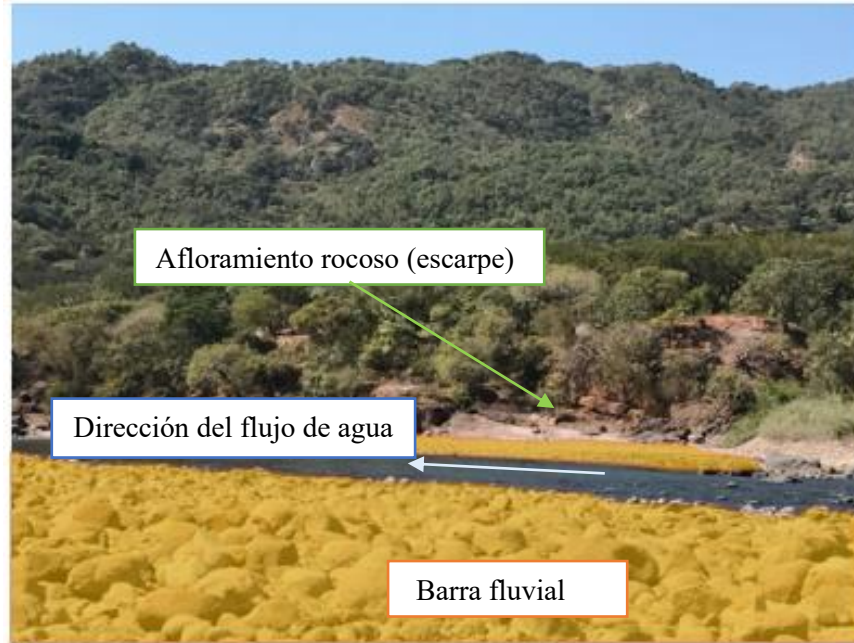


Figura 5.3. Ladera del margen izquierdo del río donde aflora el sustrato rocoso. Nótese que esta área está representada en el modelo 3D con una mayor triangulación debido a la alta densidad de vegetación.

#### *Punto B (curso bajo)*

El TIN generado de esta sección del río representa el escarpe entre el canal activo y la llanura de inundación mediante una alta triangulación (Fig. 5.4 a). El resto de la superficie levantada está representada con grandes triángulos de aproximadamente 200 m de extensión, lo cual indica que se trata de superficies planas con muy pocos cambios de pendiente. Las únicas unidades geomorfológicas identificadas en campo corresponden con la planicie de inundación y el canal activo. Mediante mediciones sobre el TIN y la imagen aérea de Google Earth (Figura 5.4 b) se calculó una anchura media de canal de unos 110 m. Sobre la planicie de inundación, la principal actividad económica corresponde con la agricultura, por ello, no existe vegetación arbórea que genere interferencia con el levantamiento de los puntos LIDAR. Por lo tanto, se observa una triangulación extendida, que claramente representa la superficie de la planicie y que presenta muy baja pendiente ( $<3^\circ$ ).

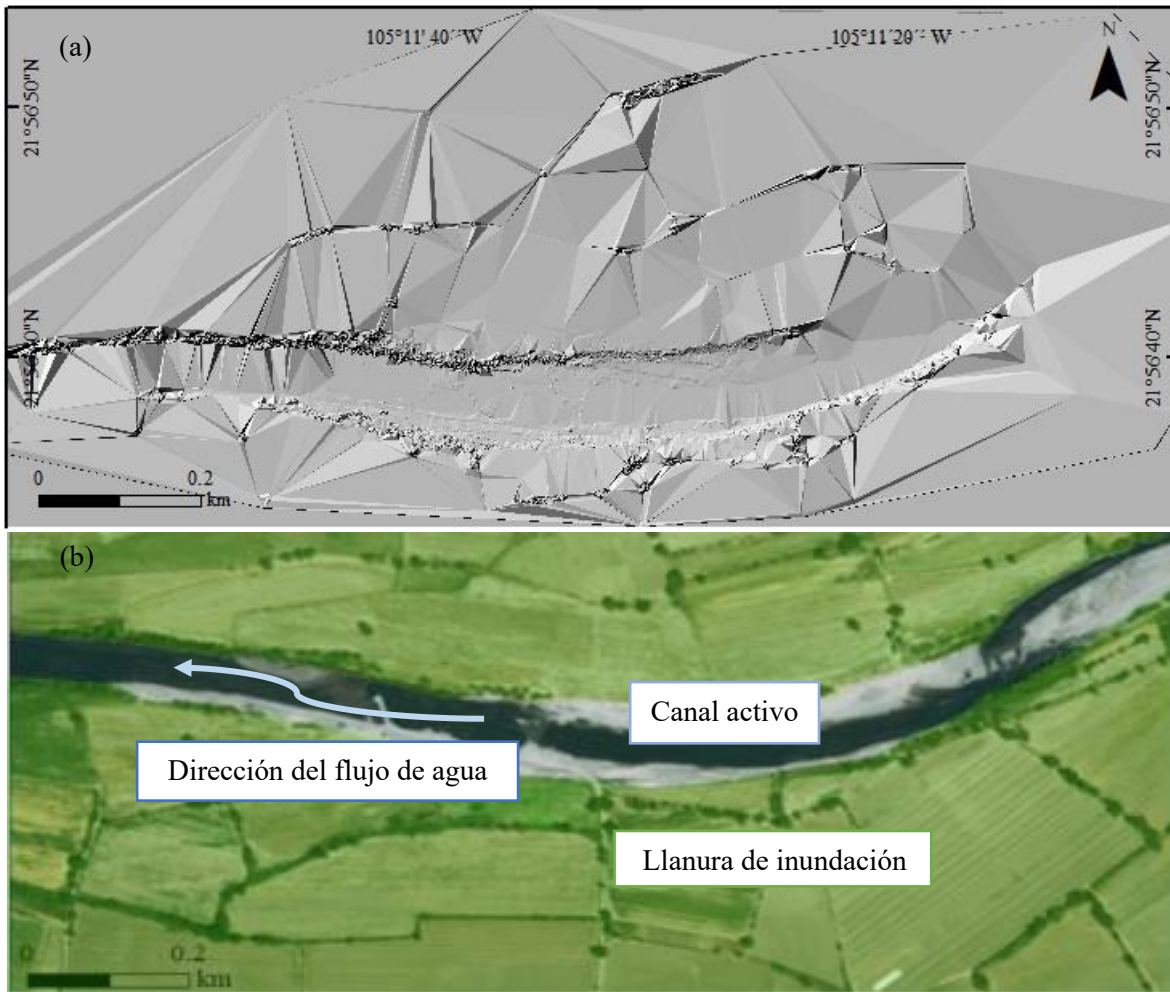


Figura 5.4. En (a) MDT en formato TIN del punto B localizado en el curso bajo del río San Pedro y en (b) fotografía aérea obtenida de Google Earth para el año 2018. En esta imagen se observa una llanura de inundación dividida en parcelas de cultivo, la cual carece casi de vegetación arbórea.

Comparando los MDTs del punto A y B podemos decir que se observan cambios en la morfología de las secciones analizadas del río San Pedro para el curso medio y bajo. En el punto A se presenta un cauce típico de un río de montaña, con canales confinados en valles de elevadas pendientes. En el B, se observa un típico río aluvial, con canales poco diferenciados (morfológicamente) de la planicie en la que se localizan, de ahí que sea fácil un cambio de dirección del río en momento de crecida del mismo.

Teniendo en cuenta que la distancia entre los puntos A y B es de unos 30 km, se puede hablar de una transición rápida (en términos espaciales) entre un río de montaña a uno de planicie,

lo cual podría estar relacionado con el hecho de que el río San Pedro denuda una región tectónicamente activa con altas pendientes y poco desarrollo de la planicie costera entre el sistema montañoso y la desembocadura del río, en comparación con otras llanuras costeras localizadas en márgenes continentales pasivos como la del río Panuco en el Golfo de México.

## 5.2. OSL

Para el presente estudio se obtuvieron resultados de luminiscencia con el uso del equipo portable de OSL para dos transectos de una de las barras fluviales del punto A y para un perfil de distintas unidades depositadas localizado en uno de los escarpes del canal del río San Pedro en el punto B. En dicho perfil afloran depósitos de distintas edades y por ello, además de la luminiscencia, se realizaron 3 dataciones con OSL a distintas profundidades. Todos los resultados se discuten a continuación:

- *Punto A (curso medio)*

La localización de los puntos de la barra fluvial del curso medio aparece en la Figura 5.5 y se muestran los valores resultantes en la Tabla 2 del anexo.

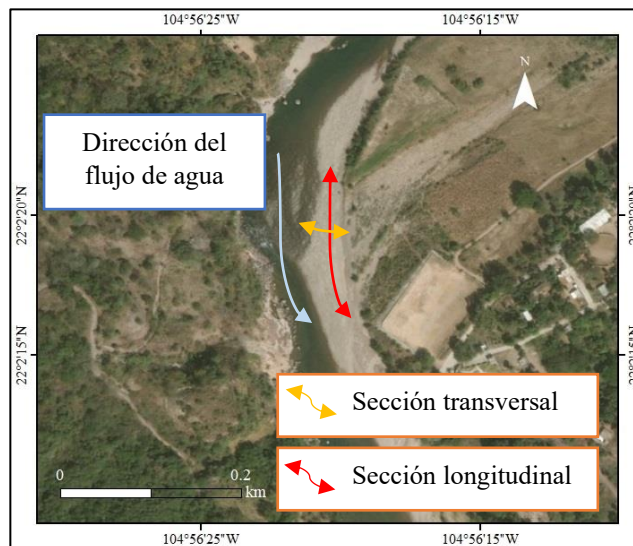


Figura 5.5. Localización de los puntos de muestreo sobre la barra fluvial en el curso medio a lo largo de los transectos (transversal y longitudinal).



Con respecto a la sección transversal se observa un incremento progresivo en las señales de luminiscencia (tanto en el BL como en el IR) desde el punto 1 de muestreo, localizado en el talweg, hacia el punto 11, donde se encuentra la pared del canal activo (Figura 5.6). Los valores en este transecto presentan una media aritmética de 12004 y 214897 fotones en el infrarrojo y en el azul respectivamente. Si se considera la luminiscencia en términos de edad relativa, los puntos con mayor cantidad de fotones (cercanos a la orilla del canal) corresponden con material más antiguo, mientras que las muestras localizadas junto al talweg serían materiales depositados recientemente. Dicho comportamiento puede estar asociado a la génesis de las barras fluviales, las cuales suelen formarse por una acreción gradual de sedimentos desde la zona externa del canal hacia la interna del lecho.

Asimismo, se podría decir que el sedimento cercano a la orilla del canal tiene una menor cantidad de ciclos de transporte y depósito a lo largo de la cuenca (< retrabajamiento) que el sedimento junto al talweg. Por lo que es posible que dicho material tenga un reseteo incompleto y al momento del depósito, este presente una señal residual (> luminiscencia) resultado de un menor tiempo en la columna de agua.

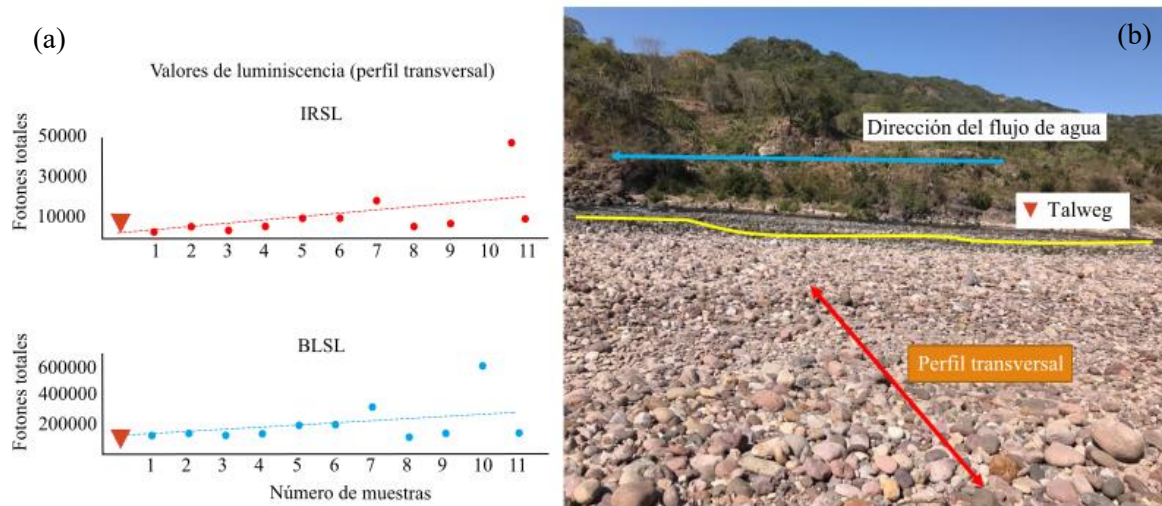


Figura 5.6. En (a) se presentan los valores de luminiscencia en la sección transversal de la barra fluvial, tanto en el IR como en el BL, y en (b) se observa la fotografía de la barra muestreada donde la línea amarilla corresponde con el talweg del canal (también presentado como un triángulo invertido en las dos subfiguras), la flecha roja es el transecto transversal y la azul la dirección del flujo de agua.

En el caso del perfil longitudinal los valores de luminiscencia oscilan mucho a lo largo de todo el transecto, las muestras presentan una cantidad de fotones que van desde los 2547 a los 22750 en el infrarrojo y de los 84363 a los 453871 en el azul, la media aritmética es de 11306 en el IR y 247465 en el BL (Figura 5.7). Esta heterogeneidad sugiere que los sedimentos sobre la barra fluvial presentan distintos grados de reseteo, lo que implicaría una progresiva incorporación de material al flujo de agua (i.e. *sediment bulking*) y por ello, existe una mezcla de granos bien reseteados (los incorporados desde largas distancias aguas arriba de la barra) y mal reseteados (los recientemente incorporados al flujo de agua).

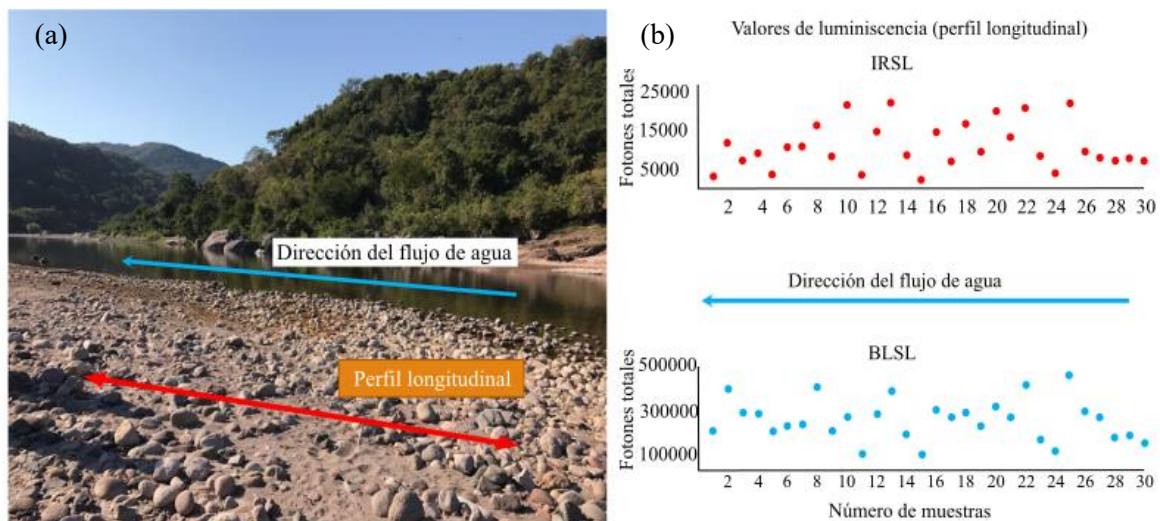


Figura 5.7. En (a) fotografía de la barra fluvial donde se indica el transecto longitudinal donde se realizó el muestreo para luminiscencia y su posición con respecto al flujo de agua y al talweg del canal. En (b) sus valores de luminiscencia con la estimulación en infrarrojo (IRSL) y azul (BLSL).

Los resultados de luminiscencia en los dos transectos realizados en este estudio indican que el material acumulado en la barra fluvial tiene una historia de transporte y reseteo compleja donde distintos procesos en la incorporación y arrastre de material tienen lugar. Un caso de estudio similar fue observado en el trabajo de King et al., (2014) donde se realizó un muestreo en un transecto de material fluvio-glaciar. Ellos también observaron diferencias considerables en los valores de luminiscencia que se pueden asociar con distintos procesos de incorporación y transporte del material.

Adicionalmente, existe una buena correlación positiva ( $R^2= 0.64$ ) entre los valores de IRSL y BLSL (Figura 5.8). Teniendo en cuenta que las señales de IRSL provienen principalmente de los feldespatos y que las del BLSL del cuarzo, se podría decir que las concentraciones entre feldespatos y cuarzo son muy similares en todas las muestras analizadas en la barra.

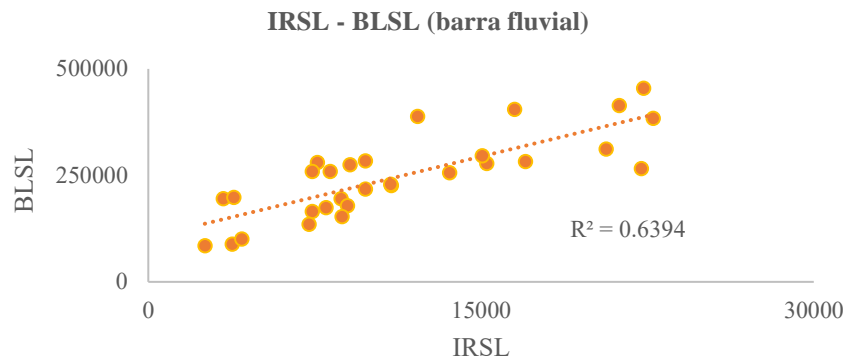


Figura 5.8. Gráfico de correlación entre los valores de luminiscencia en el IRSL y el BLSL de la sección longitudinal de la barra fluvial (curso medio).

#### *Punto B (curso bajo del río)*

Los valores de luminiscencia a lo largo del perfil de sedimentos de 2.3 m de profundidad se muestran en la Tabla 3 del anexo. El patrón de luminiscencia no muestra una tendencia clara de aumento o disminución desde la superficie hacia la base del perfil (Figura 5.9). Los valores presentan un rango que oscila entre los 797 y 6639 fotones en el IRSL y 5878 y 116594 fotones para el BLSL.

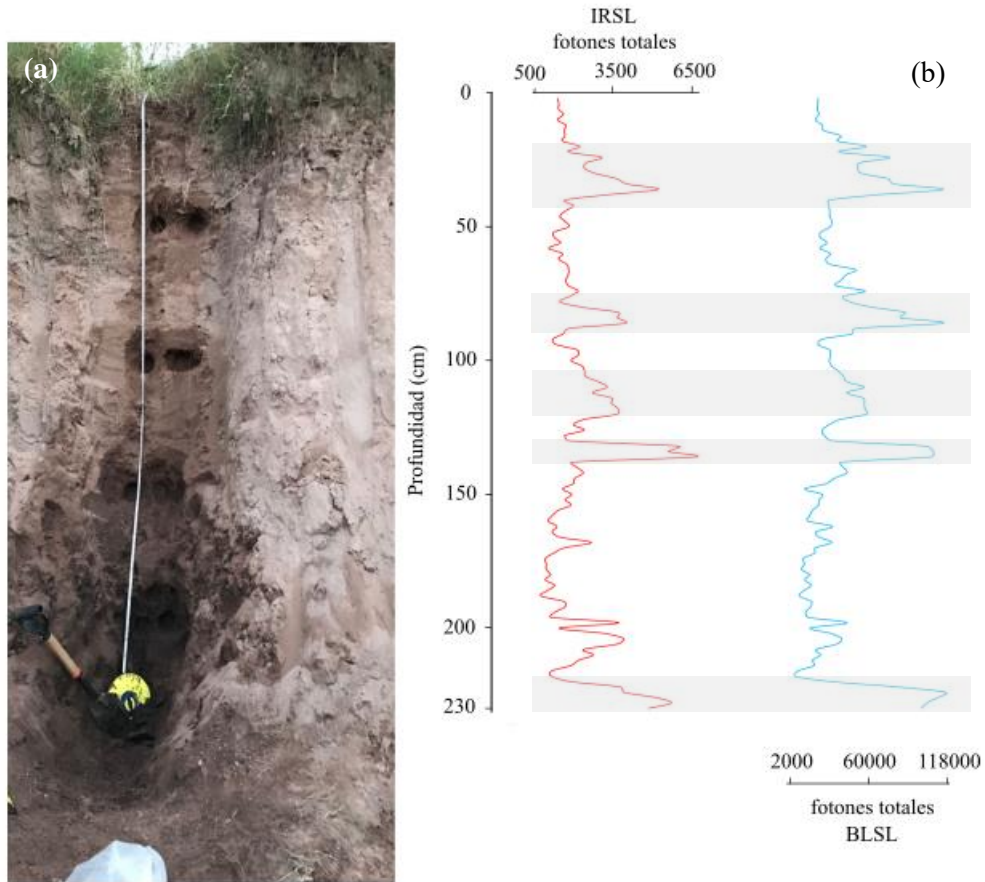


Figura 5.9. En (a) foto del perfil sedimentario localizado en el escarpe del canal del río San Pedro (punto B). En (b) valores de luminiscencia en ambas longitudes de onda (IRSL y BLSL).

Cuando los valores de luminiscencia tienden a incrementarse hacia la base de un paquete de sedimentos se considera que el material se ha reseteado muy bien y que es resultado de procesos de transporte que han ocurrido con flujos de agua translúcidas, generalmente con baja concentración de sedimentos.

Por el contrario, en el caso de perfiles con depósitos donde los valores de luminiscencia varían mucho, como el caso que aquí se estudia, sugiere que el transporte del material es muy variable. Es decir, que en algunos momentos el río transportaba baja carga de material en una columna de agua translúcida, favoreciendo que los granos minerales se resetearan muy bien, y en otros, el río arrastra grandes cantidades de material en columnas de agua turbidítica.

Bajo estas condiciones existe una menor probabilidad de que los granos se reseteen de manera correcta, por lo que estarán presentando una mayor luminiscencia al momento de la estimulación en laboratorio.

En el caso de nuestra columna de sedimentos, se observan varios intervalos de profundidad con una mayor cantidad de fotones los cuales se distribuyen aproximadamente a los: 20-40 cm, 76-92 cm, 108-124 cm, 132-140 cm y los 220-230 cm (ver Figura 5.9). En este caso el aumento de la luminiscencia y reseteo de los granos minerales a lo largo del perfil sedimentario puede asociarse con periodos más o menos erosivos en la cuenca.

La media aritmética de los valores del perfil es de 2287 fotones en el infrarrojo y 40156 fotones en el azul. Si se comparan estos valores con los obtenidos en el punto A, para la barra fluvial, se observa que los valores del punto B están hasta un orden de magnitud por debajo. Esto sugiere que el material transportado por el río San Pedro, desde su curso medio al bajo, ha sufrido un considerable proceso de reseteo, a pesar que de manera local (i.e. para la barra fluvial en el punto A o dentro del perfil analizado en el punto B) los resultados indican que hay un distinto grado de reseteo resultado de distintos procesos de transporte.

La correlación entre el IRSL y BLSL es muy buena para el perfil ( $R^2 = 0.8$ ) (Figura 5.10). Esto sugiere que las concentraciones de cuarzo y feldespato, al igual que en la barra fluvial (punto A), son constantes a lo largo del depósito. En el caso del perfil del punto B, el material tiene distintas edades, lo cual indica que las fuentes de sedimento han sido relativamente constantes a lo largo del tiempo (ver más adelante las edades obtenidas con OSL).

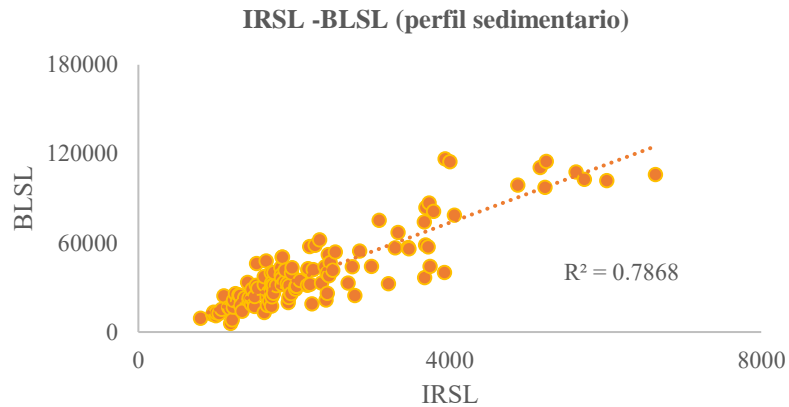


Figura 5.10. Gráfico de correlación entre los valores de luminiscencia en el IRSL y el BLSL del perfil sedimentario del curso medio del río San Pedro.

- *Datación con OSL*

Los resultados obtenidos de la datación con OSL se presentan en la Tabla 4 del anexo y la Figura 5.11. Las edades resultantes fueron de  $1.646 \pm 0.089$  ka a los 200 cm de profundidad,  $0.250 \pm 0.043$  ka a los 150 cm y  $0.324 \pm 0.032$  ka a los 100 cm. La edad a los 200 cm indica que los materiales de esta columna de sedimentos comenzaron a depositarse poco después de que se iniciara la construcción de los cordones costeros que se localizan en la planicie costera de Nayarit, hace aproximadamente 2 ka (ver Muñoz-Salinas et al., 2018).

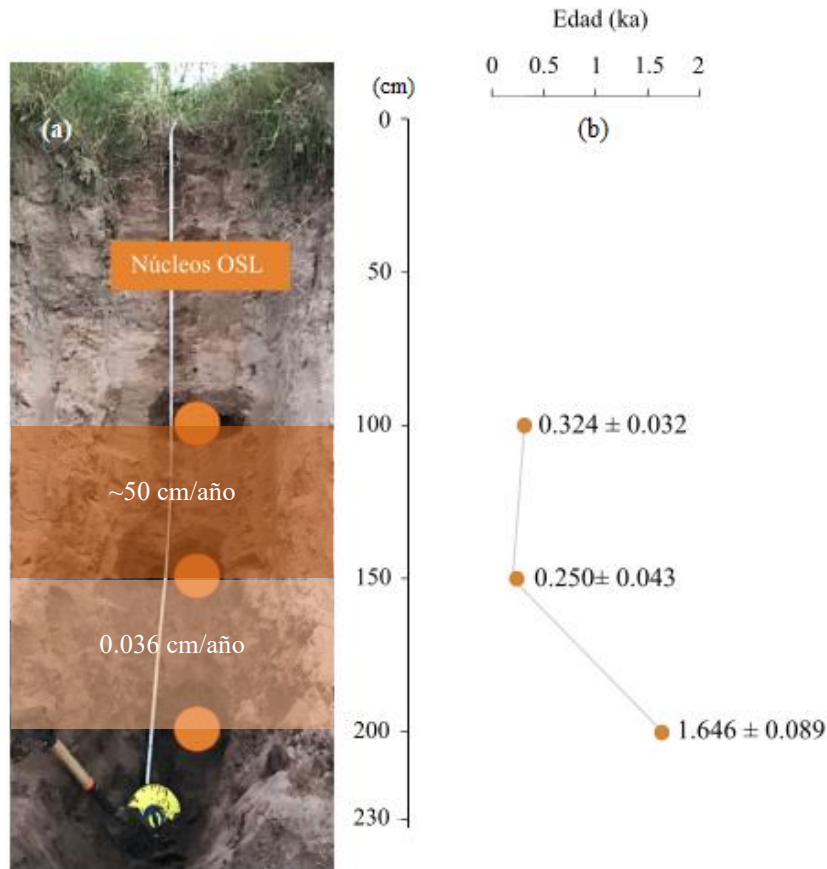


Figura 5.11. En (a) se observa el perfil con la localización de los núcleos que fueron datados a los 100, 150 y 200 cm de profundidad. En (b) se tiene las edades obtenidas mediante el OSL.

Las muestras a los 100 y 150 cm de profundidad presentan una inversión en las edades, ya que a los 100 cm se obtuvo 0.324 ka y a los 150 cm 0.250 ka. No obstante, si se resta el margen de error en la muestra de los 100 cm y se suma en la de los 150 cm, ambas edades terminan siendo iguales (0.29 ka). Esto sugiere que el sedimento acumulado entre estas profundidades corresponde con una misma unidad de depósito, muy probablemente asociado a un evento de mayor descarga fluvial y formada en un lapso corto de tiempo.

Esta interpretación de las edades entre los 100-150 cm puede sostenerse también al tener en cuenta que, como ya se ha observado en los subapartados anteriores, la historia del transporte del sedimento por parte del río es compleja. Así, se ha puesto en evidencia que los incrementos de luminiscencia en el perfil son resultado de un reseteo incompleto de algunos

de los granos minerales y se puede decir que el núcleo de material a los 100 cm presenta una mayor edad resultado de un reseteo parcial. Este tipo de situaciones son comunes en depósitos fluviales recientes y ha sido reportado en distintos trabajos donde las edades presentan menor exactitud debido al mal reseteo de los granos (Duller, 1995; Murray y Olley, 2002; Muñoz et al., 2016). Uno de los métodos para identificar si se trata de una edad sobreestimada, es observar la dispersión de la  $D_E$  en los gráficos de tipo abanico. Cuando las alícuotas presentan una menor dispersión, significa que el material se ha reseteado de manera homogénea, mientras que cuando la dispersión es mayor sugiere la presencia de minerales con un reseteo incompleto.

En este caso, el gráfico de la edad a los 100 cm, muestra valores de  $D_E$  consistentes dentro de un valor  $2\sigma$  (Figura 5.12), posiblemente corresponde con lo que Duller (1994) clasifica como un depósito tipo “A”, lo cual significa que en este conjunto los granos minerales se han reseteado de manera igual, pero dicho reseteo ha sido incompleto en todos ellos.

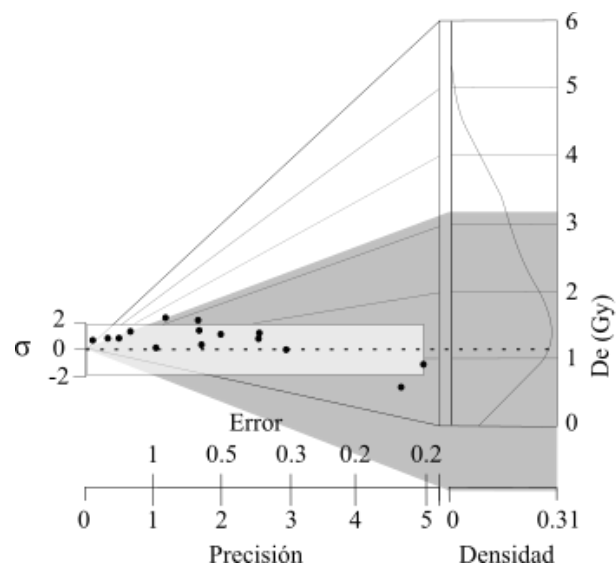


Figura 5.12. Gráfico tipo abanico plot que muestra la dispersión de la dosis de radiación equivalente de la muestra a los 100 cm, la cual presenta una edad mayor que la de los 150 cm de profundidad.



Las tasas de sedimentación que se obtuvieron mediante la datación con OSL son de 0.036 cm/año entre los 200 y 150 cm de profundidad y de ~50 cm/año entre los 100 y 150 cm (este último valor se obtuvo considerando el margen de error en los núcleos de material a los 100 y 150 cm). Las tasas de sedimentación entre los 0-100 cm no pudieron ser calculadas, ya que a los 0 cm no se sabe qué año le corresponde. Durante el trabajo de campo, los materiales estaban incididos y no es posible determinar cuándo pudo ocurrir esto.

Teniendo en cuenta la luminiscencia del perfil analizado (ver Figura 5.9), se puede identificar como entre los 130 y 140 cm de profundidad los valores de BLSL son altos y los del IRSL están entre los más elevados. Esto indica que hacia el comienzo del depósito entre los 100 y 150 cm se sedimentaron altas cantidades de minerales con un reseteado incompleto, probablemente asociado a un transporte masivo de material. Por lo que la aparente inversión entre estas profundidades se debe a la presencia de minerales con una señal residual.

### **5.3. Geoquímica y Susceptibilidad Magnética**

La susceptibilidad magnética (SM), el Ti, Zr, Ca y el Fe, se utilizaron en esta tesis como proxies de las condiciones climáticas o ambientales que generaron el material y que posteriormente se movilizó por los procesos fluviales.

Los resultados de la geoquímica y SM de cada muestra se observan en la Tabla 5 (ver anexo) y la Figura 5.13. Los elementos químicos analizados en este estudio, así como la SM muestran mucha variación en su concentración a lo largo del perfil. El valor medio para cada elemento es: Ti (3312 ppm), Zr (298 ppm), Ca (7491), Fe (2.7 %) y 16.5 para la SM. Puede observarse un periodo con bajas concentraciones de Ti y Fe entre los 165 y los 84 cm de profundidad y otro con altas concentraciones de Ti, Fe y Ca entre los 196-216 cm de profundidad. Asimismo, se aprecia un periodo muy marcado con un aumento en todas las variables (respecto a la media) entre los y 84-52 cm, mismo que coincide con los máximos valores obtenidos del Ti (4027 ppm), Zr (486.6 ppm) y SM (36.7) (ver Figura 5.13).

Puesto que los elementos químicos como el Zr, Fe se usan como un proxies de aporte de material y el Ti como proxy de humedad ambiental donde valores altos indican más humedad

y bajos sequedad, se puede decir que aquellas profundidades con una menor concentración de estas variables corresponden con condiciones de menor humedad y menor aporte de material. Por otro lado, donde las concentraciones de estas variables aumentan sugieren mayor aporte de sedimentos en condiciones húmedas. En el siguiente apartado se trata de dar una explicación más detallada con base en el análisis cuantitativo de estas variables.

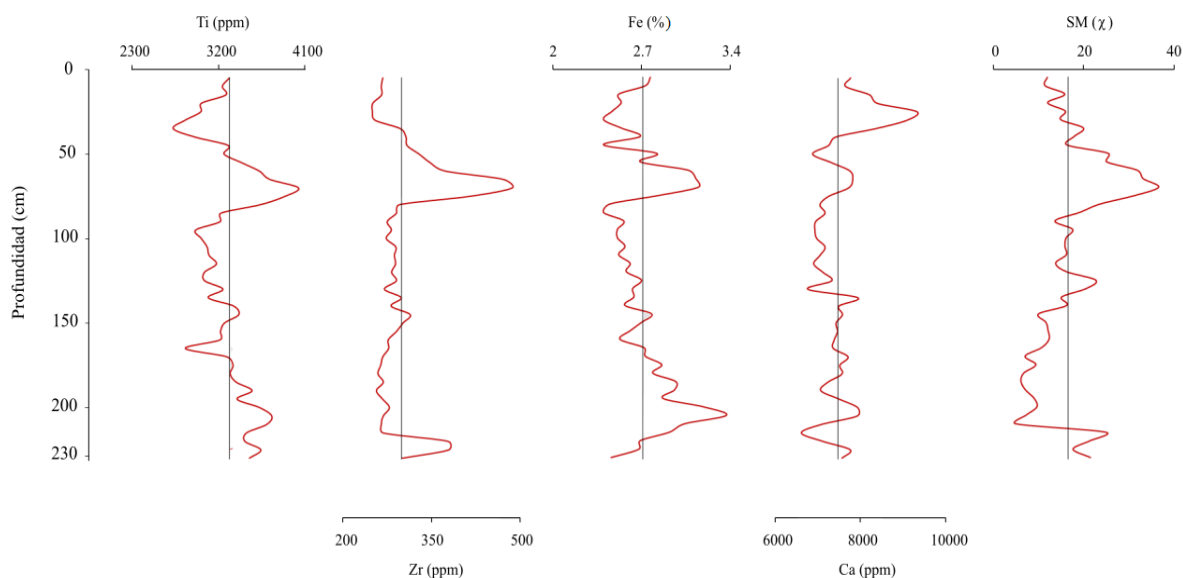


Figura 5.13. Imagen donde se muestran los valores de los elementos químicos del Ti, Zr, Ca, Fe y la SM a lo largo del perfil sedimentario del curso bajo del río San Pedro. La línea vertical de color gris indica el valor medio de cada elemento.

#### 5.4. Textura

La medición de los clastos en la cuenca media, punto A, muestra que las partículas van desde un tamaño de gravas gruesas hasta grandes bloques de roca redondeados. Cerca del 1% del material sobre el lecho corresponde a partículas del tamaño de guijarros gruesos (-4 a -5  $\Phi$ ), el 8.5 % son guijarros muy gruesos (-5 a -6  $\Phi$ ), el 87.5 % son cantos (-6 a -8  $\Phi$ ) y el 3% bloques de roca (> -8  $\Phi$ ) (Figura 5.14). El tamaño promedio de los clastos es de -7.1  $\Phi$  (142 mm). Por lo tanto, esta sección del río se caracteriza por presentar un lecho fluvial con partículas predominantemente gruesas (Figura 5.15).

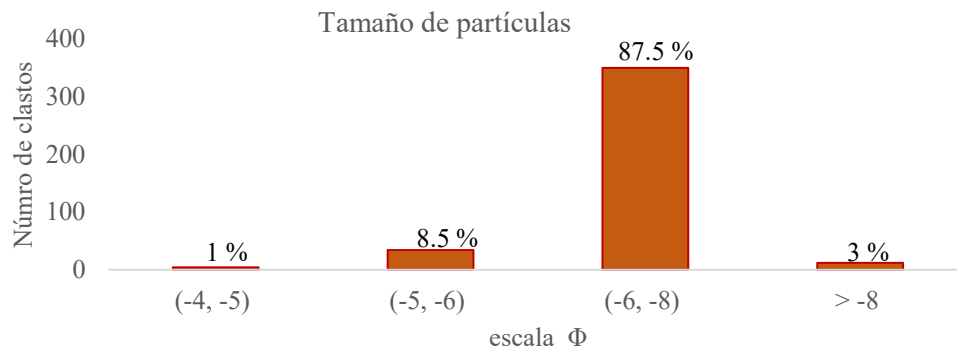


Figura 5.14. Gráfica donde se observa el porcentaje del tamaño de las partículas en el curso medio del río.



Figura 5.15. Imagen donde se muestra el lecho fluvial de la cuenca media del río San Pedro.

Los resultados indican que, en esta sección el río San Pedro, la capacidad de transporte es estacional, ya que los clastos de gran tamaño solo pueden ser movilizadados por el flujo de agua en momentos de crecida. Por lo que se infiere que esta sección presenta una capacidad limitada de transporte que favorece la acumulación de material en forma de barras fluviales.

En el caso del curso bajo (punto B) los resultados del análisis se muestran en la Tabla 6 del anexo. A lo largo del perfil sedimentario se tienen partículas que van del tamaño arcilla a arena, con un porcentaje promedio, desde la base hacia la superficie del perfil, de 29.1% de

arcilla ( $>8 \Phi$ ), 33.1% de limo (8 a  $4 \Phi$ ) y 37.7% de arena (4 a  $-1 \Phi$ ). Se puede generalizar una división del perfil en cuatro periodos donde predominan o bien las arenas o bien los limos y arcillas: (1) entre los 210-230 cm de profundidad, donde predominan las arenas; (2) entre los 160-210 cm, donde dominan los limos y arcillas; (3) entre los 20 cm y 160 cm, que es el más extenso, donde se encuentra una mayor cantidad de arenas y (4) de los 20 cm hacia la superficie del perfil donde se tiene más porcentaje de arcilla (Figura 5.16).

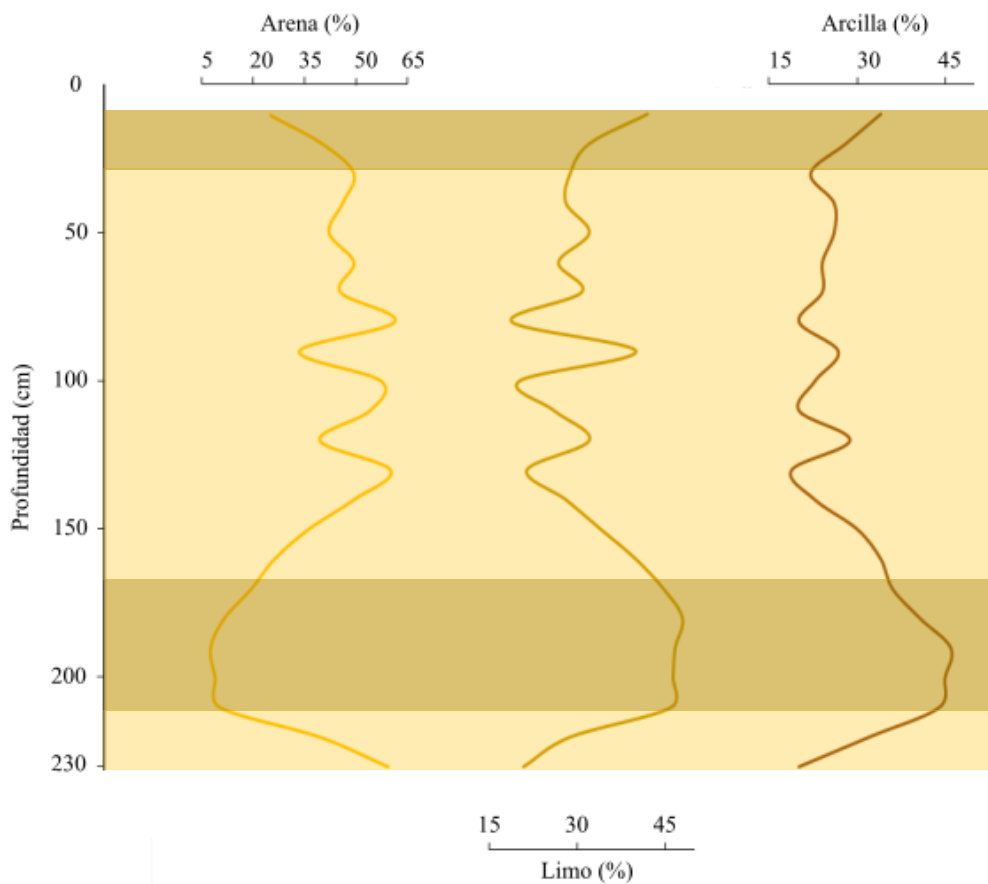


Figura 5.16. Resultados de la textura a lo largo del perfil de sedimentos en el punto B. El recuadro de color naranja representa la parte del perfil donde predominan las partículas del tamaño de arena, mientras que la franja de color café es donde dominan las arcillas y limos.

- *Textura del material tomado en el cauce fluvial del punto B*

Los materiales sobre el cauce fluvial en el curso bajo del río San Pedro presentan una textura compuesta de partículas de entre los 4  $\Phi$  y los  $-2 \Phi$ . El porcentaje de gravas ( $-2 \Phi$ ) es de 3.33 %, de arenas muy gruesas ( $-1 \Phi$ ) de 1.26 %, de arenas medias ( $1 \Phi$ ) de 24.66 %, de arenas finas ( $2 \Phi$ ) 43.49 %, de arenas muy finas ( $3 \Phi$ ) de 21.67 %, de limo 4.77 % y finalmente de arcillas ( $> 4 \Phi$ ) de 0.82% (Figura 5.17).

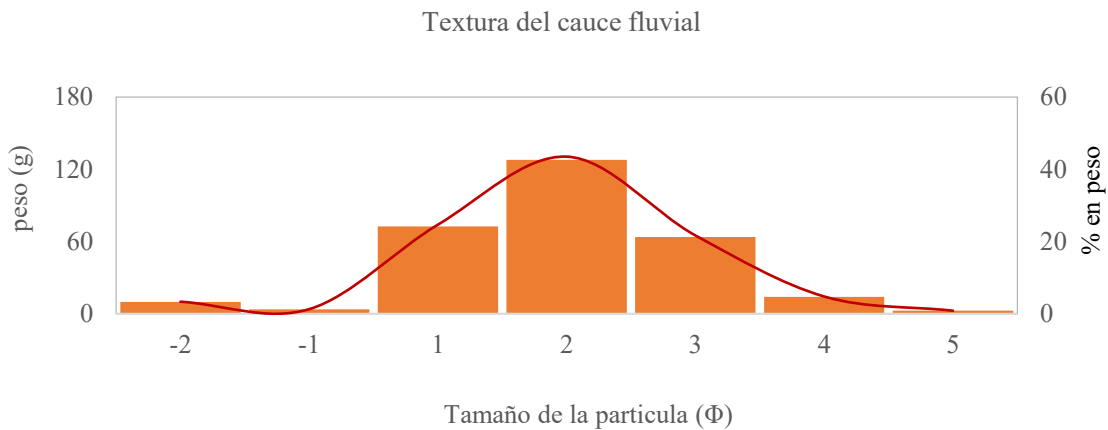


Figura 5.17. Gráfica donde se muestra el porcentaje de cada fracción del material colectado sobre el cauce fluvial del punto B.

Los sedimentos colectados sobre el cauce del punto B presentan una mediana de 1.5  $\Phi$  y una media de 1.38  $\Phi$ , es decir, que están compuestos principalmente de arenas finas, las cuales se producen en un régimen fluvial de energía media-baja. La desviación estándar es de 1.13  $\Phi$ , lo que significa que están pobremente seleccionados, la distribución del peso de las texturas no se comporta de manera homogénea a lo largo la muestra. La interpretación de estos resultados (i.e. la textura del perfil sedimentario y de la muestra colectada sobre el cauce fluvial) se discuten en los siguientes apartados.

## 5.5. Análisis de Componentes Principales (ACP)

Los resultados del análisis de ACP se describen y analizan a continuación:

- *Matriz de correlaciones:*

Para el análisis de la matriz de correlación de Pearson (ver Figura 5.18) se consideraron solo las correlaciones estadísticamente significativas, es decir, con un nivel de significancia=0.05.

Variables	Ar	L	A	SM	Ti	Zr	Ca	Fe	IR	BL
Ar	<b>1.00</b>									
L	<b>0.91</b>	<b>1.00</b>								
A	<b>-0.97</b>	<b>-0.98</b>	<b>1.00</b>							
SM	<b>-0.61</b>	<b>-0.61</b>	<b>0.62</b>	<b>1.00</b>						
Ti	0.28	0.15	-0.22	0.41	<b>1.00</b>					
Zr	-0.26	-0.28	0.28	<b>0.85</b>	<b>0.66</b>	<b>1.00</b>				
Ca	0.02	0.11	-0.07	-0.08	-0.11	-0.05	<b>1.00</b>			
Fe	<b>0.58</b>	<b>0.51</b>	<b>-0.55</b>	0.14	<b>0.81</b>	<b>0.44</b>	-0.01	<b>1.00</b>		
IR	-0.39	<b>-0.45</b>	<b>0.43</b>	0.03	-0.17	-0.08	0.04	-0.40	<b>1.00</b>	
BL	<b>-0.66</b>	<b>-0.64</b>	<b>0.66</b>	0.27	-0.24	0.05	0.12	<b>-0.55</b>	<b>0.85</b>	<b>1.00</b>

Figura 5.18. Matriz de correlaciones de las variables analizadas en el perfil sedimentario. Los valores en negrita son diferentes de 0 con un nivel de significancia=0.05. Ar=arcillas, L=limos, A=arenas, SM=susceptibilidad magnética, Ti=titanio, Zr=zircón, Ca=calcio, Fe=hierro, BL=BLSL y IR=IRSL

Los tres parámetros de textura tienen una correlación significativa entre ellos (más de 0.9 en todos los casos). Esta correlación es positiva entre las arcillas y los limos, pero es negativa con las arenas. Esto indica que estadísticamente existe una tendencia a que cuando tienen lugar los periodos de mayor acumulación de arcillas y limos en el perfil, disminuyen las arenas y *vice versa*. La correlación entre los parámetros texturales y la SM es significativa, siendo positiva con las arenas y negativa con los limos y arcillas, lo que sugiere que los minerales susceptibles magnéticamente, son aquellos transportados principalmente en las arenas.

Por lo tanto, es probable que las arenas procedan de un origen distinto a los limos y arcillas, ya que los primeros son más susceptibles a transportar materiales magnéticos que los segundos. Así podría interpretarse que, durante los momentos de mayor producción de arenas, que corresponde con los momentos de mayor energía del sistema fluvial, el río denuda materiales distintos a los periodos de menor energía.

Las correlaciones del Ti, Zr y Ca con los parámetros texturales no son significativas. Por lo tanto, no es posible encontrar una relación certera entre estas variables. La única correlación significativa de los elementos químicos analizados en este estudio con los parámetros texturales se encuentra con el Fe. La correlación entre los limos y arcillas y el Fe es positiva y negativa con las arenas, lo cual significa que cuando aumentan las arcillas y limos aumenta el Fe y cuando aumentan las arenas este disminuye.

Tomando en cuenta lo anterior, se infiere que la SM no está asociada a minerales que contienen Fe en su composición química a pesar de que es un material ferromagnético. Por lo tanto, deben estar presentes otros elementos químicos (magnéticos) no analizados en nuestro estudio, que son los que se encuentran en las arenas y que están incrementando la señal de SM.

La correlación del Ti con la SM no es significativa, mientras que la correlación entre el Zr y la SM es alta; en ambos casos positiva. Esto indica, que sí existe una relación entre estos parámetros, especialmente entre el Zr y la susceptibilidad magnética, posiblemente asociado a la mineralogía de los materiales.

Se tienen correlaciones significativas entre algunos elementos químicos: Ti con Fe ( $R=0.81$ ), Ti con Zr ( $R=0.66$ ), y Zr con Fe ( $R=0.44$ ), lo cual indica que estos tres elementos tienden a producirse de manera simultánea y sugieren que el Fe se transportó como partícula y al momento del depósito no se vio afectado por las condiciones ambientales (i.e. redox).

Las correlaciones de los parámetros de luminiscencia (IRSL y BLSL) no son significativas con el Ti, Zr y Ca y si lo son entre el BLSL y el Fe, pero negativa en este último caso. Esto indica que cuando aumenta la luminiscencia en el BLSL hay una tendencia a que disminuya el Fe. La relación entre la luminiscencia y la SM no es significativa.

Se observa una correlación positiva entre las señales del IRSL y BLSL y la arena y negativa con los limos y arcillas. Estos resultados indican que existe una tendencia a que, cuando aumenta la proporción de arenas, aumenta la luminiscencia, la cual debe de provenir de material que no está bien reseteado. Finalmente, se observa una muy buena correlación entre el IRSL y el BLSL.

- *Scree plot y círculo de correlaciones*

Con respecto al *scree plot* y el círculo de correlaciones (Figura 5.19) se observa que los dos primeros factores sintetizan el mayor porcentaje de la variabilidad de los datos (73.88%). El primer factor (F1), el cual posee la mayor varianza (46.06 %), está relacionado con la señal de luminiscencia en el azul (BLSL), el infrarrojo (IRSL) y el porcentaje de arena (A). Con relación al segundo factor (F2), este presenta el 27.82 % de la variabilidad total y se asocia con las concentraciones de Ti, Zr, Fe y SM. Esto se puede interpretar como que la luminiscencia y la arena son las dos principales variables que explican el comportamiento del conjunto de datos, seguidamente de los valores geoquímicos de Ti, Fe y Zr, junto con la susceptibilidad magnética.

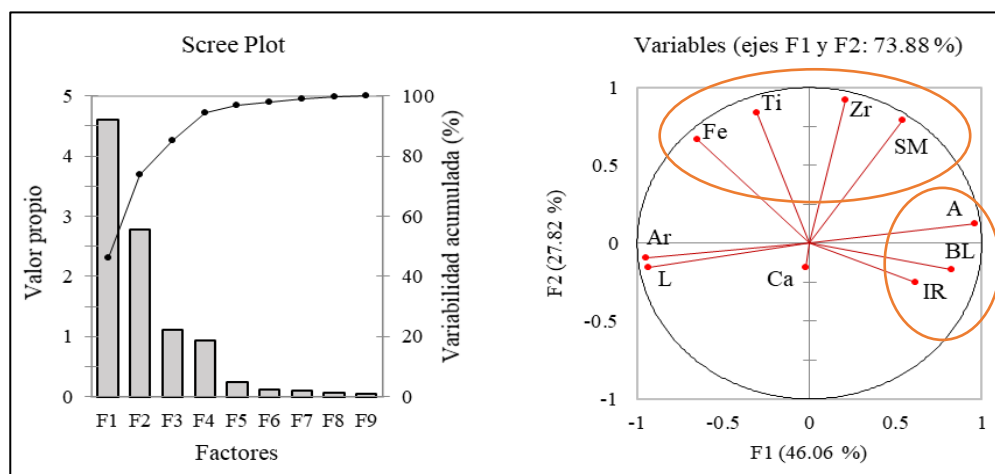


Figura 5.19. En (a) el scree plot con los componentes que representan la mayor variabilidad de los datos y en (b) el círculo de correlaciones, los óvalos de color naranja corresponden con el conjunto de variables que se agruparon según los factores obtenidos. Ar=arcillas, L=limos, A=arenas, SM=susceptibilidad magnética, Ti=titanio, Zr=zircón, Ca=calcio, Fe=hierro, BL=BLSL y IR=IRSL.



Aunque es difícil proponer una relación causa-efecto entre todos los parámetros correlacionados para la columna de sedimento del punto B en la cuenca baja del río San Pedro, se puede considerar lo siguiente a la vista de los resultados del ACP:

- Desde el punto de vista de la luminiscencia y la textura, que son los componentes que explican la mayor parte de nuestros datos. Se observa que los depósitos del perfil están dominados por: (1) arenas entre los 210-230 cm de profundidad (en la base); (2) por limos y arcillas entre los 210-160cm y (3) por arenas desde los 160 cm hasta los 20 cm de la columna. Cuando predominan las arenas, se puede decir que las condiciones de sedimentación de los materiales se generaron mediante un proceso de transporte de energía más alta que cuando predominan los limos y las arcillas. Hay una tendencia marcada a que cuando se incrementan las arenas aumenta la luminiscencia. Como se mencionó en el apartado de OSL, la existencia de picos de luminiscencia a lo largo de todo el perfil se puede relacionar con momentos más erosivos en la cuenca en donde hay un reseteo incompleto de los materiales. Esto sugiere que, durante los momentos de mayor energía del sistema fluvial, es cuando se transportan principalmente granos del tamaño de arena, los cuales son movilizados por procesos que no permiten el total reseteo de los minerales.
- Con respecto a la relación entre la geoquímica (Fe, Ti, Zr) y SM. Los valores de los elementos químicos presentan una correlación significativa entre ellos. Como se mencionó en el apartado 4.3.1, las concentraciones de Ti se suelen atribuir a las condiciones ambientales que generaron la regolita que posteriormente se movilizó por el río. Así, una tendencia al aumento del Ti, Zr y Fe sugieren condiciones de alta producción del sedimento. De manera, que cuando aumenta el Ti (en el perfil esto ocurre entre los 196-216 cm y los 84-52 cm y los ver Fig. 5.13), indica que las condiciones ambientales que generaron el sedimento debieron de ser húmedas. Esto explica que dichas en profundidades el Fe, Ca y Zr se incrementen, ya que el Fe y Zr suponen mayor aporte de material y el Ca mayor disolución, todas ellas relacionadas con un incremento de la humedad ambiental. La correlación de las arenas con la SM ( $R^2=0.62$ ) y el Fe ( $R^2= -0.55$ ) indican que la SM no siempre procede del Fe, así que probablemente proviene de otros elementos. Por lo tanto, se puede interpretar que

cuando el río presenta un modo más energético, se transportan materiales de distintas localizaciones dentro de la cuenca que deben presentar materiales magnéticos, diferentes al Fe, y que son los que correlacionan con las arenas.

## **5.6. Discusión general de la dinámica fluvial del río San Pedro**

### *✓ En cuanto a conectividad del material en el momento actual*

La dinámica fluvial del río San Pedro, en términos de incorporación y transporte de sedimentos, es compleja en los distintos sectores que se estudiaron. En el caso del curso medio (punto A), la variabilidad de las señales de luminiscencia, sobre la barra fluvial, se relaciona con la dinámica esperada en un canal de montaña con barras. En este tipo de ambientes, los materiales que se erosionan de los escarpes del canal se depositan en barras ubicadas aguas abajo. El sedimento en esta zona se moviliza aguas abajo en pulsos, de manera que se puede hablar de una conexión intermitente de los materiales transportados por el río desde las zonas de producción, hasta su descarga total en la planicie costera.

En la barra estudiada en el punto A, se interpreta que los materiales que tienen mayor luminiscencia son aquellos que provienen de lugares próximos al sitio de muestreo y por ello presentan un menor reseteo debido a la cercanía entre el área fuente y la zona de depósito. Por el contrario, los granos con menor luminiscencia provienen de lugares más alejados a la zona de sedimentación, lo que permite que pasen un mayor tiempo de exposición a la luz solar. Con base en esto, se hace latente el hecho de que, los granos que componen la barra, presentan distintos ciclos de retrabajamiento. La evaluación de la luminiscencia pone en evidencia la limitada capacidad de transporte del sedimento en este sector, entendiéndose por “limitada” al hecho de que la producción de sedimento es mayor a lo que el río puede transportar, para el momento actual.

Esto también se apoya en la observación de la textura en este punto del río, donde los clastos de gran tamaño no parecen transportarse por el flujo de agua en las condiciones actuales. Lo cual sugiere que el río no es suficientemente competente en la descarga del sedimento.

Además, los resultados de la topografía indican que existen pendientes pronunciadas en las laderas aledañas al cauce que favorecen una alta producción de material.

Si se compara la luminiscencia de los depósitos del punto A con el B, se observa que la media de los fotones totales en el curso medio es mayor que en el bajo. Esto indica que la luminiscencia disminuye conforme aumenta la distancia desde el área de producción de sedimentos (i.e. curso alto y medio). Esta tendencia de la luminiscencia a disminuir, desde la zona de cabecera a la desembocadura, coincide con lo obtenido en los trabajos de Muñoz-Salinas et al. (2016) y Gliganic et al. (2017), donde los granos presentan un mejor reseteo según aumenta el retrabajamiento de los materiales aguas abajo. Trasladado al río San Pedro, se podría decir que el comportamiento de la luminiscencia entre el punto A y B indica que, aquellos sedimentos que finalmente pueden movilizarse entre estas localizaciones, se conectan de manera eficiente.

✓ *En cuanto a la sedimentación de los últimos ~2 ka*

En relación a la variación de la luminiscencia a lo largo del perfil en el punto B, esta sugiere que los procesos de transporte del sedimento son cambiantes a lo largo del tiempo (~2 ka). Dichas variaciones coinciden con lo reportado en investigaciones donde los distintos mecanismos de incorporación de material, en una cuenca fluvial, son los responsables de la diferencia en la cantidad de fotones (ver por ejemplo King et al., 2014 y Cunningham et al., 2015). Con base en estos trabajos y a que, el ACP indica que la luminiscencia y las arenas son los principales parámetros que explican la variabilidad de los datos, se abre la posibilidad de proponer un modelo de incorporación de sedimentos que explique este comportamiento en la cuenca fluvial del río San Pedro.

Este se basa en que el río San Pedro tiene una transición espacial muy corta entre un río de montaña a uno de planicie debido a que la SMO está muy pegada a la costa, lo cual genera una llanura costera con muy poco desarrollo; esto como resultado de una tectónica activa que opera en la zona. Bajo estas condiciones la cuenca media produce una gran cantidad de material, lo cual es favorecido por las pendientes elevadas, la fracturación de las rocas, la

actividad de fallas y la mayor susceptibilidad de presentar sismos que generen desprendimientos de material.

De esta manera, en las laderas del sector medio, se incorporan sedimentos de distinto calibre al río y con poco retrabajamiento. La corriente de agua trata de transportar este material, pero esto se realiza de manera esporádica, sólo cuando el río tiene la capacidad de carga suficiente para movilizarlo. Cuando el río no presenta la descarga suficiente, el material queda “colgado” en las barras, las cuales terminan siendo trampas de sedimento.

Diversos estudios han reportado que existe una estrecha relación entre las señales de luminiscencia y el calibre del sedimento, lo cual se asocia al modo en que se transportan las partículas (ver por ejemplo Truelsen y Wallinga, 2003; Chamberlain y Wallinga, 2019 y Mahadev et al., 2019). En nuestro estudio los resultados indican que las arenas se asocian con una mayor señal luminosa. Tomando en cuenta esto y los trabajos que se han mencionado se infiere que las arenas son transportadas como carga de fondo, donde la luz solar es más difícil que alcance la superficie de los minerales. Dicho mecanismo, junto al hecho de que existe una alta producción de sedimentos en la cuenca media y alta del río San Pedro, se traduce en una elevada concentración de materiales que generan una columna de agua opaca, lo cual también disminuye la probabilidad de que los granos sean alcanzados por los rayos solares y se reseteen de manera correcta. Así, al momento de la sedimentación, en la planicie aluvial, el porcentaje de arenas y la luminiscencia se incrementan a la vez (ver Figura 5.20).

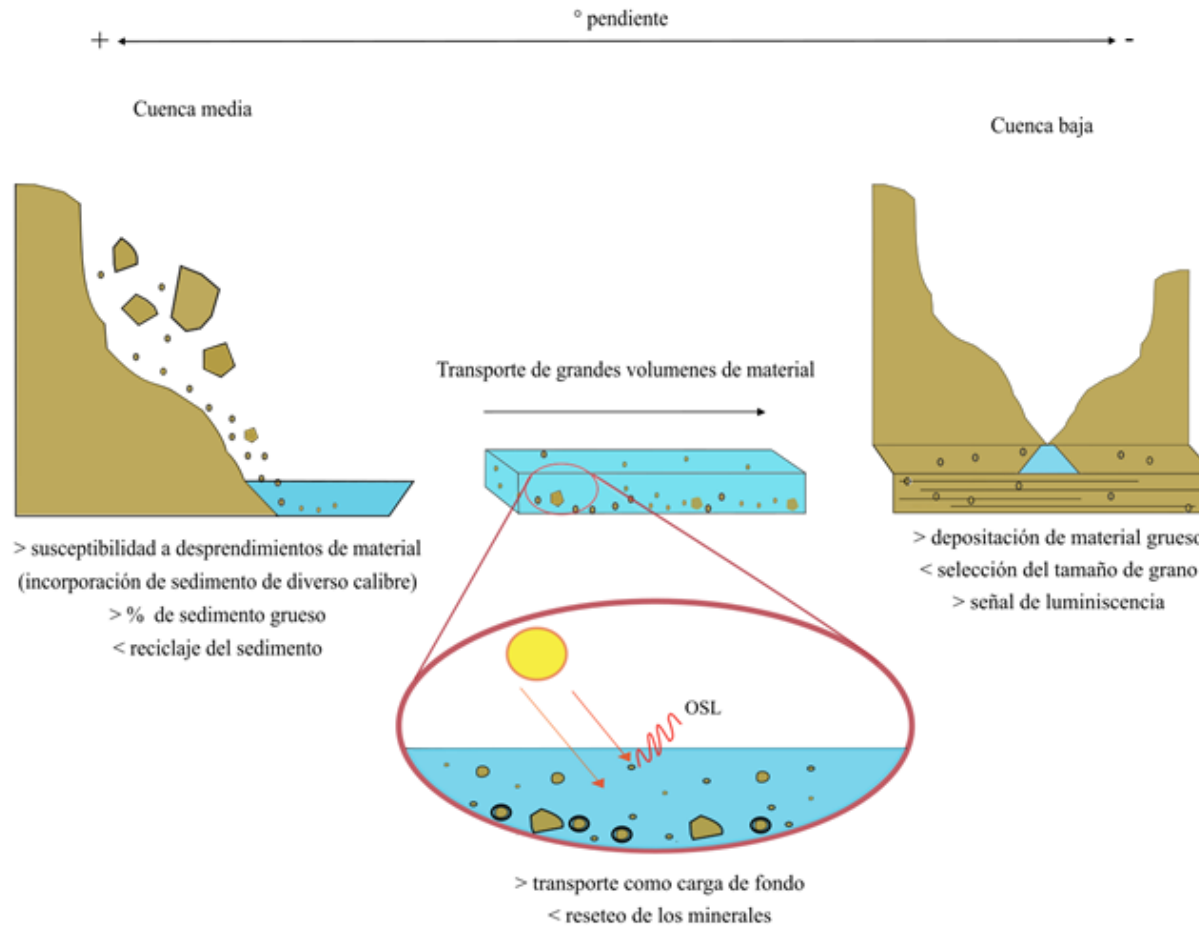


Figura 5.20. Modelo de incorporación y transferencia de sedimentos entre la cuenca media y baja del río San Pedro. En la imagen se aprecia el modo en que se incorpora el material desde las laderas hacia el cauce fluvial y el modo en que se transporta.

Los intervalos de profundidad en el perfil estudiado, donde la luminiscencia y la arena se incrementan simultáneamente, se concentran entre los 160-20 cm (ver en la Figura 5.21) y pueden ser interpretados como periodos de mayor descarga en la cuenca fluvial. Teniendo en cuenta que las arenas y la luminiscencia no se incrementan siempre con el Ti, Fe y el Zr, los cuales son elementos que se asocian a momentos de mayor humedad y erosión en la cuenca, se llega a la conclusión que el material entre los 160-84 cm y por tanto el paquete de sedimentos entre los 100 y 150 cm donde la concentración de estos elementos es baja, pero son las arenas las que predominan, provienen de una fuente distinta. Estos materiales debieron de generarse en un ambiente árido ya que entre estas profundidades las concentraciones de Ti son bajas (ver Figura 5.13) y fueron movilizados sólo cuando las condiciones climáticas lo hicieron posible. Así, en periodos áridos, la xeristasia favorece la meteorización de las rocas y los desprendimientos de tierra, ya que la densidad de vegetación disminuye y los suelos tienen menor soporte.

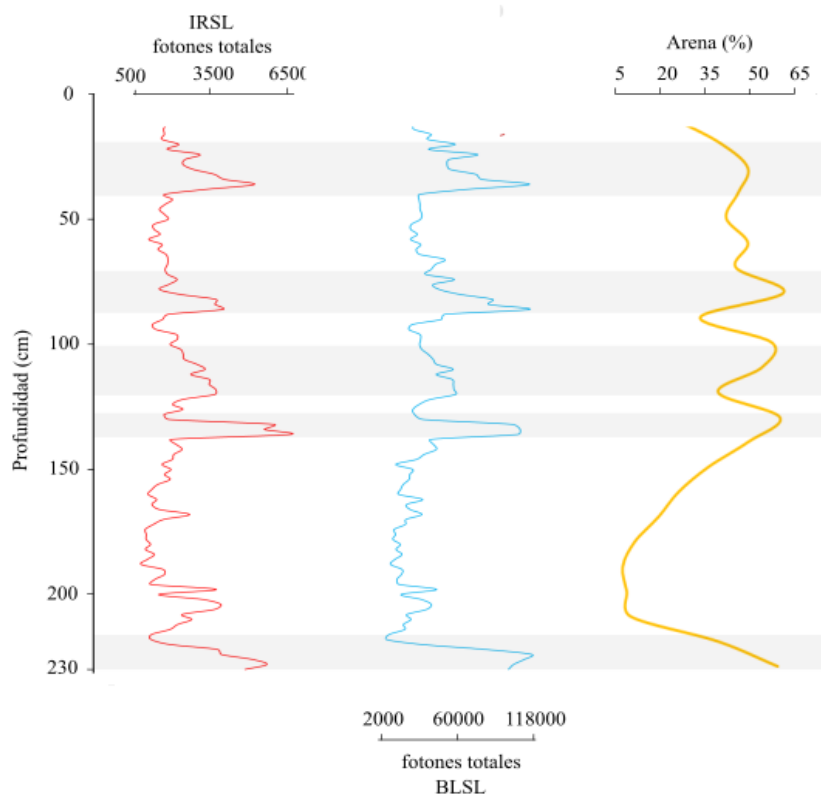


Figura 5.21. Imagen donde se observa las distintas profundidades donde se incrementa la arena y la luminiscencia a la vez (en color gris) a lo largo del perfil del curso bajo del río.

En lo que respecta al marco cronológico obtenido mediante el OSL, los resultados muestran que entre los 150 cm y 100 cm de profundidad la edad es de ~1725 d.C., lo cual corresponde con el final de la Pequeña edad del Hielo (PEH), periodo reportado especialmente en latitudes medias y altas que se caracterizó por presentar condiciones climáticas frías y secas entre los años 1350 d.C. y 1850 d.C. Aunque aún no queda claro cuál fue el verdadero impacto de la PEH en el territorio mexicano, los datos de registros geológicos muestran que fue una época fría con alta variabilidad entre periodos húmedos y secos. Por ejemplo, en la región de los Tuxtlas, Veracruz, predominó un clima frío y húmedo (Lozano-García et al., 2007). En el centro de México, los sedimentos del Lago de la Luna, en el Nevado de Toluca, Estado de México, indican que fue más seco y frío con un ligero aumento en la temperatura después de 1760 d.C. (Cuna et al., 2014). Por otro lado, en la región Noroeste del país, los depósitos en el Lago Santa María del Oro, Nayarit, muestran que el comienzo y el final de la PEH fue seco (Rodríguez-Ramírez et al., 2015) mientras que, en la Laguna de Juanacatlán en Jalisco, se caracterizó por ser un periodo con mayor variabilidad donde se presentaron condiciones secas entre los años 1400 -1600 d.C. y húmedas con algunas sequías importantes hacia el siglo XVIII (Metcalf et al., 2010).

En el caso del río San Pedro, por la altitud que presenta el relieve de la cuenca, es probable que la PEH haya tenido impacto en las condiciones ambientales. Entre los 84 y 52 cm del perfil de sedimentos, el Ti, así como las concentraciones del Fe, Zr y Ca son muy elevadas respecto a la media. Estos elementos, como se propuso anteriormente, se relacionan con condiciones húmedas y con este análisis de las edades se infiere que guardan relación con el final de la PEH. Por lo tanto, el material depositado en este intervalo debió de producirse, al contrario del que se encuentra entre los 160-84 cm, en condiciones de mayor humedad, lo cual explica que prevalezca la arena sobre los limos y arcillas, ya que es un periodo de alta descarga fluvial.

Con base en lo anterior, se propone que el comienzo de los valores bajos de Ti debe de indicar el inicio de la PEH. Esto ocurre aproximadamente a los 165 cm y corresponde con el año de ~1345 d.C. en nuestro perfil (ver Fig. 5.22). Por otro lado, se considera que las arenas marcan periodos de mayor descarga fluvial que comenzarían a los 160 cm y terminarían aproximadamente a los 20 cm, probablemente en el año de 1850 d.C., que es cuando termina

la PEH (Figura 5.22) y vuelven a disminuir las concentraciones del Ti, Fe, Zr y SM. Después de los 20 cm disminuye la competencia del río y, por tanto, se pasa de arenas a arcillas/limos. Es posible que el techo del perfil sea de poco después del 1850 d.C. La interpretación que se da en este apartado se simplifica en la Figura 5.23.

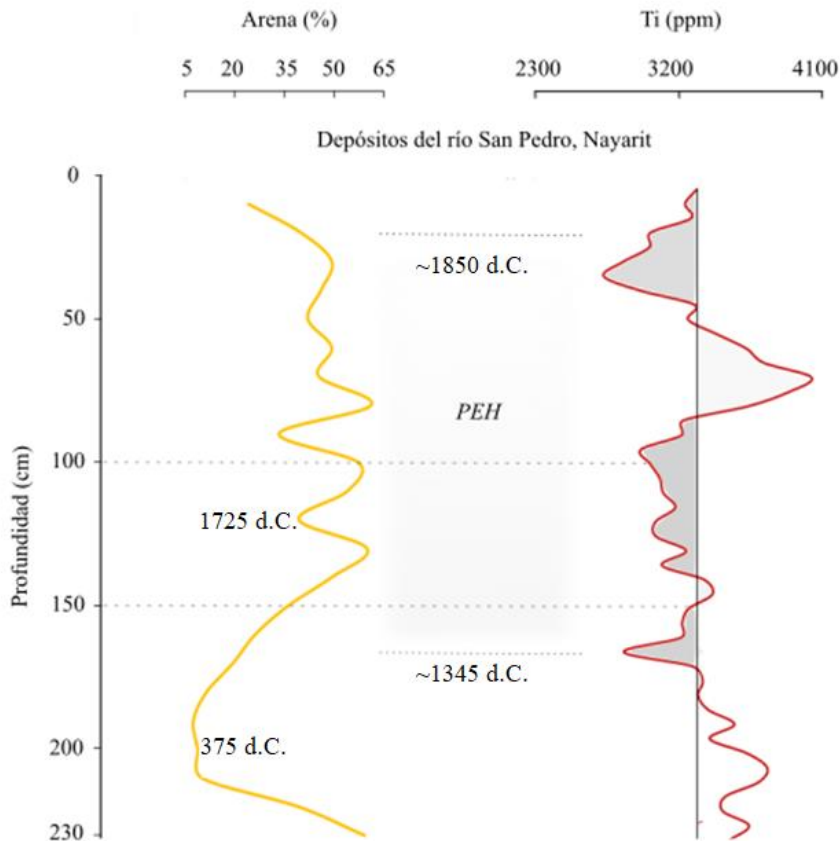
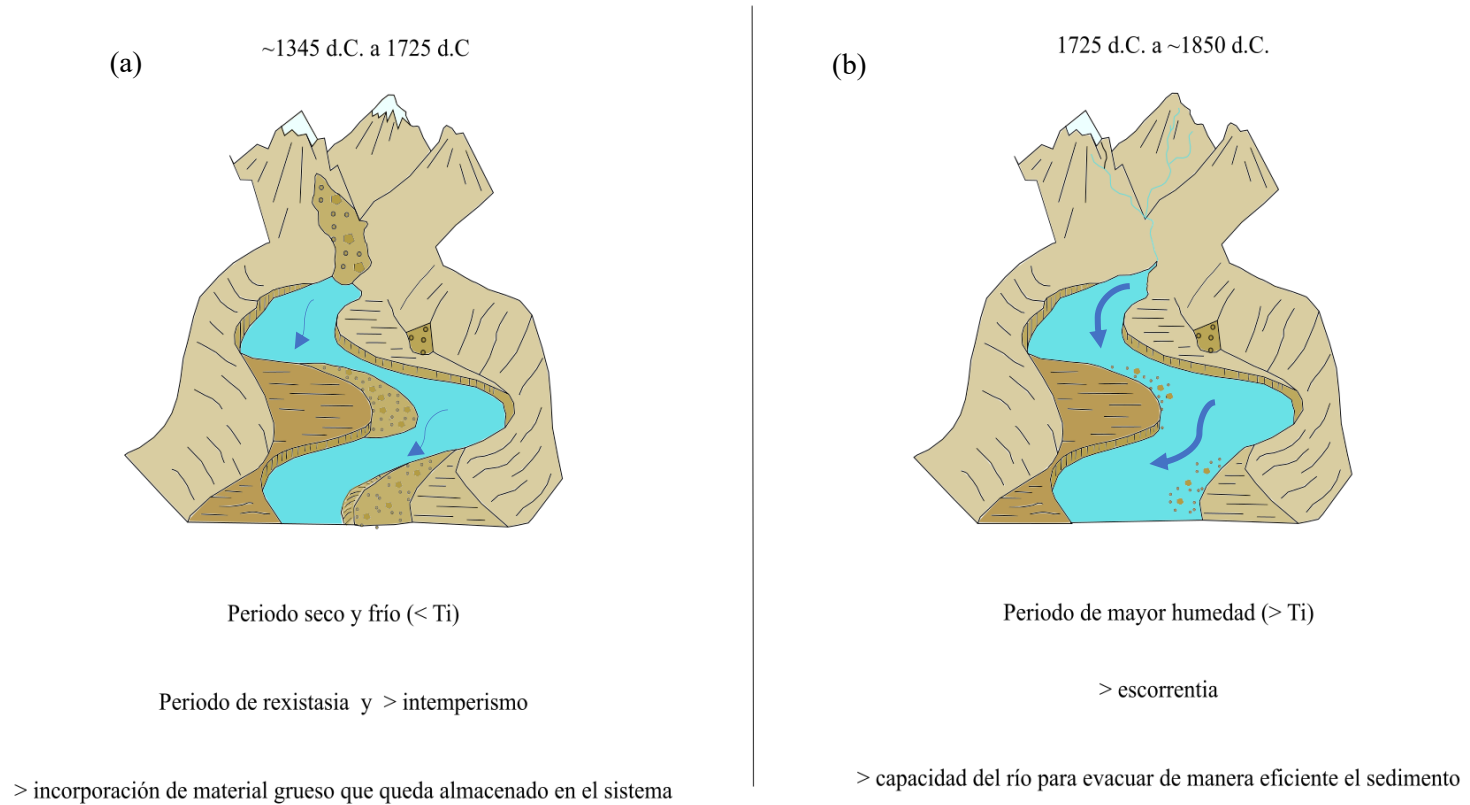


Figura 5.22. Imagen donde se muestra el inicio y final de la PEH (entre las edades de 1345 y 1850 d.C.). Nótese que durante la PEH las concentraciones de Ti presentan mucha variabilidad, sin embargo, estas son bajas (menores a la media) entre los 1345 y los 1725 d.C., lo que se asocia a la producción de sedimentos en la cuenca en un periodo de aridez. Entre los 1725 y 1850 d.C. la tendencia se invierte (ya que el Ti aumenta) lo que indica una producción del sedimento en condiciones de humedad. Las edades indicadas en el gráfico de 375 y 1725 d.C. corresponden con los valores obtenidos mediante datación con OSL, las edades de 1345 d.C. y 1850 d.C. se proponen en función de los resultados de Ti y texturales.



Cuenca alta y media del río San Pedro, Nayarit



Los sedimentos sólo se evacuan cuando las codiciones climáticas lo permiten

Figura 5.23. En (a) se muestra el periodo seco y frío durante la PEH en el cual hubo una mayor incorporación de material que sólo se movilizó cuando las condiciones climáticas lo permitieron. En (b) se observa un periodo de mayor humedad (al final de la PEH) que favoreció una alta descarga del sedimento desde las cuenca alta-media hacia la planicie costera.

## 6. Conclusiones y recomendaciones

En esta investigación se concluye que la hipótesis principal no se cumple, ya que la descarga de sedimentos en el río San Pedro parece estar controlado principalmente por el forzamiento climático y no por el topográfico, como inicialmente se consideró. Los resultados demuestran que, aunque la incorporación de los materiales en la cuenca es elevada y está condicionado por la topografía, sólo durante los periodos con mayor humedad el sistema fluvial es capaz de movilizar de manera competente el material que se incorpora al cauce.

Así, se identificó que, en los materiales correspondientes con la PEH, durante la fase fría y seca, aproximadamente entre los años 1345 d.C. y 1725 d.C., el intemperismo y la menor densidad de vegetación favorecieron una mayor incorporación de sedimentos al sistema, pero estos no pudieron moverse en grandes cantidades hasta la fase húmeda que comenzó poco después de 1725 d.C. La situación del comienzo de la PEH es similar a lo que se observa en el momento actual, ya que en la cuenca media se observa un gran aporte de material desde las laderas, se tienen barras fluviales y la capacidad de transporte es limitada.

Respecto a las hipótesis secundarias, todas se cumplieron. Los análisis del río San Pedro entre el punto medio y el bajo, permitieron comprender algunos de los procesos de transferencia de sedimento en la cuenca fluvial. Los cambios en el tamaño del grano (grueso en la parte media y fino en la baja), la topografía (las barras y laderas escarpadas del curso medio y la planicie en la parte baja) y la luminiscencia (valores más altos en la parte media que en la baja, lo cual indica un progresivo transporte y reseteo de los materiales), ayudaron a comprender las formas en las que se transfiere el material entre un tramo de montaña a uno de planicie.

Además, la metodología basada en distintos análisis del sedimento permitió entender los procesos de génesis y transporte del material en el río San Pedro. La luminiscencia y la textura explicaron los modos en los que se incorpora y transporta el sedimento, mientras que la geoquímica y la susceptibilidad magnética el origen y las condiciones ambientales en las cuales se produjo el material.

También se puede decir que el OSL permitió obtener edades con una alta precisión, ya que se logró reconstruir la historia del perfil de sedimentos en el curso bajo del río. Cabe mencionar que en las muestras que se dataron, especialmente la localizada a los 100 cm de profundidad, contienen granos minerales que presentan una señal de luminiscencia heredada, lo cual se tomó en consideración para la correcta interpretación de las edades.

Por otro lado, el análisis estadístico de los parámetros estudiados en los depósitos del río San Pedro ayudó a identificar que, los factores más determinantes que explican la descarga y transporte de sedimentos fueron las partículas del tamaño de arena y la luminiscencia. Asimismo, permitió entender que la parte del perfil donde se incrementan los picos de luminiscencia y las arenas, corresponde con aquellos periodos de mayor descarga fluvial donde las tasas de sedimentación fueron altas (~50 cm/año, entre los 100-150 cm a los 1725 d.C.), mientras que aquellas profundidades donde predominan los limos/arcillas las tasas de sedimentación fueron bajas (0.3 cm/año entre los 375 d.C.-1725 d.C.). Esto último se asocia a periodos de menor energía donde se tuvo un mejor reseteo de los minerales.

Finalmente, los MDTs de alta resolución obtenidos con el escáner láser terrestre en el punto A y B nos permitieron identificar cómo la morfología del río en apenas 30 km pasa de un entorno de montaña a uno de planicie, lo cual hizo entender que el efecto de la topografía (resultado de la tectónica) es muy intenso en la cuenca del río San Pedro. Aun así, la principal conclusión del estudio es que el clima determina la dinámica fluvial de la cuenca, al menos durante los últimos ~2 ka. Los datos obtenidos en esta investigación ayudaron a entender que una cosa es la producción de sedimentos (la cual es elevada e influenciada por las altas pendientes del relieve y las condiciones de rexistasia) y otra la descarga y el transporte del material (el cual es fue más efectivo durante el periodo con mayor humedad).

Como recomendaciones futuras, se propone:

- Repetir este estudio en otros ríos de México con la finalidad de poder comparar las tasas de sedimentación en cuencas con otras características tectónicas y climáticas. En el momento actual no existen trabajos publicados donde se hayan estudiado perfiles del sedimento aluvial en otros ríos del país.
- Extender las dataciones con OSL dentro del río San Pedro a las terrazas localizadas en el curso medio de la cuenca. Así, por ejemplo, en el punto A sería interesante conocer si estas corresponden con la PEH.

## Referencias:

- Abe-Cisneros, R. (2011). Provenance and origin of Holocene beach ridge and modern beach sands from the Costa de Nayarit, western Mexico. (*Tesis de Maestría*). Department of Geology and Geophysics: Louisiana State University.
- 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.
- Alho, P., et al. (2011). Mobile laser scanning in fluvial geomorphology: Mapping and change detection of point bars. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 55 (2), 31-50.
- Andrews, E. D., y Antweiler, R.C. (2017). Sediment fluxes from California coastal rivers: The influences of climate, geology and topography. *The Journal of Geology*, 120, 349 – 366.
- Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales, Comisión Nacional del agua consultado el enero 2019 de: <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Contenido/Documentos/Portada%20BANDAS.htm>
- Baptist, M.J. (2001). Review on biogeomorphology in rivers: processes and scales. Delft University of Technology, Delft.
- Burke, E., et al. (2013). Particle size characterization of historic sediment deposition from a closed estuarine lagoon, Central California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 126, 23-33.
- Brea , J., y Balochi, F. (2010). *Procesos de erosión - sedimentación en cauces y cuencas*. Montevideo: PHI-UNESCO.
- Chakrapani, G.J. (2005). Factors controlling variations in river sediment loads. *Current Science*, 88 (4), 569-574.
- Chamberlain, E. L., y Wallinga J. (2019). Seeking enlightenment of fluvial sediment pathways by optically stimulated luminescence signal bleaching of river sediments and deltaic deposits. *Earth Surface Dynamics*, 7, 723- 736.
- Charles-Polo M.P. (2014). Característica cronología-química-física de los sedimentos del paleo-lago La Salada (estado de Zacatecas) y reconstrucción de las condiciones

paleo-hidrológicas durante el Cuaternario Tardío (*Tesis de Maestría*). Universidad Nacional Autónoma de México.

- Charlton, R. 2008: Fundamentals of fluvial geomorphology. London: Routledge.
- Chávez-Gándara et al. (2017). Reconstrucción de la precipitación invierno-primavera con base en anillos de crecimiento de árboles para la región de San Dimas, Durango, México. *BOSQUE* 38(2), 387-399.
- Cruz, J., y Mochales, T. (2016). ¿Qué aporta el magnetismo en estudios paleoclimáticos y medioambientales? *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24 (3), 304-314.
- Cuna et al. (2014). Environmental impacts of Little Ice Age cooling in central Mexico recorded in the sediments of a tropical alpine lake. *Journal of Paleolimnology*, 51 (1), 1-14.
- Cunningham et al. (2015). Quantifying bleaching for zero-age fluvial sediment: A Bayesian approach. *Radiation Measurements*, 81, 55-61.
- Curray, J.R., Emmel, F.J., Crampton, P.J.S. (1969). Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. En *Lagunas Costeras: un simposio*, UNAM-UNSECO, 63-100.
- Curray, J., Moore, D. (1963). Sedimentos e Historia de la costa de Nayarit, México. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, (2), 107-116.
- Da Silva, A.C. et al. (2009). Magnetic susceptibility evolution and sedimentary environments on carbonate platform sediments and atolls, comparison of the Frasnian from Belgium and Alberta, Canada. *Sedimentary Geology*, 214, 3–18.
- Da Silva et al. (2013). Magnetic susceptibility as a high-resolution correlation tool and as a climatic proxy in Paleozoic rocks: Merits and pitfalls: Examples from the Devonian in Belgium. *Marine and Petroleum Geology*, 46, 173-189.
- De la Fuente-Fernández, S. (2011). Componentes principales: ACP. Facultad de Ciencias Económicas y Empresariales, UAM, 1-30.
- Dearing J, A. (1994). Environmental magnetic susceptibility: Using the Bartington MS2 system. England, Chi Publishing.

- Díaz-Ramírez, B., Villanueva-Díaz, J., y Cerano-Paredes, J. (2016). Reconstrucción de la precipitación estacional con anillos de crecimiento para la región hidrológica Presidio-San Pedro. *Madera y Bosques*, 32(1), 111-123.
- Duller, G. A. T. (1994). Luminescence dating of poorly bleached sediments from Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 13, 521-524.
- Duller, G. A.T. (2008). Luminescence Dating: Guidelines on Using Luminescence Dating in Archaeology. English Heritage, Swindon.
- Elliot, S.M. (2010). El río y la forma. Santiago: Ril Editores.
- Fernández-Mosquera y Sanjurjo-Sánchez. (2010). Geocronología del Cuaternario en el Instituto Universitario de Xeoloxía. *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, (12), 17-24.
- Fernandez-Turial et al. (2016). Caracterización geoquímica de los sedimentos de la red de drenaje del Rio Garona en la Val d’Aran. *IX Congreso Geológico de España Geo-Temas*, 16 (1), 539 -542.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002, Ignimbrite flareup and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico—implications for the late subduction history of the Farallon Plate. *Tectonics*, 21 (4), 17-1 – 17-24.
- Ferrari, L., et al. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57 (3), 343-378.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957). A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Fryirs, K.A., y Brierley, G.J. (2013). Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape. Chichester, UK: John Wiley and Sons.
- Gliganic et al. (2017). Variations in luminescence properties of quartz and feldspar from modern fluvial sediments in three rivers. *Quaternary Geochronology*, 41, 70-82.
- Godfrey-Smith, D. I., Huntley D. J., y Chen W. H. (1988). Optical Dating Studies of Quartz and Feldspar Sediment Extracts. *Quaternary Science Reviews*, 7, 373–380.
- Gutiérrez-Elorza, M. (2008). Geomorfología. Madrid: Pearson/Prentice Hall.

- Hassan, M.A., et al. (2018). Sediment Transport and Channel Morphology. En Radecki-Pawlik (ed.), *Open Channel Hydraulics, River Hydraulic Structures and Fluvial Geomorphology* (322-349). British Columbia: Taylor and Francis Group.
- Hernández-Guzmán, R. et al. (2009). Evaluation of total runoff for the Rio San Pedro sub-basin (Nayarit, Mexico) assessing their hydrologic response units. *Journal of Spatial Hydrology* 9 (2), 72-85.
- Hernández-Guzmán, R. et al. (2016). Analysis of flood pulse dynamics in the lower basin of the San Pedro River (northwestern Mexico) using remote sensing. *Latin American Journal of Aquatic Research* 44(2), 293-304.
- Hickin, E. J. (1995). *River Geomorphology*. Chichester: Wiley.
- Höfle B., y Rutzinger M. (2011). Topographic airborne LiDAR in geomorphology: A technological perspective. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 55 (2), 1–29.
- Hohenthal, J. et al. (2011). Laser scanning applications in fluvial studies. *Progress in Physical Geography*, 35 (6) 782–809.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydro-physical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56 (3), 275–370.
- Hooke, J. (2003). Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology*, 56, 79-94.
- Huggett, R.J. (2007). *Fundamentals of Geomorphology*. London: Routledge.
- Huggett, R.J. (2017). *Fundamentals of Geomorphology*. London: Routledge.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., y Thewalt, M. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, 313, 105-107.
- Kiekebosch-Fitt E. M. (2012). *Geochemistry & Mineralogy of Fluvial Sediments in the Southern Alps, New Zealand*. Bachelor of Science (Honours), School of Earth & Environmental Science, University of Wollongong.
- King et al. (2014). Towards successful OSL sampling strategies in glacial environments: deciphering the influence of depositional processes on bleaching of modern glacial sediments from Jostedal, Southern Norway. *Quaternary Science*, 89, 94-107.



- Kondolf, M., et al. (2016). Geomorphic classification of rivers and streams. En Kondolf, M., y Piégay, H, *Tool in fluvial geomorphology* (133-153). UK: JohnWiley & Sons.
- Kylander M, E., et al. (2013). Geochemical responses to paleoclimatic changes in southern Sweden since the late glacial: The Hässeldala Port lake sediment record. *Journal of Paleolimnology* 50 (1), 57–70.
- Lin, Z., et al. (2013). Detection of subtle tectonic–geomorphic features in densely forested mountains by very high-resolution airborne LiDAR survey. *Geomorphology*, 182, 104–115.
- Liu, Q. et al. (2012). Environmental Magnetism: Principles and Applications. *Reviews of Geophysics*, 50, 1- 50.
- López, G. I. (2016). Grain Size Analysis. En Gilbert, A., et al. (1st Ed). Encyclopedia of Geoarchaeology (Encyclopedia of Earth Sciences Series). Springer.
- Lozano-García et al. (2007). Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104 (41), 16200–16203.
- Lu et al. (2013). Sediment loads response to climate change: A preliminary study of eight large Chinese rivers. *International Journal of Sediment Research*, 28 (1), 1 -14.
- Mahadev et al. (2019). Application of luminescence age models to heterogeneously bleached quartz grains from flood deposits in Tamilnadu, southern India: Reconstruction of past flooding. *Quaternary International*, 513, 95-106.
- 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.
- Metcalfe S.E., et al. (2010). Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, Mexico. *The Holocene* 20 (8), 1195–1206.
- Miall, A.D. (2006). *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York: Springer.

- Milan D, J. et al. (2007). Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(11), 1657-1674.
- Miller, A.J., y Kuehl, S.A. (2010). Shelf sedimentation on a tectonically active margin: A modern sediment budget for Poverty continental shelf, New Zealand. *Mar. Geol.*, 270, 175-187.
- Milliam, J.D. y Syvitsky, J.P. (1992). Geomorphic Tectonic Control of Sediment Discharge to Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology*, 100, 525-544.
- Molnar, P., y England, P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg??. *Nature*, 346, 29 – 34.
- Monter-Aguilar, R.I. (2017). Estudio del flujo sedimentológico y de las planicies de inundación de la cuenca media del Río San Pedro Mezquital, Nayarit (*Tesis de Licenciatura*). Facultad de Ingeniería: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Montgomery, D.R., y Buffington, J.M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 596-611.
- Montgomery, D.R., y Buffington, J.M. (1998). Channel processes, classification, and response. En Naiman, R.J., Bilby, R.E. (eds), *River Ecology and Management*, (13-42). New York: Springer-Verlag.
- Morera et al., (2017). The impact of extreme El Niño events on modern sediment transport along the western Peruvian Andes: 1968–2012. *Nature, Scientific Report*, 7(11947), 14.
- Muñoz-Salinas, E., Bishop, P., Sanderson, D.C.W., Zamorano, J.J. (2011). Interpreting luminescence data from a portable OSL reader: three case studies in fluvial settings, *Earth Surface Processes and Landforms*, 36 (5), 651-660.
- Muñoz-Salinas, E., Bishop, P., Zamorano, J.J., Sanderson, D.C.W. (2012). Sedimentological processes in lahars: Insights from Optically Stimulated Luminescence analysis. *Geomorphology*, 136, 106-113.
- Muñoz-Salinas, E., y Castillo, M. (2013). Sediment and water discharge assessment on Santiago and Pánuco rivers, Central Mexico: The importance of topographic and climatic factors. *Geografiska Annaler*, (95), 171-183.

- Muñoz-Salinas, E. y Castillo-Rodríguez, M. (2014). Luminiscencia Ópticamente Estimulada aplicada a sedimentos fluviales: Un enfoque basado en la interpretación de las señales luminosas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66 (2), 225-233.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo Rodríguez, M., y Arce, J.L. (2016). OSL signal resetting in young deposits determined with a pulsed photon-stimulated luminescence (PPSL) unit. *An international journal of Quaternary research*, 46 (2), 325-337.
- Muñoz-Salinas et al. (2017). Understanding landscape dynamics of the Sierra de Juarez, southern Mexico: An exploratory approach using inherited luminescence signals, *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 208-217.
- Muñoz-Salinas, E. Castillo, M. Sanderson, D.C.W. Creswell, A. (2018). First luminescence geochronology of the beach-dune ridges of Nayarit strand-plain (west-central Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 642-648.
- Murray A., y Wintle, A. (2000). Luminescence Dating of Quartz Using an Improved Single Aliquot Regenerative-Dose Protocol. *Radiation Measurements*, 32 (1), 57-73.
- Murray, A. S. y Olley J. M. (2002). Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, 21, 1-16.
- Mzuza, M, K. et al. (2017). Magnetic properties of sediments from the Pangani River Basin, Tanzania: Influence of lithology and particle size. *Journal of Applied Geophysics*, 143, 42–49.
- Newell, A.J., V.P. Teverdokhlebov, y Benton, M.J. (1999). Interplay of tectonics and climate or a transverse fluvial system: Upper Permian, southern Uralian foreland Basin, Russia. *Sedimentary Geology*, 127, 11-29.
- Peterson L.C., y Haug, G.H. (2006). Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, 97– 113.
- Prancevic et al. (2018). Sediment sizes produced by landslides in a threshold landscape. *Geophysical Research Abstracts*, 20, 4-13.

- Prescott, J. R., y Hutton, J. T. (1994). Cosmic ray Contributions to Dose-Rates for Luminescence and ESR Dating: Large Depths and Long Terms Time Variations. *Radiation Measurements*, 23, 497-500.
- Pujalte, V. (1979). Control tectónico de la sedimentación. *Acta geológica hispánica, Homenatge a Lluís Solé i Sabaris*, 14, 216-222.
- Puy y Alquiza, M.J., y Miranda-Avilés, R. (2014). Manual de prácticas de sedimentos y rocas sedimentarias siliciclásticas. División de Ingenierías, Universidad de Guanajuato, 107.
- 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.
- Reid, L.M., y Dunne, T. (2016). Sediment budgets as an organizing framework in fluvial geomorphology. En Kondolf, G.M y Piégay, H (eds.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. Chichester (357-379). UK: John Wiley & Sons.
- Renwick, W.H. (1992). Equilibrium, disequilibrium, and nonequilibrium landforms in the landscape. *Geomorphology*, 5 (3), 265-276.
- Revuelto, J., et al. (2013). Utilización de técnicas de láser escáner terrestre en la monitorización de procesos geomorfológicos dinámicos: el manto de nieve y heleros en áreas de montaña. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39 (2), 335 -357.
- Riebe C.S., et al. (2001). Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates. *Geology* 29 (6), 511 -514.
- Rocha, A. (1998). Introducción a la hidráulica fluvial. Facultad de Ingeniería Civil: Universidad Nacional de Ingeniería de Perú.
- Ramírez et al. (2015). Climatic variability and human impact during the last 2000 years in western Mesoamerica: evidence of late Classic (AD 600–900) and Little Ice Age drought events. *Climate of the past*, 11, 1239–1248.
- Romo-Aguilar, M., y Ortiz-Pérez, M. (2001). Riesgo de inundación en la llanura fluvial del curso bajo del río San Pedro, Nayarit. *Investigaciones Geográficas* (45), 7-23.
- Rosgen, D.L. (1994). A classification of natural rivers. *Catena* 22: 169-199.

- Roy, P. D., et al. (2008). Geochemistry of late quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance. *Chemie der Erde - Geochemistry* 68 (4), 383-393.
- Roy, P.D., et al. (2015). Paleohydrology of the Santiaguillo Basin (Mexico) since late last glacial and climate variation in southern part of western subtropical North America, *Quaternary Research*, 84 (3), 335-34.
- Roy, P.D., et al. (2018). Comparison of elemental concentration in near-surface late Holocene sediments and precipitation regimes of the Yucatán Peninsula (Mexico): a preliminary study. *Boletín Geológico y Minero*, 129 (4), 693-706.
- Ruiz-Luna, A. (2010). Inventario de humedales de la subcuenca San Pedro y alternativas para su manejo y conservación en función de las tendencias de cambio de usos de suelo y patrones de escurrimiento. *Centro de investigación en Alimentación y Desarrollo, Unidad Mazatlán en Acuicultura y Manejo Ambiental*, 44.
- Sánchez, J.L., y Centeno, E. (2000). Técnicas y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos del grano fino: Procedencia y Tectónica. Página web del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México: <http://www.geologia.unam.mx/contenido/tecnicas-y-aplicaciones-del-estudio-de-los-sedimentos-terrigenos-de-grano-fino-procedencia-y-tectonica>
- Sanderson, D. C. W. (1988). Thick source beta counting (TSBC): A rapid method for measuring beta dose-rates. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation Part D Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 14 (1-2), 203-207.
- 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.
- Scholle y Spearing. (1982). Sandstone depositional environments. American Association of Petroleum Geologists, 410.
- Schnurrenberger et al. (2003). Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology* 29, 141 -154.
- Schumm, S. A. (1977). The fluvial system. New York: Wiley-Interscience.

- SFU Soil Science. (2012). Hydrometer Method. Recuperado de: [http://www.sfu.ca/geog/soils/Work.related.material/Hydrometer\\_Method\\_with\\_Photos.pdf](http://www.sfu.ca/geog/soils/Work.related.material/Hydrometer_Method_with_Photos.pdf)
- Sosa-Nájera S., et al. (2010). Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62 (3), 437- 451.
- Stage, M., 2001. Magnetic susceptibility as carrier of a climatic signal in chalk. *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 17–27.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Am. Geophys. Union Trans*, 38 (6), 913-920.
- Suarez-Diaz, J. (2001). Control de la erosión en zonas tropicales. Colombia: División Editorial y de Publicaciones de la Universidad Industrial de Santander.
- Summa-Nelson et al. (2015.) User Guide for Luminescence Sampling in Archaeological and Geological Contexts. *The Society for American Archaeology, Advances in Archaeological Practice*, 3 (2), 166-177.
- Switzer, A.D., 2013. Measuring and analyzing particle size in a geomorphic context. In: Shroder, J., et al. *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, 224–242.
- Thamó-Bozsó, E., Kercksmár Zs y Nádor, A. (2002). Tectonic control on changes in sediment supply on Quaternary alluvial systems, Körös sub-basin, SE Hungary. En Jones y Frosrick (eds.), *Sediment Flux to Basin: Causes, Controls and Consequences* (37-53). London: Geological Society, Special Publications.
- Truelsen, J. L., y Wallinga, J. (2003), Zeroing of the OSL signal as a function of grain size: Investigating bleaching and thermal transfer for a young fluvial sample. *Geochronometria*, 22(1), 1-8.
- Villanueva-Díaz et al. (2009). Reconstrucción de la precipitación estacional para el barlovento de la Sierra Madre Occidental con anillos de crecimiento de *Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco. *Ciencia Forestal en México*, 34(105), 1-32.
- Villanueva-Díaz et al. (2010). Precipitación y gasto reconstruido en la cuenca baja del río Nazas. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales*, 1(1), 25-37.

- Villanueva-Díaz et al. (2012). Variabilidad hidroclimática reconstruida con anillos de árboles para la cuenca Lerma Chapala en Guanajuato, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 3(4), 5-26.
- Villanueva et al. (2017). La variabilidad del caudal del río Acaponeta inferida mediante series de anillos de crecimiento en coníferas. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 8 (3), 55-74.
- Wallinga, J. (2002). Detection of OSL age overestimation using single–aliquot techniques. *Geochronometria*, 21, 17-26.
- Wei, G., et al. (2003). Climatic impact on Al, K, Sc and Ti in marine sediments: Evidence from ODP Site 1144, South China Sea. *Geochemical Journal*, 37, 593-602.
- Wentzel van der Waal, B. (2014). *Sediment Connectivity in the Upper Thina Catchment, Eastern Cape, South Africa (Tesis de Doctorado)*. South Africa: Rhodes University.
- WWF. (2011). Ficha Técnica San Pedro Mezquital. Fondo Mundial para la Naturaleza, Mexico: <https://agua.org.mx/biblioteca/ficha-tecnica-de-la-cuenca-del-rio-san-pedro-mezquital/>
- Yuhikara, E. G., y McKeever, S. (2011). *Optically stimulated luminescence: fundamentals and applications*. Chichester: Wiley.
- Zhang et al. (2012). Paleoclimatic implications of magnetic susceptibility in Late Pliocene-Quaternary sediments from Deep drilling core SG-1 in the western Qaidam Basin. *Journal of Geophysical Research*, 117, 1-16.

## Anexo de Tablas

Descripción	Tamaño grano (mm)	Escala Phi
Arcilla	< 0.004	>8
Limo	0.004 a 0.062	8 a 4
Arena fina	0.062 a 0.25	4 a 2
Arena media	0.25 a 0.5	2 a 1
Arena gruesa	0.5 a 2.0	1 a -1
Gravas	2.0 a 16.0	-1 a -4
Gravas gruesas	16.0 a 64.0	-4 a -6
Cantos	64.0 a 256	-6 a -8
Bloques	>256	< -8

Tabla 1. Calibre del sedimento, escala de Wentworth (Tomado de Charlton, 2008).

P. Longitudinal			Perfil transversal		
Clave de la muestra	IR	BL	Clave de la muestra	IR	BL
BL_1	3369	195030	BT-1	8872	201198
BL_2	12128	387743	BT-2	3504	136195
BL_3	7612	279844	BT-3	6115	149086
BL_4	9087	274430	BT-4	4441	133917
BL_5	3851	197995	BT-5	6088	149344
BL_6	10950	225428	BT-6	10342	208058
BL_7	10927	228873	BT-7	10435	210872
BL_8	16511	404391	BT-8	19053	331762
BL_9	8689	195047	BT-9	6148	123951
BL_10	22225	265313	BT-10	7777	146745
BL_11	3784	88154	BT-11	48045	622696
BL_12	15252	277664			
BL_13	22750	383619			
BL_14	8968	178068			
BL_15	2547	84363			
BL_16	15042	295316			
BL_17	7380	258811			
BL_18	16996	282071			
BL_19	9787	217285			
BL_20	20637	311377			
BL_21	13577	256122			
BL_22	21231	413593			
BL_23	8734	152871			
BL_24	4209	99972			
BL_25	22317	453871			
BL_26	9786	283647			
BL_27	8192	259130			
BL_28	7390	164588			
BL_29	8007	174166			
BL_30	7235	135182			

Tabla 2. Valores de luminiscencia en el perfil longitudinal de la barra fluvial (curso medio).



Profundidad (cm)	IR	BL	Profundidad (cm)	IR	BL
2	1422	23078	118	3719	57277
4	1471	22711	120	3688	58580
6	1458	22423	122	2421	39343
8	1650	23448	124	2032	30882
10	1417	21138	126	2425	26134
12	1736	26029	128	1696	27314
14	1674	26970	130	1873	33538
16	1706	39891	132	6013	101853
18	1616	37332	134	5621	107733
20	2269	58304	136	6639	106117
22	1834	38269	138	1965	39542
24	3091	75192	140	2174	41793
26	2526	53824	142	2398	43971
28	2436	52148	144	2077	34721
30	2840	54444	146	2019	28777
32	3673	74205	148	1617	13129
34	4057	78647	150	1961	25927
36	5239	114792	152	1713	23755
38	3333	67074	154	1932	23194
40	1715	31232	156	1449	18787
42	2023	30847	158	1216	16768
44	1733	31474	160	1069	15382
46	1512	31484	162	1401	33416
48	1711	32970	164	1219	21417
50	1847	31786	166	1493	23871
52	1292	24923	168	2693	32899
54	1304	24455	170	1684	20912
56	1532	29411	172	1275	20354
58	1095	24316	174	955	11843
60	1613	31974	176	999	12864
62	1460	28635	178	993	10897
64	1771	31319	180	1160	16466
66	1846	50310	182	965	13282
68	1828	43301	184	1311	17808
70	1738	40063	186	1037	12368
72	1837	35955	188	797	9164
74	2200	57516	190	1658	17856
76	1884	41614	192	1711	17372
78	1516	46086	194	1331	13901
80	2327	62021	196	1173	15704
82	3734	86931	198	3744	44163
84	3691	83845	200	1490	17172
86	3999	114700	202	3212	32505
88	1848	50313	204	3928	40074
90	1638	47771	206	3676	36570
92	1244	25883	208	2407	21543
94	1366	22994	210	2780	24618
96	2170	31351	212	2228	18871
98	2204	32008	214	1923	19903
100	1934	31160	216	1205	8152
102	2349	32880	218	1182	5878
104	2445	37840	220	1913	32577
106	2494	41556	222	3790	81306
108	2993	44207	224	3939	116594
110	3296	56739	226	5159	110867
112	2745	43879	228	5726	102794
114	3472	56019	230	4872	98881
116	3466	56908			

Tabla 3. Valores de luminiscencia del perfil de sedimentos en el curso bajo.

Código SUERC	Profundidad	DE (Gy)	DR (mGy a-1)	Años Ka	Años calendario
SUTL2957	100 cm	1.13 ± 0.10	3.49 ± 0.15	0.324 ± 0.032	1693 ± 32 AD
SUTL2971	150 cm	0.83 ± 0.14	3.32 ± 0.12	0.250 ± 0.043	1767 ± 43 AD
SUTL2958	200 cm	5.30 ± 0.19	3.22 ± 0.13	1.646 ± 0.089	371 ± 89 AD

Tabla 4. Dosis de radiación equivalente y anual de los núcleos de OSL del río San Pedro. Datos analizados en el laboratorio de luminiscencia del centro de investigaciones medioambientales de las universidades escocesas (Scottish Environmental Research Centre, SUERC).

Profundidad (cm)	Ti ppm	Zr ppm	Ca ppm	Fe %	SM
5	3239.3	266.5	7765.3	2.8	12.0
10	3275.9	263.8	7644.8	2.7	11.5
15	3022.8	264.5	8211.5	2.5	15.9
20	3017.6	249.5	8391.6	2.5	12.1
25	2854.7	249.0	9328.3	2.5	16.0
30	2731.7	253.3	9098.0	2.4	15.0
35	2959.2	296.4	8355.0	2.5	20.0
40	3302.2	305.9	7410.8	2.7	18.0
45	3256.5	307.8	7244.2	2.4	16.4
50	3433.9	327.9	6866.9	2.8	25.5
55	3620.0	346.4	7301.1	2.7	25.2
60	3731.0	371.5	7746.4	3.1	32.0
65	4027.1	470.9	7814.7	3.1	33.3
70	3890.1	486.6	7720.7	3.2	36.7
75	3632.5	415.0	7249.7	2.8	31.4
80	3225.3	294.5	7041.3	2.5	23.7
85	3218.0	289.7	7160.4	2.4	19.1
90	2964.0	274.0	6939.0	2.6	13.7
95	3022.7	281.1	6921.9	2.5	17.6
100	3082.4	272.4	6965.4	2.5	16.2
105	3102.8	288.7	7161.4	2.6	15.9
110	3179.4	286.1	7041.3	2.5	16.2
115	3054.3	288.2	6894.9	2.6	13.8
120	3057.5	281.5	7113.1	2.6	16.2
125	3246.1	289.5	7319.1	2.7	22.8
130	3094.7	269.3	6755.6	2.6	20.6
135	3358.9	297.8	7933.8	2.6	15.2
140	3411.0	280.7	7487.7	2.6	16.3
145	3262.3	313.0	7572.5	2.8	10.0
150	3220.7	300.8	7422.2	2.7	11.7
155	3214.9	289.7	7456.7	2.6	12.2
160	2857.0	275.7	7376.9	2.5	12.4
165	3288.4	276.5	7356.0	2.7	10.7
170	3350.3	266.4	7705.0	2.7	7.0
175	3320.2	262.9	7507.9	2.9	9.5
180	3383.3	258.2	7565.1	2.8	6.7
185	3547.4	267.3	7228.7	3.0	6.1
190	3392.9	255.6	7061.4	3.0	7.2
195	3624.4	266.1	7492.1	2.9	9.1
200	3751.2	277.7	7928.7	3.2	9.7
205	3699.0	267.3	7921.1	3.4	7.2
210	3489.8	263.8	7075.8	3.0	5.0
215	3473.1	267.0	6602.5	2.9	25.0
220	3638.3	377.4	7110.1	2.7	21.5
225	3519.2	378.7	7756.1	2.7	17.7
230	3353.9	299.6	7559.8	2.5	40.3

Tabla 5. Resultados de geoquímica y susceptibilidad magnética del perfil sedimentario de 230 cm de profundidad (curso bajo).

No. muestra	Profundidad	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)
1	10 cm	34	42	24
2	20 cm	28	32	40
3	30 cm	22	28.72	49.28
4	40 cm	26	28	46
5	50 cm	26	32	42
6	60 cm	24	26.72	49.28
7	70 cm	24	30.72	45.28
8	80 cm	20	18.72	61.28
9	90 cm	26.72	40	33.28
10	100 cm	22.72	20	57.28
11	110 cm	20	26	54
12	120 cm	28.72	32	39.28
13	130 cm	18.72	21.28	60
14	140 cm	22.72	28	49.28
15	150 cm	30	34	36
16	160 cm	34	40	26
17	170 cm	36	44.72	19.28
18	180 cm	40.72	48	11.28
19	190 cm	46	46.72	7.28
20	200 cm	45	46.36	8.64
21	210 cm	44	46	10
22	220 cm	32	28.72	39.28
23	230 cm	20	20.72	59.28

Tabla 6. Resultados del porcentaje de textura en el perfil sedimentario.