

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL



TESIS

**IMPACTO DE LA ORIENTACIÓN DE CURVAS EN LA
MORFOLOGÍA DE FONDO DE CANALES MEÁNDRICOS
MEDIANTE SENSORAMIENTO REMOTO Y
EXPERIMENTACIÓN**

**PARA OBTENER EL TÍTULO PROFESIONAL DE
INGENIERO CIVIL**

ELABORADO POR

JORGE DARWIN ABAD CUEVA

ASESOR

DR. JULIO MARTÍN KUROIWA ZEVALLOS

LIMA - PERÚ

2022

© 2022, Universidad Nacional de Ingeniería. Todos los derechos reservados

**“El autor autoriza a la UNI a reproducir la tesis en su totalidad o en parte,
con fines estrictamente académicos.”**

Abad Cueva, Jorge Darwin

jabadc@uni.pe

+51 937 188 332

ÍNDICE

RESUMEN	3
ABSTRACT	5
PRÓLOGO	7
AGRADECIMIENTOS	9
LISTA DE FIGURAS	10
LISTA DE TABLAS	14
LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS	15
CAPÍTULO I: INTRODUCCION	16
1.1 GENERALIDADES	16
1.2 PROBLEMÁTICA	18
1.3 OBJETIVOS	20
1.3.1 Objetivo General	20
1.3.2 Objetivos Específicos	20
1.4 HIPÓTESIS	20
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL	22
2.1 MORFOLOGÍA FLUVIAL	22
2.1.1 Descripción del sistema fluvial	22
2.1.2 Elementos de la morfología fluvial	23
2.2 GEOMORFOLOGÍA DE RÍOS AMAZÓNICOS	24
2.2.1 Valle geológico	24
2.2.2 Tipos de sistemas fluviales	25
2.2.3 Patrones geomorfológicos en sistemas fluviales	27
2.2.4 Morfométricos de ríos meándricos	28
2.3 ORIENTACIÓN DE LAS CURVAS EN RÍOS MEÁNDRICOS	31
2.3.1 Evolución y orientación de las curvas o meandros	31
2.3.2 Condiciones de resonancia, super- y sub-resonancia	33
2.3.3 Efecto de sub- y super-resonancia en la orientación de los meandros	37
2.4 MORFOMETRÍA DE RÍOS MEÁNDRICOS	40
2.4.1 Teledetección aplicada a la caracterización morfodinámica de ríos	40
2.4.2 La herramienta MStT para caracterización de métricos geomorfológicos de ríos meándricos	41
CAPÍTULO III: CARACTERIZACIÓN DE ORIENTACIÓN DE CURVAS USANDO SENSORAMIENTO REMOTO DEL RÍO TIGRE, LORETO	43

3.1	DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	43
3.2	PREPROCESAMIENTO DE LAS IMÁGENES SATELITALES	43
3.2.1	Descarga de imágenes satelitales	44
3.2.2	Obtención del modelo de elevación digital (DEM)	44
3.2.3	Descarga de funcionalidades (<i>plugin</i>) en QGIS	44
3.3	PROCESAMIENTO DE LAS IMÁGENES SATELITALES	45
3.3.1	Obtención del NDVI.....	45
3.3.2	Reclasificación	46
3.3.3	Filtrado	47
3.3.4	Creación de polígono (Poligonización).....	48
3.3.5	Limpieza del polígono	48
3.3.6	Suavizado de polígono.....	49
3.3.7	Edición del polígono del río	50
3.3.8	Unión de polígonos	50
3.4	POSPROCESAMIENTO DE IMÁGENES PARA OBTENCIÓN DE LA MORFOMETRÍA DEL RÍO	51
3.4.1	Obtención de la línea central.....	51
3.4.2	Obtención de los puntos de inflexión (segmentación).....	53
3.5	ANÁLISIS MORFOMÉTRICO CON MSTAT	54
3.5.1	Preparación de los datos de entrada	54
3.5.2	Recorte de meandros.....	55
3.5.3	Obtención de parámetros geomorfológicos (morfométricos)	56
3.6	ANÁLISIS PLANIMÉTRICO DEL RÍO TIGRE.....	58
CAPÍTULO IV: EXPERIMENTOS MORFODINÁMICOS EN EL CANAL		
KINOSHITA		62
4.1	EL CANAL KINOSHITA.....	62
4.2	DESARROLLO DEL EXPERIMENTO.....	63
4.2.1	Condiciones críticas y de resonancia	63
4.2.2	Diseño del tamaño del sedimento para los experimentos.....	66
4.2.3	Condiciones experimentales	68
4.3	RESULTADOS DEL EXPERIMENTO	70
4.3.1	H15US y H15DS	72
4.3.2	H3US y H3DS	72
4.3.3	H2US y H2DS	73
4.3.4	Morfología promedio del fondo.....	77

CAPÍTULO V: MEDICIONES EN CAMPO DE LOS PATRONES	
HIDROGEOMORFOLÓGICOS EN EL RÍO TIGRE, LORETO	79
5.1 DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS MEDICIONES EN CAMPO	79
5.2 MEDICIÓN DE LA MORFOLOGÍA DEL FONDO DEL RÍO TIGRE	79
5.3 MEDICIÓN DE LA HIDRODINÁMICA DEL RÍO TIGRE	82
5.3.1 Mediciones en setiembre de 2017	82
5.3.2 Mediciones en febrero de 2020	83
5.3.3 Mediciones en mayo de 2021	84
5.3.4 Hidrodinámica bajo diferentes condiciones hidrológicas.....	84
CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN DE RESULTADOS	88
6.1 RESPUESTAS A LAS PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN	88
6.2 GEOMORFOLOGIA PARA CONDICIONES US Y DS	89
6.3 HIDRODINÁMICA DE RÍOS MEÁNDRICOS	90
6.4 EFECTOS NO LINEALES.....	90
CONCLUSIONES	91
RECOMENDACIONES	93
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94

RESUMEN

Los cauces meándricos muestran configuraciones complejas a lo largo de la planicie de inundación, en las cuales se observan curvas orientadas hacia aguas arriba (US) y aguas abajo (DS), es decir son canales asimétricos. Posiblemente, la orientación de estas curvas esté relacionada con la hidrodinámica local, los regímenes morfodinámicos del fondo del río, las características de las márgenes, la vegetación ribereña, el entorno geológico, entre otros factores que actúan, especialmente, en condiciones de gran amplitud y alta sinuosidad de las curvas. En base a la interacción entre la hidrodinámica y la morfodinámica del cauce fluvial, estudios previos sugieren que los regímenes morfodinámicos sub- $(\beta < \beta_R)$ y super-resonantes $(\beta > \beta_R)$ (donde β es uno de los parámetros geomorfológicos más usados en ríos y equivale a la mitad del ancho del canal dividido por la profundidad promedio y R representa la resonancia) pueden generar una orientación de curva particular (sesgadas hacia aguas arriba y aguas abajo, respectivamente). Sin embargo, los ríos naturales exhiben patrones de curvas orientadas tanto aguas arriba como aguas abajo a lo largo del mismo tramo, independientemente del régimen morfodinámico. La resonancia ocurre cuando las inestabilidades generadas por las barras y por las curvas (planimetría) operan en longitudes de onda similares, en otras palabras, los patrones de erosión y deposición en los ríos son de mayor magnitud produciendo patrones más estables (*steady and non-amplifying*).

El presente estudio comprende experimentos de laboratorio en el canal de Kinoshita bajo condiciones sub- y super-resonancia (con presencia y sin presencia de barras libres) para condiciones de curvas orientadas hacia aguas arriba y aguas abajo. Adicionalmente, para considerar la escala natural de los ríos, se desarrollaron: 1) análisis de sensoramiento remoto de la dinámica planimétrica del río Tigre, un tributario del río Marañón, 2) mediciones en curvas orientados hacia aguas arriba y aguas abajo en el río Tigre, muy cerca de su confluencia con el río Marañón.

Los resultados muestran: 1) que existen curvas aguas arriba y aguas abajo a lo largo del río Tigre, teniendo mayor porcentaje de curvas orientadas aguas arriba cuando la sinuosidad se incrementa, 2) en base a los experimentos de laboratorio y las mediciones en el río Tigre, se puede mostrar que si existe una influencia de la orientación de las curvas (curvatura) en la batimetría de las curvas. Para curvas

DS se observa que la geomorfología es más desarrollada, cubriendo casi toda la curva, por ende, promoviendo mayor intensidad del flujo secundario, 3) en casos donde el río pudiese migrar lateralmente, es muy probable que se encuentren curvas DS con mayores tasas que curvas US, sin embargo, para el caso del río Tigre, debido a su limitada migración lateral, no se puede responder en forma absoluta si las curvas US o DS migran más, es notorio en la zona de estudio que ciertamente las curvas DS tienden a tener una mayor migración lateral, pero este caso debe ser estudiado en más detalle, 4) en los experimentos de laboratorio se observaron que existe un traslado hacia aguas arriba de patrones de deposición en la margen interior bajo condiciones de super-resonancia, 5) que las condiciones naturales donde abundan los procesos no lineales (por ejemplo, formas de fondo migratorias, alta sinuosidad y curvatura que producen estructuras del flujo y morfologías complejas, entre otras) filtran la influencia de los regímenes morfodinámicos, por ende, es común encontrar curvas de diversas orientaciones en un mismo río (a escala natural), bajo condiciones forzantes similares, independientemente de la condición de sub- y super-resonancia.

ABSTRACT

Meandering channels display complex planform configurations where upstream (US)- and downstream (DS)-skewed bends are observed (US and DS are asymmetric planform configurations). Bend orientation is probably linked to near-field hydrodynamics, bed morphodynamic regimes, bank characteristics, riparian vegetation, geological environment, among other modulating factors that are acting specially at high-amplitude and high-sinuosity conditions. Based on the interaction between hydrodynamics and morphodynamics, some studies have suggested that sub- ($\beta < \beta_R$) and super-resonant ($\beta > \beta_R$) morphodynamic regimes (where β is one of the main geomorphic parameters which is equal to half-width divided by the averaged water depth and R represents the resonance condition) may trigger a particular bend orientation (upstream- and downstream-skewed, respectively). However, natural rivers exhibit both US and DS bend patterns along the same reach, independent of the morphodynamic regime. The resonance condition occurs when bar and bend instabilities operate at similar wavenumbers, thus erosional and depositional patterns achieve their maximum magnitude, so a more stable morphology.

Using the asymmetric Kinoshita channel, experiments under sub- and super-resonant conditions (with presence and no presence of free bars) for upstream- and downstream-skewed conditions are performed. Additionally, in order to consider the natural scale, the following items were developed: 1) remote sensing analysis of the planimetry of the Tigre River, 2) detailed field measurements at US and DS bends of different skewness along the Tigre River (a tributary of the Marañon River) is presented.

Results show: 1) that there are curves upstream and downstream along the Tigre River, with a higher percentage of curves oriented upstream when sinuosity increases, 2) based on laboratory experiments and measurements in the Tigre River, it can be show that there is an influence of the orientation of the curves (curvature) on the bathymetry of the curves. For DS curves, it is observed that the geomorphology is more developed, covering almost the entire curve, therefore, promoting greater secondary flow intensity, 3) in cases where the river could migrate laterally, it is very likely that DS curves with higher rates will be found than US curves, however, in the case of the Tigre River, due to its limited lateral migration, it cannot be answered in an absolute way whether US or DS curves

migrate more, it is notorious in the study area that certainly DS curves tend to have greater lateral migration, but this case should be studied in more detail, 4) in laboratory experiments it was observed that there is an upstream migration of deposition patterns on the inner margin under super-resonance conditions, 5) that the natural conditions where nonlinear processes abound (for example, migratory bedforms, high sinuosity and curvature that produce complex flow structures and morphologies, among others) filter the influence of morphodynamic regimes, therefore, it is common to find curves of different orientations in the same river (on a natural scale), under similar forcing conditions, regardless of the condition of sub- and super-resonance.

PRÓLOGO

El Perú es un país extenso y diverso. La superficie de 1.3 millones de km² alberga una gran variedad de condiciones geográficas. Tenemos ríos de pendiente muy fuerte en la Vertiente Occidental y en las Vertiente Amazónica, o muy cerca de la desembocadura del mar, se encuentran ríos de pendientes muy bajas que tienden a divagar, formando cursos meándricos o multicanales.

Los ingenieros civiles tenemos el reto de diseñar obras en medios fluviales en los cuales las condiciones son muy variables, tanto en el tiempo como en el espacio, y la construcción de estructuras en ríos o quebradas puede generar cambios no esperados en la morfología del río. Ha habido ocasiones en las cuales las alteraciones a la geometría generaron erosiones mayores a la esperado generando la pérdida de estabilidad de las obras y generando su colapso. Por esto es necesario conocer y poder predecir los cambios que se pueden generar en un curso de agua con el paso del tiempo. Existen una serie de contribuciones de ingenieros civiles especializados en hidráulica en el campo de la geomorfología fluvial precisamente para poder disminuir las incertidumbres relacionadas con el diseño en obras fluviales.

El Dr. Jorge Abad Cueva presenta una contribución relacionada con la evolución de los meándricos en el tiempo en esta tesis. Presenta el estado del arte en el marco teórico y conceptual, en el cual hay, incluso, contribuciones de su parte en la predicción de la evolución del trazado en planta, la sección geométrica y las formas de fondo.

Dentro del texto se presenta información inédita extraída del canal Kinoshita, construido en la Universidad de Illinois en Urbana-Champaign, así como el análisis del trazado en planta del río Tigre y la evolución del cauce a través de varios años. Para el análisis de los parámetros morfométricos se desarrolló un novedoso método para poder extraer información de imágenes satelitales. Asimismo, se recabó información en campo en el río Tigre en 3 campañas sucesivas desarrolladas entre los años 2017 y 2021.

En esta investigación se pudo determinar la dirección de la migración de depósitos de banco y formas de fondo en el canal experimental para una serie de condiciones y, en forma más limitada, en el río Tigre, aunque hubo correlación entre los resultados del canal Kinoshita y las mediciones en campo. También se

pudo determinar que las formas de fondo dominan la rugosidad y que la curvatura tiene una gran importancia en la evolución del trazado en planta en el tiempo.

Se espera que esta tesis contribuya al entendimiento del comportamiento de ríos meándricos, sobre todo a los ingenieros que proyectan estructuras en medios fluviales, así como a los geomorfólogos fluviales y a los geógrafos.

Dr. Julio M. Kuroiwa Zevallos
Docente Principal TC
Departamento Académico de Hidráulica e
Hidrología

AGRADECIMIENTOS

Gracias al Ing. Alfredo Mansen por despertar en mí el interés por temas relacionados a la programación y a los recursos hídricos, fue justamente por sus constantes charlas y apoyo a los estudiantes de pre-grado que muchos de nosotros continuamos la investigación. Gracias a los profesores Marcelo H. García y Gary Parker y al Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental de la Universidad de Illinois por brindar apoyo financiero para la construcción del canal Kinoshita. Gracias también por el apoyo financiero recibido a través de varias subvenciones (PI García): programa STAR de la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos (EPA), el Centro de Recursos Hídricos de Illinois (IWRC) y el Distrito Metropolitano de Recuperación de Agua del Gran Chicago (MWRDGC). Las mediciones de campo fueron financiadas por la Fundación Gordon y Betty Moore, bajo el Acuerdo de Subvención 7711 (PI Abad), y la colaboración con el SENAMHI-Loreto a través del Ing. Marco Paredes.

Agradecimientos también al Dr. Davide Motta, quien apoyó en las mediciones en el canal Kinoshita. Gracias al Ing. Leo Guerrero por su apoyo en las mediciones batimétricas e hidrodinámicas en el río Tigre. Agradecimiento también a los asistentes de campo de la UTEC (Flor Fuentes, Yulissa Estrada y Bryan Santillán) y de SENAMHI-Loreto (Jhonatan Perez y Hernan Gonzales). Gracias al personal de RED YAKU, Wendy Roque, por su ayuda técnica en sensoramiento remoto, y a la Ing. Tania Rojas por su ayuda en la logística de las mediciones de campo con SENAMHI-Loreto, discusión continua de procesos ambientales y por revisar gramaticalmente el contenido de la presente tesis. Gracias al Dr. Julio Kuroiwa por sus comentarios, sugerencias y su total acompañamiento en el desarrollo de esta tesis, a los miembros del jurado (Ing. Marisa Silva, Ing. Edgar Rodríguez) y, en general, a la Facultad de Ingeniería Civil de la UNI por permitirme presentar este estudio que espero aporte al conocimiento y mejor entendimiento de los ríos amazónicos.

Gracias a mi madre por haber sido el motor de mi desarrollo profesional, a mi esposa e hijos por permitirme el tiempo de finalizar esta tesis y mis investigaciones, y, en general, a todas las personas que han colaborado conmigo en diferentes instituciones, en diferentes países, con diferentes especialidades, pero con la única motivación de seguir desarrollando conocimientos.

LISTA DE FIGURAS

Figura N° 1 Imagen satelital del río Juruá (Brasil), un sistema meándrico donde se evidencia su dinamismo en el tiempo. Se observan cauces abandonados y la movilidad planimétrica del río	16
Figura N° 2 Diagrama de los cambios de la forma del río a lo largo de su recorrido, desde la fuente hasta su desembocadura. Se observan que los ríos meándricos se encuentran en la llanura, es decir en zonas de pendiente moderada.	22
Figura N° 3 Efecto de carga de sedimentos en la planimetría de ríos aluviales..	23
Figura N° 4 Unidades principales de la morfología fluvial	24
Figura N° 5 Estructura del valle geológico de sistemas meándricos	25
Figura N° 6 Tipos de ríos en la cuenca amazónica peruana: meándrico (Ucayali) y multicanal (Marañón y Amazonas)	26
Figura N° 7 Controles en la geometría de entornos aluviales, donde se observa la conectividad de factores base y procesos de transporte para determinar la geometría del canal	27
Figura N° 8 Parámetros morfológicos o morfométricos de los sistemas meándricos y multicanal. Elaboración propia	28
Figura N° 9 Representación gráfica de la línea central y la longitud de onda en un sistema meándrico. La longitud de onda define la longitud que unen puntos de inflexión. La longitud de onda suele asociarse con el ancho promedio (Constantine & Dunne, 2008) y pueden cambiar dinámicamente en el tiempo (Gutierrez & Abad, 2014).....	29
Figura N° 10 Representación gráfica de los parámetros morfométricos en ríos meándricos	30
Figura N° 11 Longitudes de curvas de diferentes tamaños en el río Mahakam en Indonesia	31
Figura N° 12 Migración planimétrica de ríos meándricos	32
Figura N° 13 Sesgo y achatamiento de los ríos Mahakam, Red, Purús, Kapuas	33
Figura N° 14 Evolución de barras en un canal recto (en base a experimentos de Lanzoni (2000).....	34
Figura N° 15 Topografía permanente (promediado en el tiempo) en condiciones de super-resonancia: (a) U2, (b) U3. El flujo va desde arriba hacia abajo.	36
Figura N° 16 Topografía permanente (promediado en el tiempo) en condiciones de sub-resonancia: (a) D1, (b) D2. El flujo va desde arriba hacia abajo.	37

Figura N° 17 Análisis de Wavelets para el río Tahuamanu-Este. Donde: C^* es la curvatura, S^* es la coordenada intrínseca, λ^* es la longitud de curva, y las flechas indican la correlación entre el eje del río (<i>centerline</i>) y el eje del valle (MC).....	40
Figura N° 18 Caracterización de confluencia de ríos meándricos, donde M: <i>main</i> (principal); T: <i>tributary</i> (tributario)	41
Figura N° 19 Morfométricos obtenidos con la herramienta MStaT	42
Figura N° 20 Mapa de ubicación del río Tigre, Loreto, Perú.....	43
Figura N° 21 Flujo del preprocesamiento de imágenes satelitales.....	44
Figura N° 22 Flujo del procesamiento de imágenes satelitales	45
Figura N° 23 Obtención del NDVI del río Tigre para el año 2017.....	46
Figura N° 24 Resultado de la reclasificación y ajuste del estilo de la imagen.....	47
Figura N° 25 Resultado del filtrado de la imagen ráster	47
Figura N° 26 Resultado de la poligonización de la imagen ráster	48
Figura N° 27 Resultado de la limpieza del polígono del río.....	49
Figura N° 28 Resultados del suavizado de la imagen vectorial.....	49
Figura N° 29 Cortado de las secciones fuera de la línea central del río.....	50
Figura N° 30 Polígono completo del río Tigre.....	51
Figura N° 31 Obtención de la línea central del río Tigre.....	52
Figura N° 32 Línea central del río Tigre.....	53
Figura N° 33 Segmentación de la línea central del río	54
Figura N° 34 Resultado de la obtención de los puntos de inflexión en MStaT	55
Figura N° 35 Secciones de los meandros recortadas a lo largo del río Tigre.....	56
Figura N° 36 Cálculo de la migración lateral del río Tigre entre los años 1990 y 2017	57
Figura N° 37 Aplicación de MStaT (sinuosidad y sesgo de las curvas) para describir el número de curvas orientadas aguas abajo y aguas arriba. A: El río Tigre, afluente del río Marañón (Perú); B: Región aguas arriba; C: Región media; D: Región aguas abajo (2 curvas US y 2 DS, los números del 1 al 6 describen las líneas con puntos de inflexión); E: Bajas tasas de migración lateral para US (HS) y DS (HS), F, G: Estadísticas de curvas US y DS a lo largo del río Tigre para la línea central del canal 2017. La metodología utilizada se basó en CITA (2019, 2021) y Dominguez-Ruben et al. (2021).....	59
Figura N° 38 Aplicación de MStaT (teoría de ondas o wavelet) para describir las longitudes de curva a lo largo del río Tigre para el año 1990.....	61

Figura N° 39 Aplicación de MStaT (teoría de ondas o wavelet) para describir las longitudes de curva a lo largo del río Tigre para el año 2017.....	61
Figura N° 40 (a) Vista 3D del canal meándrico recirculante (agua y sedimentos) de Kinoshita; (b) la amplitud angular y la curvatura del canal a lo largo de la curva media (CS10 a CS20).....	62
Figura N° 41 (a) Diagrama de estabilidad basado en el modelo lineal; (b) condiciones críticas (β_c , λ_c); y (c) condiciones de resonancia (β_R , λ_R) para diferentes esfuerzos cortantes (τ^*) y tamaño de sedimentos adimensionales (d_s). Estos diagramas fueron realizados utilizando las ecuaciones de transporte de sedimentos de Parker (1990).	66
Figura N° 42 Análisis de sensibilidad para el diseño de las condiciones experimentales. Diagramas de fase para diferentes tamaños de partículas (D_{s50} *). Ss es la pendiente longitudinal y τ^* son los esfuerzos cortantes.	67
Figura N° 43 Diagrama de fase para los experimentos en el canal de Kinoshita bajo sub-resonancia y super-resonancia. Los números del 1 al 6 muestran las condiciones experimentales usadas en este estudio (Tabla N° 1). Ss es la pendiente longitudinal y τ^* son los esfuerzos cortantes.	70
Figura N° 44 Elevaciones de la superficie del agua y líneas de tendencia lineales ajustadas a lo largo de la línea central del canal. a) Condición de US, b) Condición de DS.....	71
Figura N° 45 Descarga normalizada de sedimentos de fondo. a) Condición de US, b) Condición de DS.....	71
Figura N° 46 Elevaciones del fondo normalizadas para $H_{15}=15$ cm. a) Condición US (flujo de izquierda a derecha), b) condición DS (flujo de derecha a izquierda). $\Delta z = z(\text{cm}) - \langle z_{CS15} \rangle$. Curva media en el canal Kinoshita (de CS10 a CS20). Datos similares se presentaron en Abad y García (2009b).....	74
Figura N° 47 Elevaciones del fondo normalizadas para $H_3=3$ cm. a) Condición US (flujo de izquierda a derecha), b) condición DS (flujo de derecha a izquierda). $\Delta z = z(\text{cm}) - \langle z_{CS15} \rangle$. Curva media en el canal Kinoshita (de CS10 a CS20).....	75
Figura N° 48 Elevaciones del fondo normalizadas para $H_2=2$ cm. a) Condición US (flujo de izquierda a derecha), b) condición DS (flujo de derecha a izquierda). $\Delta z = z(\text{cm}) - \langle z_{CS15} \rangle$. Curva media en el canal Kinoshita (de CS10 a CS20).....	76
Figura N° 49 Morfología del fondo promediada y normalizada (de T=1 a T=6 h) 78	

Figura N° 50 (a) Mediciones de la morfología del fondo (usando multihaz, elevación del fondo en m.s.n.m.) a lo largo del río Tigre. Las figuras b), c) y d) muestran canales de baja sinuosidad con presencia de formas de fondo.80

Figura N° 51 Mediciones multihaz repetidas a lo largo de 5 perfiles longitudinales (cota en m.s.n.m.). Los perfiles de dunas (en m) se obtuvieron utilizando técnicas de discriminación proporcionadas por Gutierrez et al. (2013, 2018). Tenga en cuenta que P4 no necesita eliminar la tendencia de las barras, ya que está ubicado a lo largo de un canal de baja sinuosidad donde el forzamiento de la curvatura no es importante81

Figura N° 52 Setiembre de 2017: mediciones de ADCP en las secciones transversales S_i y S_{ii} . $Q_w = 1699 \text{ m}^3/\text{s}$ (descarga media de agua).....82

Figura N° 53 Febrero de 2020: mediciones de ADCP a lo largo de las curvas DS (HS) y US (HS). $Q_w = 1664 \text{ m}^3/\text{s}$ (descarga media de agua). $Q_w = 1477 \text{ m}^3/\text{s}$ (S14, S15), $Q_w = 1626 \text{ m}^3/\text{s}$ (S7-S13), $Q_w = 1781 \text{ m}^3/\text{s}$ (S16-S20)85

Figura N° 54 Febrero de 2020: mediciones de ADCP a lo largo de la curva de US (LS). $Q_w = 1664 \text{ m}^3/\text{s}$ (descarga media de agua). $Q_w = 1477 \text{ m}^3/\text{s}$ (S24), $Q_w = 1781 \text{ m}^3/\text{s}$ (S21-S23, S25-S29)86

Figura N° 55 Mayo de 2021: mediciones de ADCP a lo largo de la curva DS (HS) y US (HS). $Q_w = 2880 \text{ m}^3/\text{s}$ (descarga media de agua)87

LISTA DE TABLAS

Tabla N° 1 Métricos principales del análisis planimétrico del río Tigre (para 1900 y 2017)	58
Tabla N° 2 Condiciones experimentales de laboratorio y de campo	69

LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS

ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
CITA	Centro de Investigación y Tecnología del Agua
DS	<i>Downstream oriented bend</i> (curva orientada aguas abajo)
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
SIG	Sistema de Información Geográfica
SENAMHI	Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú
US	<i>Upstream oriented bend</i> (curva orientada aguas arriba)

CAPÍTULO I: INTRODUCCION

1.1 GENERALIDADES

Los ríos meándricos evolucionan e interactúan con las llanuras aluviales durante varios cientos o incluso miles de años (Latrubesse et al., 2005; Slowik, 2015; Almeida et al., 2016; Shan et al., 2018; Ielpi et al., 2018, 2021). Generalmente, este tipo de ríos produce curvas simétricas (lateralmente orientados) y asimétricas (orientadas aguas arriba y abajo), modificando así sus márgenes debido a los procesos erosivos fluviales combinados con procesos geotécnicos (Langendoen, 2000; Motta et al., 2012, 2014; Guneralp & Marston, 2012; Guneralp et al., 2012). Es así como los patrones meándricos se vuelven más complejos (Figura N° 1) debido a la influencia de factores externos, como, por ejemplo, agua subterránea, vegetación, clima, geología, entre otros. La evidencia de esta compleja evolución se observa en la arquitectura sedimentaria (Jackson, 1976; Shan et al., 2018) natural de ríos meándricos a lo largo de miles de años y por la reproducción artificial (experimental y numérica) de los mismos (Guneralp & Marston, 2012; Motta et al., 2012; Motta et al., 2014; Langendoen et al., 2016).

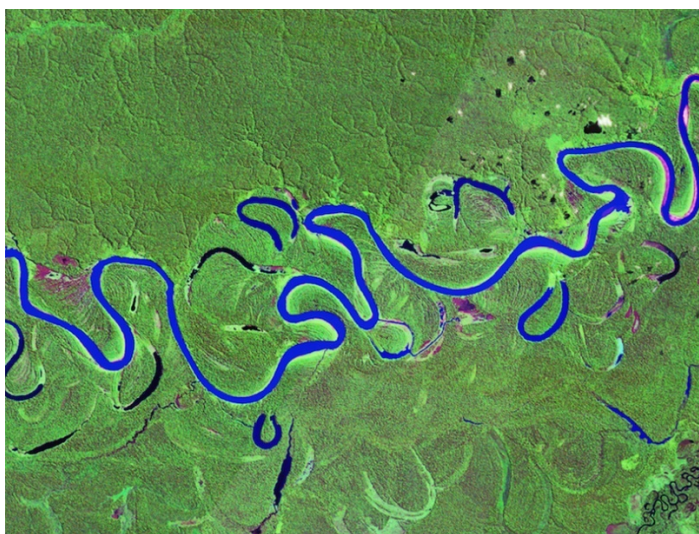


Figura N° 1 Imagen satelital del río Juruá (Brasil), un sistema meándrico donde se evidencia su dinamismo en el tiempo. Se observan cauces abandonados y la movilidad planimétrica del río

Fuente: Underwood (2017)

Abad y García (2009a) analizaron el efecto en la hidrodinámica de la orientación de las curvas por medio de experimentos realizados en el canal de Kinoshita (Parker et al., 1983; Parker & Andrews, 1986). Ellos afirmaron que la ubicación del núcleo de máxima velocidad se encuentra en el banco interior y continúa con esa

configuración en condiciones de fondo plano sin sedimentos; sin embargo, al agregar sedimentos al sistema (Abad y García, 2009b), el núcleo de la velocidad máxima cambia hacia el banco exterior debido a procesos de deposición en el banco interior (similares a los ríos naturales). Adicionalmente, Abad y García (2009b) realizaron experimentos para condiciones de meandros orientados aguas arriba y abajo. Estos experimentos tuvieron una relación de ancho vs profundidad baja (sin presencia de barras migratorias, pero si se observaron dunas migratorias) y describieron que, cuando la curva está orientada aguas abajo, la morfología del fondo está más desarrollada, con dunas más grandes y generando mayores erosiones en el fondo del canal.

Las dunas migratorias descritas en Abad y García (2009b) promueven el exceso de esfuerzos cortantes a lo largo de la margen externa, lo que podría aumentar la tasa de migración de las curvas (Abad et al., 2013). En condiciones naturales, la topografía aluvial del fondo en canales meándricos se encuentra gobernada por la interacción de macroformas (dunas y barras) y microformas (rizos), por lo que la hidrodinámica local y la morfodinámica del fondo están permanentemente interactuando y adaptándose debido a esta interacción. En particular, los factores externos (geología, cobertura vegetal, infraestructura, entre otros), podrían aumentar la complejidad de la morfología planimetría del canal. De hecho, como se ha observado en los trabajos de campo de Parsons et al. (2005), Dinehart y Burau (2005) y Konsoer et al. (2016), las macroformas y microformas están migrando constantemente, por lo tanto, ejerciendo pulsaciones de esfuerzos de corte y erosiones fluviales en las márgenes de los ríos (Abad et al., 2013).

Como se discutió anteriormente, Abad y García (2009b) describieron la morfología permanente y las fluctuaciones debido a las dunas migratorias, pero para condiciones de ancho y profundidades bajas, todavía se desconoce la morfología resultante para condiciones de ancho y profundidades más grandes, comúnmente encontradas en ríos naturales. Blondeaux y Seminara (1985) presentaron la teoría de la resonancia entre las inestabilidades alimétricas (barras) y las planimétricas (curvas), donde bajo ciertas condiciones hidrogeomorfológicas, se presenta un rango donde el número de onda (o su equivalente en longitud de onda) coinciden, es decir el efecto de la erosión se amplifica y dependiendo de la condición geomorfológica, estas perturbaciones migran hacia arriba (super-resonante), o hacia abajo (sub-resonancia).

El presente proyecto de tesis analizará estadísticamente, mediante técnicas de sensoramiento remoto, la presencia de curvas asimétricas en el río Tigre, por ende, caracterizar su orientación preferencial y sus principales morfométricos. Luego, se utilizará un conjunto de experimentos en laboratorio (ejecutados por el tesista en los años 2007-2008 y que aún no han sido publicados) para las condiciones de sub- y super-resonancia en el canal asimétrico de Kinoshita de la Universidad de Illinois y así observar la morfología de fondo resultante bajo la presencia de barras migratorias. Finalmente, se desarrollarán mediciones hidrogeomorfológicas (fondo del río y de la estructura del flujo) de curvas asimétricas en el río Tigre, Loreto, para discutir los efectos de la orientación de curvas en ambientes naturales. De esta manera, la tesis representará un avance en el conocimiento de ríos meándricos, especialmente para condiciones de alta sinuosidad y amplitud, las cuales están próximas a cortes de meandros.

1.2 PROBLEMÁTICA

En el contexto peruano e internacional, la morfología de ríos amazónicos es poco conocida o estudiada; sin embargo, existe mucha infraestructura que ha sido construida (por ejemplo, los puertos de Pucallpa y de Iquitos) y seguirá siendo desarrollada (por ejemplo, la Hidrovía Amazónica) sobre los cursos de agua, por lo que es necesario conocer la dinámica planimétrica y altimétrica de estos ríos, especialmente de los ríos meándricos como son los ríos Huallaga, Tigre, Yavarí y Ucayali, donde se ha previsto desarrollar un mayor número de proyectos de infraestructura. Los canales meándricos muestran configuraciones complejas de forma en planta, donde existen curvas orientadas aguas arriba (US) y aguas abajo (DS). La orientación de las curvas probablemente esté relacionada con la hidrodinámica local, el régimen morfodinámico del fondo, características físicas de las márgenes, vegetación existente, ambiente geológico, entre otros factores moduladores que están actuando especialmente en curvas de gran amplitud y alta sinuosidad.

Para entender la dinámica planimétrica de los ríos meándricos, es necesario entender el comportamiento y la evolución de las curvas que lo conforman. Se presentan escenarios donde las tasas de migración son diferentes, espacial y temporalmente, donde debido a características locales, las curvas migran en diferentes direcciones, y tanto la hidrodinámica (flujo tridimensional) como el transporte de sedimentos (en suspensión y de fondo) responden a esta

configuración en planta. Es ahí que es necesario investigar el impacto de tener curvas aguas arriba y abajo en la morfología de fondo en canales meándricos (de laboratorio) para luego verificar su comportamiento a escala natural.

Algunos estudios que se basan en la interacción entre la hidrodinámica y la morfodinámica, como Seminara et al. (2001), han sugerido que bajo condiciones de sub- ($\beta < \beta_R$) y super-resonancia ($\beta > \beta_R$) (donde β es la mitad del ancho del canal dividido por la profundidad promedio, y R representa la resonancia) se puede generar una orientación de curvas particular orientadas aguas arriba y aguas abajo, respectivamente. Sin embargo, los ríos naturales exhiben patrones de curvas de US y DS a lo largo del mismo tramo, independientemente del régimen morfodinámico.

La presente tesis incluye la caracterización, mediante sensoramiento remoto, de la presencia de curvas aguas arriba y abajo que se desarrollan en ríos meándricos naturales, lo cual ayudará a entender la frecuencia de formación de estos tipos de curvas. También se incluirá experimentos bajo diversas condiciones morfodinámicas (con presencia y sin presencia de barras libres) con orientaciones de curvas aguas arriba y abajo. Estos experimentos servirán para entender el impacto de la orientación de las curvas en la morfología del fondo y, consecuentemente, entender los patrones evolutivos de las curvas antes de que se produzcan cortes de meandros. Los experimentos de laboratorio serán complementados con mediciones de campo en el río Tigre, ubicado en la región amazónica peruana, el cual presenta curvas aguas arriba y abajo. De esta manera, las mediciones en campo ayudarán a entender la hidrogeomorfología de los ríos meándricos a escala natural.

Las preguntas científicas que responderá la presente tesis son: ¿Cuán común es encontrar curvas aguas arriba y abajo en el río Tigre? ¿Cuál es el impacto de la orientación de las curvas en la morfología de fondo en ríos meándricos en condiciones de barras libres? ¿Qué impacto tiene la orientación de las curvas en la hidro-geomorfología de ríos naturales? y ¿Qué orientación de curvas presenta mayores tasas de migración?

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo General

Caracterizar el impacto de la orientación de curvas en la morfología de ríos de alta amplitud y sinuosidad, bajo regímenes de barras forzadas, barras y dunas migratorias, mediante sensoramiento remoto, experimentación en laboratorio y mediciones de alta resolución en campo.

1.3.2 Objetivos Específicos

Mediante análisis de sensoramiento remoto en ríos meándricos:

- Describir la ocurrencia de curvas orientadas aguas arriba y abajo en el río Tigre.
- Describir si existe diferencias en las tasas y patrones de migración de curvas orientadas aguas arriba y aguas abajo en el río Tigre.

Mediante experimentos de laboratorio:

- Describir el impacto de la orientación de las curvas aguas arriba y aguas abajo en la morfología de fondo.
- Describir las diferencias en la morfología de fondo resultante para regímenes morfológicos de sub y super-resonancia.
- Describir la interacción de los patrones estables (barras forzadas) y patrones libres o migratorios (barras y dunas) en canales meándricos.

Mediante mediciones de campo en el río Tigre:

- Describir la hidro-geomorfología de curvas orientadas aguas arriba y abajo en un río natural.
- Describir si las mediciones a escala natural coinciden con los procesos a escala de laboratorio.

1.4 HIPÓTESIS

En base a los objetivos planteados, la presente tesis plantea las siguientes hipótesis:

H1: Es común encontrar curvas aguas arriba y abajo en el río Tigre

H2: Las curvas orientadas aguas abajo migrarán con mayor tasa a lo largo de la planicie, esto en comparación con curvas orientadas aguas arriba.

- H3: La morfología de fondo en curvas orientadas aguas abajo presentan barras más desarrolladas y mayores erosiones en el fondo, que en las condiciones de curvas orientadas aguas arriba.
- H4: Las condiciones de super-resonancia producen mayores erosiones que las condiciones de sub-resonancia.
- H5: Las barras libres incorporan un modo adicional (al modo permanente y de dunas migratorias) para generar un aumento en los esfuerzos de corte en las márgenes, por ende, incrementar las tasas de erosión fluvial.
- H6: Los patrones tridimensionales del flujo en curvas aguas arriba y abajo a escala natural verifican mayores esfuerzos de corte, por ende, mayores erosiones en curvas aguas abajo.

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL

2.1 MORFOLOGÍA FLUVIAL

2.1.1 Descripción del sistema fluvial

Los sistemas fluviales son estructuras de ríos y canales que son controlados por diferentes agentes geomorfológicos, tales como los procesos de erosión y deposición, la geología e hidrología. Los procesos fluviales que resultan de estos sistemas dan forma al paisaje de la cuenca, ya sea erosionando el terreno, transportando el sedimento y depositándolo en otras regiones (Schumm, 1977). Los patrones o formas de planta de un río varían de acuerdo con la escala, dependiendo tanto del tamaño del río como la zona del sistema fluvial, tal como se ilustra en la Figura N° 2. A su vez, la energía y materia que se generan sustentan los hábitats ribereños (Gorman & Karr, 1978; Moir & Pasternack, 2008) y las actividades antropogénicas (por ejemplo, la energía hidroeléctrica y la pesquería) (Gilvear, 1999).

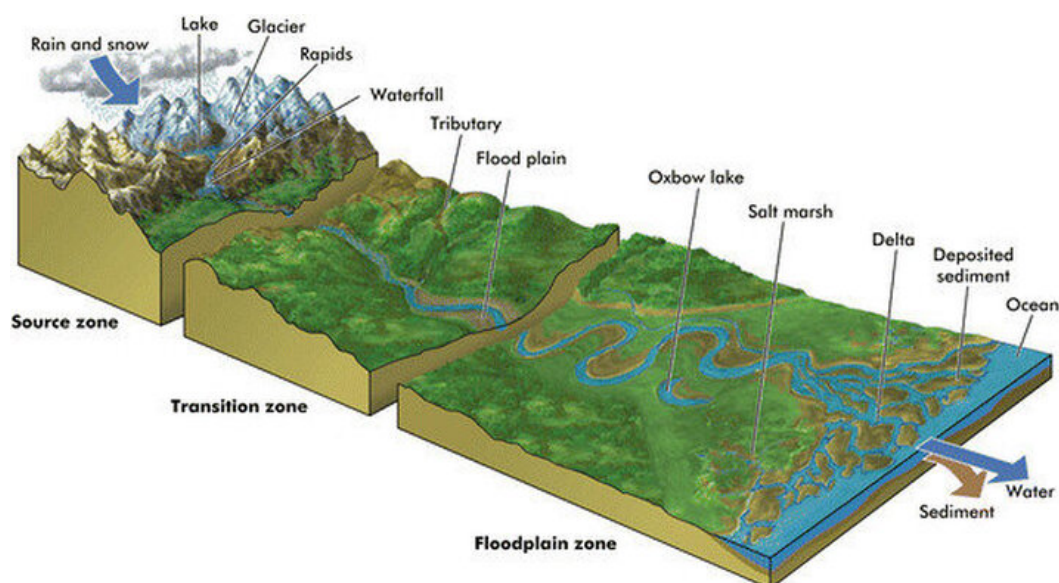


Figura N° 2 Diagrama de los cambios de la forma del río a lo largo de su recorrido, desde la fuente hasta su desembocadura. Se observan que los ríos meándricos se encuentran en la llanura, es decir en zonas de pendiente moderada.

Fuente: <https://www.geographypods.com/21-river-features.html>

Selby (1985) demostró que la carga de sedimentos, la tasa de sedimentos suspendidos y de fondo, y la pendiente en los ríos, producen planimetrías diferentes en los ríos aluviales como canales rectos, meándricos, con barras y algunas veces islas, entrelazados, o multicanales con islas (Figura N° 3). Es así

como una cuenca puede albergar diferentes tipos de sistemas fluviales cuya caracterización geomorfológica se debe realizar en base a la planimetría y altimetría (secciones transversales).



Figura N° 3 Efecto de carga de sedimentos en la planimetría de ríos aluviales

Fuente: Adaptado de Selby (1985)

Tradicionalmente, los estudios hidráulicos se basan en las mediciones de precipitaciones (hietogramas), descarga de agua (hidrogramas) y sedimentos (sedimentogramas), sin entender a profundidad que esa combinación genera patrones geomorfológicos que dominan las funcionalidades de los ecosistemas. Asimismo, los patrones de ríos responden a condiciones hidroclimáticas a largo plazo, por lo que eventos hidrológicos o de intervención (como la infraestructura fluvial) en la carga de agua y sedimentos importantes podrían modificar la configuración planimetría y altimetría de los ríos. De esta forma, dichas modificaciones podrían estar modificando el equilibrio dinámico fluvial o construyendo otro equilibrio adaptativo.

2.1.2 Elementos de la morfología fluvial

El sistema fluvial está compuesto por diferentes elementos o unidades morfológicas, tal como se presentan en la Figura N° 4. En conjunto, estas unidades describen las formas de los ríos y cómo cambian de forma y dirección con el tiempo (Woodworth & Pasternack, 2022). A continuación, se describen algunos de los elementos a discutir en la presente tesis:

- **Zona de mayor erosión (*Meander scour pool*).** En ríos meándricos, debido a la deposición en la zona interna de la curva, se produce una concentración del flujo en la zona externa, produciendo la zona de mayor profundización.
- **Barras de acreción lateral (*Scroll bars*).** Debido a la migración lateral, se produce la deposición de sedimentos en la margen interna del río. Con el paso del tiempo, ésta desarrolla barras de acreción y depresiones (*scroll lakes*), y dependiendo de los niveles de agua, estas barras se conectan o no al cauce principal.
- ***Thalweg*.** Es la zona de mayor profundidad en el río, usualmente se ubica cerca de la margen externa de la curva y cambia de acuerdo con la configuración de la curvatura planimétrica.

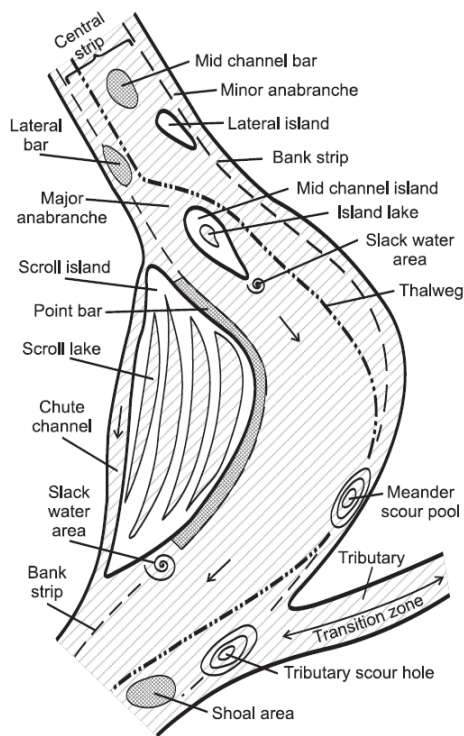


Figura N° 4 Unidades principales de la morfología fluvial

Fuente: Wantzen et al. (2005)

2.2 GEOMORFOLOGÍA DE RÍOS AMAZÓNICOS

2.2.1 Valle geológico

El valle geológico es el área donde el río se ha desarrollado en el tiempo y marca el límite de su capacidad de desplazarse (Gutiérrez & Abad, 2014). Este se

caracteriza por una configuración compleja de formaciones antiguas de cauces abandonados (paleocauces) (Shan et al., 2018), barras de acreción o *scroll bars* (acumulación de sedimento y lodo en la margen interna del río), y meandros abandonados y *oxbow lakes* (lagos en forma de medialuna que se forman cuando la corriente principal de un río corta uno de sus meandros) (Underwood, 2017), tal como se ilustra en la Figura N° 5.

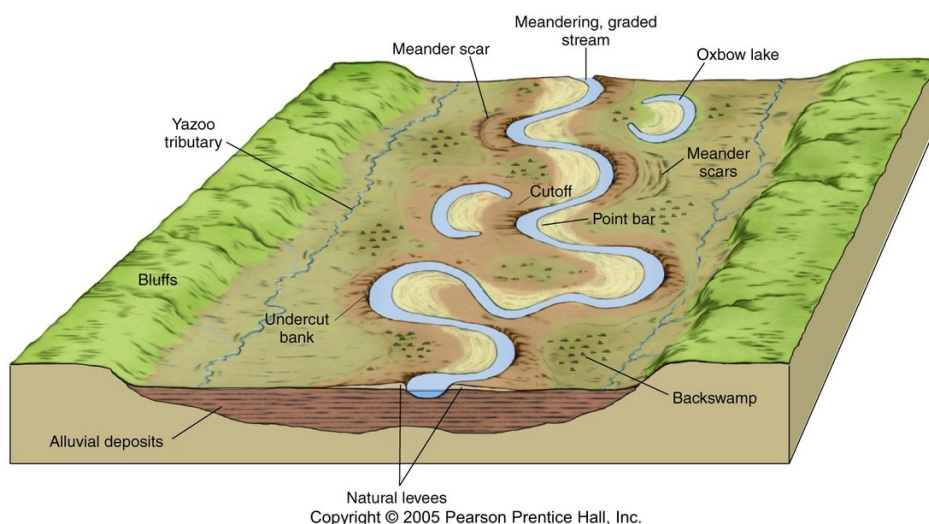


Figura N° 5 Estructura del valle geológico de sistemas meándricos

Fuente: <http://thebritishgeographer.weebly.com/river-landforms.html>

2.2.2 Tipos de sistemas fluviales

En la cuenca amazónica, la heterogeneidad de la hidrología y la vegetación durante la época de avenidas y sequías genera diferentes patrones geomorfológicos en el paisaje (Mertes et al., 1995). Esta variabilidad define el comportamiento morfodinámico y los procesos físicos que están asociados a la frecuencia de inundaciones, erosión de riberas o márgenes, cambios en la actividad pesquera, cambios en la planimetría del río y los patrones altimétricos, por ende, en el transporte acuático (Salonen et al., 2012; Abad et al., 2013).

En la Amazonía peruana se encuentran principalmente dos sistemas fluviales: meándricos (*meandering*) y multicanal (*anabranching*), tal como se muestra en la Figura N° 6. Cada uno de ellos presenta características geomorfológicas diferentes en función a la acumulación de sedimentos, procesos de erosión y deposición, avulsión y corte de canales, entre otros. En general, la dinámica en planta de los ríos meándricos o multicanal se rige por el caudal de agua, las tasas de transporte de sedimentos suspendidos y de fondo, el tipo de vegetación, el

entorno geológico, la composición del suelo, entre otros parámetros (Abad et al., 2013, Garcia et al., 2022).

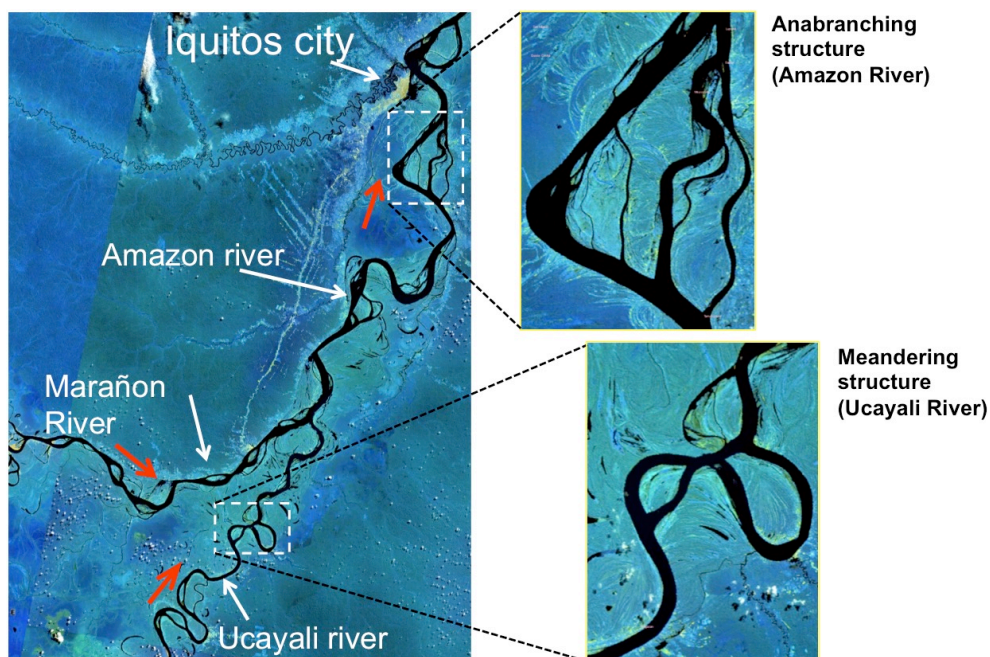


Figura N° 6 Tipos de ríos en la cuenca amazónica peruana: meándrico (Ucayali) y multicanal (Marañón y Amazonas)

Fuente: Abad et al. (2013)

Los ríos meándricos, como el río Ucayali, se caracterizan por mantener un solo canal con trayecto curvo en el cual la velocidad en la margen externa suele ser mucho mayor, ocasionando así su migración lateral (Abad et al., 2013). La presencia de altos esfuerzos cortantes cerca de la margen externa de los ríos se debe a los patrones de erosión y deposición que siguen las partículas de sedimentos (finos y gruesos) y la dinámica no lineal del flujo, lo que genera curvatura del cauce del río o “meandros” manteniendo un estado de equilibrio dinámico (estadísticamente) (Odgaard y Abad, 2008; Abad y García, 2009a, 2009b; Schwenk & Foufoula-Georgiou, 2017, Sylverter et al., 2019).

Los ríos multicanal, como, por ejemplo, el caso de los ríos Amazonas y Marañón, se definen como un sistema de múltiples canales caracterizados por islas aluviales estables con vegetación que forman un patrón de unión y división del flujo (Nanson, 2013; Frias et al., 2015; Mendoza et al., 2016a). Estos ríos se caracterizan por su reducida dinámica temporal (puede persistir por décadas, siglos e incluso milenios) que permite la sucesión de vegetación y bancos estables (Nanson, 2013; Latrubesse, 2015). Dependiendo del grado de acoplamiento entre

los canales principal y secundario, la dinámica en planta de las estructuras ramificadas podría estar dominada por la dinámica del canal principal o la del canal secundario (Abad et al., 2013), resultando así en un intermedio entre el tipo meándrico y trenzado (Eaton et al. 2010).

2.2.3 Patrones geomorfológicos en sistemas fluviales

Los patrones de cauce de los ríos se clasifican fundamentalmente en función de su configuración bidimensional (morfología en planta) en combinación con otros factores morfodinámicos. Como se indica en la Figura N° 7, Mangelsdorf et al. (1990) describió la evolución de los patrones longitudinales, planimétricos y de secciones transversales a partir de factores naturales e interacción con el transporte de agua y sedimentos.

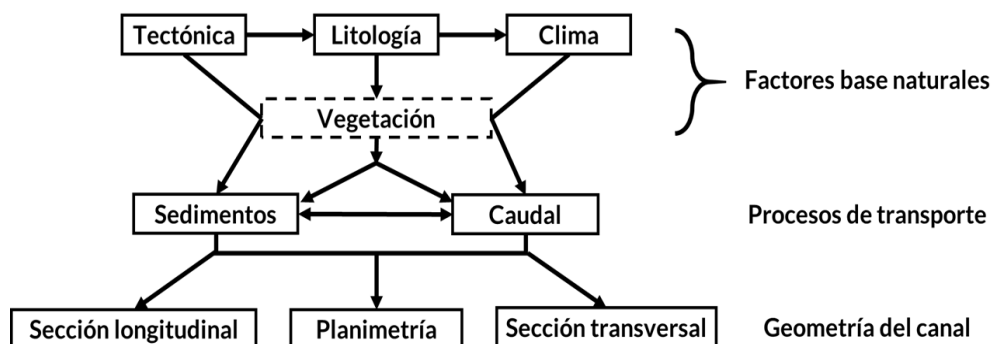


Figura N° 7 Controles en la geometría de entornos aluviales, donde se observa la conectividad de factores base y procesos de transporte para determinar la geometría del canal

Fuente: Adaptado de Mangelsdorf et al. (1990)

Para representar el carácter dinámico y patrones que forma un río se pueden establecer relaciones estructurales de proceso y forma (Bridge, 2003; Schwenk & Foufoula-Georgiou, 2017), lo que se conoce como el estudio de la morfodinámica (Fryirs & Brierley, 2012). Para ello, se establecen parámetros morfológicos, morfométricos o geomórficos (Woodworth & Pasternack, 2022) que cuantifican y delimitan el movimiento y estructura del río.

En la Figura N° 8 se describen los principales morfométricos aplicables para caracterizar ríos meándricos y multicanal, los cuales fueron elegidos a las características físicas de cada sistema (Dominguez-Ruben et al., 2021; Gutiérrez & Abad, 2014). Estos parámetros pueden ser estáticos o dinámicos cuando caracterizan cambios en el tiempo. Los parámetros estáticos (longitud de onda, sinuosidad, confinamiento, métricas de islas, ancho promedio) son obtenidos

puntualmente por año observado, mientras que los parámetros dinámicos (migración, erosión-deposición) representan el dinamismo por pares de años o periodos observados en un rango de tiempo.

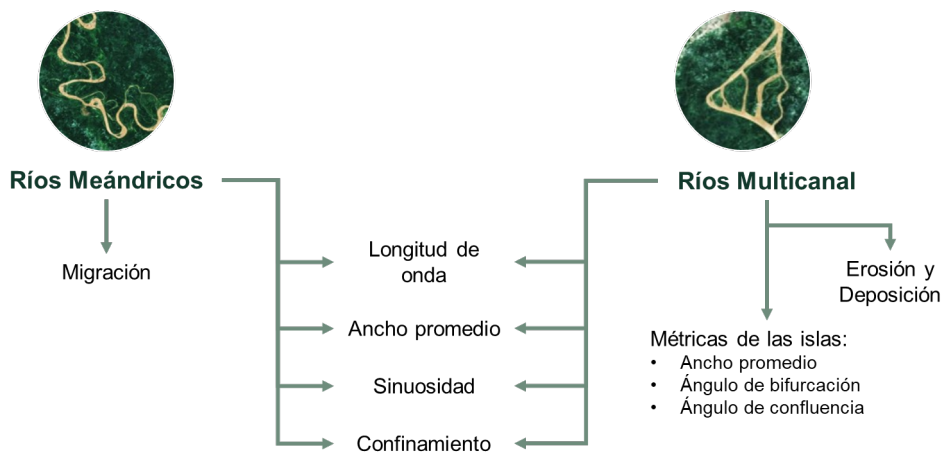


Figura N° 8 Parámetros morfológicos o morfométricos de los sistemas meándricos y multicanal.

Elaboración propia

La presente tesis está relacionada a los sistemas de ríos meándricos, por ende, las siguientes secciones se centrarán en este tipo de ríos.

2.2.4 Morfométricos de ríos meándricos

De acuerdo con Gutierrez & Abad (2014), la cuantificación de la variabilidad de los morfométricos de ríos meándricos es de vital importancia para el estudio de la interrelación entre los meandros y la vegetación ribereña (Perucca et al., 2006; Camporeale & Ridolfi, 2010), la influencia de la sinuosidad de la superficie con el agua subterránea (Cardenas, 2009), y la diferenciación entre cauces naturales y modificados (Frascati & Lanzoni, 2009; Howard & Hemberger, 1991). Asimismo, esta caracterización morfológica es necesaria para el diseño de infraestructura de protección ribereña, evaluación de impactos de reservorios (Shields et al., 2000), restauración de ríos (Abad & García, 2006), y navegabilidad (Abad et al, 2013), entre otras aplicaciones.

Dominguez-Ruben et al. (2021) indicaron que el análisis de la planimetría de un río meándrico parte de la determinación de la línea central del río y la del valle geológico. La línea central del río “describe la distancia equidistante entre los bordes del río a lo largo de su recorrido” (CITA, 2021) y permite identificar la dirección del flujo del río y obtener otros morfométricos del río (ver Figura N° 9). Cabe agregar que mientras que el rango de tiempo de la línea central del río se

representa en escalas de décadas o siglos, la delimitación del valle se evalúa mediante tiempos geológicos (Gutiérrez & Abad, 2014).

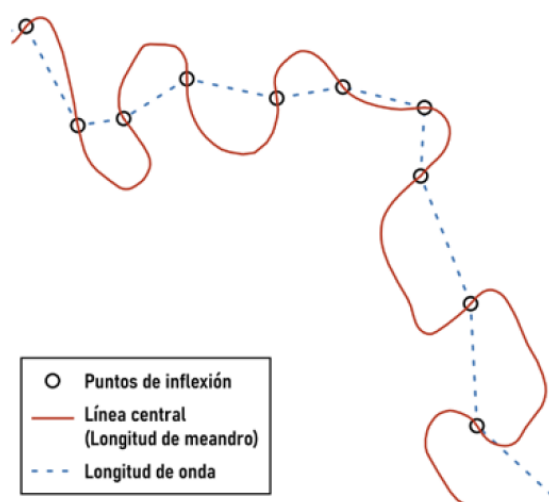


Figura N° 9 Representación gráfica de la línea central y la longitud de onda en un sistema meándrico. La longitud de onda define la longitud que unen puntos de inflexión. La longitud de onda suele asociarse con el ancho promedio (Constantine & Dunne, 2008) y pueden cambiar dinámicamente en el tiempo (Gutiérrez & Abad, 2014)

Fuente: CITA (2021)

A continuación, se describe los principales morfométricos que se emplean en la caracterización de la geometría planimétrica de ríos meándricos, los cuales se ilustran en la Figura N° 10:

- **Longitud de curva o meandro (*arc-wavelength*)**. Este parámetro indica la longitud de la curva que genera un meandro entre un punto de inflexión y otro. Se define como la distancia a lo largo del eje central del río entre dos puntos de inflexión consecutivos.
- **Longitud de onda (*wavelength*)**. Este parámetro se define como la distancia recta entre 2 puntos consecutivos de inflexión.
- **Migración**. Este parámetro indica la variación de la ubicación de la línea central del río, respecto a su dirección y distancia, de un periodo de tiempo respecto a otro. Asimismo, este parámetro muestra la actividad del río, proporcionando información para temas de planificación y ordenamiento territorial.
- **Ancho promedio del cauce**. Este parámetro brinda información del ancho de equilibrio que dispone un río para transportar el caudal.

- **Sinuosidad.** Es un parámetro que determina si un canal es recto (valor igual a 1) o meándrico (valor mayor a 1), es decir, define el grado de curvatura de un río y cuantifica cuánto se desvía del tramo más corto (Horacio, 2014). Asimismo, indica la madurez del río y provee información acerca de cómo la geomorfología influye en la navegación. Esta sinuosidad se calcula como la razón entre la longitud de onda y la longitud de curva o meandro.

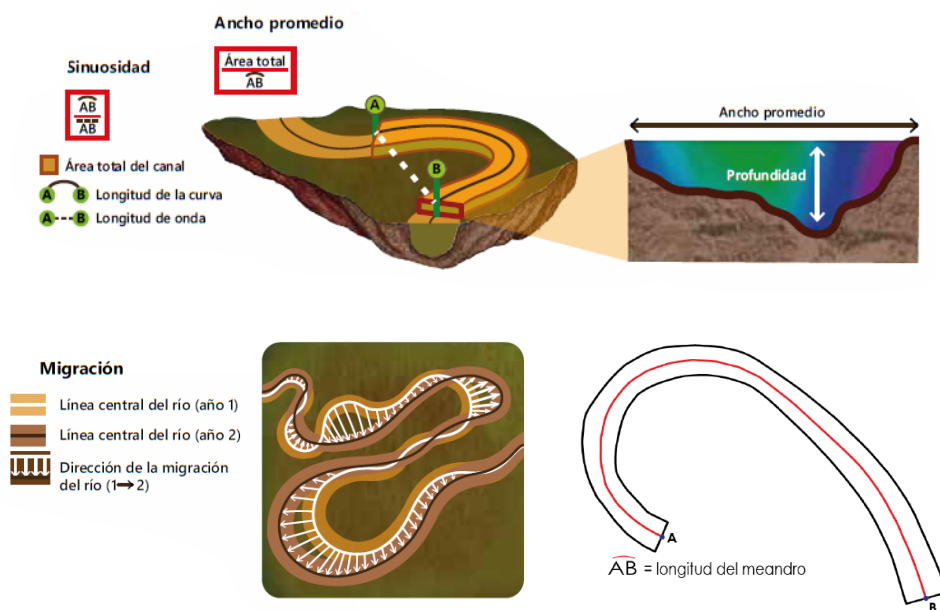


Figura N° 10 Representación gráfica de los parámetros morfométricos en ríos meándricos

Fuente: CITA (2021)

Dependiendo de las condiciones hidrológicas, hidráulicas, geológicas, geomorfológicas, entre otras, los ríos tienen características propias, es decir las escalas de estos métricos varían (Vermeulen et al, 2016), por ende, la normalización de variables es importante. Factores externos como tributarios también pueden afectar las dimensiones naturales de un río (Gutierrez et al., 2014). En ocasiones, las curvas pueden amalgamarse y formar curvas de dimensiones mayores, pero también pueden dividirse y obtener curvas de dimensiones menores (Gutiérrez & Abad, 2014; Vermeulen et al., 2016). La Figura N° 11 muestra las diferentes escalas de meandros coexistentes a lo largo del río Mahakam en Indonesia.

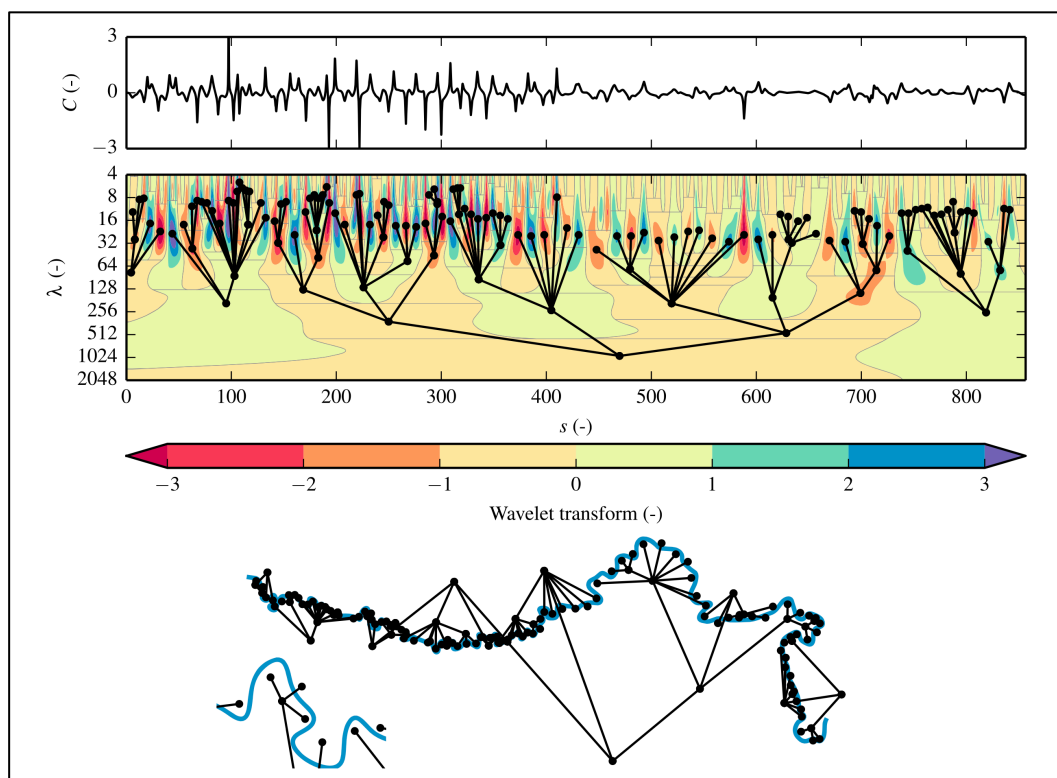


Figura N° 11 Longitudes de curvas de diferentes tamaños en el río Mahakam en Indonesia

Fuente: Vermeulen et al. (2016)

2.3 ORIENTACIÓN DE LAS CURVAS EN RÍOS MEÁNDRICOS

2.3.1 Evolución y orientación de las curvas o meandros

Hickin & Nanson (1975) describieron patrones planimétricos típicos de ríos meándricos, los cuales son mostrados en la Figura N° 12. Se observan las barras de acreción, los cuales definen la historia reciente de migración de estas curvas. Bajo estos mecanismos se reflejan curvas orientadas aguas abajo y aguas arriba (Abad & Garcia, 2009a, 2009b), así como se observa en la Figura N° 13 donde el sesgo (skewness, en inglés) tiene valores positivos (curvas orientadas aguas abajo) y negativos (curvas orientadas aguas arriba) en los ríos Mahakam, Red, Purus y Kapuas (Vermeulen et al, 2016).

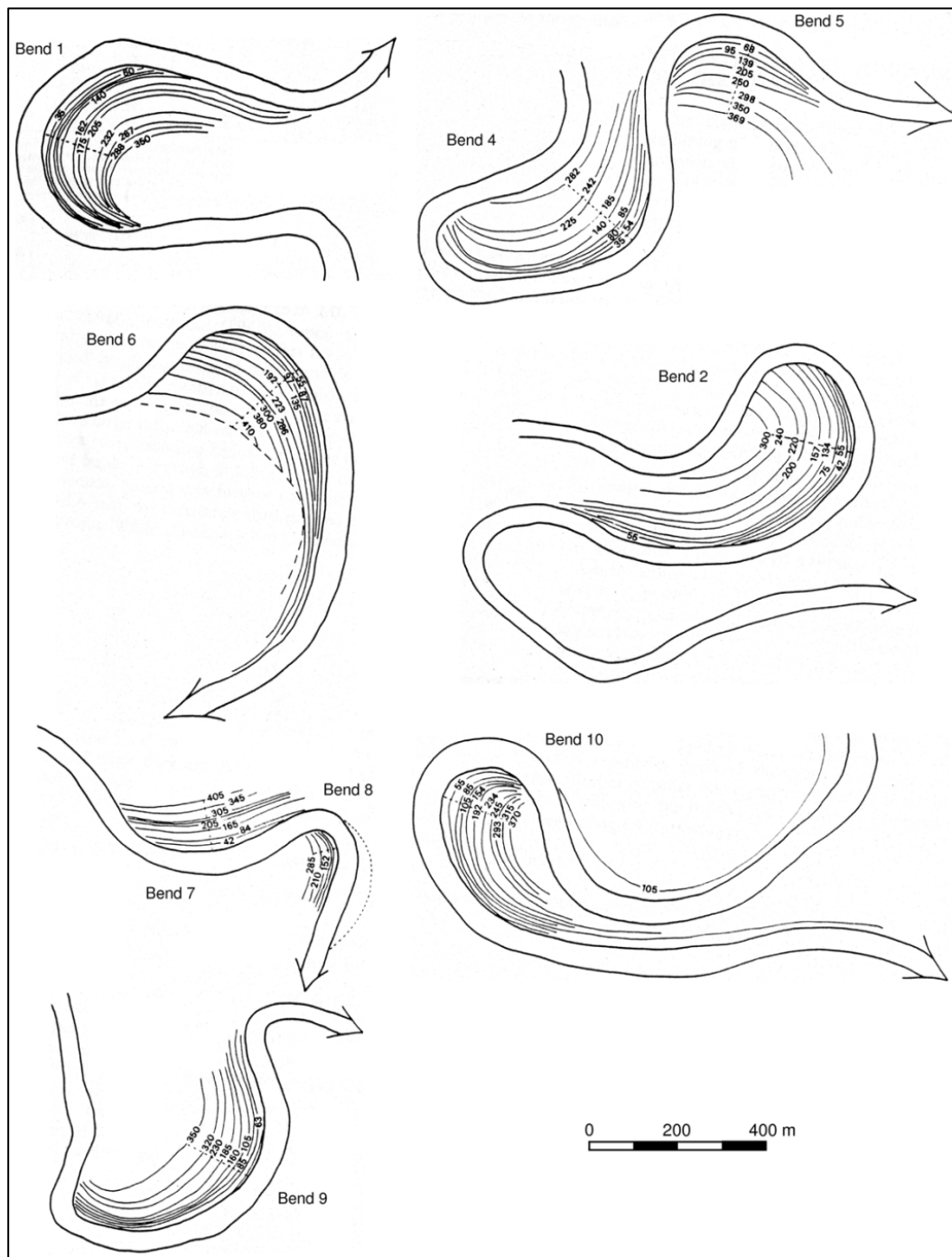


Figura N° 12 Migración planimétrica de ríos meándricos

Fuente: Hickin & Nanson (1975)

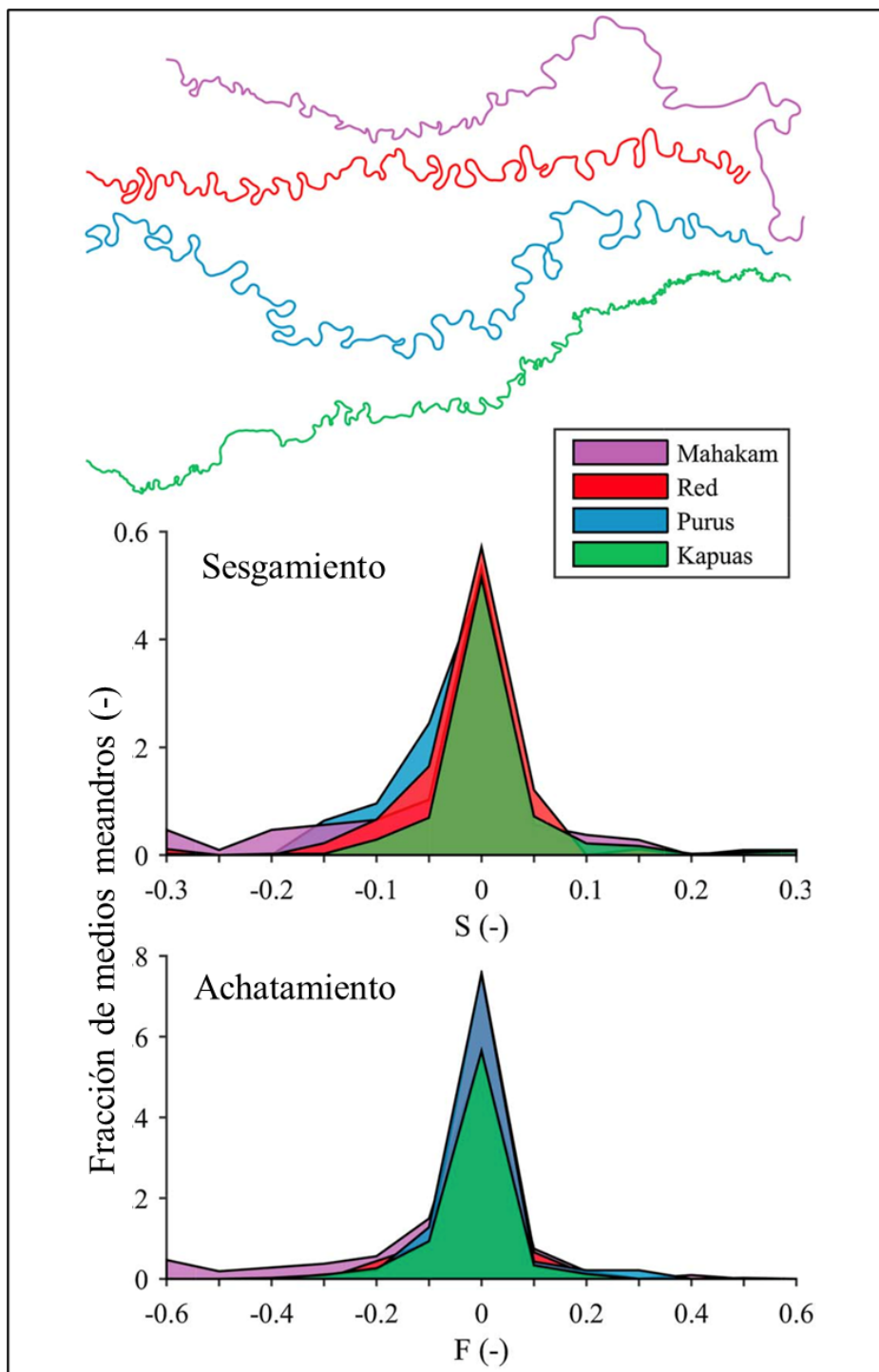


Figura N° 13 Sesgo y achatamiento de los ríos Mahakam, Red, Purús, Kapuas

Fuente: Vermeulen et al. (2016)

2.3.2 Condiciones de resonancia, super- y sub-resonancia

Blondeaux y Seminara (1985) desarrollaron una teoría unificada (inestabilidades de barras y meandros), donde se presentó el concepto de resonancia entre barras

libres y forzadas. Blondeaux y Seminara (1985) describió que en un canal recto sin perturbación inicial (es decir sin formas de fondo a escala del ancho del canal), la hidrodinámica desarrolla esfuerzos cortantes heterogéneos (que varían espacialmente), por lo tanto, se desarrollan distintos patrones de erosión y deposición (los cuales emergen espontáneamente) que son llamados soluciones naturales del sistema. En base a condiciones específicas hidrogeomorfológicas, estas soluciones exhiben un rango de número de onda, las cuales son conocidas como barras alternadas (ver Figura N° 14), las cuales se caracterizan por tener un crecimiento positivo (ver la evolución de las barras) y se propagan aguas abajo. En este tipo de canales, los números de onda (o su equivalente en longitud de onda) que seleccionan estas perturbaciones corresponden a los que exhiben la máxima tasa de amplificación (Blondeaux y Seminara, 1985). Este tipo de perturbaciones corresponden a inestabilidades de barras.

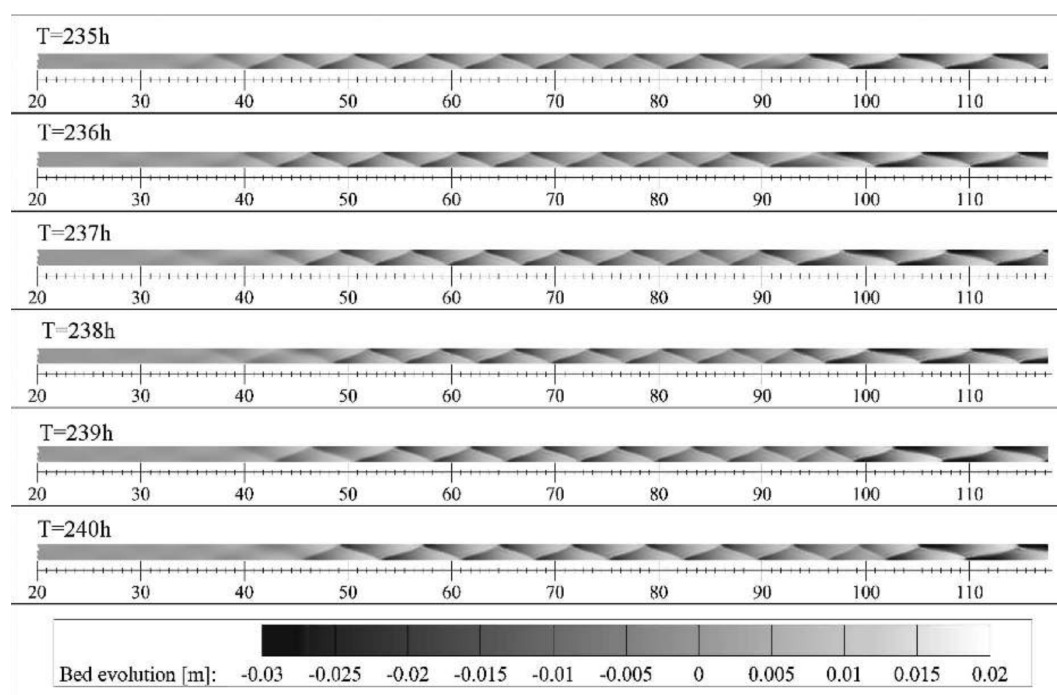


Figura N° 14 Evolución de barras en un canal recto (en base a experimentos de Lanzoni (2000)

Fuente: Mendoza et al. (2016b)

Sin embargo, en canales meándricos, existen naturalmente las inestabilidades planimétricas que también tienen condiciones alternantes, es decir, deposición en la margen interna y erosión en la margen externa de las curvas. Estas barras son estables a menos que existan migraciones importantes de las curvas. Dependiendo de condiciones hidrogeomorfológicas, los ríos meándricos también

seleccionan números de onda (o longitud de onda) que se observan en la naturaleza. Este tipo de perturbaciones corresponden a las inestabilidades planimétricas.

Cuando las condiciones de inestabilidades de barras y planimétricas coinciden, es decir los rangos de número de onda son similares, se produce la resonancia en el sistema (Blondeaux y Seminara, 1985). Por ende, la condición de resonancia (β_R) controla el crecimiento de la curvatura, y el rango en el que esto ocurre está relacionado con perturbaciones de barra estables (no amplificadas). Blondeaux y Seminara (1985) explicaron que las inestabilidades generadas por las barras y por las curvas (planimetría) operan en longitudes de onda similares (es decir en resonancia), sobre todo cuando las sinuosidades de los ríos no son tan altos (< 1.5 aproximadamente). En otras palabras, cuando estas inestabilidades ocurren simultáneamente (en resonancia), los patrones de erosión y deposición en los ríos son de mayor magnitud produciendo patrones más estables (*steady and non-amplifying*).

Zolezzi et al. (2005) desarrolló experimentos bajo condiciones de super-resonancia ($\beta_R < \beta$) y de sub-resonancia ($\beta_R > \beta$) en un canal curvo. En la condición de super-resonancia, la influencia morfológica se extiende hacia aguas arriba, y lo opuesto ocurre para la condición de sub-resonancia. La Figura N° 15 muestra los experimentos U2 ($\beta_R < \beta$: $11.7 < 20.0$) y U3 ($\beta_R < \beta$: $14.6 < 15.0$) en condiciones de super-resonancia y se observa que existen zonas de erosión aguas arriba de la curva (perturbación planimétrica), es decir, una influencia aguas arriba. Por otro lado, la Figura N° 16 muestra los experimentos D1 ($\beta_R > \beta$: $17.3 > 12.0$) y D2 ($\beta_R > \beta$: $22.1 > 8.6$) bajo condiciones de sub-resonancia, donde se observan que mayormente las zonas de erosión se encuentran aguas debajo de la curva, es decir una influencia aguas abajo.

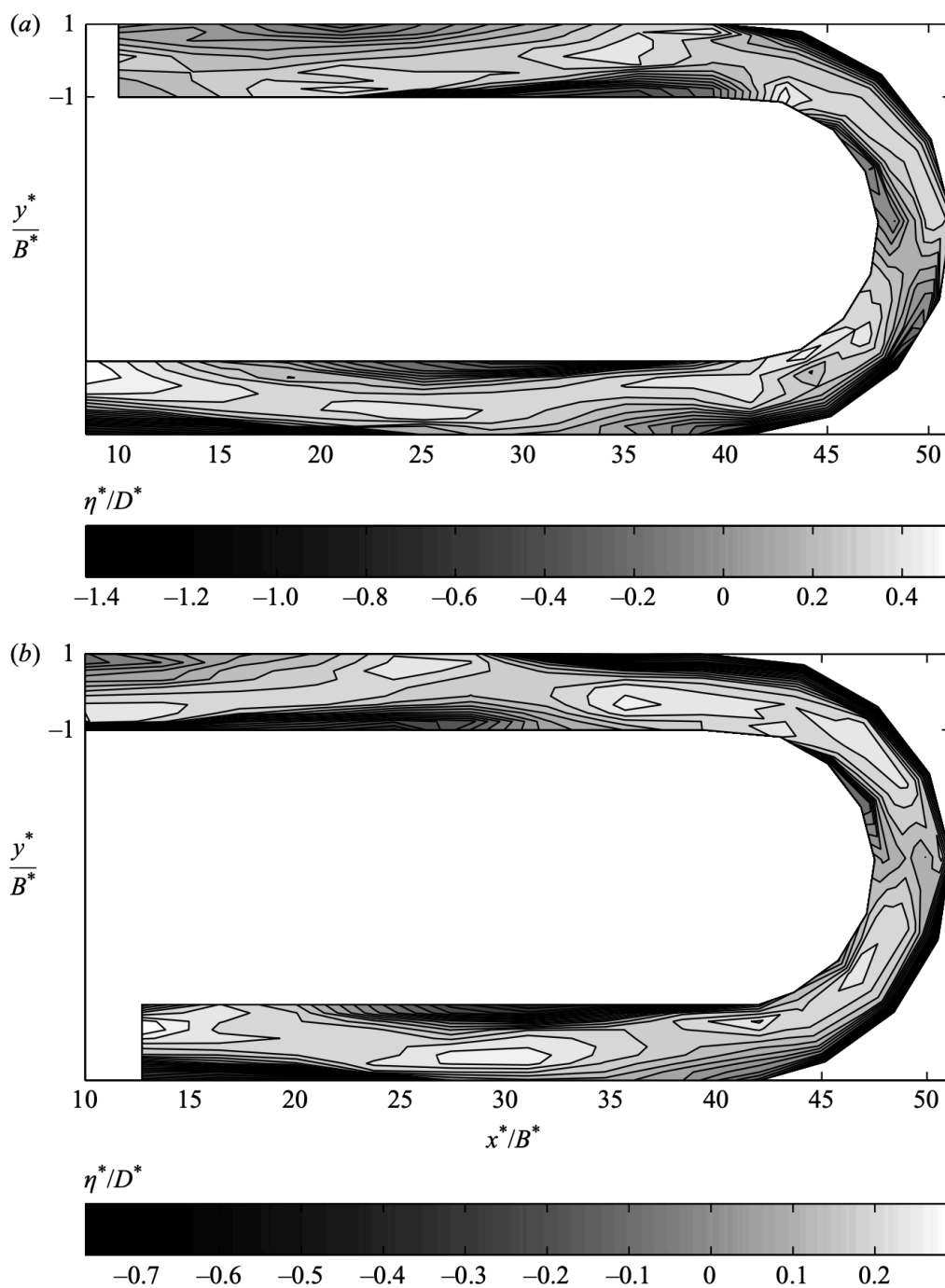


Figura N° 15 Topografía permanente (promediado en el tiempo) en condiciones de super-resonancia: (a) U2, (b) U3. El flujo va desde arriba hacia abajo.

Fuente: Zolezzi et al. (2005)

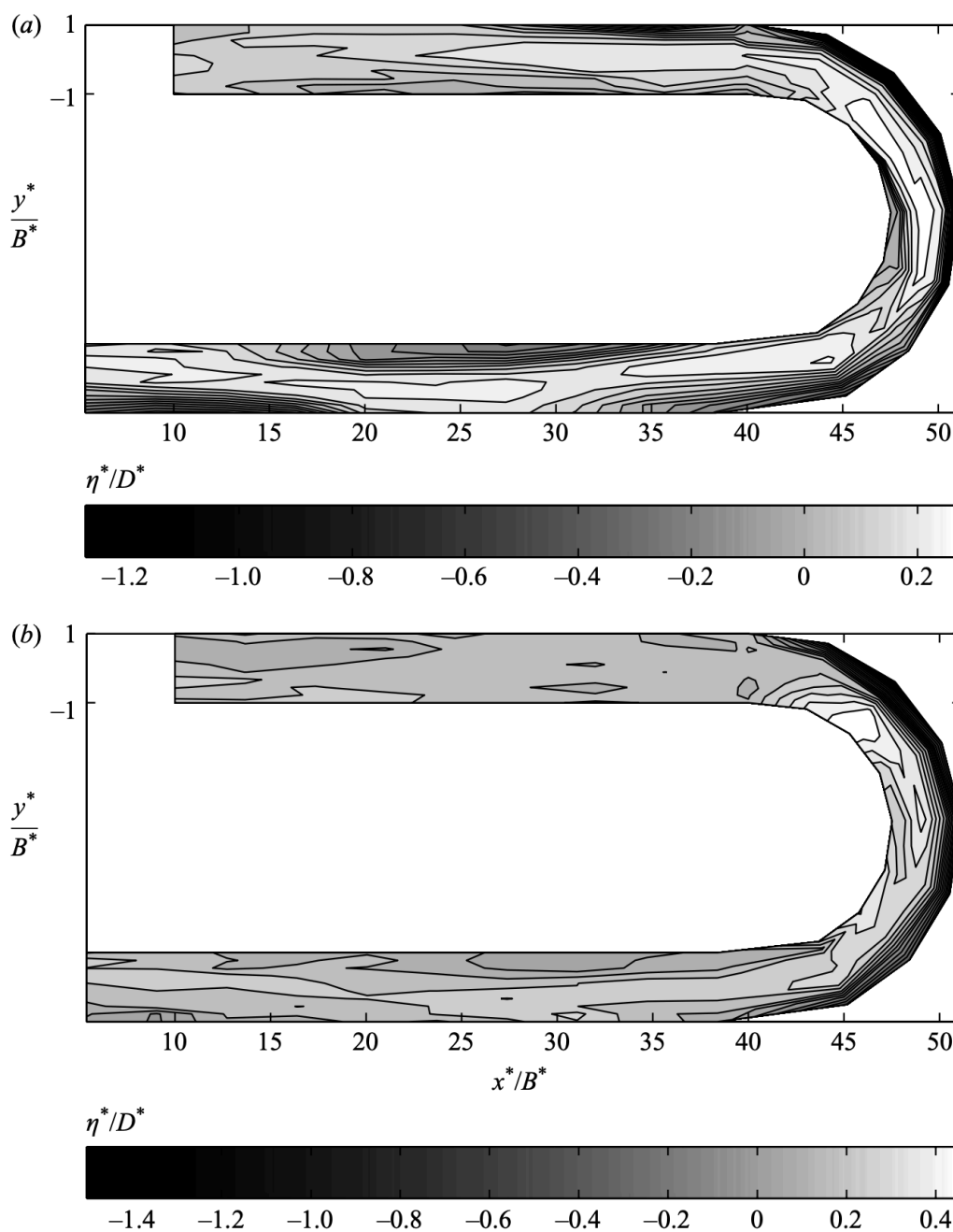


Figura N° 16 Topografía permanente (promediado en el tiempo) en condiciones de sub-resonancia:
(a) D1, (b) D2. El flujo va desde arriba hacia abajo.

Fuente: Zolezzi et al. (2005)

2.3.3 Efecto de sub- y super-resonancia en la orientación de los meandros

Seminara (2010) caracterizó como patrones geomorfológicos libres a aquellos que surgen espontáneamente de la interfaz agua-sedimento, como las formas de fondo y planimetría de los ríos, y los patrones forzados a los procesos de erosión

o deposición que son desencadenados por factores externos. Entre los patrones libres, Colombini et al. (1992) afirmaron que las barras de sedimentos controlan la morfología de los canales aluviales, por lo que una gran cantidad de investigaciones se centraron en la dinámica de barras alternadas (inestabilidad de barras) y meandros fluviales (inestabilidad de meandros). Ikeda et al. (1981) manifestaron que las inestabilidades de barras y de meandros operan en longitudes de onda similares cuando la sinuosidad del canal no es demasiado grande. Asimismo, Colombini et al. (1987) describieron la amplitud finita de barras alternadas en canales rectos bajo flujos de régimen permanente (para flujos en regímenes no permanentes, ver Hall (2004); para incluir los efectos de sedimentos suspendidos, ver Bertagni & Camporeale (2018)), y describió el diagrama de fase de estabilidad para la presencia de barras alternadas.

En un canal meándrico, Kinoshita y Miwa (1974) realizaron experimentos en de longitud de onda (de los meandros del canal) aproximadamente igual al de las barras alternadas que se esperaban formarse, y se observó la condición crítica de entre 20 y 40 grados de amplitud angular bajo la cual se observan barras alternadas (efectos de curvatura). Tubino y Seminara (1992) desarrollaron el umbral para la supresión de barras alternadas y Seminara y Tubino (1992) confirmaron que, en el nivel lineal y en condición de resonancia, la curvatura fuerza una respuesta natural del canal que consta de barras fijas. Sin embargo, como señala Kinoshita (1961) y se verifica más tarde en los experimentos de Whitting y Dietrich (1993a, 1993b, 1993c), las barras migratorias se observan nuevamente para el caso de curvas de gran amplitud y alta curvatura, lo que conduce a una dinámica de forma en planta más compleja, tal como la describe Hickin (1974) y Hickin & Nanson (1984). Posteriormente, Zolezzi & Seminara (2001) presentaron la solución exacta para el problema lineal de la morfodinámica del meandro; sin embargo, en sus derivaciones no consideraron el efecto de las barras migratorias en curvas de gran amplitud, tal como lo describen Whitting y Dietrich (1993a, b, c). También, Zolezzi & Seminara (2001) afirmaron que la presencia de estas barras migratorias tiende a mejorar el proceso de erosión de las márgenes, pero las características esenciales de la teoría desarrollada se mantendrían, principalmente, debido a las diferencias en las escalas de tiempo.

Lanzoni y Seminara (2006) analizaron las implicancias de tener una inestabilidad convectiva o absoluta de la curvatura en un canal meándrico. En el tipo de inestabilidad convectiva cualquier perturbación incorporada al sistema será

transportada aguas abajo del dominio, mientras que en la inestabilidad absoluta cualquier perturbación se extenderá hacia arriba y hacia abajo, es decir, abarcará todo el dominio. En el contexto de la morfodinámica de los ríos, el umbral en la que las inestabilidades convectivas y absolutas están presentes en un canal meándricos viene dado por la condición de relación de ancho de resonancia (β_R) (Blondeaux & Seminara, 1985). El régimen sub-resonante se considera por tener valores bajos de la relación de ancho comparado con el umbral resonante (el cual depende de las condiciones hidrogeomorfológicas del río). El régimen super-resonante se considera para valores altos de relación de ancho.

Zolezzi et al. (2005) afirmaron que la topografía del fondo en canales curvos es el resultado de una interacción entre patrones libres (migratorios) y forzados (no migratorios), que fueron previamente investigados experimentalmente por Kinoshita y Miwa (1974) y teóricamente por Tubino y Seminara (1992) para el caso de meandros periódicos de pequeña amplitud, donde los modelos lineales siguen siendo válidos. Sin embargo, como señalaron Whitting y Dietrich (1993b), para el caso de curvas de alta amplitud todavía es necesaria una mayor investigación sobre por qué los efectos de curvatura ya no suprimen las barras. Zolezzi et al. (2005) también realizaron experimentos en sub- y super-resonancia en un canal tipo U, que contempla largos tramos rectos en las regiones aguas arriba y abajo, y una curva de 180 grados en el tramo medio. Zolezzi et al. (2005) encontraron que aguas abajo (aguas arriba) se presentaron regiones estables muy profundas (overdeepening) para la condición sub-resonante (super-resonante). Por lo tanto, dependiendo de la ubicación del patrón geomorfológico estable para la profundización excesiva, basado en el régimen morfodinámico, Seminara et al. (2001) y Monegaglia et al. (2019) manifestaron que para condiciones sub-resonantes los ríos tienden a tener curvas sesgadas aguas arriba, mientras que para las condiciones morfodinámicas super-resonantes, las curvas están sesgadas aguas abajo. En ausencia de una teoría completamente no lineal para definir la interacción de barras libres y forzadas (Blondeaux y Seminara, 1985; Tubino y Seminara, 1992), los enfoques de Seminara y Tubino (1992) se utilizaron para diseñar las condiciones morfodinámicas de los experimentos en el canal Kinoshita.

2.4 MORFOMETRÍA DE RÍOS MEÁNDRICOS

2.4.1 Teledetección aplicada a la caracterización morfodinámica de ríos

La caracterización planimétrica de ríos meándricos se basa en utilizar métricos geomorfológicos espaciales y temporales para determinar la variabilidad de los ríos. Entre los trabajos más recientes se encuentran Abad y García (2006), Gutierrez y Abad (2014), Gutierrez et al. (2014), Vermeulen et al. (2016), y Dominguez-Ruben et al. (2021). Gutierrez y Abad (2014) utilizaron la técnica de Wavelets para caracterizar los ríos meándricos de diferentes configuraciones planimétricas. Se encontraron resultados interesantes como la interacción del eje central del río con el eje del valle, es decir, los valles también manifiestan su impacto en la planimetría de los ríos, obviamente esto dependerá del grado de confinamiento (ver Figura N° 17).

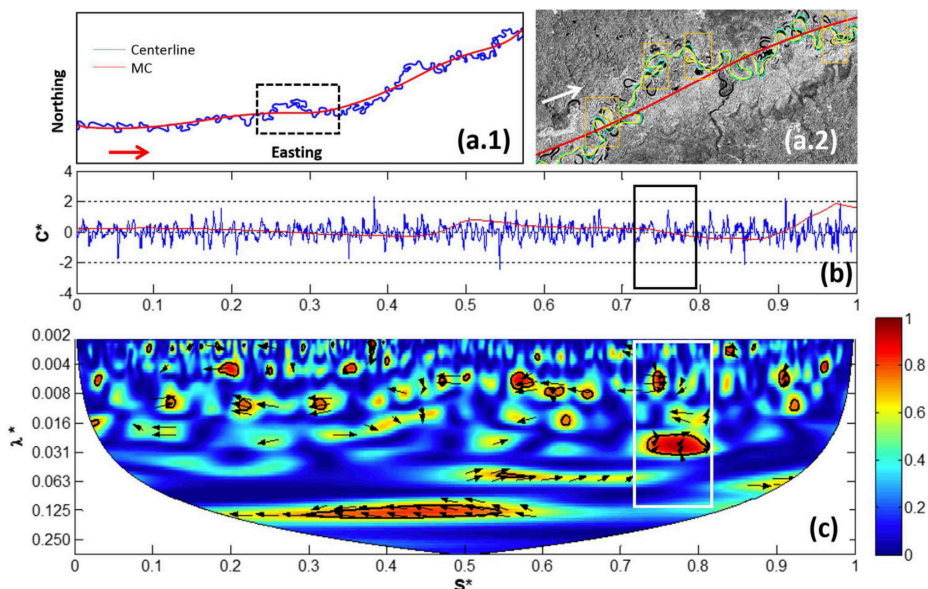


Figura N° 17 Análisis de Wavelets para el río Tahuamanu-Este. Donde: C^* es la curvatura, S^* es la coordenada intrínseca, λ^* es la longitud de curva, y las flechas indican la correlación entre el eje del río (*centerline*) y el eje del valle (MC)

Fuente: Gutierrez y Abad (2014)

Gutierrez et al. (2014) también utilizaron la técnica de Wavelets para caracterizar los cambios planimétricos en confluencia de ríos meándricos. Nótese en la Figura N° 18 la confluencia de dos ríos meándricos, los cuales al unirse no solamente combinan el caudal de agua y de sedimentos, sino que también la morfología

planimétrica responde y los cauces se ajustan para alcanzar un nuevo equilibrio (por ejemplo, longitud de curva, amplitud, sinuosidad, tasa de migración).

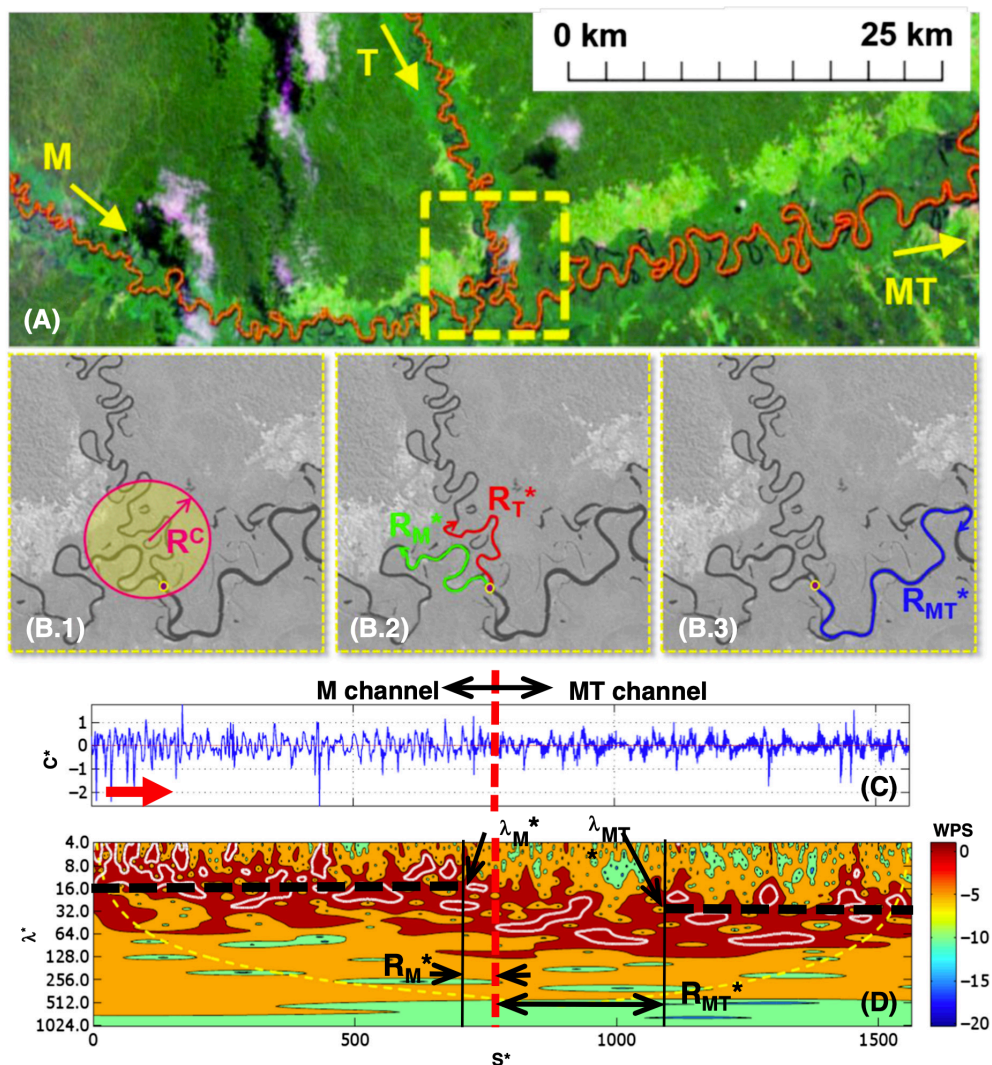


Figura N° 18 Caracterización de confluencia de ríos meándricos, donde M: *main* (principal); T: *tributary* (tributario)

Fuente: Gutierrez et al. (2014)

2.4.2 La herramienta MStaT para caracterización de métricos geomorfológicos de ríos meándricos

Basándose en los estudios previos (Catano et al., 2009; Gutierrez & Abad, 2014; Gutierrez et al., 2014), Dominguez-Ruben et al. (2021) presentaron una herramienta desarrollada en Matlab, denominada MStaT, que implementa las rutinas de wavelet para caracterizar ríos meándricos (ver Figura N° 19).

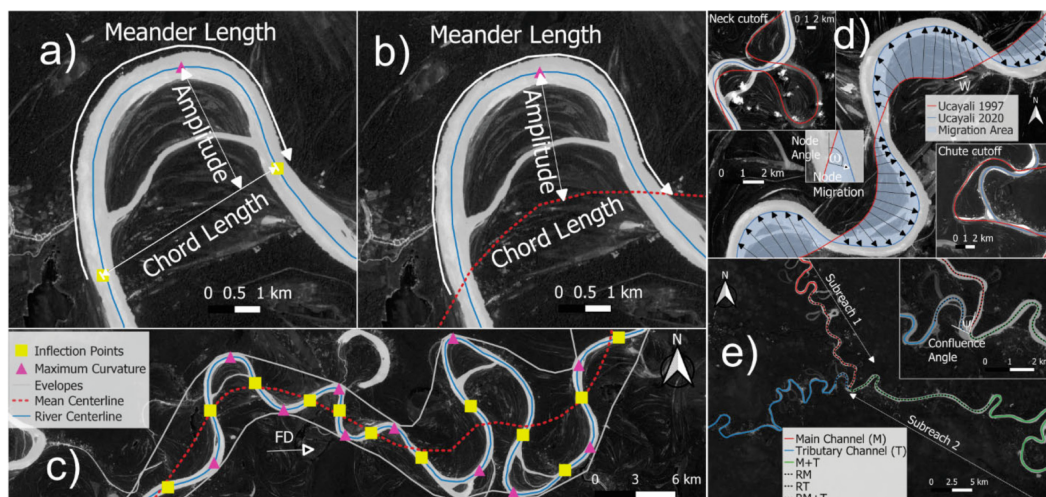


Figura N° 19 Morfométricos obtenidos con la herramienta MStaT

Fuente: Dominguez-Ruben (2021)

MStaT es un paquete de código abierto que integra tres módulos de estimación a partir del análisis de la línea central del río, la geometría del cauce, y la relación entre el río y valle: métricos geomorfológicos de ríos meándricos (M1), módulo de migración lateral (M2), y módulo de confluencia de meandros y su efecto en la planimetría del río resultante (M3). Para caracterizar la dinámica de ríos meándricos, el usuario debe indicar el módulo a analizar. Luego, se debe seleccionar la línea central que se extrae en dirección de aguas arriba a aguas abajo, ingresando a su vez el valor del ancho promedio. De esta manera, MStaT permite cuantificar la distribución espacial de la longitud de onda del arco (*wavelength*), la longitud de onda de las curvas (*arc-wavelength*), las tasas de migración lateral, los eventos de corte (*neck cutoff*) y la influencia de los canales tributarios (Dominguez-Ruben et al., 2021).

Para cada curva se obtienen dos puntos de inflexión (inicial y final) y un punto intermedio que define la máxima curvatura (ver Figura N° 19), por ende, se definen dos distancias: 1) dus: distancia desde el punto inflexión inicial y el punto de máxima curvatura, 2) dds: distancia desde el punto de máxima curvatura hasta el punto inflexión final. Si $dus < dds$ ($dus > dds$), entonces la curva esta orientada hacia aguas arriba (aguas abajo).

El código de MStaT está disponible gratuitamente en el siguiente repositorio: <https://github.com/ElsevierSoftwareX/SOFTX-D-20-00032>.

CAPÍTULO III: CARACTERIZACIÓN DE ORIENTACIÓN DE CURVAS USANDO SENSORAMIENTO REMOTO DEL RÍO TIGRE, LORETO

3.1 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El levantamiento de información con sensoramiento remoto se realizó en un tramo del río Tigre, ubicado en el departamento de Loreto (Figura N° 20), desde la frontera con Ecuador (383933.60m E, 9764911.91m S) hasta su confluencia con el río Marañón (602875.77 m E, 9504589.72 m S) en la zona 18M. Este río es un tributario de la margen izquierda del río Marañón que atraviesa territorio peruano y ecuatoriano, y cuenta con una longitud de aproximadamente 760 km (Ziesler & Ardizzone, 1979).

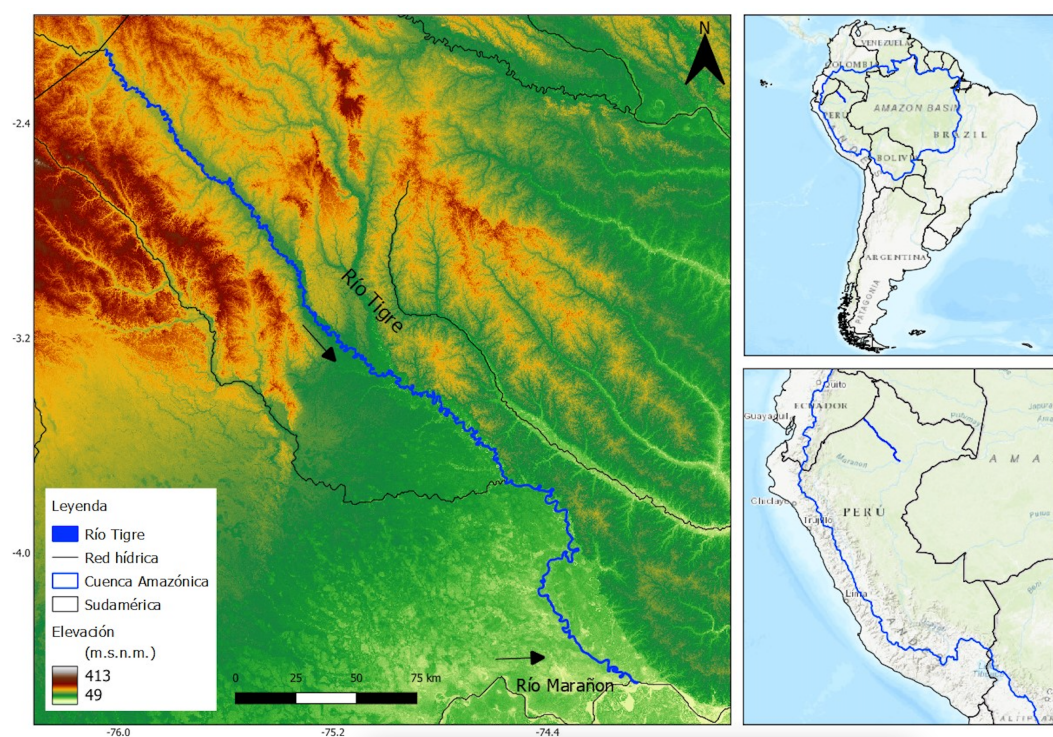


Figura N° 20 Mapa de ubicación del río Tigre, Loreto, Perú

Fuente: Elaboración propia

3.2 PREPROCESAMIENTO DE LAS IMÁGENES SATELITALES

Una vez definida la zona de estudio se procedió a descargar las imágenes satelitales a partir de un criterio de selección que incluye una nubosidad menor de 10% durante los meses de estiaje. A partir de ello, se obtuvo un set de imágenes satelitales que se utilizaron para la etapa de procesamiento con software SIG. Para el presente trabajo de tesis se utilizaron las plataformas QGIS

(<https://qgis.org/es/site/>) y ArcMap del entorno ArcGIS de ESRI (<https://www.esri.com/>).

El flujo de trabajo del preprocesamiento se describe en la Figura N° 21, donde a partir de las imágenes satelitales seleccionadas, los mapas base y el modelo de elevación digital se corrigen tanto el ruido como la georreferenciación.

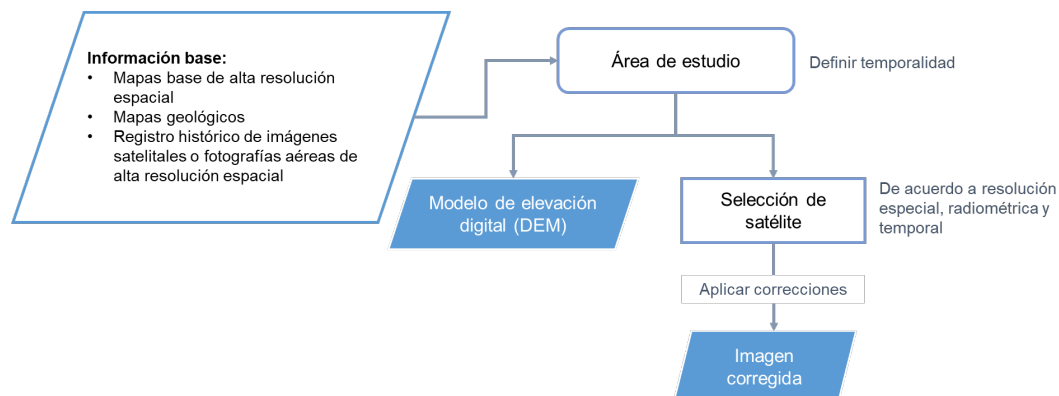


Figura N° 21 Flujo del preprocesamiento de imágenes satelitales

3.2.1 Descarga de imágenes satelitales

Se obtuvieron las imágenes satelitales de la plataforma EarthExplorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), la cual posee un catálogo de datos geospaciales de la Tierra. Para el preprocesamiento, se utilizaron imágenes satelitales de Landsat 5 (año 1990) y Landsat 8 (año 2017) con los menores porcentajes posibles de nubosidad sobre el área del río Tigre.

3.2.2 Obtención del modelo de elevación digital (DEM)

Se obtuvo el DEM a partir de información de las misiones de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), disponible en <https://srtm.csi.cgiar.org/>, y ASTER GDEM (*Aster Global Digital Elevation Model*), disponible en https://geoservidorperu.minam.gob.pe/geoservidor/download_raster.aspx, las cuales cuentan con una resolución espacial de 30 m.

3.2.3 Descarga de funcionalidades (*plugin*) en QGIS

En esta etapa se utilizaron herramientas adicionales o complementos en QGIS, los cuales fueron descargados e instalados desde el repositorio del software. Los plugins utilizados fueron:

- *XyTools*. Permite exportar tablas de atributos como un archivo Excel.

- *Points2One*. Utilizado para conectar puntos en una capa para formar líneas o polígonos.
- *DigitizingTools*. Permite compilar las herramientas adicionales para digitalizar.
- *Locate points along lines*. Permite crear puntos a lo largo de una línea a partir de un intervalo.

3.3 PROCESAMIENTO DE LAS IMÁGENES SATELITALES

A partir de la imagen corregida, se procedió a extraer la información morfoespacial de la misma. Se trabajó con los datos disponibles en las bandas de la imagen satelital mediante combinaciones (índices) para obtener la geometría y forma del río en formato de vectores. La Figura N° 22 muestra el flujograma de la etapa de procesamiento, que consiste en la reclasificación de imágenes a partir del DEM y la obtención de índices (por ejemplo, el índice de vegetación normalizada) para posteriormente obtener la geometría (polígono) del valle y el río.

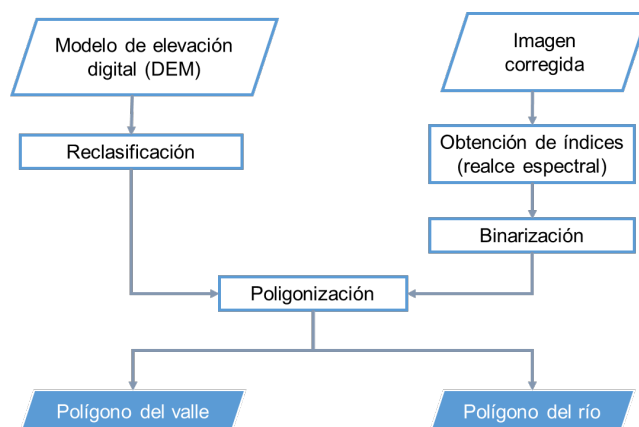


Figura N° 22 Flujo del procesamiento de imágenes satelitales

3.3.1 Obtención del NDVI

El índice de vegetación normalizada (NDVI, por sus siglas en inglés) se emplea para describir la diferencia entre la vegetación y otras coberturas de terreno (Frias et al., 2015). A partir de las imágenes Landsat corregidas, se procedió a estimar el NDVI mediante la combinación de las bandas espectrales roja (RED) e infrarroja cercana (NIR) para distinguir las zonas de vegetación de las zonas con agua utilizando la Ecuación 1.

$$NDVI = \frac{NIR-RED}{NIR+RED} \quad (\text{Ecuación 1})$$

Aunque este índice busca realzar la vegetación, en esta metodología se utilizó para diferenciar las zonas con presencia de agua de las zonas de vegetación (Figura N° 23).

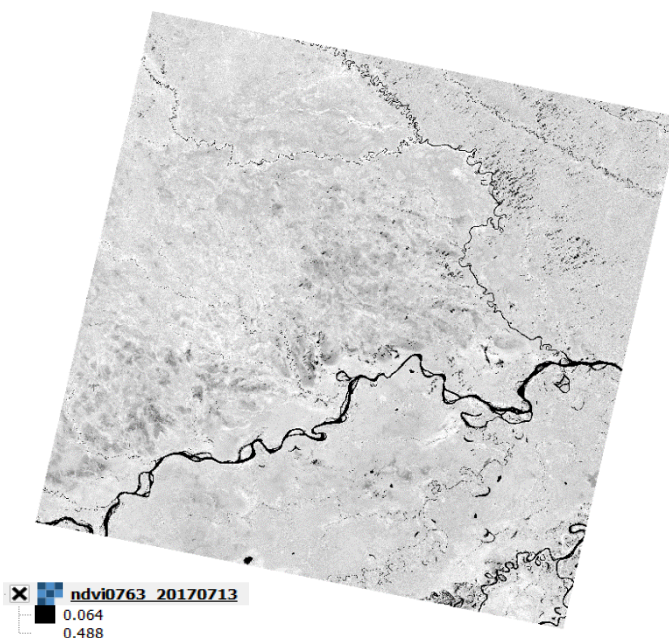


Figura N° 23 Obtención del NDVI del río Tigre para el año 2017

Como resultado se obtuvo una imagen ráster con valores entre -1 y 1, donde el agua corresponde a valores negativos mientras que las zonas de vegetación se identifican con valores positivos y las de sin vegetación con valores cercanos a cero.

3.3.2 Reclasificación

Luego, a partir de los valores obtenidos en color negro del NDVI (clase de corte), se procedió a reclasificar la imagen ráster en dos clases. Para ello, se empleó la Ecuación 2 en la calculadora ráster de QGIS.

$$('raster\ NDVI' \leq 'clase\ de\ corte') * 1 + ('raster\ NDVI' > 'clase\ de\ corte') * 2 \quad (\text{Ecuación 2})$$

Como siguiente paso, se le cambió el estilo a la imagen ráster para diferenciar las dos clases modificando el tipo de renderizador a “Unibanda pseudocolor” en modo continuo, tal como se ilustra en la Figura N° 24.



Figura N° 24 Resultado de la reclasificación y ajuste del estilo de la imagen

3.3.3 Filtrado

Para el filtrado de la imagen ráster se utilizó la herramienta “sieve” o “filtrado” en QGIS. En la ventana emergente del software se colocó el umbral con un valor de 100 (el cual indica el tamaño máximo de pixeles que desaparecerán) para eliminar rastros de nubosidad sin perder partes del río. Después, se modificó el estilo del ráster cambiando el tipo de renderizador a “Unibanda pseudocolor” y reemplazando los valores mínimos y máximos de la banda a 0 y 2, respectivamente, para finalmente clasificar el ráster en tres clases. En la Figura N° 25 se presenta el resultado final del filtrado con tres clases representados con los colores amarillo, azul y rojo.



Figura N° 25 Resultado del filtrado de la imagen ráster

3.3.4 Creación de polígono (Poligonización)

Una vez filtrado el ráster, se procedió a convertirlo a polígono para su edición y posprocesamiento. El ráster filtrado fue convertido a polígono a través de la pestaña “ráster”, seleccionando la opción “Conversión” y usando la herramienta “Poligonizar”. Se seleccionó el “DN” como nombre del campo y se utilizó el mismo ráster como máscara. Como resultado, se obtuvo una imagen vectorizada, tal como se muestra en la Figura N° 26.

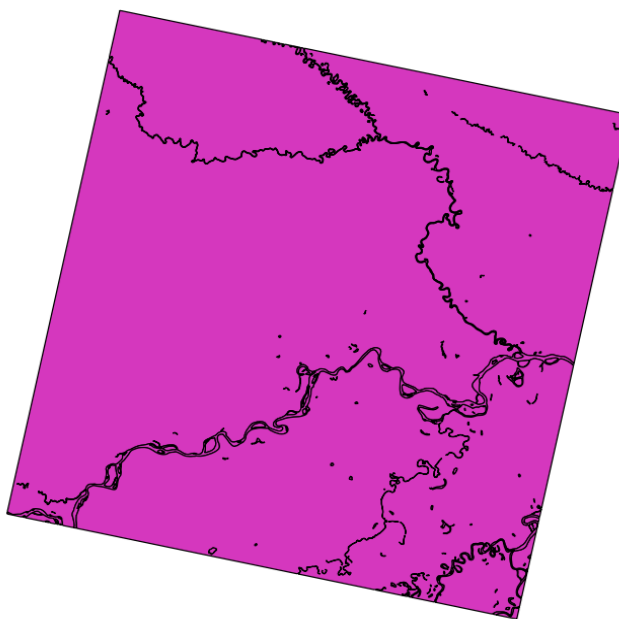


Figura N° 26 Resultado de la poligonización de la imagen ráster

3.3.5 Limpieza del polígono

Una vez obtenido el polígono se hizo una limpieza del polígono para que queden solamente las zonas de interés para el estudio. Para ello, se habilitó el modo edición y se suprimió todas las partes que no correspondieran al río, obteniéndose un solo cauce como se ilustra en la Figura N° 27.

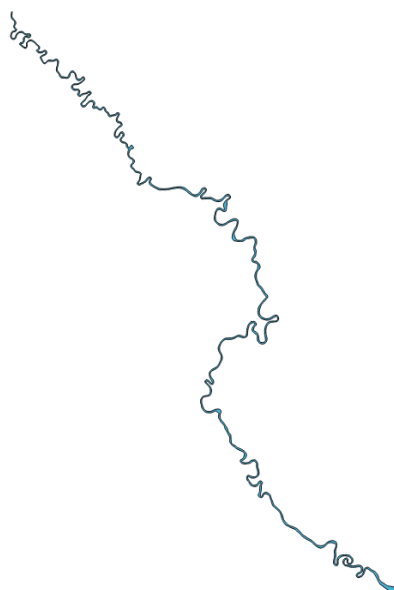


Figura N° 27 Resultado de la limpieza del polígono del río

3.3.6 Suavizado de polígono

Se procedió a suavizar el archivo que se obtuvo en el paso anterior para eliminar los bordes irregulares, con ángulos muy rectos y de aspecto pixelado, dándole un aspecto más limpio al río y permitiendo así la edición de polígono en las siguientes etapas. Las herramientas como MStaT son muy sensibles a una buena digitalización del eje central del río, puesto que la mayoría de los morfométricos está relacionado al cálculo de la curvatura.

Para suavizar los bordes rectos del polígono y convertirlo en un shapefile editable, se procedió a utilizar la herramienta “Suavizar geometría”, dejando por defecto las iteraciones e indicando un desplazamiento de 0.5 (valor máximo). Se observa el cambio en la forma de los bordes en la Figura N° 28.

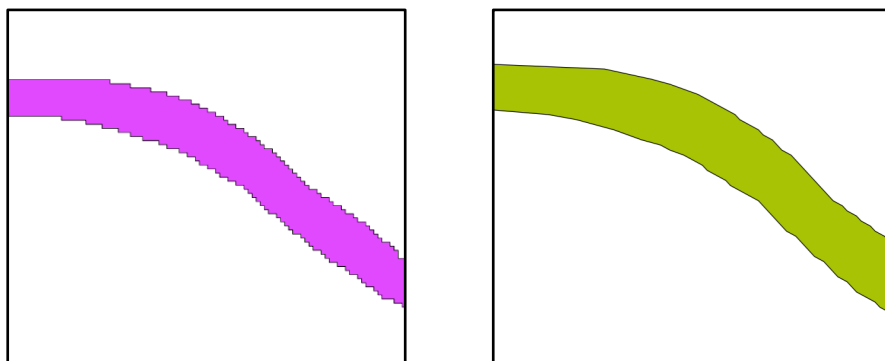


Figura N° 28 Resultados del suavizado de la imagen vectorial

3.3.7 Edición del polígono del río

Al ser el río Tigre un curso de agua meándrico, se trabajó solamente con la edición del polígono del canal principal. Una vez suavizado el polígono, se procedió a seccionarlo cortándole las partes que no estén incluidas en el área del río, como meandros de otros canales, y dándole forma a las zonas que no están bien definidas.

Para que el shapefile del polígono pueda ser editado se utilizó la herramienta “Multipartes a partes sencillas” de la opción “Herramientas de geometría” de la pestaña “vectorial”. Luego de este procedimiento se editó el polígono para eliminar partes no correspondientes al río y lograr una mejor definición de este (Figura N° 29).

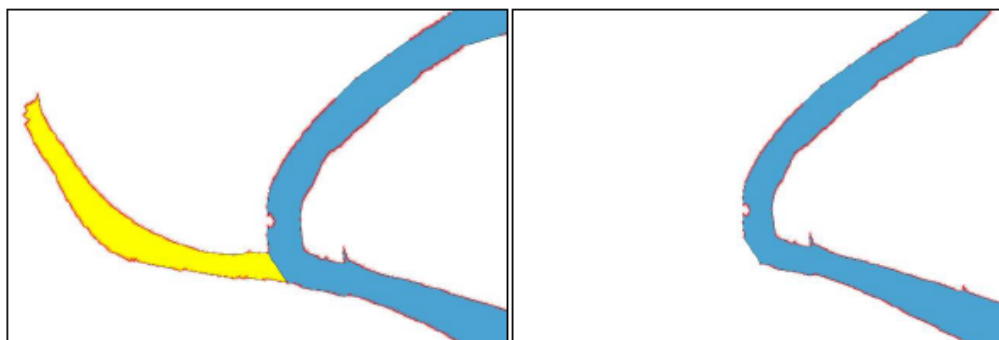


Figura N° 29 Cortado de las secciones fuera de la línea central del río

3.3.8 Unión de polígonos

El río Tigre abarca tres imágenes satelitales diferentes para su composición total, así se aplicó todos los pasos anteriores para procesar cada una de ellas. Finalmente, se procedió a unir las a través de la herramienta “Union” para obtener el área total. De esta manera, se obtuvo un solo polígono que abarca toda el área del río Tigre, tal como se ilustra en la Figura N° 30.

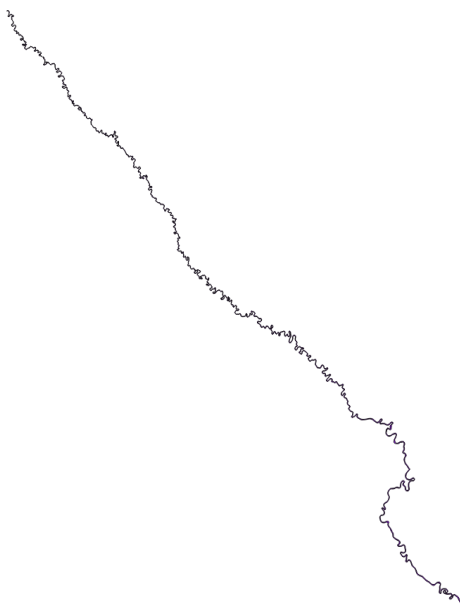


Figura N° 30 Polígono completo del río Tigre

3.4 POSPROCESAMIENTO DE IMÁGENES PARA OBTENCIÓN DE LA MORFOMETRÍA DEL RÍO

Utilizando los resultados del procesamiento de imágenes satelitales se procedió a obtener los parámetros morfométricos del río Tigre. Estos procedimientos se realizan de acuerdo con el sistema fluvial, en este caso en el río meándrico se partirá de la obtención de la línea central hasta su procesamiento con el software MStaT.

3.4.1 Obtención de la línea central

Utilizando el software ArcMap 10, se obtuvo la línea central (*centerline*) del río a partir de un polígono de apoyo a un lado del polígono del río, tal como se visualiza en la Figura N° 31 donde el polígono de apoyo se representa de color rojo. Una vez creado este nuevo polígono, se creó un campo denominado “DN” en la tabla de atributos del shapefile del río y se asignó el número 1 al polígono del río y el número 2 al polígono de apoyo. Luego, se transformó el shapefile a ráster con la herramienta “Polygon to Raster”, indicando en “Value field” el nombre del campo creado “DN” y en “Cellsize” un valor de 30.

Después, se creó un shapefile de polilínea donde se guardó la línea central. Se activó la edición para esta capa y con esto se activó la extensión “Arcscan” en la que se selecciona el último ráster creado. En el desplegable “Vectorization” se

seleccionó “Vectorización Settings” modificando aquí solo “Maximum Line Width” a un valor de 100.

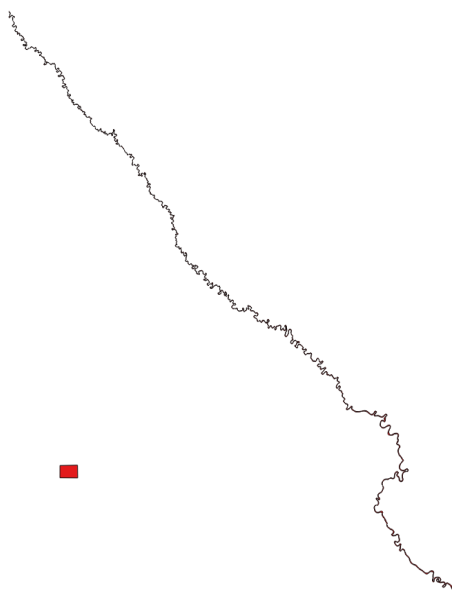


Figura N° 31 Obtención de la línea central del río Tigre

Posteriormente, en el desplegable “Vectorization” se seleccionó “Options”, en “Vectorization Method” se eligió “Centerline”, y en la sección de “Raster colors” se ubicó el color del polígono del río en “Foreground”. Finalmente, en el desplegable de “Vectorización” se seleccionó “Generate Features” para obtener la línea central (ver Figura N° 32).

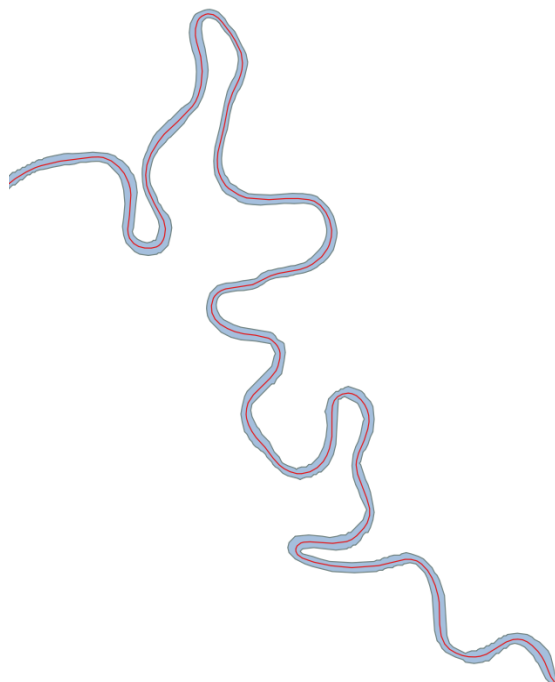


Figura N° 32 Línea central del río Tigre

3.4.2 Obtención de los puntos de inflexión (segmentación)

Para no perder los archivos originales procesados ya que se utilizarán más adelante, se les hizo un duplicado. Luego, se utilizó la herramienta *Locate points along lines*, donde se indicó el intervalo de distancia entre puntos correspondiente a 50, tal como se ilustra en la Figura N° 33. Una vez que se generaron los puntos, estos se exportaron en formato shapefile y se le crearon dos columnas en su tabla de atributos, donde se agregaron los datos de las coordenadas X e Y. Estas columnas fueron exportadas como archivo en formato Excel empleando la herramienta *XY tools*. Para tener el archivo listo para ser leído por MStA, se eliminó la primera fila del archivo Excel y se guardó como texto separado por tabulaciones (extensión *.csv).

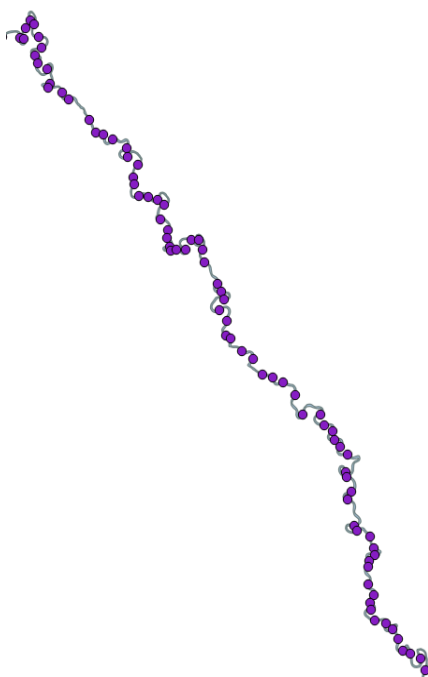


Figura N° 33 Segmentación de la línea central del río

3.5 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO CON MSTAT

3.5.1 Preparación de los datos de entrada

Debido a que el ancho del río varía en todo su recorrido y ubicación geográfica (cuenca alta o baja), para poder realizar el procesamiento con MStat se requirió el valor del ancho promedio del canal del río que se obtuvo con la Ecuación 3:

$$W = \frac{A}{AB} \quad (\text{Ecuación 3})$$

Donde: W es el ancho promedio del canal, A es el área total del canal y AB es la longitud del canal. Para el caso del año 1990 y 2017 el valor de W fue de 188.10 y 191.90, respectivamente. Si los anchos cambian drásticamente a lo largo del río se podría dividir el eje central del río, sin embargo, la señal morfológica podría llegar a ser muy corta.

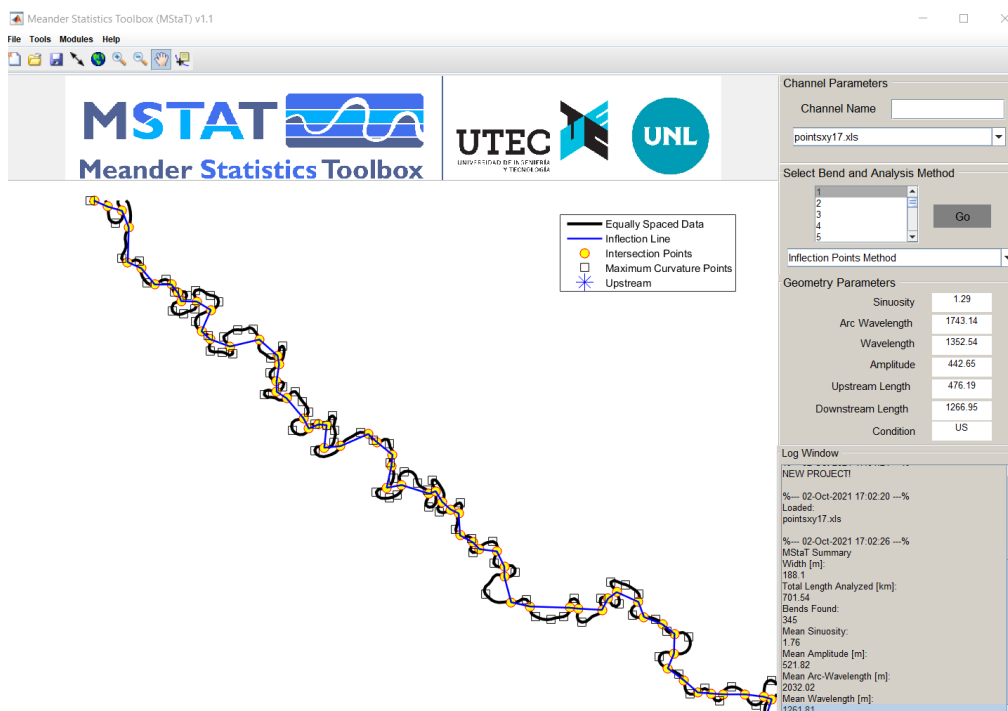


Figura N° 34 Resultado de la obtención de los puntos de inflexión en MStat

Una vez obtenidos estos datos, se leyó el archivo de texto con las coordenadas de los puntos de inflexión. Se ingresó el dato del ancho promedio del canal y se seleccionó el método de puntos de inflexión, con lo cual se generaron nuevos puntos de inflexión de MStat, además de otros métricos del río meándrico, como se observa en la Figura N° 34. Estos valores fueron exportados como archivo Excel y convertidos a formato *.csv para su posterior incorporación a QGIS.

3.5.2 Recorte de meandros

Para conseguir los meandros por separado, se necesita partir tanto el polígono del río como su línea central desde de los puntos de inflexión. Este recorte es necesario para la posterior obtención de parámetros para cada meandro.

Para realizar el recorte de meandros se realizó la importación de los puntos de inflexión obtenidos con MStat. Luego, se guardó dicha capa como shapefile para poder realizar las ediciones correspondientes.

Después, se creó un nuevo archivo shapefile con líneas para seccionar a la línea central y al polígono del río correspondiente a cada año. Con este archivo, se utilizó la herramienta “Split selected features with selected line from another layer” para realizar los cortes (ver Figura N° 35).

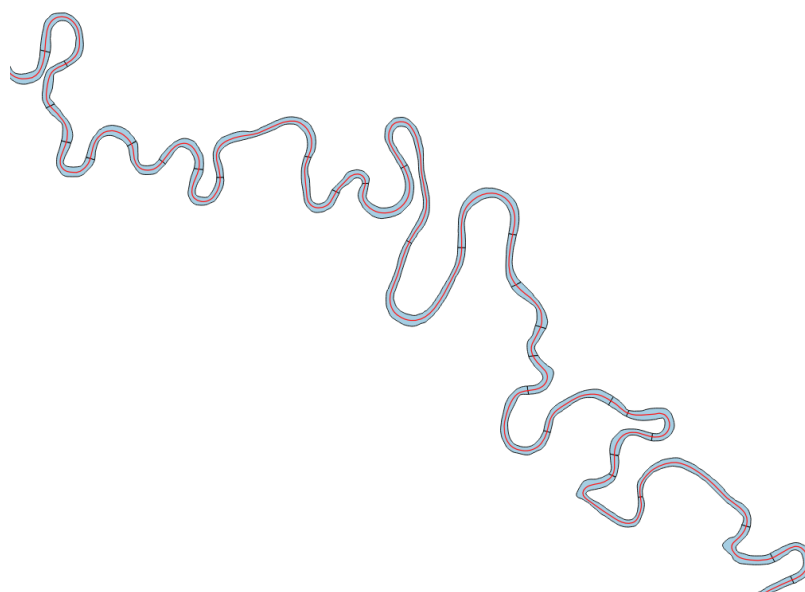


Figura N° 35 Secciones de los meandros recortadas a lo largo del río Tigre

3.5.3 Obtención de parámetros geomorfológicos (morfométricos)

Con la información del polígono del río y los meandros, se obtuvieron las siguientes métricas que derivan del ancho y planimetría del río.

- **Longitud de línea central del meandro.** Para obtener la longitud de curva de los meandros del río, se utilizó la calculadora de campos de QGIS para crear una nueva columna en la tabla de atributos en el shapefile de la línea central del río con estas medidas.
- **Área total de meandros.** Para obtener el área de los meandros del río, se utilizó la calculadora de campos para crear una nueva columna en la tabla de atributos en el shapefile del río con estas medidas.
- **Distancia lineal de la línea central del meandro.** Se creó un shapefile con líneas que unieran los extremos de los puntos de inflexión de la línea central. Luego, se obtuvieron los valores de la distancia lineal de la línea central con la calculadora de campos que creó una nueva columna en la tabla de atributos de este archivo.
- **Ancho promedio del meandro.** Este parámetro se obtuvo a partir del ratio entre el área total (A) y la longitud de línea central del meandro (AB).
- **Sinuosidad del meandro.** Este parámetro se obtuvo a partir de dos datos antes calculados, la longitud de línea central del meandro (AB) y la distancia lineal de la línea central (ab), se aplicó la Ecuación 4:

$$\text{Sinuosidad} = \frac{AB}{ab} \quad (\text{Ecuación 4})$$

- **Migración.** Para el cálculo de la migración del río Tigre entre los años 1990 y 2017, se descargó un paquete de scripts de R (<https://github.com/mlt/QGIS-Processing-tools/tree/master/rscripts>) que crea vectores desde la línea central del año más antiguo hacia el año más reciente (ver Figura N° 36). Se incorporó a la carpeta de R scripts de QGIS y se ejecutó siguiendo la ruta “R scripts” > “Vector processing” > “Channel migration”. Como resultado, se obtuvo una serie de vectores entre las líneas centrales, los cuales representan la migración del periodo de estudio. En la tabla de atributos se pudo observar la longitud de los vectores en la columna “migration”, la cual está expresada en metros.

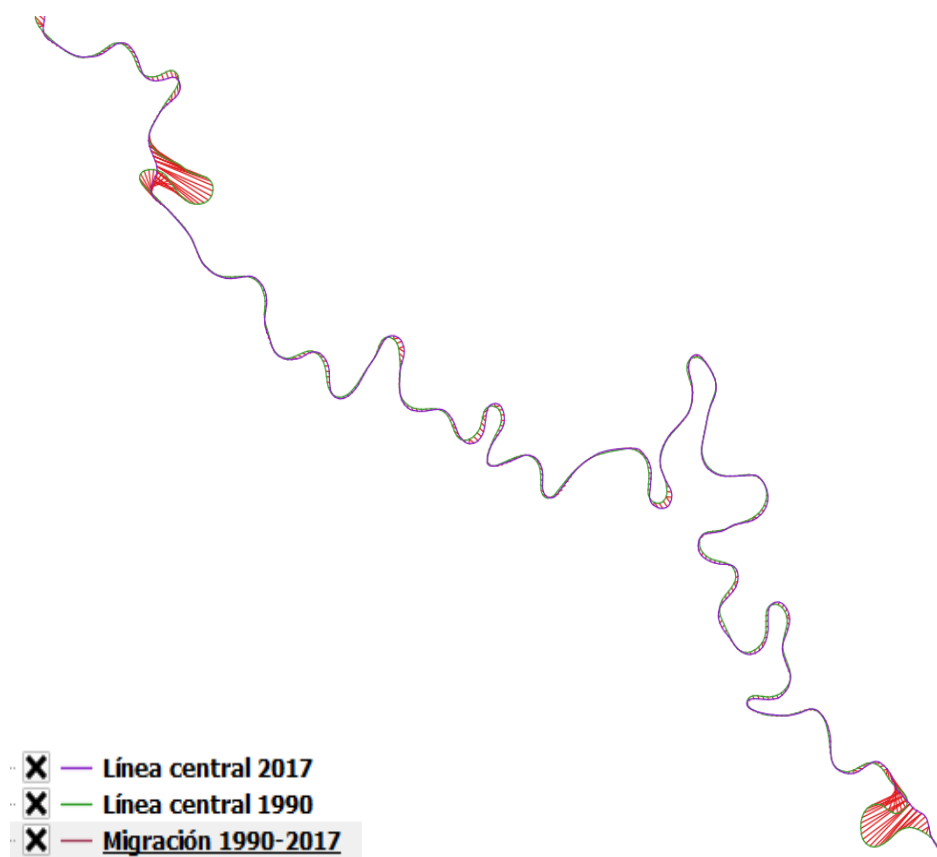


Figura N° 36 Cálculo de la migración lateral del río Tigre entre los años 1990 y 2017

La Tabla N° 1 muestra el resumen de los métricos principales del análisis planimétrico del río Tigre usando la herramienta mSTaT (Dominguez-Ruben et al., 2021).

Tabla N° 1 Métricos principales del análisis planimétrico del río Tigre (para 1990 y 2017).

1990			2017		
Ancho promedio, m	188.07		Ancho=A/AB =	191.86	
Análisis del eje del río			Análisis del eje del río		
Número total de curvas:	354		Número total de curvas:	345	
Longitud total [m]:	703389.76		Longitud total [m]:	701431.31	
Número total de puntos:	2789		Número total de puntos:	2727	
Método para encontrar curvas:			Método para encontrar curvas:		
	Puntos de inflexión			Puntos de inflexión	
Número de curvas DS:	218		Número de curvas DS:	216	
Número de curvas US:	83		Número de curvas US:	79	
Número de curvas simétricas:	53		Número de curvas simétricas:	50	
Métricos principales			Métricos principales		
	Min	Max		Min	Max
Amplitud [m]	0	2272.75	Amplitud [m]	0	2232.87
Sinuosidad [m]	1	5.03	Sinuosidad [m]	1	4.75
Longitud de la curva[m]	245.57	4960.74	Longitud de la curva[m]	258.68	4927.29

Elaboración propia

3.6 ANÁLISIS PLANIMÉTRICO DEL RÍO TIGRE

La Figura N° 37 muestra el río Tigre a lo largo del tramo caracterizado y los métricos geomorfológicos obtenidos. Se observan meandros de diferentes sinuosidades y cauces abandonados, sobre todo en las zonas B y C. En la sección D de la Figura N° 37 se observan cuatro curvas, dos orientadas aguas arriba (US) y dos aguas abajo (DS), con diferente magnitud de sesgo (alto: HS, bajo: LS). Asimismo, la sección E muestra los vectores de migración de las curvas DS(HS) y US(HS). Además, se observa que desde el año 1990 al 2017, la curva DS (HS) ha presentado mayores tasas de migración que la curva US (HS).

En general, el río Tigre presenta una migración lateral mínima entre 1990 y 2017, esto debido a que encuentra ubicado al extremo izquierdo del abanico del Pastaza, es una zona estable y de baja pendiente, donde, las migraciones anteriores (en tiempos geológicos) han sido suprimidas, por ende, los meandros son preservados y este análisis de porcentaje de curvas orientadas US y DS solo se presenta usando el eje del río del 2017.

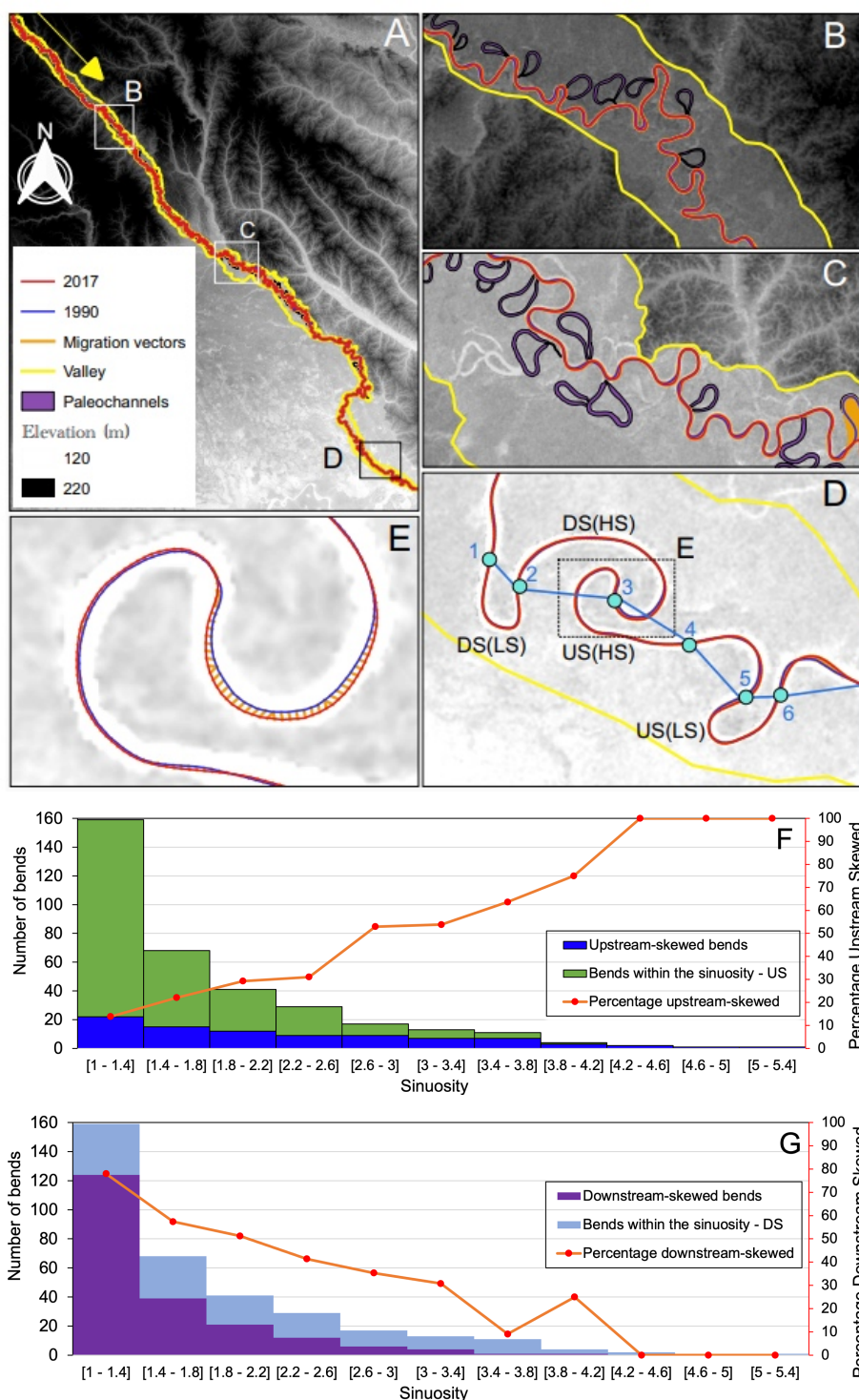


Figura N° 37 Aplicación de MStA (sinuosidad y sesgo de las curvas) para describir el número de curvas orientadas aguas abajo y aguas arriba. **A:** El río Tigre, afluente del río Marañón (Perú); **B:** Región aguas arriba; **C:** Región media; **D:** Región aguas abajo (2 curvas US y 2 DS, los números del 1 al 6 describen las líneas con puntos de inflexión); **E:** Bajas tasas de migración lateral para US (HS) y DS (HS), **F, G:** Estadísticas de curvas US y DS a lo largo del río Tigre para la línea central del canal 2017. La metodología utilizada se basó en CITA (2019, 2021) y Domínguez et al. (2021)

La sección F señala que el número de curvas orientadas aguas arriba aumentan a medida que la sinuosidad aumenta (similar resultado a Guo et al., 2019); es decir, las curvas orientadas aguas arriba son más frecuentes a altas sinuosidades (lo opuesto sucede con las curvas orientadas aguas abajo, ver sección G). En general, como se observa en la Figura N° 37 (F y G), las curvas tienen en su mayoría sinuosidades entre 1 a 1.4 y disminuyen a medida que la sinuosidad aumenta, es decir los ríos migran hasta alcanzar una cierta sinuosidad para presentar cortes de meandros que reducen drásticamente la sinuosidad y modifica la configuración planimétrica del río.

Las curvas US y DS interactúan en las mismas condiciones morfológicas (agua, sedimento), por ende, es necesario comprender los procesos subyacentes del flujo, los sedimentos y la morfología del fondo para curvas de alta amplitud y sinuosidad, tanto en condiciones de laboratorio como de campo. En el río Tigre, el caudal bajo (alto) se presenta entre noviembre y febrero (mayo a julio). En una escala de tiempo geológico, el río Tigre ha estado activo como parte del abanico aluvial del río Pastaza, donde se han presentado varios procesos avulsivos teniendo a los ríos Corrientes y Tigre en la margen izquierda del abanico fluvial (Bernal et al., 2011).

Las Figura N° 38 y Figura N° 39 muestran la aplicación de MStaT para el eje del río Tigre para los años 1990 y para el 2017. Las señales morfológicas de la curvatura para ambos ejes (1990 y 2017) son similares y al parecer existen mayor espectro de longitudes de curva en la zona de aguas arriba. La longitud de curva adimensional (normalizada con el ancho del río) predominante es 22.30 y 23.91 para 1990 y 2017, respectivamente. Es decir, los meandros típicos en el río Tigre tienen una longitud de curva mayor a 20 veces el ancho promedio del río, sin embargo, así como se observa en las Figura N° 38 y Figura N° 39, existen meandros más pequeños (hasta 4 veces el ancho) hasta grandes (hasta 40 o 50 veces el ancho promedio).

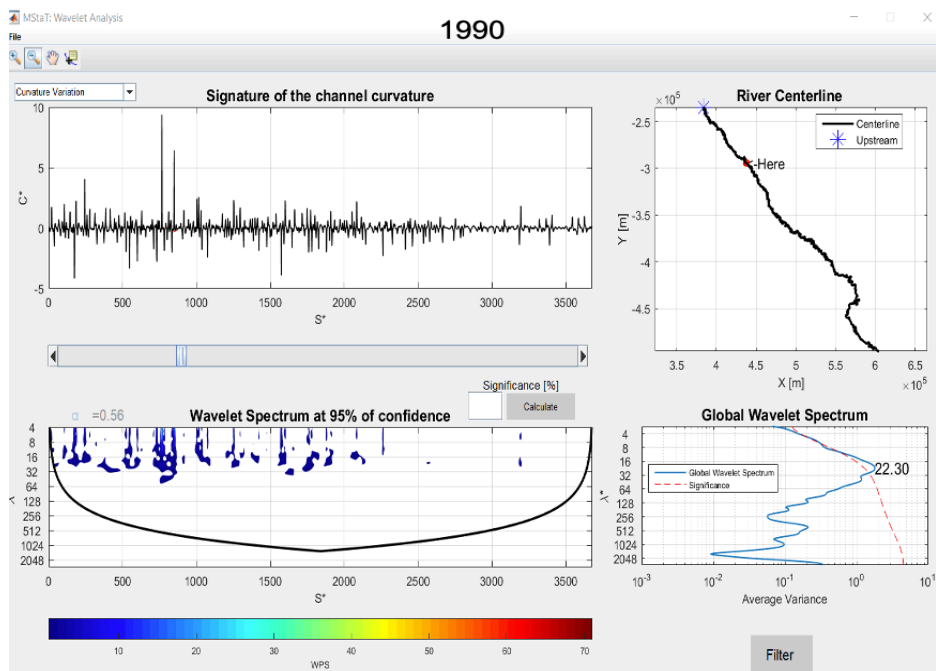


Figura N° 38 Aplicación de MStAT (teoría de ondas o wavelet) para describir las longitudes de curva a lo largo del río Tigre para el año 1990

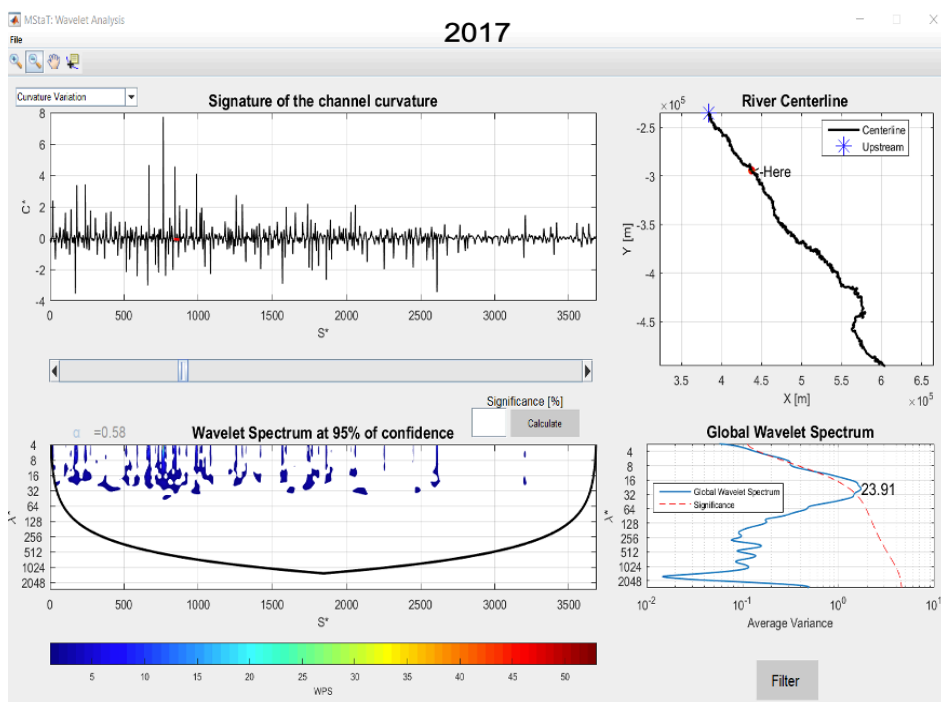


Figura N° 39 Aplicación de MStAT (teoría de ondas o wavelet) para describir las longitudes de curva a lo largo del río Tigre para el año 2017

CAPÍTULO IV: EXPERIMENTOS MORFODINÁMICOS EN EL CANAL KINOSHITA

4.1 EL CANAL KINOSHITA

Se utilizó un canal de recirculación de agua y sedimentos, conocido como el canal de Kinoshita (basado en las curvas de Kinoshita, Parker et al., 1983; Parker & Andrews (1986)). El canal sigue el diseño presentado por Abad & Garcia (2009a,b). Como se ilustra en la Figura N° 40, el canal consta de tres curvas consecutivas (Abad, 2005), lo que permiten obtener un flujo turbulento y otro flujo secundario completamente desarrollados. Se observa que la máxima curvatura para la condición de US (DS) está más cerca (más lejos) del punto de inflexión aguas arriba CS13 (CS18).

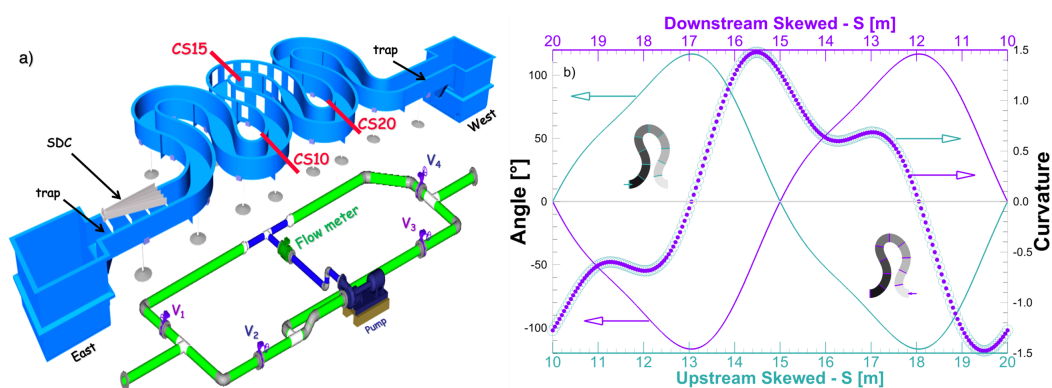


Figura N° 40 (a) Vista 3D del canal meándrico recirculante (agua y sedimentos) de Kinoshita; (b) la amplitud angular y la curvatura del canal a lo largo de la curva media (CS10 a CS20)

Las curvas de Kinoshita se expresan en coordenadas intrínsecas indicadas en la Ecuación 5:

$$\theta(s) = \theta_0 \sin\left(\frac{2\pi s}{\lambda}\right) + \theta_0^3 \left(J_s \cos\left(3\frac{2\pi s}{\lambda}\right) - J_f \sin\left(3\frac{2\pi s}{\lambda}\right) \right) \quad (\text{Ecuación 5})$$

Donde:

$J_s = \pm 1/32$, es el coeficiente de sesgo (skewness) de la curva (positivo si es aguas arriba y negativo si es aguas abajo)

$J_f = 1/192$, es el coeficiente de planitud (*flatness*)

$\theta_0 = 110^\circ$, es la amplitud angular máxima

λ , es la longitud de la curva (valor igual a 10 m).

Al reducir la magnitud de θ_0 , la ecuación de Kinoshita se reduce a las conocidas curvas simétricas sinusoidales (Leopold & Langbein, 1966), que fueron ampliamente utilizadas en experimentos anteriores (Whitting & Dietrich, 1993a,b,c). El ancho del canal es de 60 cm y la longitud total del canal es de 32 m (1 m de tramo recto aguas arriba, 3 curvas de 10 m cada uno y 1 m de tramo recto en el extremo de aguas abajo). Más detalles sobre la configuración experimental y cómo realizar experimentos en condiciones de US y DS se encuentran en Abad & García (2009a,b)

En ausencia de una teoría completamente no lineal para definir la condición crítica y resonante de la interacción de barras libres y forzadas (Blondeaux & Seminara, 1985; Tubino & Seminara, 1992), se utilizaron los enfoques de Seminara & Tubino (1992) para diseñar las condiciones morfodinámicas de los experimentos en el canal Kinoshita.

4.2 DESARROLLO DEL EXPERIMENTO

Utilizando las ecuaciones bidimensionales de Saint Venant, el predictor de transporte de fondo de Parker (1976) y siguiendo la metodología de Colombini et al. (1987), se describe la variabilidad de las condiciones críticas (β_C, λ_C) y resonantes (β_R, λ_R) para diferentes valores de esfuerzos de Shields (τ^*) y tamaño de sedimento adimensional (d_s). Así, al tener las características del canal Kinoshita, se obtienen las condiciones hidráulicas óptimas. En las siguientes secciones se muestra la variabilidad de usar diferentes diámetros de tamaño de sedimento en las condiciones morfodinámicas (sub- y super-resonante).

Si $\tau_C^* > \tau^*$ se espera que se formen barras ($\beta > \beta_C$), mientras que cuando $\tau_C^* < \tau^*$ no se observan barras ($\beta < \beta_C$). Asimismo, si $\tau_R^* > \tau^*$ se espera una condición super-resonante ($\beta_R < \beta$), mientras que para $\tau_R^* < \tau^*$ se espera una condición sub-resonante ($\beta_R > \beta$).

4.2.1 Condiciones críticas y de resonancia

Aplicando la teoría de la inestabilidad lineal a las ecuaciones de Saint Venant promediadas en profundidad en dos dimensiones (2D), Blondeaux & Seminara (1985), Colombini et al. (1987), Tubino et al. (1999) y Seminara (2010) desarrollaron una relación de dispersión algebraica (Ecuación 6) donde la tasa de crecimiento (Ω , parte real) y la frecuencia angular (ω , parte imaginaria) están dadas por las Ecuaciones 7 y 8, respectivamente.

$$\frac{(\Omega - m\omega i)}{Q_0 \Phi_0} = - \frac{A_0 + iA_1\lambda + A_2\lambda^2 + iA_3\lambda^3 + A_4\lambda^4}{B_0 + iB_1\lambda + B_2\lambda^2 + iB_3\lambda^3} \quad (\text{Ecuación 6})$$

$$\Omega = -Q_0 \Phi_0 \frac{[(A_0 + A_2\lambda^2 + A_4\lambda^4)(B_0 + B_2\lambda^2) + (A_1\lambda + A_3\lambda^3)(B_1\lambda + B_3\lambda^3)]}{(B_0 + B_2\lambda^2)^2 + (B_1\lambda + B_3\lambda^3)^2} \quad (\text{Ecuación 7})$$

$$\omega = \frac{Q_0 \Phi_0 [(B_0 + B_2\lambda^2)(A_1\lambda + A_3\lambda^3) - (A_0 + A_2\lambda^2 + A_4\lambda^4)(B_1\lambda + B_3\lambda^3)]}{m (B_0 + B_2\lambda^2)^2 + (B_1\lambda + B_3\lambda^3)^2} \quad (\text{Ecuación 8})$$

Siendo que cada uno de los parámetros se obtiene a partir de:

$$A_0 = - \left(\frac{\pi^2}{4} \right)^2 m^3 C_0 R s_1 \beta$$

$$A_1 = \frac{\pi^2}{4} \left[(F_0^2 C_0^2 R \beta + C_0)(s_2 - s_1 - 1)m\beta - m^2 C_0 \beta (f_1(s_2 - 1) - f_2 s_1) - m^4 R \frac{\pi^2}{4} \right]$$

$$A_2 = \frac{m^3 \pi^2}{4} [1 - f_2 - C_0 R \beta - F_0^2 C_0^2 R \beta (s_2 - s_1 - 2)]$$

$$A_3 = (F_0^2 - 1) \frac{m^4 \pi^2 R}{4} - C_0 (f_1 - f_2) m^2 \beta$$

$$A_4 = (f_1 - f_2) m^3$$

$$B_0 = - \frac{\pi^2}{4} s_1 C_0 \beta m$$

$$B_1 = F_0^2 C_0^2 \beta (s_2 - s_1 - 1) - m^4 \frac{\pi^2}{4}$$

$$B_2 = (F_0^2 (s_1 - s_2 + 2) - 1) m C_0 \beta$$

$$B_3 = (F_0^2 - 1) m^2$$

Donde:

λ , es el número de onda longitudinal real y adimensional escalado por la mitad del ancho del canal (B^*)

m , es el modelo lateral de Fourier (donde $m = 1$ es el relacionado con las barras)

Q_0 , es la escala del transporte de sedimentos con relación al flujo de agua y se obtiene a partir de $\frac{d_s^* \sqrt{Rg d_s^*}}{(1-p) D_0^* U_0^*}$

$\beta = \frac{B^*}{H_0^*}$, es la relación de ancho

$d_s = \frac{d_s^*}{H_0^*}$, es el tamaño de sedimento adimensional (donde d_s^* es el tamaño de sedimentos)

$$R = \frac{\rho_s}{\rho} - 1, \text{ gravedad específica del sedimento}$$

$U_0^*, H_0^*, C_0, F_0 = \frac{U_0^*}{\sqrt{gH_0^*}}$, representan la velocidad, profundidad, coeficiente de fricción y Numero de Froude en condiciones sin perturbación (flujo uniforme).

Más detalles sobre las variables (s_1, s_2, f_1, f_2) y el análisis de estabilidad lineal, se describen en los artículos de Blondeaux & Seminara (1985) y Colombini et al. (1987).

La sección (a) de la Figura N° 41 muestra el diagrama de estabilidad donde se pueden observar las condiciones estables e inestables, la dirección hacia dónde viajaría la perturbación (upstream: aguas arriba, downstream: aguas abajo), y las condiciones críticas (β_C, λ_C) y resonantes (β_R, λ_R). Esta gráfica es muy importante para entender las condiciones de super- y sub-resonancia, así como también si hay presencia o no de barras. Asimismo, las secciones (b) y (c) muestran diferentes valores de esfuerzos cortantes y tamaño de sedimento adimensional. Usando el diámetro adimensional del sedimento y las condiciones de esfuerzos de corte (en base a condiciones hidráulicas) se obtienen diferentes curvas tanto para las condiciones críticas de presencia de barras (β_C, λ_C), así como también las curvas de resonancia (β_R, λ_R). Estas curvas pueden variar dependiendo de la ecuación de transporte de sedimentos (en este caso se utilizó la de Parker (1990)). En base a estas gráficas se pueden elegir el diámetro medio de los sedimentos a usar en los experimentos. En general, para un mismo valor de τ^* , si se incrementa el diámetro adimensional, las condiciones críticas (β_C, λ_C) disminuyen, mientras que λ_R aumenta, y β_R tiende a disminuir. Por ende, es importante escoger el valor ideal del diámetro adimensional en base a las condiciones hidráulicas de los experimentos, y así obtener los rangos deseados de condiciones críticas y de resonancia.

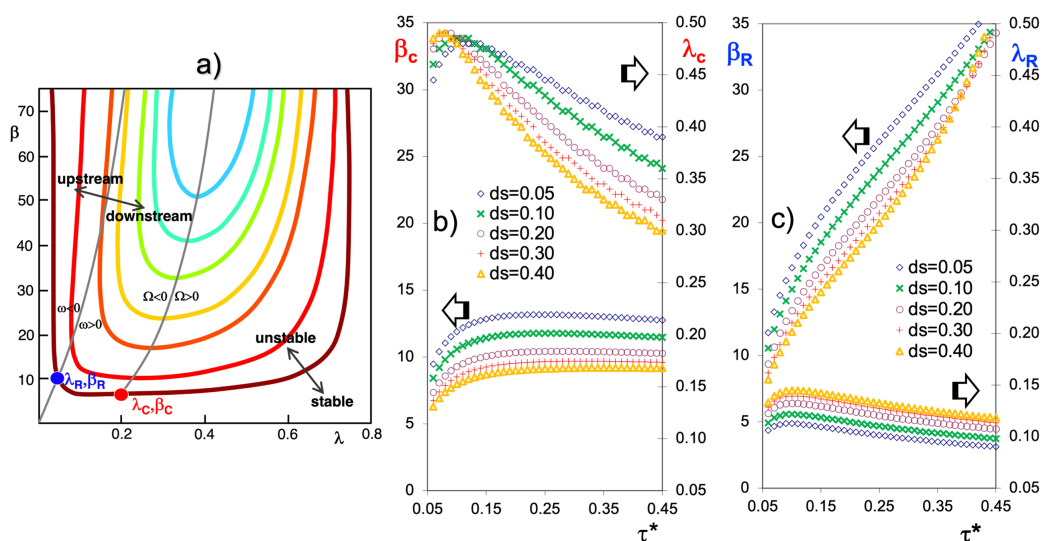


Figura N° 41 (a) Diagrama de estabilidad basado en el modelo lineal; (b) condiciones críticas (β_c , λ_c); y (c) condiciones de resonancia (β_R , λ_R) para diferentes esfuerzos cortantes (τ^*) y tamaño de sedimentos adimensionales (d_s). Estos diagramas fueron realizados utilizando las ecuaciones de transporte de sedimentos de Parker (1990).

4.2.2 Diseño del tamaño del sedimento para los experimentos

En un canal de recirculación (para agua y sedimentos) con un ancho de canal fijo (60 cm), la pendiente de fondo es el resultado de los experimentos después de recircular durante más de 200 horas como lo describen Abad y García (2009). Por lo tanto, se desarrollaron diagramas para el análisis de estabilidad lineal para predecir las condiciones sub y super-resonantes para pendientes que van de 0,001 a 0,010. La Ecuación 9 permite calcular el transporte de sedimentos de Parker (1990):

$$q^* = 0.00218(\tau^{*2}G(\xi)) \quad (\text{Ecuación 9})$$

Donde:

$$G(\xi) = 5474 \left(1 - \frac{0.853}{\xi}\right)^{4.5}, \text{ si } \xi \geq 1.59$$

$$G(\xi) = \text{Exp}[14.2(\xi - 1) - 9.28(\xi - 1)^2], \text{ si } 1.0 \leq \xi \leq 1.59$$

$$G(\xi) = \xi^{14.2}, \text{ si } \xi \leq 1$$

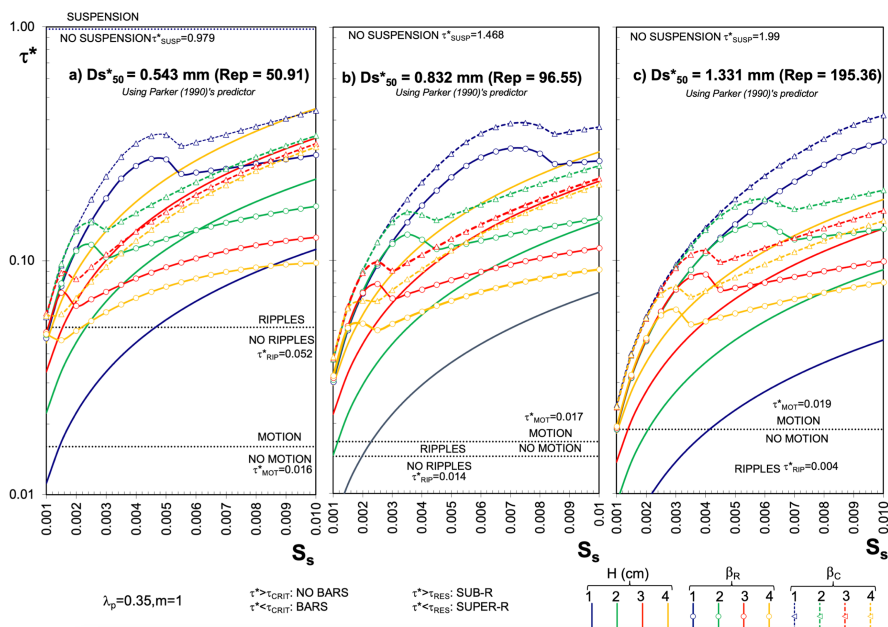


Figura N° 42 Análisis de sensibilidad para el diseño de las condiciones experimentales. Diagramas de fase para diferentes tamaños de partículas (D_{s50}^*). S_s es la pendiente longitudinal y τ^* son los esfuerzos cortantes.

La Figura N° 42 muestra los gráficos de τ^* vs S_s para tamaños de sedimento de partículas de D_{s50}^* iguales a 0.543 mm, 0.832 mm y 1.331 mm. La idea detrás de estos diagramas es tener condiciones experimentales para condiciones sub-resonantes y super-resonantes. Para los tres diagramas se tienen las siguientes características:

- Cuando $H = 1 \text{ cm}$ ($\beta = 30$), la condición está bajo el régimen super-resonante ($\tau_R^* > \tau^*$) y permite la formación de barras ($\tau_C^* > \tau^*$).
- Para $H = 2 \text{ cm}$ ($\beta = 15$), para $D_{s50}^* = 0.832 \text{ mm}$ y $D_{s50}^* = 1.331 \text{ mm}$, la condición es régimen super-resonante con presencia de barras para todas las pendientes. Sin embargo, para $D_{s50}^* = 0.543 \text{ mm}$ y $S_s > 0.006$, la condición es sub-resonante con presencia de barras.
- Para $H = 3 \text{ cm}$ ($\beta = 10$), para $D_{s50}^* = 0.543 \text{ mm}$ y $S_s > 0.004$, la condición es en condición sub-resonante sin presencia de barras, mientras que para $D_{s50}^* = 0.832 \text{ mm}$ ($S_s > 0.003$) y $D_{s50}^* = 1.331 \text{ mm}$ ($S_s > 0.006$), la condición es sub-resonante con presencia de barras.
- Para $H = 4 \text{ cm}$ ($\beta = 7.5$), y para la mayoría de las pendientes S_s , la condición es de sub-resonante sin presencia de barras.

Sobre la base de este análisis y con el fin de tener condiciones experimentales adecuadas tanto para condiciones sub-resonantes como super-resonantes, se tomó la decisión de usar $D_{s50}^* = 0.832 \text{ mm}$.

Se realizó un análisis similar utilizando un predictor de transporte de sedimentos de carga de fondo diferente (Wong & Parker, 2006). Los resultados fueron similares, en este estudio se empleó el predictor de Parker (1990). Las siguientes ecuaciones se utilizaron para los cálculos respectivos de cada condición:

- La ecuación para condición crítica de movimiento de sedimentos:

$$\tau_{motion}^* = 0.5[0.22Re_p^{-0.6} + 0.0610^{-7.7Re_p^{-0.6}}] \quad (\text{Ecuación 10})$$

- La ecuación para condición crítica de resuspensión de sedimentos:

$$\tau_{suspension}^* = \frac{u_*^2}{gRD_{s50}^*} \quad (\text{Ecuación 11})$$

- La ecuación para condición de presencia de rizos:

$$\tau_{rizos}^* = \left(\frac{11.6}{Re_p}\right)^2 \quad (\text{Ecuación 12})$$

Donde:

$$Rp = \frac{V_s D_{s50}^*}{\nu}$$

$$Re_p = \frac{\sqrt{RgD_{s50}^*} D_{s50}^*}{\nu}$$

$$C_D = \frac{24}{Rp} (1 + 0.152Rp^{\frac{1}{2}} + 0.015Rp)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{4}{3C_D} RgD_{s50}^*}$$

4.2.3 Condiciones experimentales

En el análisis anterior se mostró que el diagrama de fase que correspondía a d_s^* ($= D_{s50}^*$) = 0.832 mm proporcionó un rango más amplio para experimentos con presencia de barras (H = 2 cm, H = 3 cm) y sin presencia de barras migratorias (H = 15 cm, donde hay dunas migratorias como los presentados por Abad & Garcia, 2009b).

El diagrama de fase utilizado para describir las condiciones experimentales se muestra en la Figura N° 43. Asimismo, la Tabla N° 2 muestra las condiciones experimentales y de campo para los diferentes casos. Las condiciones de campo no fueron incorporadas en la Figura N° 43, puesto que las pendientes longitudinales del río Tigre son mucho menores que las pendientes del canal Kinoshita y los esfuerzos cortantes en el río Tigre son mucho mayores que en el canal experimental indicado. En consecuencia, para obtener una gráfica más detallada, se procedió a presentar solamente las condiciones experimentales.

Tabla N° 2 Condiciones experimentales de laboratorio y de campo

Caso	Q^*_w	H^*_0	S_s $\times 10^{-3}$	u^*	C_z	d_s	τ	β	β_R	Condición
H15US	25	0.15	1.7	0.041	6.80	0.0055	0.1858	2		SubR
H15DS	25	0.15	1.5	0.038	7.24	0.0055	0.1639	2		SubR
H3US	7.5	0.03	8.3	0.047	8.84	0.0277	0.1814	10	17.44	SubR
H3DS	7.5	0.03	7.6	0.045	9.24	0.0277	0.1660	10	16.63	SubR
H2US	3.5	0.02	9.3	0.041	7.05	0.0416	0.1355	15	13.89	SupR
H2DS	3.5	0.02	8.2	0.039	7.51	0.0416	0.1194	15	12.95	SupR
TSep17	1699	9.55	0.06	0.072	10.59	0.000036	1.02	12.2	91.32	SubR
TFeb20	1664	10.9	0.06	0.077	7.29	0.000031	1.17	12.5	105.75	SubR
TMay21	2880	13.54	0.06	0.084	10.63	0.000025	1.45	8.74	150.56	SubR

Elaboración propia

Q^*_w : descarga promedio de agua (experimentos: L/s, campo: m^3/s); H^*_0 : profundidad promedio de agua (m); S_s : pendiente longitudinal de la superficie de agua; $u^* = \sqrt{gRS_s}$ velocidad promedio de corte (m/s); C_z : coeficiente de fricción de Chezy ($C_z = \frac{U^*_0}{u^*}$); $d_s = \frac{d^*_s}{H^*_0}$: tamaño de sedimentos adimensional; $\beta = \frac{B^*}{H^*_0}$: razón del ancho; y β_R : condición de resonancia. SubR: condición de sub-resonancia, SupR: condición de super-resonancia.

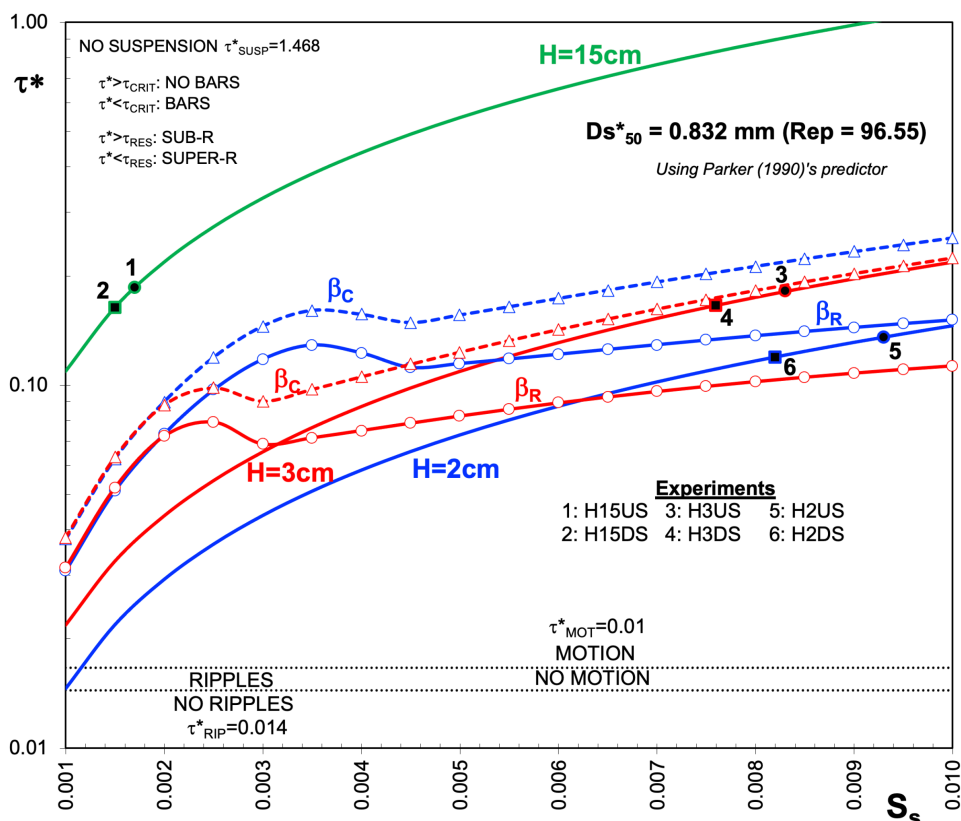


Figura N° 43 Diagrama de fase para los experimentos en el canal de Kinoshita bajo sub-resonancia y super-resonancia. Los números del 1 al 6 muestran las condiciones experimentales usadas en este estudio (Tabla N° 2). S_s es la pendiente longitudinal y τ^* son los esfuerzos cortantes.

4.3 RESULTADOS DEL EXPERIMENTO

La Figura N° 44 describe la elevación de la superficie del agua para las condiciones sesgadas aguas arriba y aguas abajo. Se aplicó una línea de tendencia ajustada lineal a las elevaciones de la superficie del agua para obtener las pendientes de la superficie del agua (S_s , como se indica en la Tabla N° 2) y, aparentemente, las condiciones de los US tienden a tener valores de pendiente ligeramente más altos que las condiciones de DS. Para condiciones super-resonantes, se observan pendientes más altas que para condiciones sub-resonantes. Para las condiciones de US, se encuentran pendientes ligeramente más altas en comparación con las condiciones de DS.

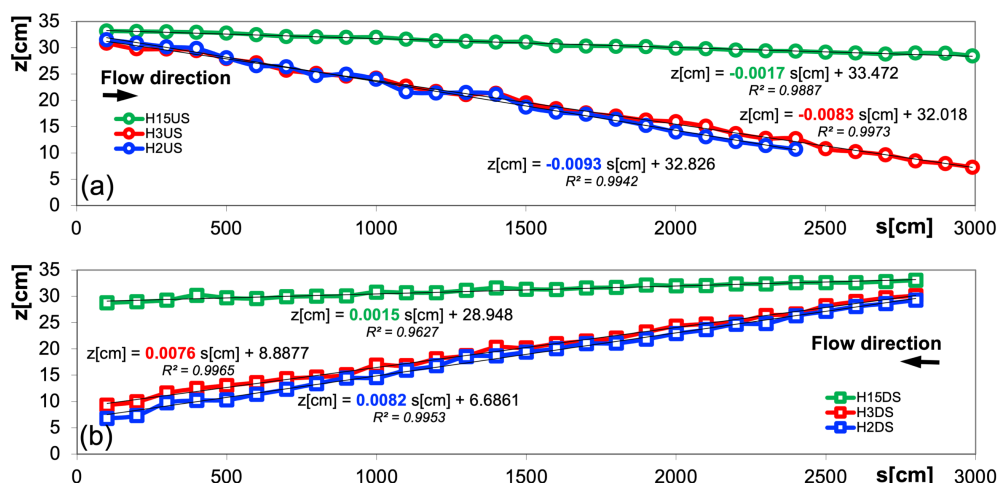


Figura N° 44 Elevaciones de la superficie del agua y líneas de tendencia lineales ajustadas a lo largo de la línea central del canal. a) Condición de US, b) Condición de DS

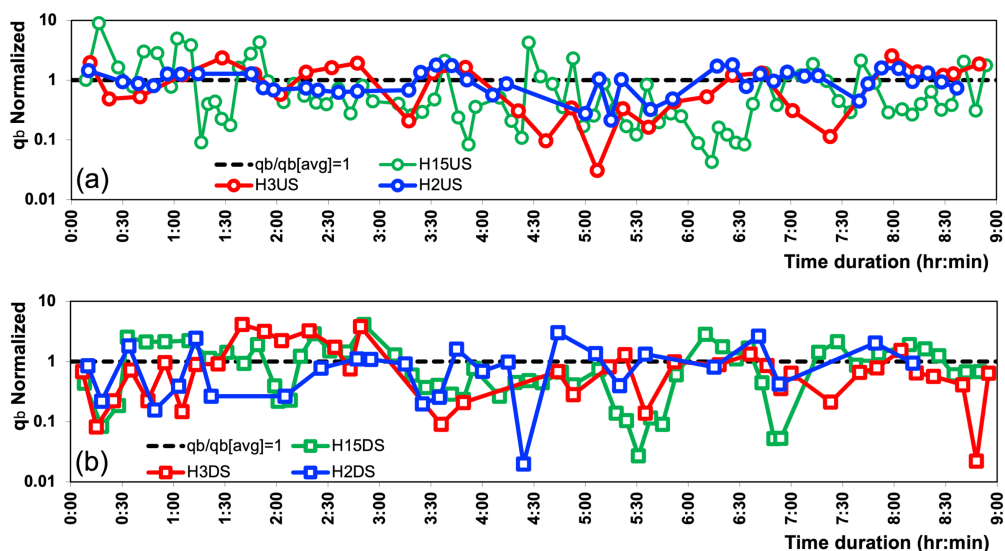


Figura N° 45 Descarga normalizada de sedimentos de fondo. a) Condición de US, b) Condición de DS

De manera similar a Abad & Garcia (2009b), las mediciones de transporte de sedimentos de fondo (Figura N° 45) se llevaron a cabo utilizando la trampa de sedimentos ubicada en la salida del canal Kinoshita. Las mediciones de transporte de sedimentos se realizaron durante aproximadamente 9 horas después de alcanzar las condiciones de equilibrio dinámico. Las mediciones se llevaron a cabo a lo largo de las márgenes izquierda y derecha del canal, y la elevación de la superficie del agua a lo largo de la línea central del canal se obtuvo mediante un promedio aritmético. Estas mediciones muestran que hay un pulso de sedimento

fluctuante que cambia con el tiempo, principalmente debido a la migración del fondo.

Los experimentos de Kinoshita se llevaron a cabo en una condición de recirculación (agua y sedimento), donde la carga de sedimento promedio se transporta debido a la morfología del fondo estable y el componente fluctuante por las formas del fondo migratorio (barras, dunas y ondulaciones). En general, los ríos se comportan como el canal de Kinoshita, donde, aunque puede haber una descarga de agua constante, la descarga de sedimentos cambia debido a los patrones del fondo (barras, dunas, ondulaciones). En las siguientes secciones se describen los experimentos a lo largo de la curva central del canal Kinoshita (CS10 a CS20).

4.3.1 H15US y H15DS

La Figura N° 46 muestra la evolución del fondo ($T = 1$ a 6 h) para las condiciones US y DS ($H = 15$ cm). Como lo describen Abad y García (2009b), la condición DS produjo formas de fondo más desarrolladas ya que la configuración de la forma en planta (ver ángulo y curvatura preferenciales para la condición DS, Figura N° 40) promueve el desarrollo de flujo secundario (recirculación transversal y vertical) más fuertes. Por lo tanto, los patrones desarrollados de erosión y deposición son descritos por Abad et al. (2013).

Abad y García (2009b) también describieron que la condición DS produce más formas de fondo (de CS17.5 a CS13) que la condición de US (de CS14 a CS17.5). En este caso las formas de fondo son preferentemente dunas de diferentes tamaños, donde no se observaron barras migratorias, pero sí dunas migratorias. Las condiciones DS producen valores de rugosidad más altos en comparación con las condiciones US.

4.3.2 H3US y H3DS

La Figura N° 47 muestra la evolución del fondo ($T = 1$ a 6 h) para las condiciones US y DS ($H = 3$ cm). Como se describe en la Figura 2, el pico de la curvatura para la condición de US (DS) (alrededor de CS14.5) está más cerca del punto de inflexión aguas arriba (CS13 para la condición de US y CS18 para la condición DS). Esto refleja que para la condición de DS, hay una distancia más larga donde el flujo, la morfología del fondo (incluidos los patrones de forma de fondo) podrían desarrollarse más.

Para la condición de US, entre CS13 y CS14 hay un cambio evidente en la deposición de sedimentos de la orilla izquierda a la derecha (producido por el cambio en la curvatura), y el pico de la curvatura se produce justo aguas abajo (en CS14.5, donde también se encuentra la deposición más alta en el banco interior), y después de esa ubicación, las barras tienden a evolucionar.

En el contrario, para la condición DS, el cambio en la deposición de sedimentos entre los bancos (desde la derecha a la izquierda) sucede entre CS18 a CS17, y las barras comienzan a formarse, y ya son formas de fondo desarrolladas al llegar a la ubicación con la mayor curvatura en planta (CS14.5). Para la condición DS existe una importante zona de deposición cerca del banco interior alrededor de CS16.

4.3.3 H2US y H2DS

La Figura N° 48 muestra la evolución del fondo (T=1 a 6 h) para las condiciones US y DS (H = 2 cm). De manera similar a los experimentos H3US y H3DS, para la condición de US hay una fuerte zona de depósito cerca de la curvatura más alta (CS14.5), mientras que la zona de depósito (mayor que la condición de US) para la condición DS se encuentra cerca de CS16.5. Se observa un cambio drástico en la batimetría de un lado a otro, ya que el flujo tiende a concentrarse cerca de los márgenes exteriores.

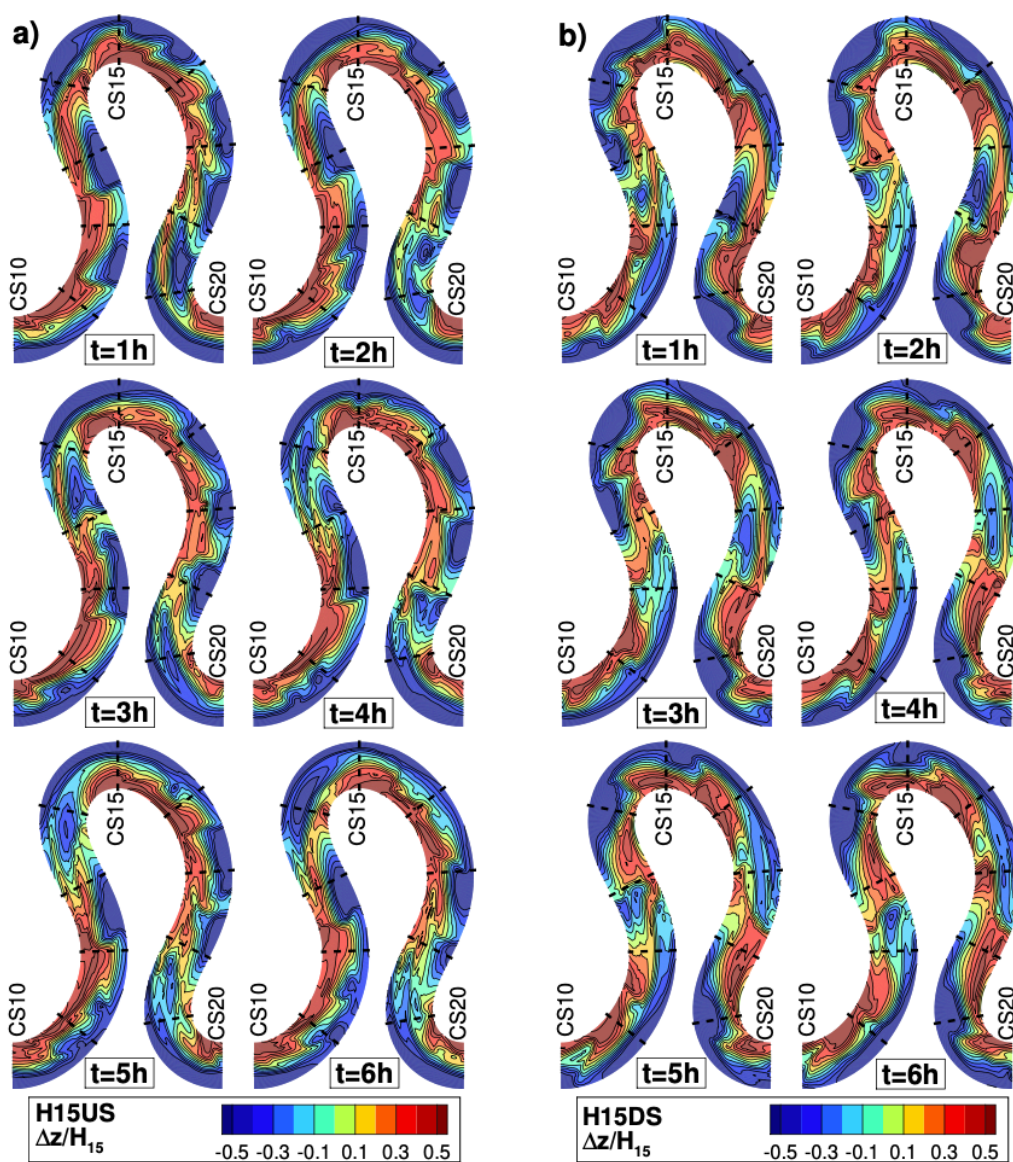


Figura N° 46 Elevaciones del fondo normalizadas para $H_{15} = 15$ cm. a) Condición US (flujo de izquierda a derecha), b) condición DS (flujo de derecha a izquierda). $\Delta z = z(\text{cm}) - \langle z_{CS15} \rangle$. Curva media en el canal Kinoshita (de CS10 a CS20). Datos similares se presentaron en Abad y García (2009b).

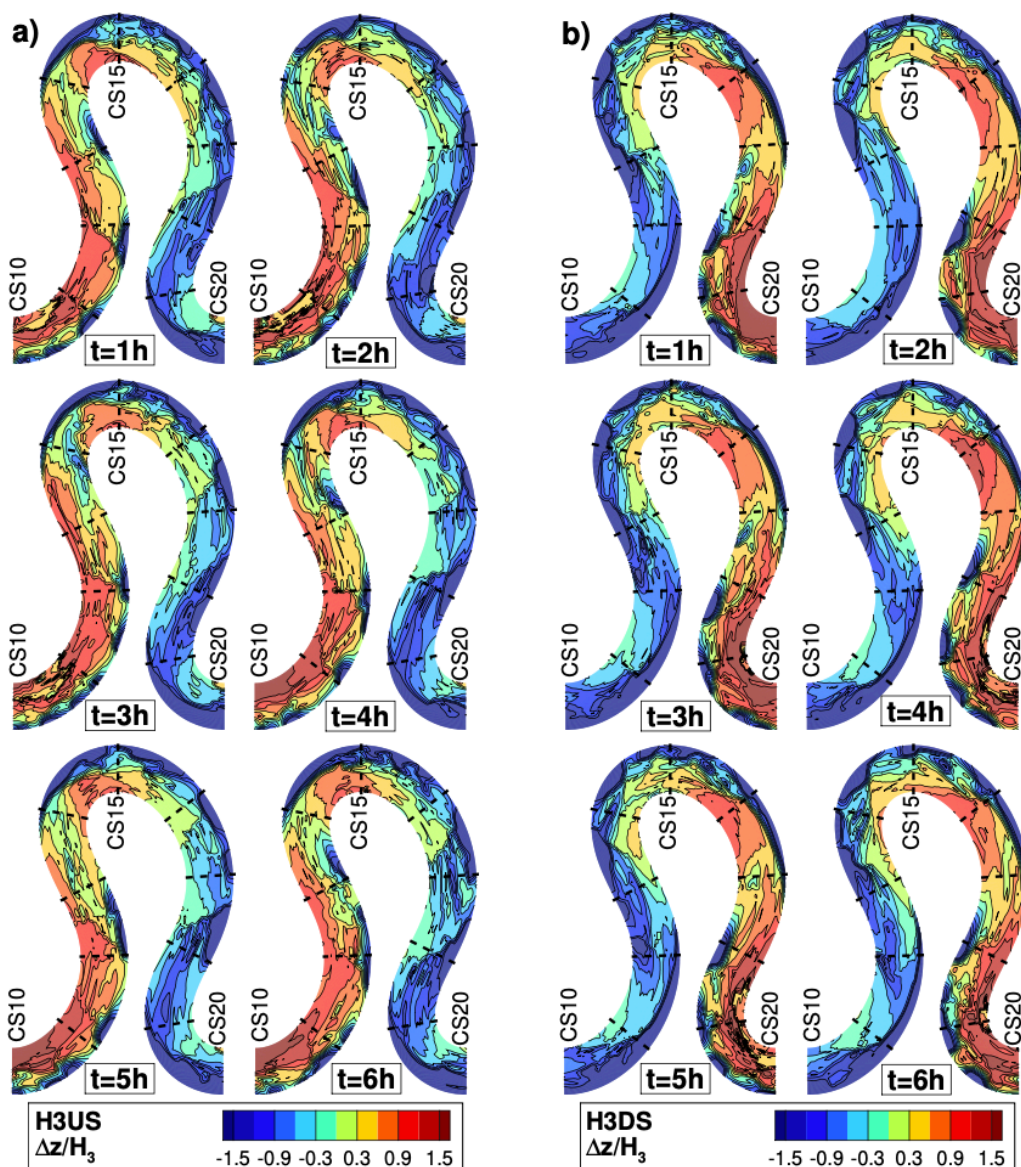


Figura N° 47 Elevaciones del fondo normalizadas para $H_3=3\text{cm}$. a) Condición US (flujo de izquierda a derecha), b) condición DS (flujo de derecha a izquierda). $\Delta z = z(\text{cm}) - \langle z_{\text{CS15}} \rangle$. Curva media en el canal Kinoshita (de CS10 a CS20).

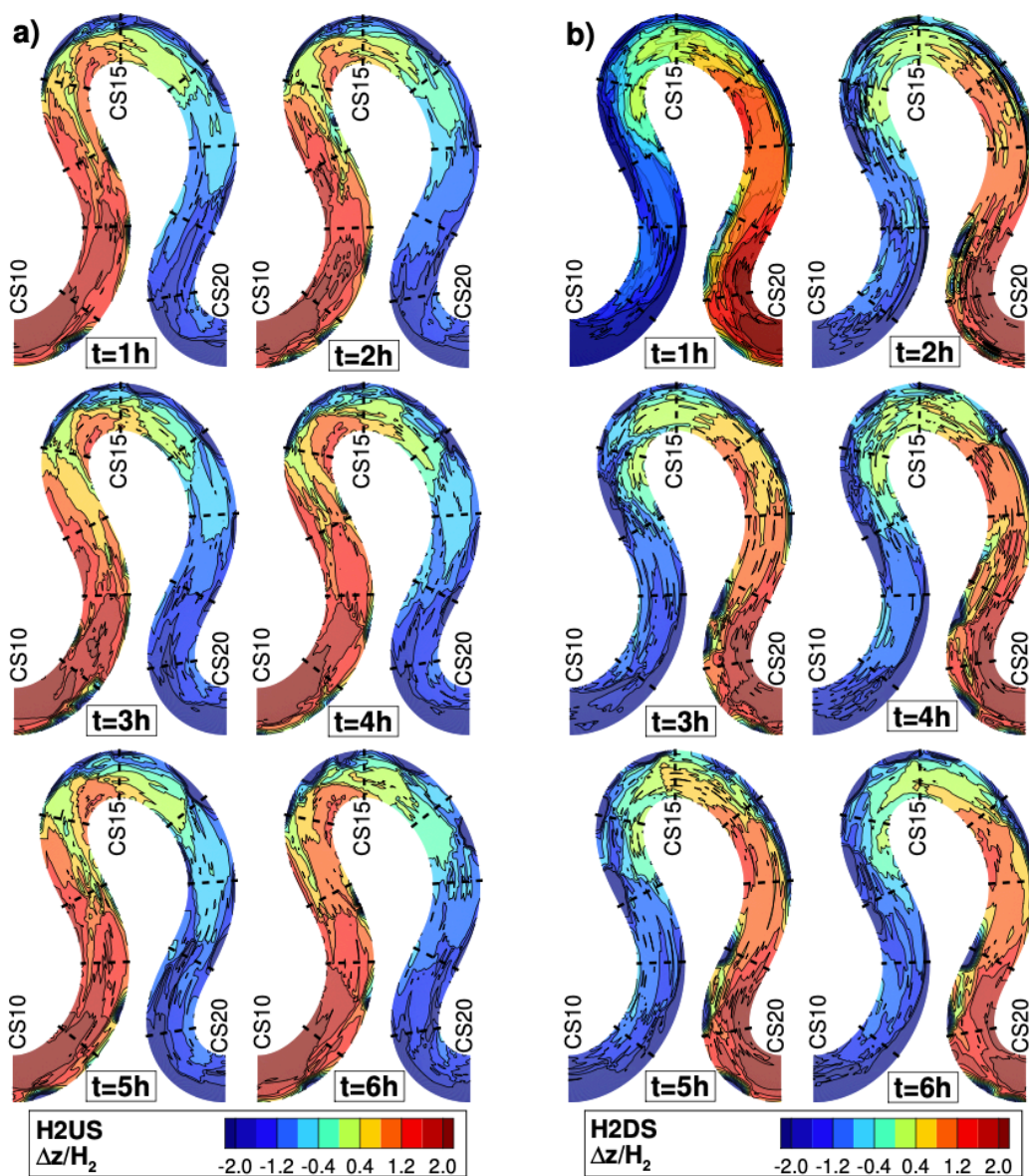


Figura N° 48 Elevaciones del fondo normalizadas para $H_2=2\text{cm}$. a) Condición US (flujo de izquierda a derecha), b) condición DS (flujo de derecha a izquierda). $\Delta z = z(\text{cm}) - \langle z_{CS15} \rangle$. Curva media en el canal Kinoshita (de CS10 a CS20)

4.3.4 Morfología promedio del fondo

La Figura N° 49 muestra la morfología del fondo promediada normalizada para todos los experimentos (condiciones US y DS). Para todos los experimentos, el punto de inflexión está en CS13 y CS18, y se observa que el cambio del patrón de erosión/deposición entre bancos ocurre con un desfase (λ) entre 0.25 y 0.5 m (escala similar al ancho del canal = 0.6 m).

Al comparar los experimentos H_3 y H_2 para las condiciones de US y DS, la zona de depósito cerca de los bancos internos se desplaza ligeramente aguas arriba para la condición super-resonante (H_2), como lo sugieren Zolezzi et al. (2005). Para las condiciones de US y DS, la zona de erosión más alta se ubica alrededor del punto de curvatura más alto (CS14.5). Por lo tanto, las curvas (si se permiten) podrían continuar migrando con configuraciones de formas en planta similares (al menos en condiciones de gran amplitud).

Con base en la morfología del fondo estable, el área de depósito del banco interno es más grande para el DS que para la condición de US. La pendiente del fondo transversal para H_{15} parece cubrir todo el ancho del canal, mientras que para los experimentos H_3 y H_2 , hay una barra puntual de depósito más fuerte y un cambio abrupto en la pendiente del fondo transversal cerca del banco exterior, por lo que el flujo está mayormente concentrado hacia el banco exterior.

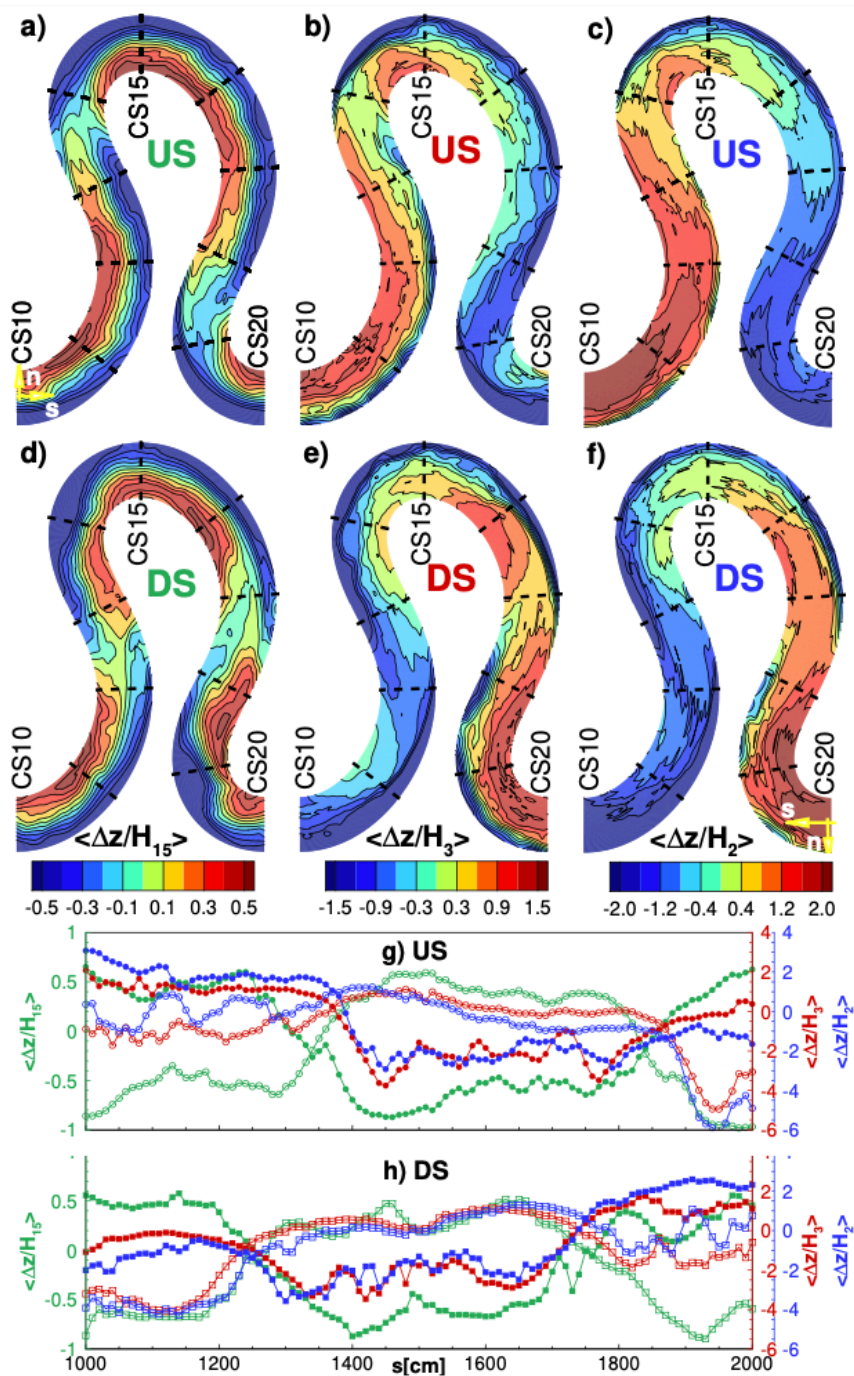


Figura N° 49 Morfología del fondo promediada y normalizada (de T=1 a T=6 h)

Condición de US (flujo de izquierda a derecha): a) $H_{15}=15\text{cm}$; b) $H_3=3\text{cm}$; c) $H_2=2\text{cm}$. Condición DS (flujo de derecha a izquierda): d) $H_{15}=15\text{cm}$, e) $H_3=3\text{cm}$, f) $H_2=2\text{cm}$. Morfología del fondo promediada y normalizada (usando la profundidad promedio) a lo largo de las márgenes del canal: g) condición US: margen izquierda [$n=30$] y (derecha [$n=-30$]) está con círculos llenos (vacíos), h) condición DS: margen izquierda [$n=30$] (derecha [$n=-30$]) tiene círculos vacíos (llenos). $\Delta z = z(\text{cm}) - \langle z_{CS15} \rangle$.

CAPÍTULO V: MEDICIONES EN CAMPO DE LOS PATRONES HIDROGEOMORFOLÓGICOS EN EL RÍO TIGRE, LORETO

5.1 DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS MEDICIONES EN CAMPO

Se ejecutaron mediciones en campo en tres periodos hidrológicos del río Tigre: septiembre de 2017 (transición), febrero de 2020 (flujo bajo) y mayo de 2021 (flujo alto). Las medidas de campo incluyeron el uso de un RiverRay ADCP (Teledyne Ocean), acoplado a una AtlasLink GNSS Smart Antena, con servicio de corrección global (menos de 10 cm).

Siguiendo la metodología de Mueller & Wagner (2007) y Oberg & Mueller (2007), se recolectaron cuatro transectos para describir la estructura de flujo tridimensional en cada sección. Luego, se utilizó la herramienta VMT (Parsons et al., 2013) para caracterizar la estructura principal y secundaria del flujo. Se implementó en el campo una combinación de iWBMS STX multihaz (Norbit), una base receptora, el rover GR5 (Topcon) y el software de topografía y post procesamiento Hypack para adquirir los datos de morfología del fondo. Más detalles sobre las mediciones de campo se describen en CITA (2021).

5.2 MEDICIÓN DE LA MORFOLOGÍA DEL FONDO DEL RÍO TIGRE

La Figura N° 50 muestra las mediciones del fondo del río Tigre que contiene dos meandros US (LS y HS) y dos para DS (LS y HS). Para la curva DS(LS), la fosa de erosión más profunda cerca del banco exterior está ubicada entre S3, S4 y S5 donde también se encuentra la curvatura más alta (patrón similar a los experimentos DS). Para el meandro DS(HS), la socavación más profunda cubre una parte más larga del meandro (de S9 a S12-S13), lo que describe que los meandros orientados a DS tienden a producir fosas de erosión más largas a lo largo del banco exterior. La transición de DS(HS) a US(HS) ocurre en una distancia muy corta (alrededor de S13), pero la morfología del fondo cambia rápidamente y para la curva de US(HS), la fosa de erosión del banco exterior está ubicada entre S13, S14 y S15. Se observa que la curva de US (HS) presenta procesos de estrechamiento alrededor de SE y SF (incluido un ligero cambio en la curvatura del canal). Más abajo en US (HS), debido a la curvatura preferencial, se observa una fosa de erosión en el banco exterior más largo (S15 a S20).

Para el meandro US(LS), la fosa de erosión del banco exterior se encuentra entre S24, S25, S26 y S27 aproximadamente. Las secciones (b), (c) y (d) de la Figura

Nº 50 muestran detalles de la morfología del fondo a lo largo de tramos de baja sinuosidad, donde los fondos están compuestos por dunas y ondulaciones de diferentes tamaños. Los efectos de la curvatura modifican drásticamente las formas de fondo bien desarrolladas y entrantes a las curvas, es decir, las barras perturban a las dunas.

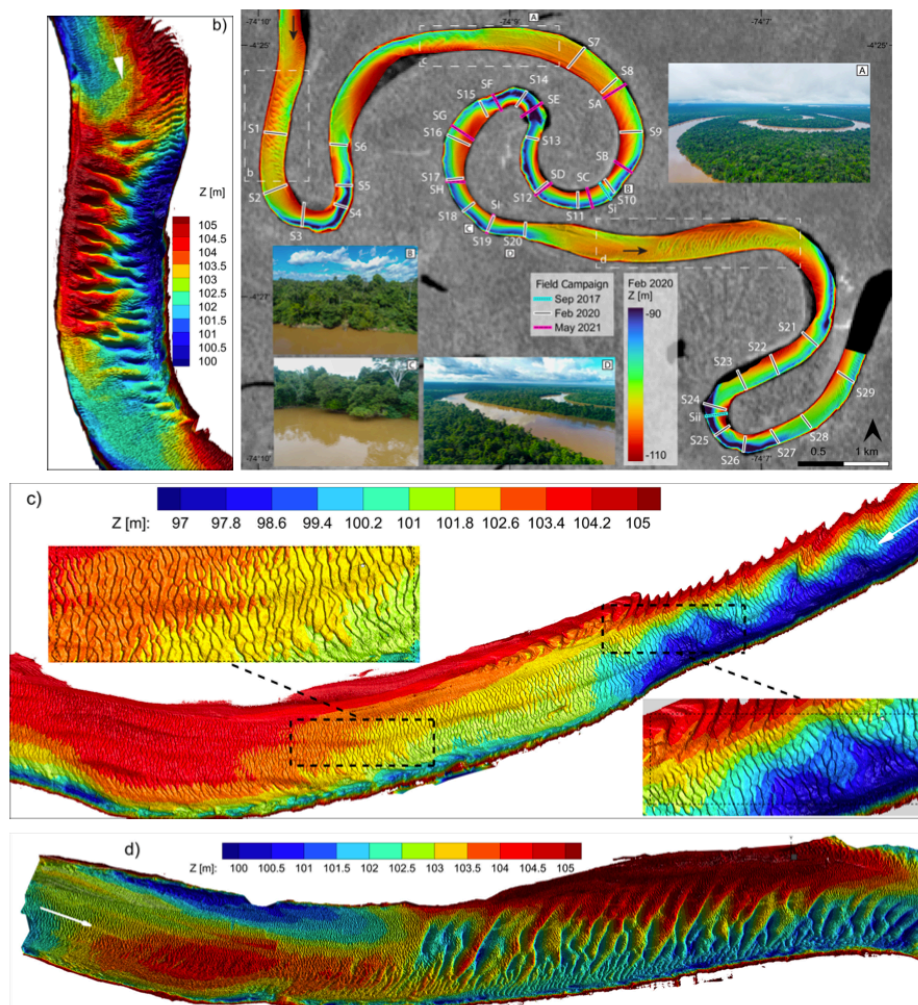


Figura Nº 50 (a) Mediciones de la morfología del fondo (usando multihaz, elevación del fondo en m.s.n.m.) a lo largo del río Tigre. Las figuras b), c) y d) muestran canales de baja sinuosidad con presencia de formas de fondo.

Con base en la Figura Nº 37, las curvas aguas arriba están ubicadas entre: S12-S13 a S20 para curvas US(HS) y de S21 a S29 para curvas US(LS); las curvas aguas abajo se ubican entre: S1 a S6 para DS(LS), y de S7 a S12-S13 para DS(HS). LS: Baja asimetría, HS: Alta asimetría. A, B, C y D son imágenes de las campañas de campo

La Figura Nº 51 muestra mediciones multihaz repetidas (que van desde 0.5 h a 25 h 45 min) a lo largo de 5 perfiles longitudinales para caracterizar las formas del

fondo y estimar las tasas de transporte de sedimentos de fondo. Como se observó incluso para el intervalo de tiempo más largo de 25 h 45 min (P3 y P4), el cambio en la morfología del fondo no es tan dinámico (traslación de 1 m para P3, 0.40 ton/m/día como tasa de sedimentación de carga de fondo) como otros ríos meándricos.

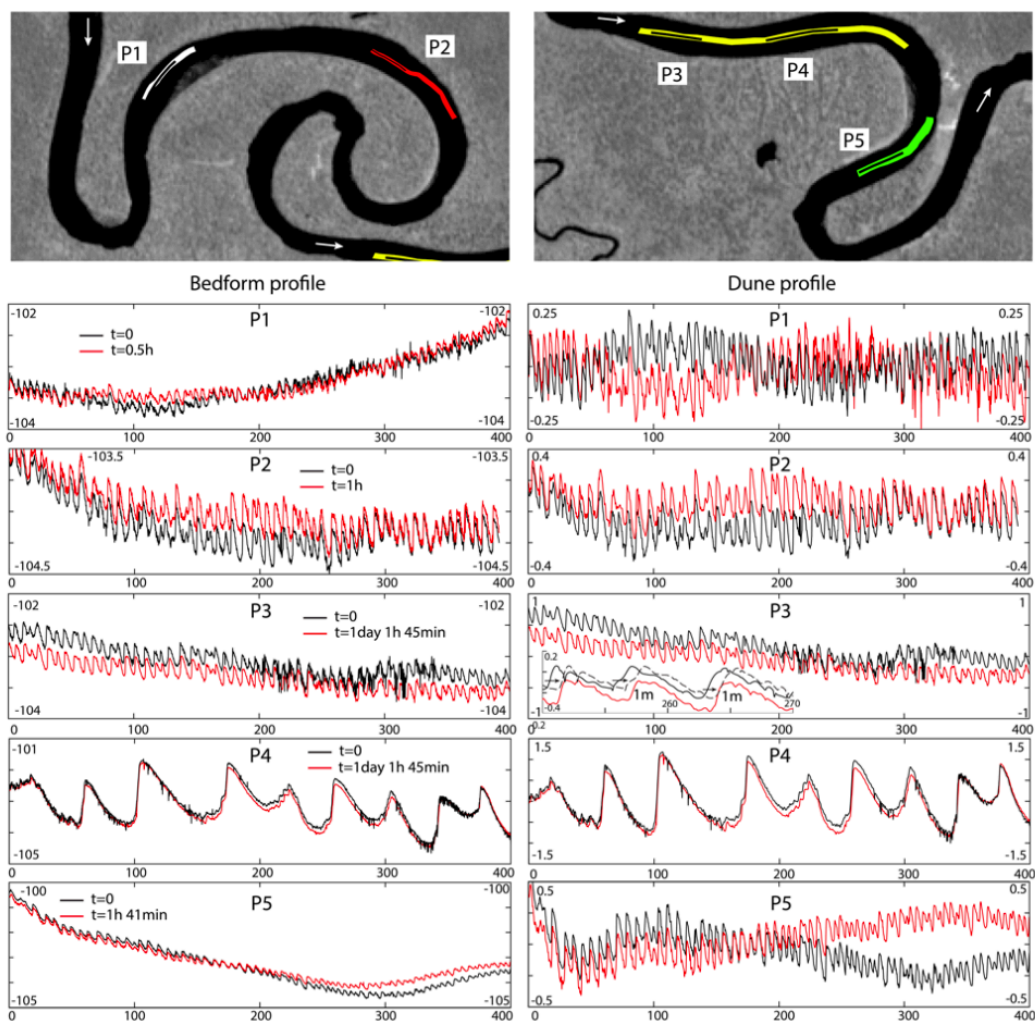


Figura N° 51 Mediciones multihaz repetidas a lo largo de 5 perfiles longitudinales (cota en m.s.n.m.). Los perfiles de dunas (en m) se obtuvieron utilizando técnicas de discriminación proporcionadas por Gutierrez et al. (2013, 2018). Tenga en cuenta que P4 no necesita eliminar la tendencia de las barras, ya que está ubicado a lo largo de un canal de baja sinuosidad donde el forzamiento de la curvatura no es importante

Después de la discriminación (utilizando las técnicas de Gutiérrez et al. (2013, 2018)), las características de las dunas son en general menores de 10 m para longitudes de onda y 0.5 m para amplitudes, excepto P4 que tiene 56.3 m para

longitud de onda y 1.5 m para la amplitud. Casi todos los perfiles están ubicados como parte de curvas, con la excepción de P4, por lo que no sorprende que las características de las dunas a lo largo de los canales de baja sinuosidad (ver Figura N° 50 secciones b, c y d) sean más desarrolladas que aquellas bajo forzamiento de curvatura.

5.3 MEDICIÓN DE LA HIDRODINÁMICA DEL RÍO TIGRE

5.3.1 Mediciones en setiembre de 2017

La Figura N° 52 muestra la magnitud de la velocidad y el caudal secundario (para septiembre de 2017) en las secciones transversales S_i (entre S10 y S11, curva DS(HS)) y S_{ii} (entre S24 y S25, curva US(LS)). El núcleo de la magnitud de la velocidad en S_i está ubicado entre las regiones del banco medio y exterior (debido a la influencia de un pequeño proceso de estrechamiento aguas abajo de la estación SB y aguas arriba de S_i), mostrando un flujo secundario en sentido antihorario muy bien desarrollado. Para S_{ii} , la sección transversal es más grande (más ancha y profunda) que S_i , por lo que la magnitud de la velocidad se reduce, sin embargo, el flujo secundario en el sentido horario está muy bien desarrollado. Por lo tanto, pequeñas variaciones en el ancho y la profundidad del canal pueden influir en los flujos secundarios y las magnitudes de velocidad.

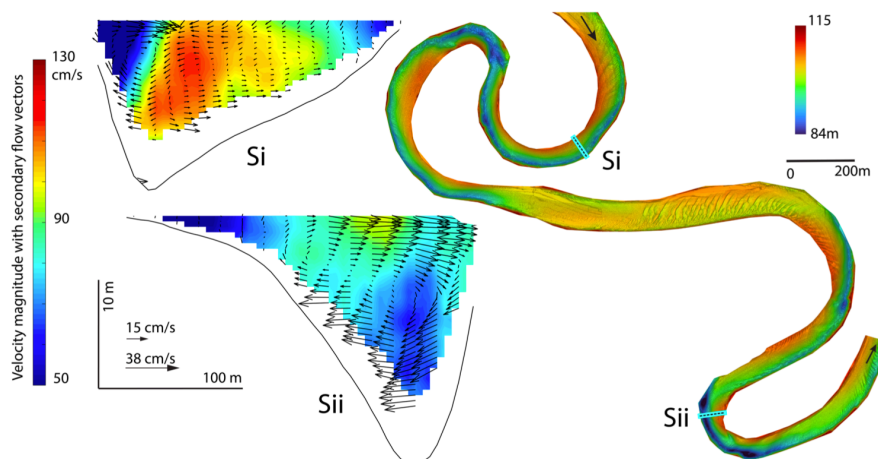


Figura N° 52 Setiembre de 2017: mediciones de ADCP en las secciones transversales S_i y S_{ii} . Q_w = 1699 m³/s (descarga media de agua)

5.3.2 Mediciones en febrero de 2020

La Figura N° 53 muestra la estructura de flujo a lo largo de la curva DS(LS) para febrero de 2020. En S1, el flujo sale del canal de baja sinuosidad (ver ítem d de la Figura N° 50), por lo que el núcleo de la magnitud de la velocidad se ubica hacia la parte media de la sección transversal y la intensidad del flujo secundario es muy débil. Más abajo, en S2, hay un flujo secundario en el sentido horario que se mejora en S3 y S4. En S4 (ubicado ligeramente aguas abajo de la curvatura más alta de la curva), la fosa de erosión del banco exterior es muy profundo y el flujo secundario es el más fuerte a lo largo de la curva (así como la pendiente del fondo transversal). En S5, el flujo secundario pierde su coherencia al tener interacción de diferentes celdas (una en sentido horario cerca del fondo y otra en sentido antihorario cerca de la superficie del agua). Al observar las medidas batimétricas, parece que S5 está ubicado justo aguas abajo de la forma de fondo grande, por lo que el flujo secundario natural se modifica por el flujo ejercido desde la forma de fondo (similar a Abad et al., 2013). S6 está ubicado en un canal de baja sinuosidad, por lo que el flujo secundario es débil, sin embargo, la curvatura en planta aguas arriba todavía tiene su influencia ya que el fondo cerca de la margen derecha es un poco más profundo que el fondo cerca de la margen izquierda.

Adicionalmente, la Figura N° 53 muestra la estructura de flujo en las curvas DS (HS) y US (HS). De S7 a S13, el flujo secundario tiene una orientación en sentido antihorario, mientras que el flujo secundario se invierte (en el sentido de las agujas del reloj) de S14 a S20 debido a un cambio drástico en la curvatura de la forma en planta (de DS a orientación de curva US). El ancho del canal para la curva DS (HS) es ligeramente mayor que la curva US (HS) (excepto entre S15 y S16 para la condición de US) por lo que la magnitud de la velocidad es menor a lo largo de la condición DS. Las secciones S14 y S15 se midieron en una fecha diferente donde las descargas de agua fueron menores que en otras fechas, S14 presenta una fosa de erosión más profunda generándose, por lo tanto, magnitudes de velocidad de agua más bajas. Parece que se observan barras de puntos bien desarrolladas tanto para DS(HS) (de S8 a S12) como para US(HS) (de S15 a S19), teniendo una zona deposicional más amplia entre S8 a S9.5 y de S15 a S16.5 para DS y US, respectivamente.

La Figura N° 54 muestra el meandro US (LS) donde hay un flujo secundario entrante en sentido antihorario (producido por el meandro aguas arriba), sin

embargo, debido al cambio de curvatura alrededor de S24 (curvatura más alta a lo largo del meandro), el flujo secundario se invierte hasta S27, siendo disipada casi por completo por S28 y apareciendo nuevamente por otro ligero cambio de curvatura por S29. Parece que el agujero de erosión del banco exterior más alto se encuentra entre S24 y S26. En S24, la sección transversal se vuelve más ancha y profunda, lo que reduce la velocidad del flujo en comparación con otras secciones.

5.3.3 Mediciones en mayo de 2021

La Figura N° 55 muestra la estructura de flujo para las curvas DS(HS) y US(HS) para la campaña de mayo de 2021. SE es la transición entre S13 y S14, por lo que el agujero de socavación más profundo se encuentra a lo largo del canal medio (donde se observa un núcleo de gran magnitud de velocidad). En general, parece que para flujos altos se observan flujos secundarios de mayor intensidad. Asimismo, se observan pendientes transversales del fondo para las mediciones de campo de febrero de 2020 y mayo de 2021.

5.3.4 Hidrodinámica bajo diferentes condiciones hidrológicas

Las mediciones en campo se desarrollaron en tres periodos hidrológicos del río Tigre: septiembre de 2017 (transición, Figura N° 52), febrero de 2020 (flujo bajo, Figura N° 53 y Figura N° 54) y mayo de 2021 (flujo alto, Figura N° 55). Se observa que la hidrodinámica que se desarrolla en las curvas DS (HS) y US (HS) son dominadas por la configuración planimétrica, y que la magnitud de la velocidad y la intensidad del flujo secundario se incrementan a mayor caudal (mayo 2021). Aun cuando existen flujo secundario, la tasa de migración lateral de estas curvas es reducida, promoviendo una preservación de la planimetría.

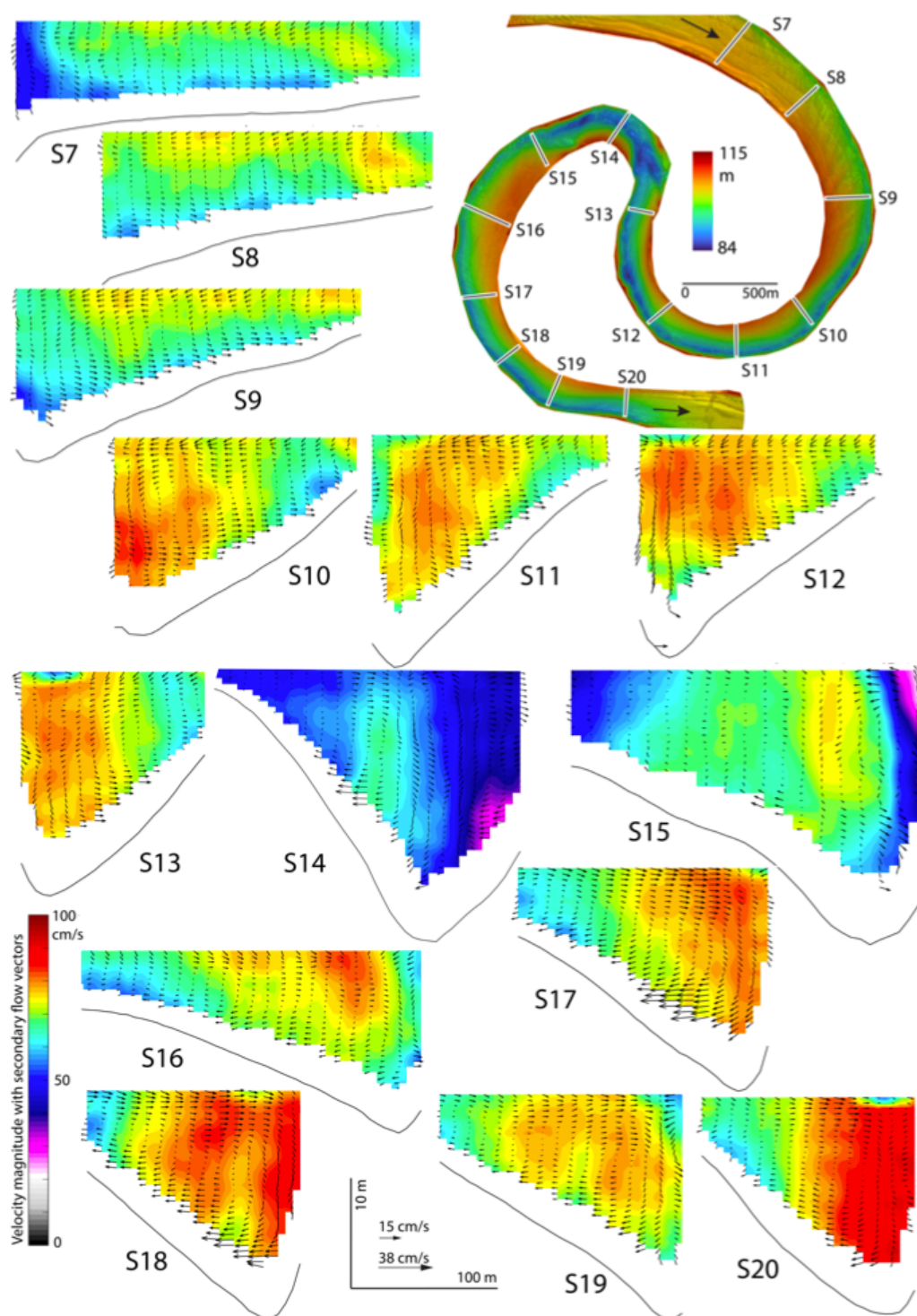


Figura N° 53 Febrero de 2020: mediciones de ADCP a lo largo de las curvas DS (HS) y US (HS).
 $Q_w = 1664 \text{ m}^3/\text{s}$ (descarga media de agua). $Q_w = 1477 \text{ m}^3/\text{s}$ (S14, S15), $Q_w = 1626 \text{ m}^3/\text{s}$ (S7-S13),
 $Q_w = 1781 \text{ m}^3/\text{s}$ (S16-S20)

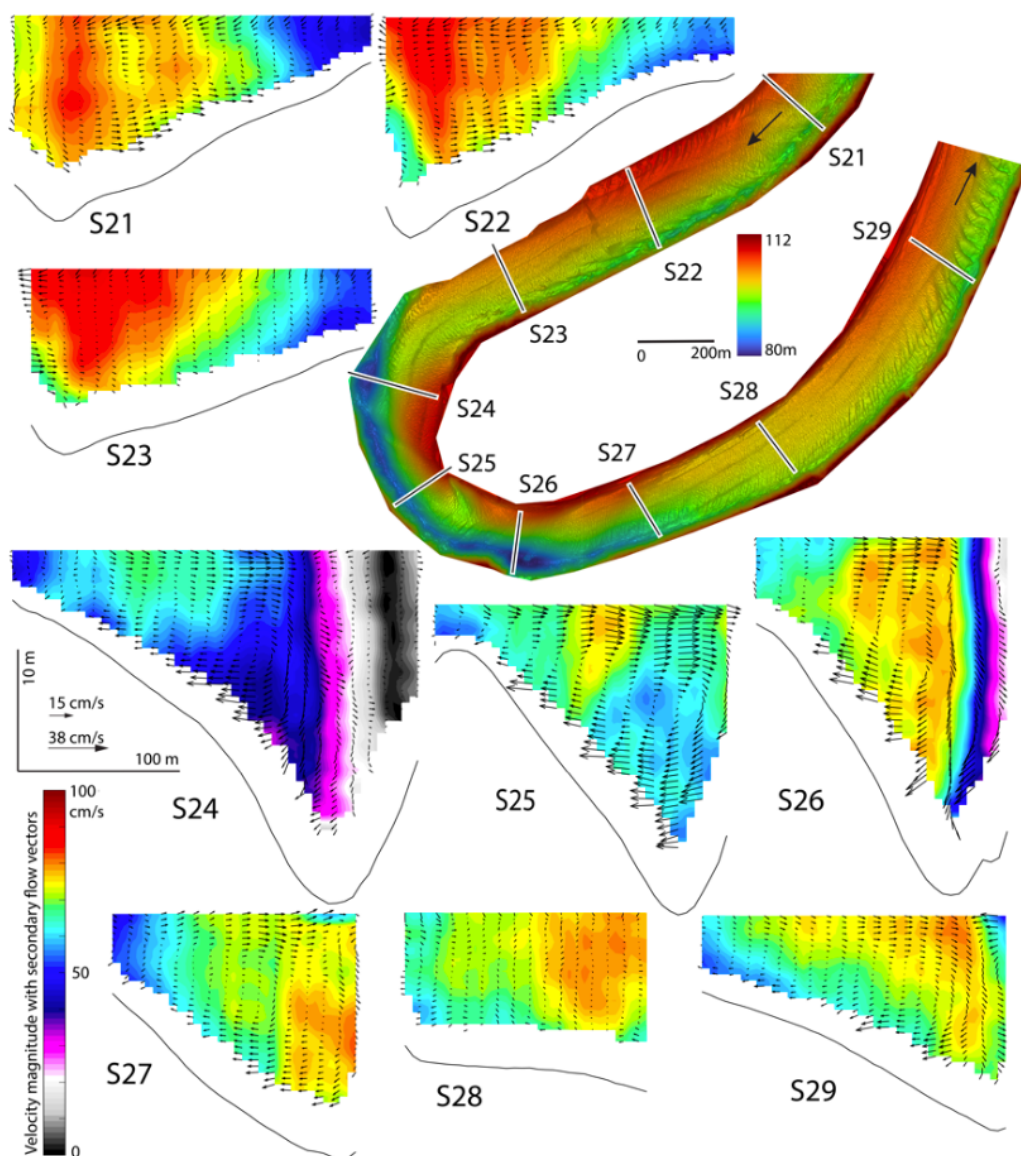


Figura N° 54 Febrero de 2020: mediciones de ADCP a lo largo de la curva de US (LS). $Q_w = 1664 \text{ m}^3/\text{s}$ (descarga media de agua). $Q_w = 1477 \text{ m}^3/\text{s}$ (S24), $Q_w = 1781 \text{ m}^3/\text{s}$ (S21-S23, S25-S29)

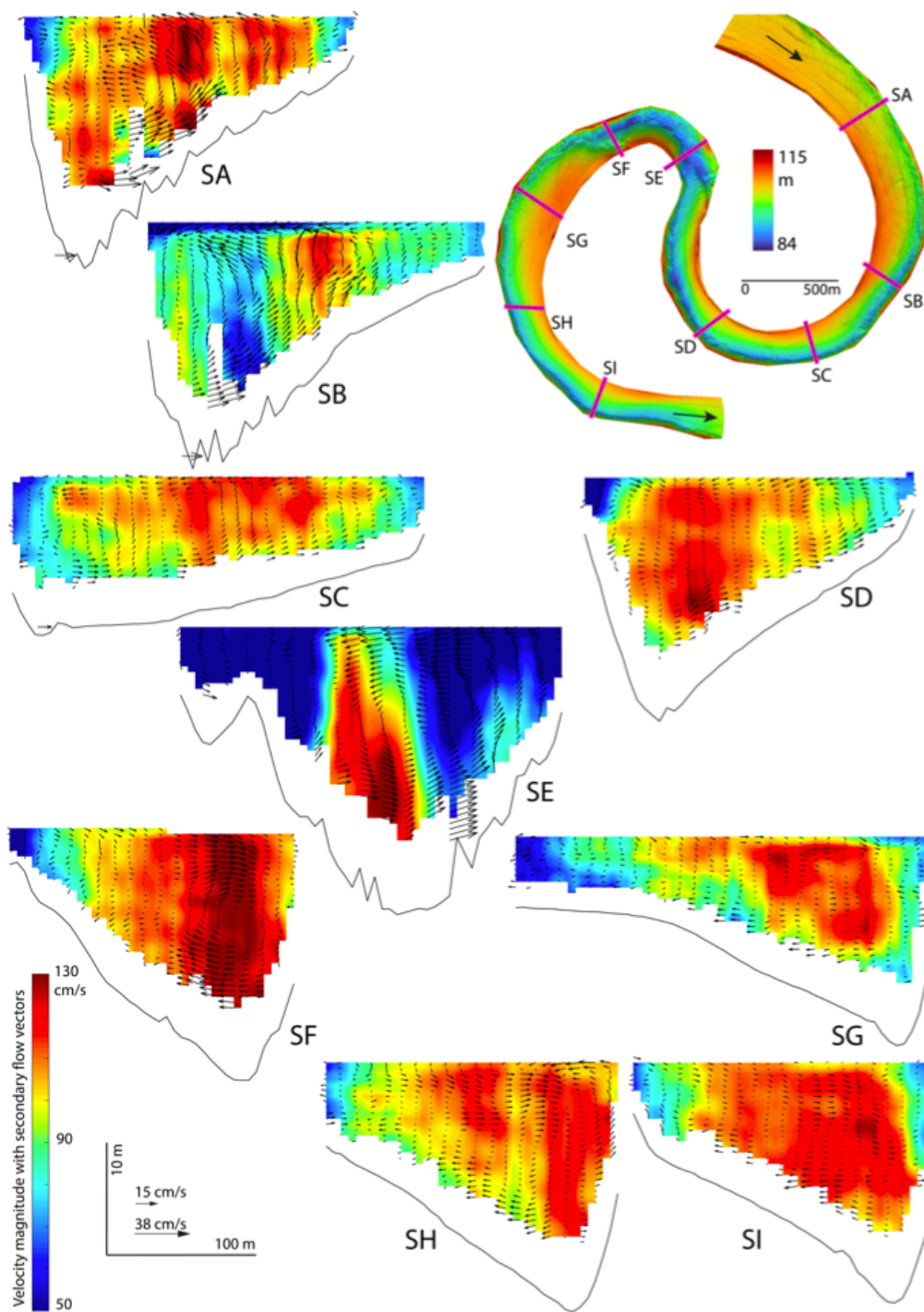


Figura N° 55 Mayo de 2021: mediciones de ADCP a lo largo de la curva DS (HS) y US (HS).
 $Q_w=2880 \text{ m}^3/\text{s}$ (descarga media de agua)

CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN DE RESULTADOS

6.1 RESPUESTAS A LAS PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN

- *¿Cuán común es encontrar curvas aguas arriba y abajo en el río Tigre?*
Como se observa en la Figura N° 37 F y G, es muy común encontrar curvas US y DS sobre todo para sinuosidades entre 1 a 1.4. Para mayores sinuosidades, el porcentaje de curvas US se incrementa, mientras que el porcentaje de curvas DS disminuye. Por ende la H1 es verificada.
- *¿Cuál es el impacto de la orientación de las curvas en la morfología de fondo en ríos meándricos en condiciones de barras libres? ¿Qué impacto tiene la orientación de las curvas en la hidro-geomorfología de ríos naturales?*

En base a los experimentos de laboratorio (con presencia de barras libres) y las mediciones en el río Tigre, se puede mostrar que si existe una influencia de la orientación de las curvas (curvatura) en la batimetría de las curvas. Para curvas DS se observa que la geomorfología es más desarrollada (incluso dunas de mayores dimensiones), cubriendo casi toda la curva, por ende, promoviendo mayor intensidad del flujo secundario. Por ende, la H3 es verificada.

- *¿Qué orientación de curvas presenta mayores tasas de migración?*

En casos donde el río pudiese migrar lateralmente, es muy probable que se encuentren curvas DS con mayores tasas de migración que curvas US. Sin embargo, para el caso del río Tigre, debido a su limitada migración lateral (por estar al extremo izquierdo del abanico del Pastaza, zona de poca actividad geomorfológica), no se puede responder en forma absoluta si las curvas US o DS migran más. No obstante, es notorio en la zona de estudio (donde se desarrollaron las mediciones batimétricas) que ciertamente las curvas DS tienden a tener una mayor migración lateral, pero este caso debe ser estudiando en más detalle para responder la pregunta. La H2 no puede ser verificada en forma absoluta, al menos para el caso del río Tigre, sin embargo, las condiciones son favorables para desarrollar una mayor migración lateral para curvas DS.

6.2 GEOMORFOLOGIA PARA CONDICIONES US Y DS

Como se presenta a lo largo de los experimentos para las condiciones de US y DS, especialmente en la Figura N° 49, para la condición de US(DS), existe una región de transición entre CS13 y CS14 (CS18 a CS17), donde la morfología del fondo se adapta rápidamente al cambio local en curvatura. Parece que para condiciones super-resonantes, la región de deposición del banco interior se mueve ligeramente aguas arriba en comparación con la condición sub-resonante.

En base en las mediciones de campo a lo largo del río Tigre (ver Figura N° 50), se puede afirmar que la morfología del fondo estable se ve influenciada principalmente por la curvatura local, las variaciones de ancho y la presencia de formas de fondo migratorias. La aparición de formas de fondo podría inducir un aumento de las tensiones de corte de los bancos, aumentando así la erosión hidráulica y las tasas de migración de los bancos exteriores.

A escalas naturales como la del río Tigre, donde se observan más curvas orientadas DS a lo largo del río Tigre, la influencia de los regímenes morfodinámicos (sub-resonante o super-resonante) parece estar filtrada por procesos no lineales propias del tipo río y por procesos externos (por ejemplo, forzamiento del valle geológico del río Tigre, ver Figura N° 37).

En general, la geomorfología medida en el canal Kinoshita y en el río Tigre muestran similares patrones para curvas US y DS, con formas de fondo estables y migratorias. Es importante entender que estas formas de fondo están transportando sedimentos y su tasa dependerá de las condiciones hidrológicas e hidráulicas del curso de agua.

La H4 pudo ser verificada para condiciones experimentales de laboratorio, pero no para condiciones del río Tigre, puesto que no se encuentra en condiciones de super-resonancia. Es cierto que las barras libres incorporan un modo adicional de patrones sedimentarios, pero no se pudo verificar si existen esfuerzos de corte adicionales en las márgenes de los ríos. Sin embargo, Abad et al. (2013) mostró que la presencia de dunas migratorias si incrementa estos esfuerzos de corte. Por ende, para verificar la H5, se necesita de mayores estudios detallados.

6.3 HIDRODINÁMICA DE RÍOS MEÁNDRICOS

Tal como se observa en las mediciones de la hidrodinámica en el río Tigre, los flujos secundarios se ajustan rápidamente a los cambios locales de la curvatura planimétrica, y manifiesta su influencia en la redistribución de sedimentos transversales. Por ende, para condiciones de alta intensidad de flujo secundario se observan que las pendientes laterales son mayores. Las recirculaciones encontradas responden al flujo típico de flujos primario y secundario de ríos meándricos, sin embargo, es notorio, que perturbaciones pequeñas en el ancho del canal, producen no solamente cambios en la batimetría, pero también en la intensidad del flujo primario y secundario. Referida a la H6, se observa que la intensidad del flujo secundario es mayor para curvas DS que para curvas US, sin embargo, no se llegó a estimar los esfuerzos de corte en las márgenes de los experimentos de laboratorio, tampoco para las mediciones de campo en el río Tigre, esto requiere de estudios más detallados.

6.4 EFECTOS NO LINEALES

Colombini et al. (1992) describieron que los modelos lineales no pueden describir las interacciones de las barras migratorias sobre las barras fijas (Kinoshita & Miwa (1974), Whitting & Dietrich (1993a,b,c)), además de que los modelos lineales no pueden explicar la separación del flujo y en general la estructura de flujo complejo en curvas de alta curvatura y amplitud. También se sabe que las interacciones entre patrones libres y forzados son responsables de algunos efectos no lineales que controlan la topografía del fondo en meandros (Seminara, 1989).

El diseño experimental utilizado en este estudio se basó en la aproximación lineal de los regímenes morfodinámicos (sub- y super-resonante), y en configuraciones meándricas de alta curvatura y gran amplitud, los efectos no lineales son importantes, por lo tanto, los diagramas de fase para los ríos naturales deben desarrollarse mediante el uso de un modelo de profundidad promedio completamente no lineal como el de Abad et al. (2008), Langendoen et al. (2016) y Codier et al. (2019). Es importante que las variaciones de ancho se incluyan en el análisis a escala de campo, ya que en el río Tigre, aunque hay una pequeña oscilación de ancho, la morfología del fondo y la estructura del flujo (lo que es más importante) se redistribuyen.

CONCLUSIONES

- En base al análisis de sensoramiento remoto se observa mayor presencia de curvas US para sinuosidades mayores (opuesto para curvas DS); es decir, los meandros realizan un tránsito de DS a US, dependiendo de la madurez de estos, es decir de la sinuosidad. Eso quiere manifestar que los ríos migran y llegan a cierta sinuosidad para producir cortes de meandros que modifican la sinuosidad y patrones planimétricos locales, y eso se repite en el tiempo.
- Los resultados de la fase experimental de este estudio indican que la curva DS(HS) presenta mayores tasas de migración lateral que la curva US(HS), esto para un análisis del intervalo 1990 a 2017. Sin embargo, para determinar si curvas DS tienen mayores tasas de migración que curvas US, se debería realizar un estudio más detallado considerando diferentes rangos de sinuosidades.
- Según los experimentos, las condiciones de DS producen formas de fondo más desarrolladas (mayor rugosidad de forma) que las condiciones de US. (para todas las condiciones sub-resonantes y super-resonantes), sin embargo, la rugosidad por planimetría parece ser más importante, esto explica que las pendientes longitudinales de la superficie del agua para las condiciones de DS son ligeramente menores que las de las condiciones de US. Esta conclusión se presenta tanto en los resultados experimentales en el canal Kinoshita, así como también en las mediciones de campo en el río Tigre.
- En base a los experimentos, se observa que los patrones de depósito del banco interno para la condición super-resonante migran ligeramente río arriba que para la condición sub-resonante, esto no se verificó a escala natural ya que el río Tigre se encuentra en condición sub-resonante. Con base en el análisis de campo del río Tigre, las formas de fondo dominan la rugosidad, especialmente a lo largo de los tramos de baja sinuosidad, ya que las formas de fondo se reducen en tamaño debido a los efectos de la curvatura. Las perturbaciones en el ancho del canal y la curvatura local parecen modificar localmente la morfología del fondo y la estructura del flujo (primario y secundario).

- En general, la morfología de fondo medida en los experimentos en el canal Kinoshita guardan relación con las mediciones de alta resolución desarrolladas en el río Tigre. Al parecer, los patrones geomorfológicos para curvas US y DS son similares a diferentes escalas (experimento vs natural), sin embargo, todavía existe la necesidad de desarrollar estudios a escala natural en ríos más dinámicos, los cuales pueden ayudar a entender: 1) si curvas DS migran más que curvas US, 2) como son producidas las curvas US y DS, y como son su comportamiento en el tiempo.
- Se necesita el desarrollo de modelos morfodinámicos completamente no lineales para la predicción de la morfología del fondo y la estructura del flujo en regímenes super-resonantes y sub-resonantes para tener en cuenta las no linealidades del campo.

RECOMENDACIONES

- Es necesario incorporar conocimientos a detalle de la hidrogeomorfología de ríos meándricos para el diseño de estructuras de protección de márgenes (Abad et al., 2008), de dragado, de puertos fluviales, y en general para todo tipo de intervención en ríos, sobre todo amazónicos.
- El monitoreo de la hidrogeomorfología de ríos amazónicos debe incluir no solamente monitorear los niveles de la superficie de agua, sino también, de los sedimentos de fondo y suspendidos, y de la geomorfología (si es en detalle y multitemporal mejor). En ese sentido, se podrían conocer las tasas de transporte de sedimentos, las cuales pueden ser usadas para definir los niveles de equilibrio. Esta información puede ser empleada en el planeamiento de infraestructura a nivel de cuenca, como, por ejemplo, la determinación de los impactos de hidroeléctricas (Flecker et al. 2022). En general, es importante entender la hidrogeomorfología de los ríos meándricos para definir un plan de monitoreo adecuado.
- Se sugiere realizar mayores esfuerzos de monitoreo para definir la distribución longitudinal, transversal y estratigráfico de los sedimentos en el río Tigre.
- Se sugiere realizar mediciones en ríos con condiciones de migración lateral alta, para así verificar el impacto de las migraciones de las formas de fondo en las erosiones hidráulicas en las márgenes.
- Se sugiere realizar experimentos con sedimentos no uniformes, además de constatar con mediciones en campo del escalamiento de los sedimentos y su redistribución.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abad, J. D., Vizcarra, J., Paredes, J., Montoro, H., Frias, C., & Holguin, C. (2013). Morphodynamics of the upper Peruvian Amazonian rivers, implications into fluvial transportation. EUT Edizioni Università di Trieste, Conferencia Internacional IDS2013, 17-19 de Julio, Iquitos, Perú.
- Abad, J. D., Frias, C. E., Buscaglia, G. C., & Garcia, M. H. (2013). Modulation of the flow structure by progressive bedforms in the Kinoshita meandering channel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38 (13), 1612-1622.
- Abad, J. D., & Garcia, M. H. (2009a). Experiments in a high-amplitude Kinoshita meandering channel. 1: Implications of bend orientation on mean and turbulent flow structure. *Water Resources Research*, 45(2), doi: 10.1029/2008WR007016.
- Abad, J. D., & Garcia, M. H. (2009b). Experiments in a high-amplitude Kinoshita meandering channel. 2: Implications of bend orientation on bed morphodynamics. *Water Resources Research*, 45(2), doi: 10.1029/2008WR007017.
- Abad, J. D., Rhoads, B. L., Guneralp, I., & Garcia, M. H. (2008). Flow structure at different stages in a meander-bend with bendway weir. *Journal of Hydraulic Engineering*, 138(8), 1052-1063. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2008)134:8(1052)
- Abad, J. D., Buscaglia, G., Garcia, M. H. (2008). 2D Stream Hydrodynamic, sediment transport and bed morphology model for engineering applications. *Hydrological Processes*, 22(10): 1443-1459.
- Abad & Garcia (2006). RVR Meander: a toolbox for re-meandering of channelized streams. *Computers & Geosciences*, 32(1): 92-101.
- Abad, J. D. (2005). Cfd simulations of asymmetric Kinoshita-generated meandering bends. XXXI International Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR) Congress, September 11-16, Seoul, Korea, 10 pp.
- Almeida, R. P., Freitas, B. T., Turra, B. B., Figueiredo, F. T., Marconato, A., & Janikian, L. (2016). Reconstructing fluvial bar surfaces from compound cross-strata and the interpretation of bar accretion direction in large river deposits. *Sedimentology*, 63(3), 609–628.

- Bernal, C., Christohoul, F., Darrozes, J., Soula, J.-C., Baby, P., & Burgos, J. (2011). Late glacial and holocene avulsions of the Rio Pastaza megafan (Ecuador-Peru): frequency and controlling factors. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 1759-1782.
- Bertagni, M. B., & Camporeale, C. (2018). Finite amplitude of free alternate bars with suspended load. *Water Resources Research*, 54, 9759-9773.
- Blondeaux, P., & Seminara, G. (1985). A unified bar-theory of river meanders. *Journal of Fluid Mechanics*, 157, 449-470.
- Bridge, J. (2003). *Rivers and floodplains: forms, processes and sedimentary record*. Wiley-Blackwell, 512 pp., ISBN: 978-0-632-06489-2.
- Camporeale, C., & Ridolfi, L. (2010). Interplay among river meandering, discharge stochasticity and riparian vegetation. *Journal of Hydrology*, 382(1-4): 138-144.
- Cardenas, M. B. (2009). Stream-aquifer interactions and hyporheic exchange in gaining and losing sinuous streams. *Water Resources Research*, 45(6), <https://doi.org/10.1029/2008WR007651>.
- Catano, Y., Abad, J. D. and Garcia, M. H. (2009). Characterization of bedform morphology using wavelet analysis. *Ocean Engineering*, 36: 617-632, doi:10.1016/j.oceaneng.2009.01.014.
- CITA (2019). Guía metodológica para la caracterización de ríos meándricos y multicanal de QGIS. Boletín N° 1. Recuperado de: <https://www.dancingrivers.com/publicaciones>.
- CITA (2021). Ríos danzantes, guías metodológicas para el desarrollo de la línea base física de los ríos en Andes-Amazonía. Boletín recuperado de: <https://www.dancingrivers.com/publicaciones>.
- Codier, F., Tassi, P., Claude, N., Crosato, A., Rodrigues, S., & Bang, D. V. (2019). Numerical study of alternate bars in alluvial channels with nonuniform sediment. *Water Resources Research*, 55, 2976-3003.
- Colombini, M., Seminara, G., & Tubino, M. (1987). Finite-amplitude alternate bars. *Journal of Fluid Mechanics*, 181: 213-232.
- Colombini, M., Tubino, M., & Whiting, P. (1992). Topographic expression of bars in meandering channels. In *Dynamics of Gravel-bed rivers*. Edited by P. Billi, R. D. Hey, C. R. Thorne and P. Tacconi. John Wiley and Sons Ltd.

- Constantine, J. A., & Dunne, T. (2008). Meander cutoff and the controls on the production of oxbow lakes. *Geology*, 36(1): 23-26. <https://doi.org/10.1130/G24130A.1>.
- Dinehart, R., & Burau, J. R. (2005). Averaged indicators of secondary flow in repeated acoustic doppler current profiler crossing of bends. *Water Resources Research*, 41, 1-18.
- Dominguez-Ruben, L., Naito, K., Gutierrez, R. R., Szupiany, R., Abad, J. D. (2021). Meander Statistics Toolbox (MStaT): a toolbox for geometry characterization of bends in large meandering channels. *SoftwareX*, 14, 100674.
- Eaton, B. C., Millar, R. G., & Davidson, S. (2010). Channel patterns: braided, anabranching, and single-thread. *Geomorphology*, 120(3-4), 353-364.
- Flecker, A. S., Shi, Q., Almeida, R. M., Angarita, H., Gomes-Selman, J. M., García-Villacorta, R., Sethi, S. A., Thomas, S. A., LeRoy Poff, N., Forsberg, B. R., Heilpern, S. A., Hamilton, S. K., Abad, J. D., Anderson, E. P., Barros, N., Bernal, I. C., Bernstein, R., Cañas, C. M., Dangles, O., ... Gomes, C. P. (2022). Reducing adverse impacts of Amazon hydropower expansion. *Science*, 375: 753-760.
- Frascati, A., & Lanzoni, S. (2009). Morphodynamic regime and long-term evolution of meandering rivers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(F2).
- Frias, C. E., Mendoza, A., Abad, J. D., Paredes, J., Ortals, C., Montoro, H. (2015). Morphodynamic stages of the anabranching in the upper Amazon River basin, *Water Resources Research*, 10.1002/2014WR015836, AGU.
- Fryirs, K. A., & Brierley, G. J. (2012). *Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape*. John Wiley & Sons. <https://doi.org/10.1002/9781118305454>.
- Garcia, A., Abad, J., Escobar, C., Ortals, C., Marín, J. (2022). The Peruvian upper Amazon River: A planform Morphologic characterization of anabranching structures. En revisión, *Geomorphology*.
- Gilvear, D. J. (1999). Fluvial geomorphology and river engineering: future roles utilizing a fluvial hydrosystems framework. *Geomorphology*, 31(1-4), 229-245.

- Gorman, O. T., & Karr, J. R. (1978). Habitat structure and stream fish communities. *Ecology*, 59(3), 507-515.
- Guneralp, I., & Marston, R. (2012). Process-form linkages in meander morphodynamics. *Progress in Physical Geography*, 1-29.
- Guneralp, I., Abad, J. D., Zolezzi, G., Hooke, J. (2012). Advances and challenges in meandering channels research, *Geomorphology*, 163-164: 1-9.
- Guo, X., Chen, D., & Parker, G. (2019). Flow directionality of pristine meandering rivers is embedded in the skewing of high-amplitude bends and neck cutoffs. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(47), 23448-23454.
- Gutierrez, R.R., Mallma, J., Nunez-Gonzalez, F., Link, O., & Abad, J.D. (2018). Bedforms-ATM, an open-source software to analyze the scale-based hierarchies and dimensionality of natural bed forms. *SoftwareX*, 7, 184-189.
- Gutierrez, R. R., Abad, J. D., Choi, M., Montoro, H. (2014). Characterization of confluences in free meandering rivers of the Amazon basin. *Geomorphology*, 220, 1-14.
- Gutierrez, R. and Abad, J. (2014). On the analysis of the medium-term planform dynamics of meandering rivers. *Water Resources Research*, 50, 3714-3733. 10.1002/2012WR013358.
- Gutierrez, R.R, Abad, J. D., Parsons, D.R., & Best, J.L. (2013). Discrimination of bedforms scales using robust spline and wavelet transforms: methods and application to synthetic signals and the Parana River, Argentina. *Journal of Geophysical Research-Earth-Surface*, 118, 1400-1419.
- Hall, P. (2004). Alternating bar instabilities in unsteady channel flows over erodible beds. *Journal of Fluid Mechanics*, 499, 49-73.
- Hickin, E. J. (1974). Development of meanders in natural river-channels. *American Journal of Science*, 274(4), 414-442.
- Hickin, E., & Nanson, G. (1975). The Character of channel migration on the Beatton River, Northeast British Columbia, Canada: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 487-494
- Hickin, E. J., & Nanson, G. C. (1984). Lateral migration rates of river bends. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1557-1567.

- Horacio, J. (2014). River sinuosity index: geomorphological characterisation. Technical Note 2. Edited and Published by CIREF and Wetlands International European Association.
- Howard, A. D., & Hemberger, A. T. (1991). Multivariate characterization of meandering. *Geomorphology*, 4(3-4), 161-186.
- Ielpi, A., Ghinassi, M., Rainbird, R., & Ventra, D. (2018). Planform sinuosity of proterozoic rivers: a craton to channel-reach perspective, En libro: *Fluvial Meanders and Their Sedimentary Products in the Rock Record*, 48, 81-118.
- Ielpi, A., Lapotre, M. G. A., Finotello, A., & Ghinassi, M. (2021). Planform-asymmetry and backwater effects on river-cutoff kinematics and clustering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46(2), 357-370.
- Ikedo, S., Parker, G., & Sawai, K. (1981). Bend theory of river meanders. part 1. linear development. *Journal of Fluid Mechanics*, 112, 363-377.
- Jackson, R.G. (1976). Depositional model of point bars in the lower Wabash River. *Journal of Sedimentary Petrology* (3), 579-594.
- Kinoshita, R. (1961). Investigation of channel deformation in Ishikari River. Report of the Bureau of Resources, 1-174.
- Kinoshita, R., & Miwa, H. (1974). River channel formation which prevents downstream translation of transverse bars. *ShinSabo* (94), 12-17.
- Konsoer, K., Rhoads, B., Best, J.L., Langendoen, E., Abad, J.D., Parsons, D. R. & Garcia, M. H. (2016). Three-dimensional flow structure and bed morphology in large elongate meander loops with different outer bank roughness characteristics. *Water Resources Research*, 52(12), 9621-9641.
- Langendoen, E. (2000). Concepts-conservational channel evolution and pollutant transport system. Research Report No. 16, USDA-ARS National Sedimentation Laboratory, Oxford, MS. USA.
- Langendoen, E., Mendoza, A., Abad, J.D., Tassi, P., Wang, D., Ata, R., El Kadi Abderrezzak, K., Hervouet, J-M. (2016). *Advances in Water Resources*, 93: 4-14.
- Lanzoni, S., & Seminara, G. (2006). On the nature of meander instability. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111(F4).

- Lanzoni, S. (2000). Experiments on bar formation in a straight flume. 1: Uniform sediment. *Water Resources Research*, 36(11), 3337–3349.
- Latrubesse, E. M. (2015). Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who's who” in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 146, 1-30.
- Latrubesse, E., J.C.Stevaux, & Sinha, R. (2005). Tropical rivers. *Geomorphology*, 70, 187-206.
- Leopold, L. B., & Langbein, W. B. (1966). River meanders. *Scientific American*, 214, 60-70.
- Mangelsdorf, J., Scheurmann, K., Weib, F.H. (1990). *River morphology*, Springer series in Physical Environment. Springer-Verlag.
- Mendoza, A., Abad, J. D., Frias, C. E., Collin, O., Paredes, J., Montoro, H., Vizcarra, J., Simon, C., Soto-Cortes, G. (2016a) Planform dynamics of the Iquitos anabranching structure in the Peruvian Upper Amazon River. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41 (7): 961-970.
- Mendoza, A., Abad, J. D., Langendoen, E. J., Wang, D., Tassi, P., Abderrezzak, K. (2016b). Effect of sediment transport boundary conditions on the numerical modeling of bed morphodynamics, *Journal of Hydraulic Engineering*, 143 (4): 04016099
- Mertes, L. A., Daniel, D. L., Melack, J. M., Nelson, B., Martinelli, L. A., & Forsberg, B. R. (1995). Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective. *Geomorphology*, 13(1-4), 215-232.
- Moir, H. J., & Pasternack, G. B. (2008). Relationships between mesoscale morphological units, stream hydraulics and Chinook salmon (*Oncorhynchus tshawytscha*) spawning habitat on the Lower Yuba River, California. *Geomorphology*, 100(3-4), 527-548.
- Monegaglia, F., Tubino, M., & Zolezzi, G. (2019). Interactions between curvature-driven width oscillations and channel curvature in evolving meander bends. *Journal of Fluid Mechanics*, 876(7), 985-1017.
- Motta, D., Abad, J.D., Langendoen, E.J., & García, M.H. (2012). The effects of floodplain soil heterogeneity on meander planform shape. *Water Resources*

- Research, 48(9). Retrieved from <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011WR011601>.
- Motta, D., Langendoen, E.J., Abad, J.D., & García, M.H. (2014). Modification of meander migration by bank failures. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(5), 1026-1042. Retrieved from <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013JF002952>.
- Mueller, D. S., & Wagner, C. R. (2007). Correcting acoustic doppler current profiler discharge measurements biased by sediment transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(12), 1329–1336.
- Nanson, G.C., 2013. Anabranching and Anastomosing rivers, in: Shroder, J. (Editor inChief), Wohl, E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, vol. 9, *Fluvial Geomorphology*, pp. 330–345.
- Oberg, K., & Mueller, D. S. (2007). Validation of streamflow measurements made with acoustic doppler current profilers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(12), 1421–1432.
- Odgaard, A. J. & Abad, J. D. (2008). Chapter 8: River meandering and channel stability. In *ASCE Manual of Practice 110: Sedimentation Engineering*, M.H. Garcia (ed), Reston, VA, USA, pp. 439-459.
- Parker, G. (1976). On the cause and characteristics scales of meandering and braiding in rivers. *Journal of Fluid Mechanics* (76), 457-480.
- Parker, G. (1990). Surface-based bedload transport relation for gravel rivers. *Journal of Hydraulic Research*, 28(4), 417-436.
- Parker, G., & Andrews, E. (1986). On the time development of meander bends. *Journal of Fluid Mechanics*, 162(9), 139-156.
- Parker, G., Diplas, P., & Akiyama, J. (1983). Meander bends of high amplitude. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109(10), 1323-1337.
- Parsons, D. R., Best, J.L., Orfeo, O., Hardy, R.J., Kostaschuk, R., & Lane, S.N. (2005). Morphology and flow fields of three-dimensional dunes, Río Parana, Argentina: results from simultaneous multibeam echo sounding and acoustic doppler current profiling. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1-9.
- Parsons, D. R., Jackson, P., Czuba, J. A., Engel, F., Rhoads, B. L., Oberg, K., . . . Riley, J. (2013). Velocity mapping toolbox (VMT): a processing and

- visualization suite for moving-vessel ADCP measurements. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(11), 1244–1260.
- Perucca, E., Camporeale, C., Ridolfi, L. (2006). Influence of river meandering dynamics on riparian vegetation pattern formation. *Journal of Geophysical Research, Biogeosciences*, 111 (G1).
- Salonen, M., Toivonen, T., Cohalan, J. M., & Coomes, O. T. (2012). Critical distances: Comparing measures of spatial accessibility in the riverine landscapes of Peruvian Amazonia. *Applied Geography*, 32(2), 501–513. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2011.06.017>
- Schumm, S. (1977). *The Fluvial system*. New York, John Wiley, 338p.
- Schwenk, J., & Foufoula-Georgiou, E. (2017). Are process nonlinearities encoded in meandering river planform morphology? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(8), 1534-1552.
- Selby, M. J. (1985): *Earth's Changing Surface: An Introduction to Geomorphology*, Oxford University Press, 480p.
- Seminara, G. (1989). Meander migration prediction by linear and nonlinear theory. *Meanders by A. Crosato, M. Tubino. Excerpta*, 4.
- Seminara, G. (2010). Fluvial sedimentary patterns. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 42, 43-66.
- Seminara, G., & Tubino, M. (1992). Weakly nonlinear theory of regular meanders. *Journal of Fluid Mechanics*, 244, 257-288.
- Seminara, G., Zolezzi, G., Tubino, M., & Zardi, D. (2001). Downstream and upstream influence in river meandering. part 2. planimetric development. *Journal of Fluid Mechanics*, 438.
- Shan, J., Lin, Z.P., Chen, L., Zhang, B., Fang, S., Yan, X., . . . Zhang, L. (2018). Re- construction of meandering paleo-channels using dense well data, Daqing oil field, Songliao basin, China. *Petroleum Science*, 15, 722-743.
- Shields Jr, F. D., Simon, A., & Steffen, L. J. (2000). Reservoir effects on downstream river channel migration. *Environmental Conservation*, 27(1), 54-66.

- Slowik, M. (2015). The influence of meander bend evolution on the formation of multiple cutoffs: findings inferred from floodplain architecture and bend geometry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(5), 626-641.
- Sylvester, Z., Durkin, P., Covault, J. A. (2019). High curvatures driver river meandering. *Geology*, 47 (3): 263-266.
- Tubino, M., Repetto, R., Zolezzi, G. (1999). Free bars in rivers, *Journal of Hydraulic Research*, 37(6): 759-775.
- Tubino, M., & Seminara, G. (1992). Free-forced interactions in developing meanders and suppression of free bars. *Journal of Fluid Mechanics*, 214, 131-159.
- Underwood, E. (2017). A new model for river meanders, *EOS*, 98, <https://doi.org/10.1029/2017EO078667>. Published on 02 August 2017.
- Vermeulen, B., A. J. F. Hoitink, G. Zolezzi, J. D. Abad, and R. Aalto (2016), Multiscale structure of meanders, *Geophysical Research Letters*, 43, 3288–3297, doi:10.1002/2016GL068238.
- Wantzen, K. M., Drago, E., da Silva, C. J. (2005). Aquatic habitats of the Upper Paraguay River-Floodplain-System and parts of the Pantanal (Brazil). *Ecohydrology & Hydrobiology*, 5(2): 107-126.
- Whitting, P. J., & Dietrich, W. E. (1993a). Experimental constrains on bar migration through bends: Implications for meander wavelength selection. *Water Resources Research*, 29(4), 1091-1102.
- Whitting, P. J., & Dietrich, W. E. (1993b). Experimental studies of bed topography and flow patterns in large-amplitude meanders 1. Observations. *Water Resources Research*, 29(11), 3605-3614
- Whitting, P. J., & Dietrich, W. E. (1993c). Experimental studies of bed topography and flow patterns in large-amplitude meanders 2. Mechanisms. *Water Resources Research*, 29(11), 3615-3622.
- Wong, M., & Parker, G. (2006). Reanalysis and correction of bed-load relation of meyer-peter and muller using their own database. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(11)

- Woodworth, K. A., & Pasternack, G. B. (2022). Are dynamic fluvial morphological unit assemblages statistically stationary through floods of less than ten times bankfull discharge? *Geomorphology*, 403, 108135.
- Ziesler, R. & Ardizzone, G.D. (1979). Amazon River System. The Inland waters of Latin America. Food and Agriculture Organization of the United Nations. ISBN 92-5-000780-9. Archivado del document original el 8 de Noviembre del 2014. Recuperado de <https://www.fao.org/3/ad770b/AD770B05.htm>
- Zolezzi, G., Guala, M., Termini, D., & Seminara, G. (2005). Experimental observations for upstream overdeepening. *Journal of Fluid Mechanics*, 531, 191-219.
- Zolezzi, G., & Seminara, G. (2001). Downstream and upstream influence in river meandering. part 1. general theory and application to overdeepening. *Journal of Fluid Mechanics*, 438, 183-211