

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL



DOCTORADO EN INGENIERÍA

Transporte de sedimentos en los ríos Paraná y Uruguay. Cuantificación, dinámica e implicancias en bifurcaciones

Cecilia López Weibel

FICH

FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS HÍDRICAS

INTEC

INSTITUTO DE DESARROLLO TECNOLÓGICO PARA LA INDUSTRIA QUÍMICA

CIMEC

CENTRO DE INVESTIGACIÓN DE MÉTODOS COMPUTACIONALES

sinc(*i*)

INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN EN SEÑALES, SISTEMAS E INTELIGENCIA
COMPUTACIONAL

Tesis de Doctorado **2023**



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química
Centro de Investigación de Métodos Computacionales
Instituto de Investigación en Señales, Sistemas e Inteligencia Computacional

TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LOS RÍOS PARANÁ Y URUGUAY. CUANTIFICACIÓN, DINÁMICA E IMPLICANCIAS EN BIFURCACIONES

Cecilia López Weibel

Tesis remitida al Comité Académico del Doctorado
como parte de los requisitos para la obtención
del grado de
DOCTOR EN INGENIERIA
Mención Recursos Hídricos
de la
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

2023

Secretaría de Posgrado, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Ciudad Universitaria, Paraje "El Pozo", S3000, Santa Fe, Argentina



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química
Centro de Investigación de Métodos Computacionales
Instituto de Investigaciones en Señales, Sistemas e Inteligencia Computacional

TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LOS RÍOS PARANÁ Y URUGUAY. CUANTIFICACIÓN, DINÁMICA E IMPLICANCIAS EN BIFURCACIONES

Cecilia López Weibel

Lugar de Trabajo:

CEFHAL-FICH-UNL
Centro de Estudios Fluviales e Hidro-Ambientales del Litoral
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
Universidad Nacional del Litoral

Director:

Ricardo N. Szupiany CEFHAL-FICH-UNL

Co-director:

Carlos A. Vionnet CEFHAL-FICH-UNL

Jurado Evaluador:

Dr. Ángel Menéndez INA
Dr. Ismael Piedra Cueva IMFIA – UdelaR - Uruguay
Dra. Susana Vinzón UFRJ - Brasil

2023



ACTA DE EVALUACIÓN DE TESIS DE DOCTORADO

En la sede de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral, a los veinticinco días del mes de julio del año dos mil veintitrés, se reúnen en forma online sincrónica los miembros del Jurado designado para la evaluación de la Tesis de Doctorado en Ingeniería, Mención Recursos Hídricos, titulada **“Transporte de sedimentos en los ríos Paraná y Uruguay. Cuantificación, dinámica e implicancias en bifurcaciones”**, desarrollada por la Ing. Cecilia LÓPEZ WEIBEL, DNI N° 35.650.480, bajo la dirección del Dr. Ricardo Szupiany y la codirección del Dr. Carlos Vionnet. Ellos son: Dr. Ángel Menéndez, el Dr. Ismael Piedra Cueva y la Dra. Susana Vinzón.-----

La Presentación oral y defensa de la Tesis se efectúa bajo la modalidad online sincrónica según lo establecido por Resolución CS N° 382/21.-----

Luego de escuchar la Defensa Pública y de evaluar la Tesis, el Jurado considera que:

Se ha presentado un trabajo muy profundo y amplio sobre la temática que tiene valiosos aportes, resultando en un trabajo original y de gran impacto. Por un lado, se ha aportado al conocimiento científico específico para los sistemas abordados, Paraná y Uruguay, así como, al conocimiento general de sistemas fluviales complejos. Por el otro lado, se ha contribuido para desarrollar criterios de gestión de los sedimentos en esos sistemas.

La tesis comprende técnicas avanzadas de medición, así como análisis de datos y procesos hidrosedimentológicos. La candidata ha participado de todas las etapas desde las campañas de medición, pasando por el desarrollo de rutinas de procesamiento hasta el análisis conceptual y teórico de los temas.

El manuscrito consiste en un texto introductorio que vincula cuatro artículos (tres publicados en revistas de alto impacto y uno en preparación) y agrega informaciones complementarias.

La presentación ha sido clara, concisa y objetiva, poniendo en evidencia las principales contribuciones del trabajo. La candidata respondió con solvencia y conocimiento a las preguntas del jurado.

Por ello, el Jurado decide aprobar la tesis con calificación: **10 (Diez) Sobresaliente.**

Universidad Nacional del Litoral
Facultad de Ingeniería y
Ciencias Hídricas

Secretaría de Posgrado

Ciudad Universitaria
C.C. 217
Ruta Nacional N° 168 - Km. 472,4
(3000) Santa Fe
Tel: (54) (0342) 4575 229
Fax: (54) (0342) 4575 224
E-mail: posgrado@fich.unl.edu.ar



Sin más, se da por finalizado el Acto Académico con la firma de los miembros del Jurado al pie de la presente. -----

Dr. Ángel Menéndez

Dr. Ismael Piedra Cueva

Dra. Susana Vinzón



Macor
Dr. JOSÉ LUIS MACOR
SECRETARIO DE POSGRADO
Facultad de Ingeniería y Cs. Hídricas

Universidad Nacional del Litoral
Facultad de Ingeniería y
Ciencias Hídricas

Secretaría de Posgrado

Ciudad Universitaria
C.C. 217
Ruta Nacional N° 168 - Km. 472,4
(3000) Santa Fe
Tel: (54) (0342) 4575 229
Fax: (54) (0342) 4575 224
E-mail: posgrado@fich.unl.edu.ar



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas

Santa Fe, 25 de Julio de 2023.

Como miembros del Jurado Evaluador de la Tesis de Doctorado en Ingeniería titulada **"Transporte de sedimentos en los ríos Paraná y Uruguay. Cuantificación, dinámica e implicancias en bifurcaciones"**, desarrollada por la Ing. Cecilia LÓPEZ WEIBEL, en el marco de la Mención "Recursos Hídricos", certificamos que hemos evaluado la Tesis y recomendamos que sea aceptada como parte de los requisitos para la obtención del título de Doctor en Ingeniería.

La aprobación final de esta disertación estará condicionada a la presentación de dos copias encuadernadas de la versión final de la Tesis ante el Comité Académico del Doctorado en Ingeniería.

Dr. Ángel Menéndez

Dr. Ismael Piedra Cueva

Dra. Susana Vinzón

Santa Fe, 25 de Julio de 2023.

Certifico haber leído la Tesis, preparada bajo mi dirección en el marco de la Mención "Recursos Hídricos" y recomiendo que sea aceptada como parte de los requisitos para la obtención del título de Doctor en Ingeniería.

.....
Dr. Carlos Vionnet
Codirector de Tesis

.....
Dr. Ricardo Szupiany
Director de Tesis



Macor
Dr. JOSÉ LUIS MACOR
SECRETARIO DE POSGRADO
Facultad de Ingeniería y Cs. Hídricas

Universidad Nacional del Litoral
Facultad de Ingeniería y
Ciencias Hídricas

Secretaría de Posgrado

Ciudad Universitaria
C.C. 217
Ruta Nacional N° 168 - Km. 472,4
(3000) Santa Fe
Tel: (54) (0342) 4575 229
Fax: (54) (0342) 4575 224
E-mail: posgrado@fich.unl.edu.ar

DECLARACIÓN DEL AUTOR

Esta Tesis ha sido remitida como parte de los requisitos para la obtención del grado académico de Doctora en Ingeniería ante la Universidad Nacional del Litoral y ha sido depositada en la Biblioteca de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas para que esté a disposición de sus lectores bajo las condiciones estipuladas por el reglamento de la mencionada Biblioteca.

Citaciones breves de esta Tesis son permitidas sin la necesidad de un permiso especial, en la suposición de que la fuente sea correctamente citada. Solicitudes de permiso para la citación extendida o para la reproducción parcial o total de ese manuscrito serán concebidos por el portador legal del derecho de propiedad intelectual de la obra.

A mis papás, Susana y Raúl

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer especialmente a las instituciones que hicieron posible el desarrollo de la presente tesis: al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) que me brindó la beca para poder realizar el Doctorado, a la Comisión Administradora del Río Uruguay (CARU) que me otorgó una beca de investigación para efectuar diferentes estudios en el río Uruguay, a la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas perteneciente a la Universidad Nacional del Litoral (FICH-UNL) donde realicé mi formación de grado y de doctorado, y al Centro de Estudios Fluviales e Hidro-Ambientales del Litoral (CEFHAL) que ha sido mi lugar de trabajo a lo largo de estos años.

Asimismo, quiero agradecerles a mi director y co-director de tesis, Dr. Ricardo Szupiany y Dr. Carlos Vionnet, por su continuo apoyo y asesoramiento. A mis compañeros de oficina, Dr. Francisco Latosinski y Dr. Lucas Dominguez Ruben, por estar siempre dispuestos a ayudarme. Al Ing. Alejandro Nardin e Ing. Alejandro Arcelus, por la confianza depositada en mí. Al Ing. Mario Amsler y la Dra. Marisa Repasch, por sus valiosos aportes a esta tesis.

Y especialmente a mis papás, Susana y Raúl, quienes me enseñaron que con esfuerzo y perseverancia puedo lograr lo que me proponga. A mis hermanos, por acompañarme siempre y ser incondicionales en su apoyo. A mi esposo Lucas, por estar conmigo aún en los días difíciles y motivarme a cumplir esta meta.

ÍNDICE GENERAL

Capítulo 1: Introducción	1
1.1. Motivación	1
1.2. Hipótesis	3
1.3. Objetivos	4
1.4. Organización de la tesis	5
Capítulo 2: Método de inversión acústica para estimar concentraciones y transporte de sedimentos en suspensión	8
2.1. Introducción	8
2.2. Sistema del río Paraná.....	9
2.3. Río Uruguay	10
2.3.1. Área de estudio y metodología	10
2.3.2. Características del sedimento en suspensión	12
2.3.3. Calibración acústica.....	13
2.3.4. Validación de la metodología	14
2.4. Software para calibrar y procesar datos de ADCP TRDI para el cálculo de transporte de sedimentos suspendidos	16
2.5. Conclusiones generales	16
Capítulo 3: Sistema de los ríos Bermejo-Paraguay-Paraná. Cuantificación y dinámica del transporte de sedimentos. Efectos en la morfodinámica	18
3.1. Introducción	18
3.2. Fuentes y dinámica temporal del transporte de sedimento en el tramo medio del río Paraná	19
3.3. Impacto aguas abajo de un tributario con elevada carga sedimentaria en la hidro-sedimentología y morfodinámica de un gran sistema fluvial. Ríos Bermejo-Paraguay-Paraná.....	19
3.4. Conclusiones generales.....	20
Capítulo 4: Río Uruguay en el tramo aguas abajo de la Represa de Salto Grande. Variación espacial de las características del lecho y del transporte de sedimentos	24
4.1. Introducción	24
4.2. Características generales del río Uruguay	27
4.2.1. Geomorfología.....	29
4.2.2. Aspectos sedimentológicos.....	31
4.3. Sitios de estudio y metodología	32
4.3.1. Trabajos de campo y procesamiento de datos	32
4.4. Resultados	44

4.4.1.	Características granulométricas del sedimento.....	44
4.4.2.	Transporte de sedimentos	50
4.5.	Conclusiones y discusión.....	62
Capítulo 5:	Hydro-sedimentología en bifurcaciones de los ríos Paraná y Uruguay	65
5.1.	Introducción	65
5.1.1.	Bifurcaciones en el sistema de los ríos Paraná y Uruguay	67
5.2.	Sistema del Paraná medio	69
5.2.1.	Área de estudio y metodología	69
5.2.2.	Resultados.....	72
5.3.	Río Uruguay.....	78
5.3.1.	Zona de estudio y metodología.....	78
5.3.2.	Resultados.....	79
5.4.	Discusión y conclusiones.....	81
Capítulo 6:	Conclusiones generales	84
ANEXOS.....	88
Anexo 1:	Estimating sand concentrations using ADCP-based acoustic inversion in a large fluvial system characterized by bi-modal suspended-sediment distributions	89
Anexo 2:	Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET): A software package for calibrating and processing TRDI ADCP data to compute suspended-sediment transport in sandy rivers.....	120
Anexo 3:	Sources and temporal dynamics of suspended sediment transport along the middle Paraná River	146
Anexo 4:	Downstream impacts of high tributary sediment load on sedimentation and morphodynamics in a large river system (Paraná River)	177
Listado de símbolos	223
Referencias bibliográficas	228

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 Región de estudio sobre el río Uruguay. Zona de muestreo en cercanías a la localidad de Colón (Entre Ríos, Argentina)	10
Figura 2.2 Instrumental utilizado en los relevamientos de campo: A) ADCP Teledyne RD Instrument modelo “Rio Grande” de 1200 kHz de frecuencia, montado en plataforma móvil de medición, B) muestreador US P-61 y malacate para ascenso y descenso	11
Figura 2.3 Distribución de las concentraciones de: A) carga de lavado, y B) sedimento de fondo en suspensión. Río Uruguay en sección Colón	12
Figura 2.4 Curvas de distribución granulométrica: A) frecuencias acumuladas y B) distribución de frecuencias. Fracción $\geq 63 \mu\text{m}$ de muestras de sedimento en suspensión. Río Uruguay en zona Colón	13
Figura 2.5 Relación entre intensidad de señal corregida (S_T) y concentración de arenas en suspensión medidas.....	14
Figura 2.6 Distribución de concentraciones de sedimento de fondo en suspensión en sección Colón - Archivo 027. Río Uruguay	15
Figura 4.1 El Sistema del río Uruguay como parte de la Cuenca del río de la Plata. Sus principales tributarios y ubicación de la estación hidroeléctrica Salto Grande. (Fuente: ArcGIS REST Services Directory).....	25
Figura 4.2 Instrumental utilizado en los relevamientos de campo: A) ADCP Teledyne RD Instrument modelo “Rio Grande” de 1200 kHz de frecuencia, montado en plataforma móvil de medición, B) ADCP Sontek M9, C) GPS, D) muestreador US P-61 y malacate, E) muestreador de sedimento de fondo	33
Figura 4.3 Ubicación de los perfiles longitudinales en R1. A) zona Puerto Yerúa; B) zona Colón	35
Figura 4.4 Ubicación de los puntos seleccionados para el muestreo de sedimento de fondo en R5 - zona Monte Caseros	36
Figura 4.5 Instrumental utilizado para el procesamiento de las muestras de fondo. A) Batería de tamices; B) tamiz de 8 mm.....	37
Figura 4.6 Ubicación de secciones de aforo y de verticales seleccionadas para el muestreo de sedimento en suspensión. Tramo medio del río Uruguay, aguas abajo de la Represa de Salto Grande. Zonas Puerto Yerúa, Colón, Concepción del Uruguay, Nuevo Berlín y Fray Bentos	38

Figura 4.7 Ubicación de sección de aforo y verticales seleccionadas para el muestreo de sedimento en suspensión. Río Uruguay en el tramo aguas arriba de la Represa de Salto Grande. Zona Monte Caseros	38
Figura 4.8 Procedimiento de evaporación y secado ejecutado en laboratorio para el procesamiento de las muestras en suspensión correspondientes a R1: a) bomba de vacío, b) evaporación, c) secado en estufa, d) muestras en desecadores	41
Figura 4.9 Procesamiento en laboratorio de las muestras recolectadas en R3: a) tamizado húmedo, b) evaporación, c) muestras de arena en crisoles	41
Figura 4.10 Procesamiento en laboratorio de las muestras recolectadas en R2: a) bomba de vacío y batería de filtrado, b) muestras filtradas	42
Figura 4.11 Muestras de sedimento de fondo. Río Uruguay en R1 – zona Puerto Yerúa	44
Figura 4.12 Muestras de sedimento de fondo. Río Uruguay en R1 - zona Colón	45
Figura 4.13 Distribución granulométrica de muestras de sedimento de fondo. Río Uruguay en R1 - zona Colón	45
Figura 4.14 Muestras descriptivas del sedimento de fondo presente en el río Uruguay. Tramo 1: km 350 a 294, Tramo 2: km 294 a 170, Tramo 3: km 170 a 0	47
Figura 4.15 Distribución granulométrica de muestras de sedimento de fondo. Río Uruguay en R5 - zona Monte Caseros	48
Figura 4.16 Tamaños de gravas presentes en muestra MC Centro	49
Figura 4.17 Curvas de distribución granulométrica: A) frecuencias acumuladas y B) distribución de frecuencias. Fracción < 63 μm de muestras de sedimento en suspensión. Río Uruguay en R5 – zona Monte Caseros. Fecha: octubre de 2022	50
Figura 4.18 Curvas de distribución granulométrica: A) frecuencias acumuladas y B) distribución frecuencias. Fracción $\geq 63 \mu\text{m}$ de muestras de sedimento en suspensión. Río Uruguay en R5 – zona Monte Caseros. Fecha: octubre de 2022	50
Figura 4.19 Perfil longitudinal Ca-1. Río Uruguay en R1-zona Colón	51
Figura 4.20 Perfil longitudinal Ca-2. Río Uruguay en R1-zona Colón	51
Figura 4.21 Perfil longitudinal Ca-3. Río Uruguay en R1-zona Colón	52
Figura 4.22 Perfil longitudinal Ca-4. Río Uruguay en R1-zona Colón	52
Figura 4.23 Distribución de las concentraciones de sedimento total en suspensión. Río Uruguay en R2 - zonas Colón y Fray Bentos	55
Figura 4.24 Distribución de las concentraciones de: A) carga de lavado, y B) sedimento de fondo en suspensión. Río Uruguay en R5 – zona Monte Caseros	56

Figura 4.25 Alturas hidrométricas del río Uruguay en Puerto de Colón (período 1/5/17 al 23/5/19) y valores de Q_{ss} estimados para la sección Colón correspondientes a los relevamientos R1 a R4.....	58
Figura 4.26 Campo de concentraciones en zona Puerto Yerúa para R1, R2 y R4	60
Figura 4.27 Campo de concentraciones en zona Colón para R1 a R4	61
Figura 4.28 Campo de concentraciones en sección Fray Bentos para R2 y R4	62
Figura 5.1 Zonas de estudio en el tramo medio del río Paraná. Secciones relevadas en Paso de la Patria (PP), Bella Vista (BV), Lavalle (L), Esquina (E) y Chapetón (CH). Verticales de muestreo en la sección de aforo sólido aguas abajo de Paso de la Patria y en cercanías a Paraná (secciones P6 y P20, respectivamente)	70
Figura 5.2 Zonas de estudio en el río Uruguay. Secciones relevadas en cercanías a Concepción del Uruguay	79
Figura 5.3 Distribución de velocidades y del campo de concentraciones en las secciones relevadas: A) CU-1, B) CU-2, C) CU-3, D) CU-4, E) CU-5, F) CU-6.....	81

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Valores de transporte de sedimento en suspensión obtenidos mediante el procesamiento de la señal acústica de ADCP, para las diferentes transectas en el río Uruguay - sección Colón	15
Tabla 4.1 Resumen de los datos de mediciones y muestreos correspondientes a los relevamientos realizados en el río Uruguay en junio y diciembre de 2017, en octubre y diciembre de 2018, y en octubre de 2022	34
Tabla 4.2 Valores de la mediana (o d_{50}) de las muestras analizadas por tamizado	48
Tabla 4.3 Valores medios de dimensiones de dunas y transporte de fondo, para cada tramo de cada perfil, entre los días 1 y 2. Río Uruguay en R1 - zona Colón	53
Tabla 4.4 Valores medios de dimensiones de dunas y transporte de fondo, para cada tramo de cada perfil, entre los días 1 y 3. Río Uruguay en R1 - zona Colón	54
Tabla 4.5 Transporte de fondo total (Q_{sf}) estimado a partir del método de desplazamiento de formas de fondo. Río Uruguay en R1 - zona Colón	54
Tabla 4.6 Valores de transporte de sedimento de fondo en suspensión obtenidos mediante el procesamiento de la señal acústica de ADCP, para las secciones del río Uruguay: Puerto Yeruá, Colón, Concepción del Uruguay, Nuevo Berlín y Fray Bentos.....	57
Tabla 4.7 Relación entre el transporte total de sedimento de fondo y el transporte total de sedimento de fondo en suspensión - Colón, Entre Ríos	62
Tabla 5.1 Condiciones hidrométricas en las zonas de estudio seleccionadas en el tramo medio del río Paraná. Estado hidrométrico del río Bermejo (condiciones de transporte de sedimento en suspensión) (nivel alto: enero-abril; nivel bajo: mayo-diciembre).	71
Tabla 5.2 Caudal, transporte y relación de caudales entre brazo izquierdo y brazo derecho de la bifurcación relevada en zona PP, aguas arriba de la contracción del flujo (bifurcación PP1). Fechas: febrero de 2015 y marzo de 2022	73
Tabla 5.3 Caudal, transporte y relaciones de caudal y de transporte entre brazo izquierdo y brazo derecho de la bifurcación relevada en zona PP, aguas abajo de la contracción del flujo (bifurcación PP2). Fechas: febrero de 2015 y agosto de 2019.....	74
Tabla 5.4 Concentraciones medias en la vertical de sedimento grueso y fino en suspensión, en el río Paraná, inmediatamente aguas abajo de la confluencia Paraguay-Paraná (sección P6). Fecha: marzo de 2022	74
Tabla 5.5 Caudal, transporte y relaciones de caudal y transporte entre brazo izquierdo y brazo derecho de las bifurcaciones relevadas en el tramo medio del río Paraná (zonas	

Bella Vista y Esquina) y en la sección localizada en cercanías a Paraná (sección P20). Fecha: marzo de 2022.....	75
Tabla 5.6 Concentraciones medias en la vertical en una sección de aforo localizada en cercanías a Paraná (sección P20). Fecha: marzo de 2022	76
Tabla 5.7 Características geométricas e hidráulicas en una bifurcación relevada en cercanías a Lavalle. Fechas: abril, mayo y agosto de 2011	76
Tabla 5.8 Distribución de caudales en las diferentes secciones relevadas en zona Chapetón. Fecha: marzo de 2009, diciembre de 2016 y junio de 2020.....	77
Tabla 5.9 Distribución de concentraciones de sedimento grueso en suspensión en dos bifurcaciones relevadas en zona Chapetón. Fecha: diciembre de 2016 y junio de 2020	78
Tabla 5.10 Características geométricas e hidráulicas, y valores de transporte de sedimento grueso y fino en suspensión en las secciones relevadas en el Río Uruguay, en cercanías a Concepción del Uruguay. Fecha de los relevamientos: diciembre de 2018	80
Tabla 5.11 Relaciones de caudal, transporte de sedimento grueso en suspensión, ancho y área de las secciones en las bifurcaciones relevadas en el Río Uruguay	80

RESUMEN

Los ríos Paraná y Uruguay poseen una gran importancia en la región por sus múltiples aprovechamientos, su importante rol en la biodiversidad y en actividades socio-económicas y ambientales. En estos grandes cauces aluviales una de las variables menos conocida es el transporte de sedimentos, a pesar del rol clave que posee en los diferentes aspectos antes mencionados. En este sentido, en el sistema del río Paraná, es ampliamente conocida la magnitud de los aportes de sedimentos finos provenientes del río Bermejo. Sin embargo, hasta el momento no se ha analizado en detalle la dinámica hacia aguas abajo, la influencia en la morfodinámica y los aportes correspondientes a la fracción gruesa (arenas). Respecto al río Uruguay, son escasos los estudios que abordan de manera integral sus características hidro-sedimentológicas y, en especial, los modos de transporte dominantes en cada sector aguas abajo de la Represa de Salto Grande. La falta de registros sistemáticos del transporte de sedimentos se debe fundamentalmente a los elevados tiempos de muestreo y procesamiento en laboratorio que requieren los métodos tradicionales, los cuales presentan una baja resolución espacio-temporal que ha dificultado, hasta el momento, un conocimiento detallado de esta variable.

La presente tesis aborda las temáticas antes mencionadas, a fin de avanzar en el conocimiento de la dinámica y modos de transporte de sedimento dominantes en ambos sistemas. En primer lugar, se presenta una metodología para la cuantificación del transporte de sedimentos a través del procesamiento de la señal acústica de retorno de Perfiladores de Corriente Acústicos Doppler (ADCPs) y el desarrollo de softwares para dicho procesamiento. La misma resultó el paso inicial clave en la tesis, ya que permitió la cuantificación del transporte con esta nueva tecnología, y permitió avanzar en el desarrollo de la investigación. Posteriormente, se desarrolló un estudio detallado de la dinámica de los sedimentos aportados por el río Bermejo a los ríos Paraguay y Paraná, analizando el comportamiento del sedimento en suspensión, la interacción con el lecho del cauce y su rol en la formación de bancos, hasta 600 km aguas abajo de la confluencia Paraguay-Paraná. Sobre el río Uruguay, se logró cuantificar y caracterizar espacialmente los modos dominantes del transporte de sedimentos, en el tramo aguas abajo de la Represa de Salto Grande. Finalmente, teniendo en cuenta la importancia que revisten las bifurcaciones en la morfodinámica de cauces entrelazados, tales como los ríos en estudio, se analizó en ambos ríos la partición de caudales y sedimentos en diferentes unidades de interés, logrando identificar un comportamiento diferenciado de acuerdo a las condiciones dominantes del transporte de sedimentos en cada uno.

ABSTRACT

The Paraná and Uruguay rivers have great importance in the region due to their multiple uses, their impact in biodiversity, and the key role they play in socio-economic and environmental activities. In these large alluvial channels, one of the least known variables is sediment transport, despite its vital importance in the different aspects mentioned above. In this sense, in the Paraná River system, the magnitude of fine sediment contributions from the Bermejo River is widely known. However, the downstream dynamics, influence on morpho-dynamics, and contributions of the coarse fraction (sands) have not been analyzed in detail yet. As for the Uruguay River, there are few studies that comprehensively address its hydro-sedimentological characteristics and, in particular, the dominant transport modes in each sector downstream of the Salto Grande dam. The lack of systematic sediment transport records is mainly due to the long sampling and laboratory processing times required by traditional methods, which have low spatial and temporal resolution and have so far hindered a detailed understanding of this variable. This thesis addresses the aforementioned topics in order to advance the knowledge of the dominant sediment transport dynamics and modes in both systems. First, a methodology is presented for the quantification of sediment transport through the processing of the acoustic return signal from Doppler Acoustic Current Profilers (ADCPs), as well as the development of software for its processing. This was a key initial step in the thesis as it allowed the quantification of transport with this new methodology and allowed for further research development. Subsequently, a detailed analysis was carried out on the dynamics of sediment supplied by the Bermejo River to the Paraguay and Paraná rivers, analyzing the behavior of suspended sediment, its interaction with the channel bed, and its role in bar formation, up to 600 km downstream of the Paraguay-Paraná confluence. Regarding the Uruguay River, the dominant sediment transport modes were quantified and spatially characterized in the reach downstream of the Salto Grande Dam. Finally, considering the importance of bifurcations in the morphodynamic of braided channels such as the rivers under study, the partitioning of flows and sediments into different units of interest was analyzed in both rivers, identifying a differentiated behavior according to the dominant sediment transport conditions in each one of them.

Capítulo 1: Introducción

1.1. Motivación

En grandes ríos aluviales, tales como los ríos Paraná y Uruguay, una de las variables más difíciles de cuantificar y de las que se poseen escasos registros sistemáticos es el transporte de los sedimentos, tanto de los que componen sus cauces (fracción gruesa) como de aquellos que provienen del lavado de sus cuencas (fracción fina). Esta variable posee una gran importancia para la planificación y resolución de diferentes problemas ambientales y fluviales, tales como la colmatación de embalses, la sedimentación en puertos y pasos críticos de navegación fluvial, el transporte de contaminantes, entre otros, con el consecuente impacto en los aprovechamientos socio-económicos que se realizan en estos. Asimismo, se destaca su importante rol en la biodiversidad de los sistemas.

Los métodos tradicionalmente utilizados para la cuantificación del transporte de sedimentos, requieren del uso de muestreadores puntuales o integradores en la vertical, manteniendo la embarcación anclada durante un cierto intervalo de tiempo. En relación a esto, requieren de elevados tiempos para el muestreo y procesamiento en laboratorio de las muestras obtenidas en campo, y además resultan riesgosos en grandes cauces con altas velocidades, grandes profundidades y/o sobre la ruta de navegación fluvial. Asimismo, ofrecen una baja resolución espacio-temporal del fenómeno. Es por esto que, el conocimiento de esta variable, de su dinámica e interacción con el flujo, ha sido limitado, especialmente en grandes cauces.

Los ríos Paraná y Uruguay son reconocidos por su gran importancia para la región, ya que en ellos se realizan múltiples aprovechamientos, y poseen un gran impacto en diferentes actividades socio-económicas y ambientales que dependen de los mismos. Sin embargo, en ambos cauces los conocimientos respecto al transporte de sedimentos se han visto limitados. Tal es así que, por ejemplo, en el caso del río Paraná, recién para los últimos 30 años se disponen de registros continuos y diferenciando el transporte de carga de lavado y de sedimento de fondo en suspensión (fracción $< \geq 63 \mu\text{m}$, respectivamente), en contraste con los más de 100 años de datos disponibles en lo que respecta a niveles hidrométricos. Sin embargo, estos registros poseen limitaciones y, en algunos casos, con incertidumbres no evaluadas hasta el momento. En este sistema, durante los últimos 35-40 años se han estudiado los aportes de sedimento fino (limos y arcillas - carga de lavado) que llegan desde el río Bermejo, dada las cantidades que se generan sobre su alta cuenca y que modifican a los ríos aguas abajo (Paraguay y Paraná). Sin embargo, los aportes de

material grueso (arenas finas y arenas muy finas) han sido comparativamente poco considerados, a pesar del reconocido impacto que tiene este sedimento aguas abajo, tanto en la composición del lecho, como en la geometría de las formas de fondo y en la morfodinámica del cauce. En el río Uruguay los datos disponibles y análisis son aún más limitados, ya que si bien existen diversos estudios hidro-sedimentológicos en el mismo, no se ha efectuado hasta el momento un abordaje integral de su comportamiento, limitándose los estudios a tramos particulares del cauce.

Se desprende entonces que la comprensión de los procesos que gobiernan la dinámica del transporte de sedimentos y su impacto en estos grandes sistemas, como los ríos Paraná y Uruguay, es aún hoy limitada. Más aún el estudio, comprensión y rol del comportamiento de esta variable en la formación de bancos y en nodos de fundamental importancia tales como las bifurcaciones.

Diferentes estudios han demostrado la importancia que poseen las bifurcaciones en grandes cauces entrelazados, como los ríos Paraná y Uruguay, donde el flujo se divide sucesivamente hacia aguas abajo por la presencia de bancos e islas, como así también por las derivaciones que se producen hacia cauces secundarios. Las bifurcaciones son unidades inestables (Bolla Pittaluga et al., 2003), ya que pequeños cambios en su geometría pueden afectar a la partición del flujo y del sedimento hacia aguas abajo. Asimismo, poseen una dinámica compleja, ya que las características del escurrimiento en la bifurcación dependen de las características morfológicas locales de la misma, y éstas a su vez se encuentran determinadas por el escurrimiento. Sin embargo, dadas las limitaciones en cuanto a tecnologías y metodologías para la medición y cuantificación de variables fundamentales en campo, han sido postergadas en investigación, y su conocimiento se ha visto limitado, como así también las predicciones en cuanto a su dinámica y evolución, siendo escasos los trabajos que abordan la temática en cauces naturales. Los estudios se han restringido a geometrías simples (tales como bifurcaciones en dos brazos), cauces pequeños con bajas relaciones ancho/profundidad, con predominio del transporte de sedimento por fondo, y en bifurcaciones desarrolladas en deltas. Además, tampoco han considerado la dinámica de las mismas cuando existen tributarios que realizan grandes aportes sedimentarios. En particular, en el caso del río Paraná se destacan los trabajos realizados por Szupiany et al. (2012) y Dominguez Ruben (2017), que se han focalizado en diferentes bifurcaciones producto de islas, y han mostrado que la partición del sedimento suspendido no se correlaciona con la división de caudales, sino que se encuentra gobernada por fenómenos aún no suficientemente dilucidados. Además,

estos estudios muestran que eventos hidrológicos extremos de crecidas, podrían producir cambios morfológicos significativos en estas unidades, que luego podrían tener un impacto en las condiciones dominantes en períodos de aguas medias y bajas.

Surge entonces, en primer lugar, la necesidad de contar con una metodología para la estimación de las concentraciones y del transporte de sedimento en suspensión, que permita disminuir los tiempos y costos requeridos en campo, y que posibilite la obtención de una mayor resolución espacio-temporal de esta variable, para alcanzar un salto cualitativo en las investigaciones vinculadas. En este sentido, los Perfiladores de Corriente Acústicos Doppler (ADCPs, por sus siglas en inglés), originalmente utilizados para la medición de caudales líquidos, han demostrado tener gran potencial para la cuantificación de las concentraciones de sedimento en suspensión a partir del procesamiento de la señal acústica de retorno. En vinculación a esto, contar con un software que permita el procesamiento de datos es de primordial importancia, para lograr resultados precisos, rápidos y con alta resolución.

Por otra parte, surge la necesidad de avanzar en el conocimiento del transporte de sedimentos en ambos sistemas. Para el caso del río Paraná, resulta necesario lograr una cuantificación de los aportes correspondientes a la fracción fina y gruesa de sedimento en suspensión, analizar la dinámica de este sedimento hacia aguas abajo, su interacción con el fondo del cauce y su influencia en la morfodinámica del sistema, particularmente en la formación de bancos. Respecto al río Uruguay, es preciso lograr un avance en el conocimiento integral de las características del transporte de sedimento, fundamentalmente en el tramo localizado aguas abajo de la Represa de Salto Grande, y determinar los modos de transporte que son dominantes.

Finalmente, se desprende la necesidad de avanzar en el conocimiento de los procesos actuantes en las bifurcaciones presentes en estos cauces naturales, que poseen complejas configuraciones morfológicas, lechos arenosos, predominio de transporte de sedimento en suspensión, con elevadas relaciones ancho/profundidad (B/h) y donde existan tributarios con una elevada carga sedimentaria.

1.2. Hipótesis

De los antecedentes mencionados, del producto de trabajos previos realizados en la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH-UNL) y de los avances logrados durante el desarrollo de la presente tesis, surgen las siguientes hipótesis a ser verificadas:

H1: Es bien conocido que el sistema del río Bermejo, a través del río Paraguay, produce el principal aporte de la carga de lavado (transporte de limos y arcillas) al río Paraná en su tramo medio e inferior. Sin embargo, además de la importante cantidad de material fino, este sistema produce un gran aporte de arenas finas y muy finas las cuales afectarían las condiciones hidro-sedimentológicas y morfológicas aguas abajo de las confluencias.

H2: Las arenas finas aportadas por el río Bermejo se transportarían hacia aguas abajo también como carga de lavado y/o con limitado intercambio con el fondo. Sin embargo, podrían producir cambios morfológicos significativos (formación de bancos) en zonas hidrodinámicamente de baja energía, diferenciándose de aquellos bancos formados por material del fondo del cauce.

H3: La variabilidad temporal del aporte de sedimentos del río Bermejo y las variaciones hidrométricas del río Paraná hacen al sistema altamente variable en el transporte de sedimentos y límites de los tamaños de granos transportados por los distintos modos. Tal como sucede con el material fino (limos y arcillas), la longitud de mezcla desde la confluencia con el río Paraguay sería variable, pero con longitudes de mezcla mayores a las reportadas en investigaciones previas e incluyendo a las arenas muy finas y finas aportadas. Este hecho, impactaría en la división de este material en las sucesivas bifurcaciones. Por el contrario, este comportamiento no se observaría en el río Uruguay, dada la naturaleza y origen de los sedimentos transportados.

1.3. Objetivos

El objetivo general de la investigación es avanzar en el conocimiento de los procesos que gobiernan el transporte de sedimentos en el sistema que componen los ríos Bermejo, Paraguay y Paraná, como así también el estudio y comparación con el río Uruguay. Se pretende identificar las fuentes y producción de sedimentos de los distintos cauces, el intercambio con el fondo en inmediaciones de las confluencias (Bermejo-Paraguay y Paraguay-Paraná) y la dinámica hacia aguas abajo. El logro de este objetivo permitirá concebir relaciones empíricas y modelos conceptuales mejorados aplicables a los cursos aluviales de grandes ríos.

Los siguientes objetivos específicos permitirán cumplir con el objetivo general:

O1: Calibrar y validar el uso de la señal de retorno de los Perfiladores de Corriente Acústicos Doppler (ADCPS) para la estimación del transporte de sedimento de fondo en suspensión para ambos ríos en estudio.

O2: Desarrollar y evaluar un código computacional para estimar la distribución de la concentración y el transporte de sedimento de fondo en suspensión a través de la señal de retorno de los ADCPs.

Los objetivos O1 y O2 forman parte de la continuación de los estudios realizados durante los últimos años por el grupo de investigación. La necesidad de perfeccionar la técnica (y aplicarla al río Uruguay) y perfeccionar herramientas a fin de procesar el importante volumen de información obtenida en campo, justifican la inclusión de estos objetivos.

O3: Analizar la dinámica sedimentológica (espacial y temporalmente) y su relación con la morfodinámica, en los ríos y tramos en estudio. En el caso del río Paraná, se dará especial atención a la influencia de los aportes provenientes del río Bermejo, en particular de la fracción gruesa (diámetros $\geq 63 \mu\text{m}$). En el caso del río Uruguay, se realizará una primera cuantificación de los distintos modos del transporte de sedimentos, analizando la influencia de las variaciones de caudal producto de la Represa Salto Grande.

O4: Analizar la división del flujo y del sedimento en suspensión en diferentes bifurcaciones de interés en ambos cauces y su relación con el O3. Este objetivo se logrará a través de la información y mediciones in situ, aplicando técnicas desarrolladas por el grupo de investigación y tras el cumplimiento de los objetivos O1 y O2.

O5: Evaluar el objetivo O4 para distintos estados hidrométricos.

1.4. Organización de la tesis

La presente tesis se encuentra dividida en seis capítulos. En el presente, Capítulo 1: Introducción, se realiza una breve descripción de la motivación para efectuar la investigación. Asimismo, se enumeran las hipótesis de trabajo y los objetivos que se esperan alcanzar con el desarrollo de la tesis.

El Capítulo 2 se encuentra desarrollado bajo formato de compilación de trabajos, incluyendo dos trabajos publicados en revistas:

- Szupiany, R. N., López Weibel, C., Guerrero, M., Latosinski, F., Wood, M., Dominguez Ruben, L., & Oberg, K. 2019. Estimating sand concentrations using ADCP-based acoustic inversion in a large fluvial system characterized by bi-modal suspended-sediment distributions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(6), 1295-1308. (DOI: 10.1002/esp.4572)

- Dominguez Ruben, L. G., Szupiany, R. N., Latosinski, F. G., López Weibel, C., Wood, M., & Boldt, J. 2020. Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET): A software package for calibrating and processing TRDI ADCP data to compute suspended-sediment transport in sandy rivers. *Computers & Geosciences*, 140, 104499

En el mismo se resumen los principales conceptos de la teoría acústica para el procesamiento de la señal de retorno obtenida con ADCPs Teledyne RDI y el método de inversión acústica para la estimación de la concentración y del transporte de material grueso en suspensión (fracción $\geq 63 \mu\text{m}$). El uso de esta tecnología y el perfeccionamiento de la metodología vinculada, adquiere gran relevancia en la adquisición de datos con gran resolución espacial y temporal, facilitando los análisis efectuados en ambos ríos bajo estudio. A su vez se presenta el desarrollo de un código computacional que permite la realización de la calibración entre las mediciones utilizando muestreadores de sedimento convencionales y mediciones realizadas con ADCP, así como la aplicación de dicha metodología para la estimación del transporte de sedimento de fondo en suspensión.

Los capítulos 3 y 4, se centran en las características del sedimento presente en el lecho y transportado en suspensión, por los ríos Paraná y Uruguay, en los tramos en estudio. Mediante el uso de la tecnología acústica para su análisis, se logran avances en la comprensión del comportamiento del transporte de sedimento en suspensión.

Particularmente, el Capítulo 3 se encuentra abordado bajo el formato de compilación de trabajos, incluyendo una publicación en revista y otra en proceso de revisión:

- López Weibel, C., Szupiany, R., Latosinski, F., Amsler, M. and Repasch, M. 2022. Sources and temporal dynamics of suspended sediment transport along the middle Paraná River. *Journal of South American Earth Sciences: Special Issue on South American rivers and wetlands: evolution, dynamics, and threats*, 119, 103968. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103968>
- López Weibel, C., Szupiany, R., Repasch, M., Vionnet, C., Orfeo, O., Amsler, M., Best, J., Parsons, D. Downstream impacts of high tributary sediment load on sedimentation and morphodynamics in a large river system (Paraná River). En proceso de envío.

En este capítulo se realiza una cuantificación y análisis de la dinámica de los sedimentos aportados desde el río Bermejo al río Paraná, a través del río Paraguay. Se contemplan las diferencias entre los períodos en que se producen máximos y mínimos aportes, y se pone

especial énfasis en el material grueso que es aportado (arenas finas y muy finas). Se abordó el capítulo bajo un enfoque cuantitativo, mediante el cual se determinó el transporte de ambas fracciones (carga de lavado y arenas en suspensión) para el período 1990-2018 aplicando diferentes criterios de acuerdo a la información disponible, realizando un balance sedimentológico en el sistema. Bajo un enfoque cuali-cuantitativo, se analizó la dinámica del transporte de sedimentos suspendidos, considerando las variaciones espaciales y temporales que se producen en la composición del fondo y en las concentraciones del sedimento transportado en suspensión. Se seleccionaron como sitios de estudio especialmente a los tramos localizados aguas abajo de las confluencias de los ríos Bermejo-Paraguay y Paraguay-Paraná, como así también diferentes secciones sobre el río Paraná en su tramo medio. Se analizó el impacto morfológico de los aportes sedimentarios, particularmente en la formación de bancos inmediatamente aguas abajo de la confluencia Paraguay-Paraná y a una distancia de 600 km aguas abajo de la misma. Además, mediante análisis geoquímicos pudo determinarse el origen más probable del sedimento que compone dichos bancos y del que es transportado en suspensión en el tramo medio del río Paraná, tanto en el cauce principal como en un cauce secundario (río Colastiné).

Por su parte, el Capítulo 4 presenta una revisión bibliográfica de los estudios desarrollados hasta el momento para la descripción de las características hidro-sedimentológicas en el río Uruguay. Asimismo, se realiza una descripción del sedimento presente en el cauce en el tramo aguas abajo de la Represa de Salto Grande, y una cuantificación preliminar del transporte de sedimento en dicho tramo y de los modos de transporte predominantes, utilizando mediciones ejecutadas con métodos convencionales y con tecnología acústica.

En el Capítulo 5 se analiza la dinámica de la partición del flujo y del sedimento en suspensión en diferentes bifurcaciones de interés en los ríos Paraná y Uruguay. En particular, para el caso del tramo medio del río Paraná, se analiza el impacto que poseen los grandes aportes sedimentarios del río Bermejo en las sucesivas bifurcaciones presentes, bajo diferentes estados hidrométricos. Seguidamente, se efectúa una comparación de las relaciones entre la partición del caudal y del transporte entre ambos ríos, analizando la correlación entre la división de caudales y transporte en cada caso.

Finalmente, en el Capítulo 6 se resumen las principales conclusiones alcanzadas en la presente tesis, y se plantean nuevos interrogantes que deberán ser abordados en futuras investigaciones.

Capítulo 2: Método de inversión acústica para estimar concentraciones y transporte de sedimentos en suspensión

2.1. Introducción

Es ampliamente aceptado que el transporte de sedimentos en suspensión es una variable que posee una importancia esencial en los ambientes fluviales. Su medición juega un rol clave en la resolución de problemas producidos por la depositación de sedimentos en embalses y puertos, en el mantenimiento de las rutas de navegación fluvial, en el transporte de contaminantes, entre otros. No menor es el rol que ejerce en la biodiversidad de los sistemas fluviales.

Tradicionalmente, para cuantificar esta variable se han empleado muestreadores de sedimento que requieren toma de muestras con la embarcación anclada y medición de la velocidad del flujo. Estos métodos (tradicionales) pueden resultar riesgosos en cauces con grandes profundidades y altas velocidades de flujo y/o sobre la ruta de navegación fluvial. A pesar de que estos métodos han demostrado ser de gran confiabilidad, requieren elevados tiempos de medición y posterior procesamiento en laboratorio de las muestras recolectadas. Además, los datos obtenidos poseen una baja resolución espacio-temporal. Por lo anterior, y a pesar de su importancia, se poseen escasos registros sistemáticos de esta variable en cursos naturales.

En los últimos años, los Perfiladores de Corriente Acústicos Doppler (ADCPs, por sus siglas en inglés), originalmente utilizados para la medición de caudales líquidos y velocidades en corrientes naturales y en canales artificiales, han demostrado tener gran potencial para cuantificar el transporte de sedimentos a través del procesamiento de la señal acústica de retorno. Mediante esta tecnología pueden realizarse mediciones con la embarcación en movimiento, disminuyendo los tiempos de las tareas de campo y los costos asociados, alcanzando resultados con gran resolución espacio-temporal.

En el presente capítulo se resumen los principales conceptos de la teoría acústica, el procesamiento de la señal de retorno obtenida con ADCP y el método de inversión acústica para la estimación de la concentración de material grueso ($\geq 63 \mu\text{m}$) en suspensión, en dos grandes ríos de llanura: ríos Paraná y Uruguay. Se detalla la metodología de campo seguida en ambos cauces, que incluyó la toma de muestras de sedimento en suspensión a diferentes profundidades con la embarcación anclada, utilizando el muestreador US P-61, y la medición simultánea de la columna de agua con

ADCPs Teledyne RDI. Asimismo, se presenta la metodología empleada en laboratorio para la determinación de las características sedimentológicas de las muestras recolectadas en campo, tanto para el cómputo de las concentraciones de material grueso y fino en suspensión, como para la obtención de las distribuciones granulométricas correspondientes a ambas fracciones.

Respecto al río Paraná, se analiza la propagación del pulso acústico emitido por los ADCPs, bajo diferentes condiciones hidro-sedimentológicas (diferentes niveles hidrométricos y diferentes concentraciones de material fino y material grueso presente en suspensión), en diferentes sitios del sistema del Paraná (inmediatamente aguas abajo de la confluencia de los ríos Paraguay y Paraná, y en el río Colastiné, cauce secundario del río Paraná en su tramo medio). Para cada condición de muestreo, se analizaron los términos de la ecuación del sonar. Se prestó especial atención a las variaciones del nivel de ruido producto del efecto de la distribución de tamaños de las partículas de sedimento, a la influencia de la fuente de alimentación del ADCP y la frecuencia de medición empleada. Asimismo, se consideró el efecto del material fino y material grueso, tanto en la atenuación como en la intensidad de la señal de retorno.

Para el caso del río Uruguay, se presenta la calibración lograda entre la señal acústica de retorno del ADCP y las concentraciones de arenas en suspensión medidas en una sección del cauce localizada en cercanías a la localidad de Colón (Entre Ríos, Argentina), en el tramo más activo en cuanto a transporte de sedimentos.

En ambos ríos, la validación de la técnica se efectuó mediante la implementación del software ASET (Dominguez Ruben et al., 2020). Para este fin, se compararon los resultados de transporte de sedimento grueso en suspensión alcanzados mediante métodos tradicionales con los obtenidos mediante tecnología acústica, en seis secciones relevadas en el tramo medio del río Paraná, y en una sección correspondiente al río Uruguay.

2.2. Sistema del río Paraná

Esta sección corresponde a la publicación presentada en el Anexo 1:

Szupiany, R. N., López Weibel, C.¹, Guerrero, M., Latosinski, F., Wood, M., Dominguez Ruben, L., & Oberg, K. 2019. Estimating sand concentrations using ADCP-based acoustic inversion in a large fluvial system characterized by bi-modal suspended-

¹ Credit authorship contribution statement: C. López Weibel: Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Validation, Methodology, Investigation, Formal analysis, Data curation, Conceptualization.

sediment distributions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(6), 1295-1308. (DOI: 10.1002/esp.4572).

2.3. Río Uruguay

2.3.1. Área de estudio y metodología

La sección de estudio se encuentra en cercanías a la ciudad de Colón (Entre Ríos, Argentina) ($32^{\circ} 15' 37.89''$ S, $58^{\circ} 6' 17.21''$ O), aguas arriba del Puente Internacional General Artigas, sobre el cauce principal del río Uruguay (Figura 2.1). El relevamiento fue realizado el 8/10/2018, fecha en la cual el río Uruguay registró un caudal de $8826 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, el cual corresponde a un nivel por encima de los caudales medios en invierno-primavera, los cuales se encuentran en el orden de los $7000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Miguez, 2007).

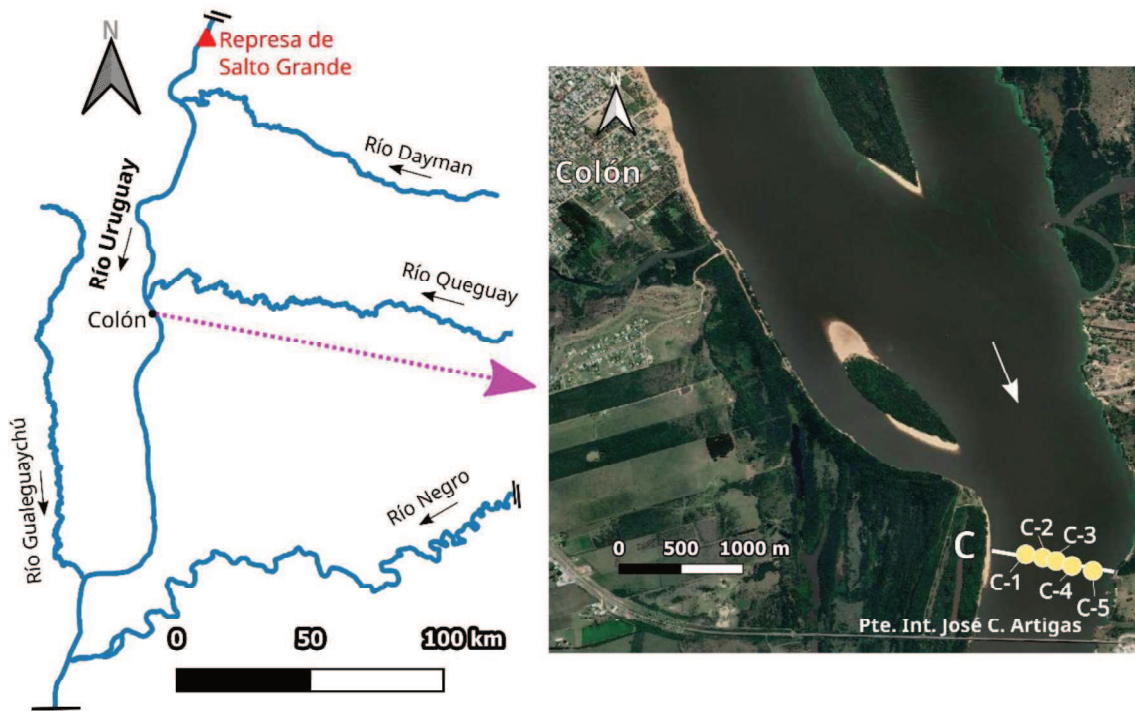


Figura 2.1 Región de estudio sobre el río Uruguay. Zona de muestreo en cercanías a la localidad de Colón (Entre Ríos, Argentina)

Esta sección se seleccionó por ser uno de los tramos más activos en transporte de sedimentos (ver Capítulo 4) y por cuestiones logísticas con la Comisión Administradora del Río Uruguay (CARU), la cual aportó los fondos necesarios para las actividades de campo sobre el río Uruguay enmarcadas en la presente tesis.

La metodología seguida en campo fue igual que la aplicada para el caso del río Paraná (ver Sección 2.2 – Anexo 1). Se realizaron cuatro aforos líquidos en la sección C (Figura

2.1), utilizando un Perfilador de Corriente Acústico Doppler (ADCP) Teledyne RD Instruments de 1200 kHz de frecuencia (Figura 2.2A). Se atendió al cumplimiento de la norma internacional que establece la necesidad de realizar un número par de recorridos en la sección de aforo seleccionada, con un “tiempo de exposición” (tiempo total en que el instrumento se encuentra midiendo) igual o mayor a 720 segundos (12 minutos) (USGS, 2011). A continuación, se seleccionaron cinco verticales de muestreo (ver C-1, C-2, C-3, C-4 y C-5 en Figura 2.1) con el método de Iguales Incrementos de Caudal (EDI, por sus siglas en inglés) (Edwards and Glysson, 1999), donde se tomaron cuatro muestras puntuales a diferentes profundidades (en C-1 a 0.2, 0.6, 0.8 y 0.9 de la profundidad total h , mientras que en C-2 a C-5 a 0.4, 0.6, 0.8 y 0.9 de h). En todos los casos, durante el muestreo la embarcación permaneció anclada, y se utilizó el muestreador de sedimento isocinético para sedimento en suspensión US P-61 (Figura 2.2B). En paralelo, se realizaron mediciones en la columna de agua con el ADCP.

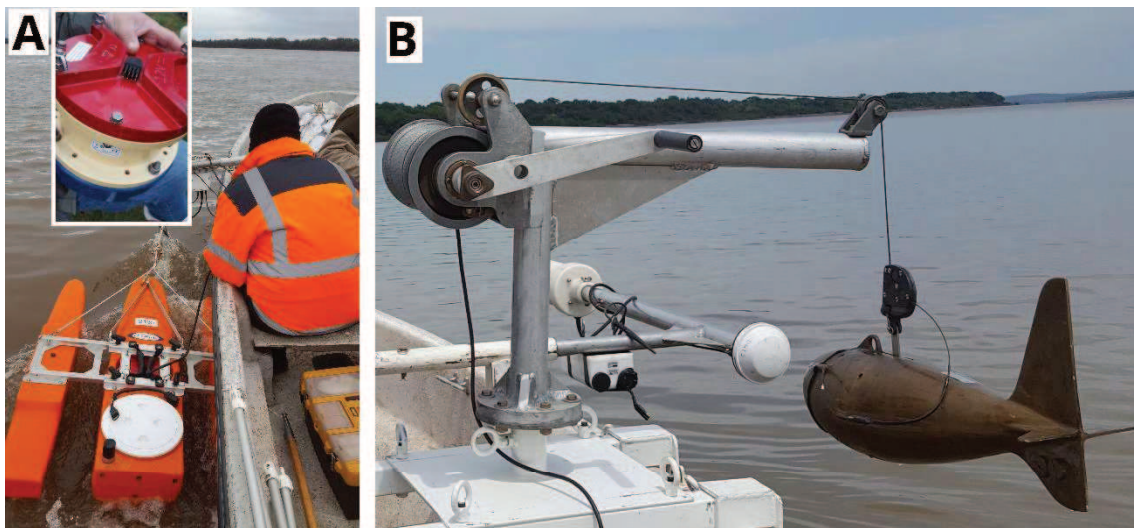


Figura 2.2 Instrumental utilizado en los relevamientos de campo: A) ADCP Teledyne RD Instrument modelo “Rio Grande” de 1200 kHz de frecuencia, montado en plataforma móvil de medición, B) muestreador US P-61 y malacate para ascenso y descenso

El procesamiento de las muestras fue efectuado en el Laboratorio de Sedimentología de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH) perteneciente a la Universidad Nacional del Litoral (UNL). Las muestras fueron procesadas por el método de evaporación (Guy, 1969). Se separó la carga de lavado del material proveniente del fondo mediante tamizado húmedo, y luego, previa evaporación y secado, se realizó el cómputo

de las concentraciones de sedimento de fondo en suspensión (C_{SS}) y de carga de lavado (C_w).

Respecto a la distribución granulométrica del sedimento, se asumió que la fracción de material fino ($< 63 \mu\text{m}$) tenía iguales características que la encontrada en el río Paraná, mientras que la correspondiente al material grueso ($\geq 63 \mu\text{m}$) fue determinada utilizando un difractor Láser HORIBA LA-910.

Mayores detalles de los procedimientos seguidos en laboratorio se presentan en el Capítulo 4.

2.3.2. Características del sedimento en suspensión

Se presentan en la Figura 2.3 los perfiles de concentración de material fino y material grueso en suspensión medidos. En la sección relevada, los valores de C_w presentaron un valor cercano al valor medio histórico de 18 mg l^{-1} , siendo las variaciones respecto al mismo muy pequeñas (menores al 20%) y distribuidas homogéneamente en la vertical y sección transversal (en el rango de 15 a 20 mg l^{-1}). Respecto a C_{SS} , si bien las mismas presentaron un incremento en profundidad, el valor máximo registrado fue menor a 3 mg l^{-1} .

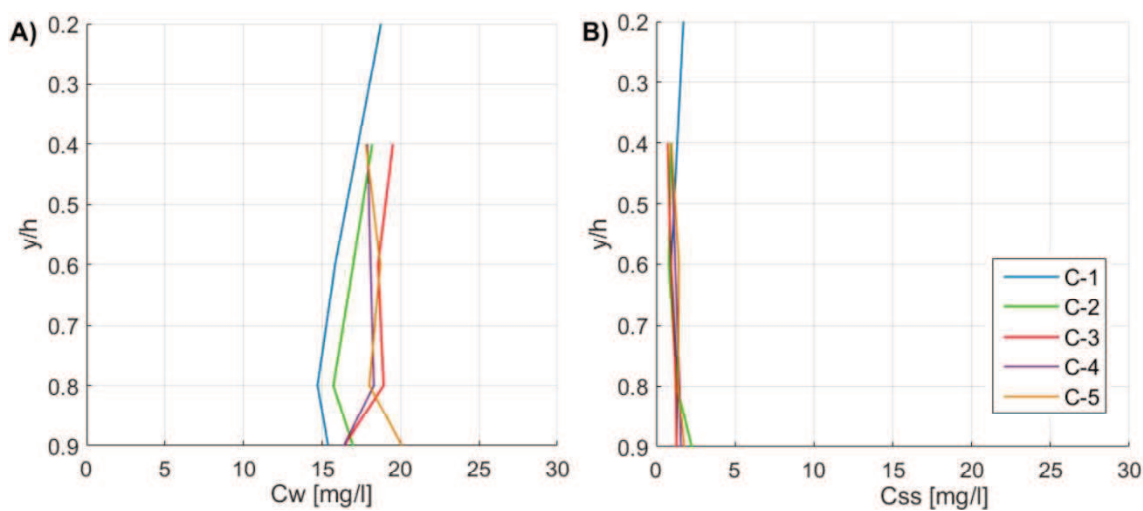


Figura 2.3 Distribución de las concentraciones de: A) carga de lavado, y B) sedimento de fondo en suspensión. Río Uruguay en sección Colón

En la Figura 2.4 se presentan las curvas de distribución granulométrica correspondientes a las muestras de sedimento grueso recolectadas en la sección en estudio. Se obtuvo un d_{50} igual a $118 \mu\text{m}$, correspondiente al rango de las arenas muy finas (ver Tabla 2-3 en García, 2008), y un desvío geométrico de 1.4.

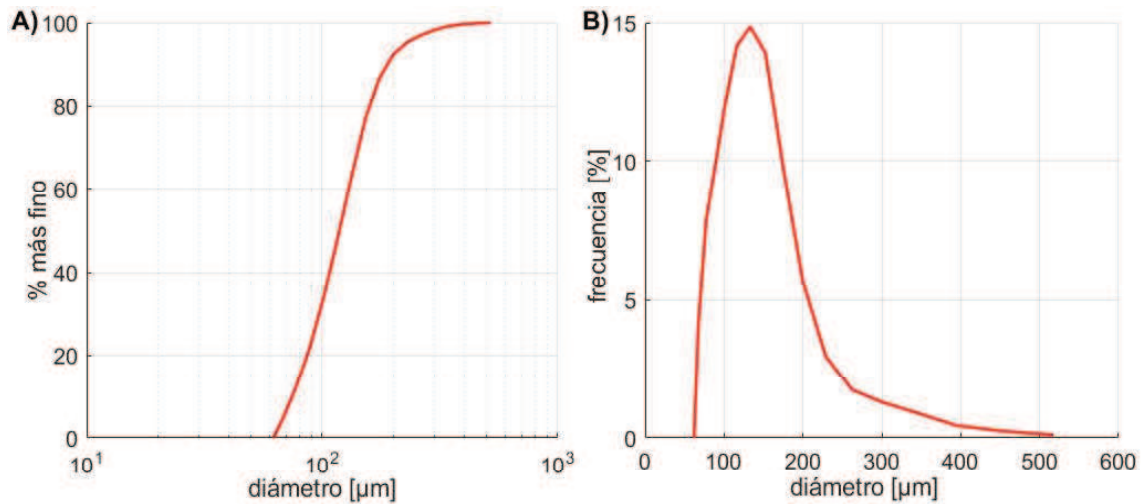


Figura 2.4 Curvas de distribución granulométrica: A) frecuencias acumuladas y B) distribución de frecuencias. Fracción $\geq 63 \mu\text{m}$ de muestras de sedimento en suspensión. Río Uruguay en zona Colón

2.3.3. Calibración acústica

La calibración entre la señal acústica de retorno del ADCP Teledyne RDI de 1200 kHz y las concentraciones de sedimento grueso en suspensión medidas fue realizada siguiendo la metodología desarrollada en la Sección 2.2 – Anexo 1, empleando el *Módulo de Calibración* del software ASET (ver Sección 2.4 – Anexo 2, Dominguez et al., 2020). Se utilizaron para esto los datos de C_{SS} correspondientes a las 20 muestras puntuales recolectadas y las correspondientes mediciones estáticas que se efectuaron en simultáneo a la toma de cada muestra.

En la Figura 2.5 se presenta la correlación entre la señal corregida del ADCP (ST) y las concentraciones de sedimento medidas correspondientes a la fracción $\geq 63 \mu\text{m}$ (M_{s2}) -gráfica obtenida mediante el software ASET (Dominguez Ruben et al., 2020). Se obtuvo una pendiente de la recta de ajuste igual a 0.05 y un coeficiente de determinación (R^2) de 0.62. Se observa que la pendiente posee un valor menor al teórico de 0.1, tal lo expresado en Sección 2.2 – Anexo 1. Sin embargo, el valor de ruido debido al ambiente y al equipo (E_r) obtenido fue de 17.53 dB, muy similar al determinado para igual frecuencia acústica en el sistema del río Paraná (16.8 dB).

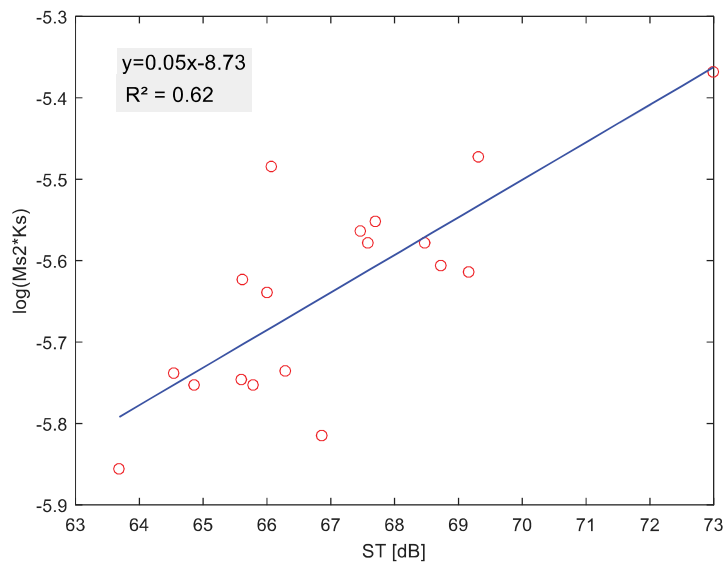


Figura 2.5 Relación entre intensidad de señal corregida (S_T) y concentración de arenas en suspensión medidas

Notar que los bajos valores de las concentraciones del material grueso incrementan la incertidumbre en la determinación de las concentraciones, además de presentar una cantidad de puntos estadísticamente no significativa. De todas formas, este primer análisis y calibración fue razonable pudiendo realizar una aplicación preliminar a fin de comparar con el método tradicional y, además, poder realizar una estimación del transporte en otras secciones de interés a lo largo del tramo en estudio.

2.3.4. Validación de la metodología

A continuación, se presentan los valores de transporte de sedimento grueso en suspensión (Q_{SS}) estimados a partir de las concentraciones de arena en suspensión medidas, y el estimado con el método desarrollado.

Mediante método tradicional, es decir, utilizando las concentraciones medidas y el caudal líquido medido con ADCP, se obtuvo un valor de Q_{SS} igual a 7.3 kg s^{-1} . Mayores detalles a la metodología de cálculo de transporte con método tradicional se desarrollan en el Capítulo 4.

Para efectuar la estimación mediante el método con tecnología acústica, luego de realizada la calibración, se utilizó el *Módulo de Transporte de Sedimentos Suspendingidos* del software ASET (Sección 2.4 – Anexo 2, Dominguez Ruben et al., 2020). Se ingresaron al software los archivos .ASCII y .PD0 correspondientes a los aforos líquidos efectuados, y los diámetros de las fracciones $< y \geq 63 \mu\text{m}$, y la concentración de la

fracción < a 63 μm . El cálculo en la zona no medida por el equipo ADCP se realizó mediante los métodos de *Ley de la Pared* y *Rouse*, para la extrapolación de la velocidad del flujo y de las concentraciones de sedimento en suspensión, respectivamente, ofrecidos por el software.

En la Tabla 2.1 se presentan los valores de transporte de sedimento en suspensión estimados mediante *Método Acústico*, aplicando la calibración lograda, para las diferentes pasadas con ADCP en la misma sección de aforo. A fin de visualizar la resolución espacial lograda, se presenta en la Figura 2.6 la distribución del campo de concentraciones de material de fondo en suspensión, lograda mediante método acústico.

Tabla 2.1 Valores de transporte de sedimento en suspensión obtenidos mediante el procesamiento de la señal acústica de ADCP, para las diferentes transectas en el río Uruguay - sección Colón

Archivo	Q_{ss} zona cercana a la superficie [kg s^{-1}]	Q_{ss} zona medida [kg s^{-1}]	Q_{ss} zona cercana al fondo [kg s^{-1}]	Q_{ss} total [kg s^{-1}]	Q_w total [kg s^{-1}]
000	0.11	6.17	1.7	7.98	154.6
001	0.09	5.93	1.96	7.98	152.55
027	0.1	8.29	2.3	10.69	155.97
028	0.11	8.36	2.93	11.4	156.13
Promedio				9.5	154.8

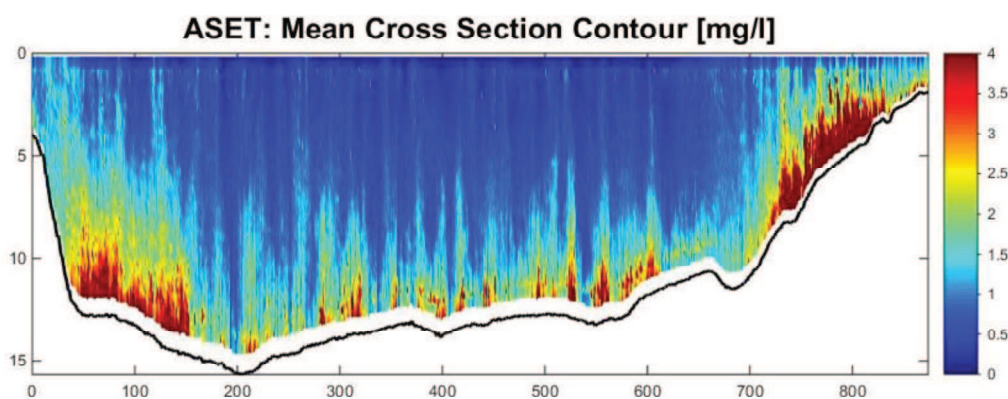


Figura 2.6 Distribución de concentraciones de sedimento de fondo en suspensión en sección Colón - Archivo 027. Río Uruguay

Para el estado hidrométrico medido, y de acuerdo al aforo sólido por método tradicional, pueden observarse concentraciones muy bajas a lo largo de la sección transversal, con valores menores a 4 mg l^{-1} , lo cual coincide con las concentraciones obtenidas a partir de las muestras recolectadas. Al comparar el valor de transporte obtenido utilizando el método tradicional con el estimado mediante la tecnología acústica, puede observarse una diferencia del 20% entre ambos métodos.

Si bien esta diferencia parece considerable, está por debajo de las incertidumbres en la medición y/o estimación del transporte de sedimentos en grandes cauces fluviales. Por lo tanto, se utilizó esta metodología y resultados para el cálculo del transporte del material en suspensión en diferentes secciones a lo largo del tramo del río Uruguay analizado (Capítulo 4). No obstante, se planea efectuar nuevos relevamientos para incrementar la base de datos y bajo diferentes condiciones hidrométricas, las cuales podrían variar características granulométricas del material presente en suspensión.

2.4. Software para calibrar y procesar datos de ADCP TRDI para el cálculo de transporte de sedimentos suspendidos

Esta sección corresponde a la publicación presentada en el Anexo 2:

Dominguez Ruben, L. G., Szupiany, R. N., Latosinski, F. G., López Weibel, C.², Wood, M., & Boldt, J. 2020. Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET): A software package for calibrating and processing TRDI ADCP data to compute suspended-sediment transport in sandy rivers. *Computers & Geosciences*, 140, 104499

2.5. Conclusiones generales

Los estudios realizados mostraron la confiabilidad de los ADCPs utilizados para la estimación del transporte de las arenas en suspensión, tanto en el sistema del río Paraná como en el río Uruguay. Utilizando las calibraciones alcanzadas en cada caso, pudieron obtenerse estimaciones de transporte comparables a las obtenidas utilizando el método tradicional. No obstante, las ventajas que presenta el uso de esta tecnología son destacables: menores tiempos de medición en campo y por ende de los costos asociados (sólo requieren la toma de muestras de sedimentos para poder efectuar la calibración), mayor seguridad al realizar las mediciones y, principalmente, mayor resolución espacio-temporal del transporte de sedimentos de fondo en suspensión, lo cual permite avanzar significativamente en la comprensión de los fenómenos a bifásicos.

Para el caso del río Paraná, la correlación entre la intensidad de la señal acústica de retorno corregida y las concentraciones de material de fondo (arenas) en suspensión (C_{SS}) resultó satisfactoria. Pudo evaluarse el impacto en la correlación del uso de diferentes frecuencias acústicas, condiciones hidrológicas, relaciones entre concentraciones de sedimento

² Credit authorship contribution statement: C. López Weibel: Input Data Gathering, Software Correctness Testing

grueso y sedimento fino en suspensión (C_{ss}/C_w), y niveles de intensidad de corriente suministrada a los ADCPs. Asimismo, se analizó cada término de la ecuación del sonar, verificando el rol preponderante del material fino en la atenuación de la señal y el dominio que ejercen en la señal de retorno las concentraciones de material grueso.

En el caso del río Uruguay, se logró una calibración acústica aceptable, que permite obtener estimaciones preliminares del transporte de material de fondo en suspensión, arrojando valores comparables a los obtenidos mediante el método tradicional. Sin embargo, se recomienda la realización de relevamientos en diferentes estados hidrométricos para poder validar certeramente la metodología.

Capítulo 3: Sistema de los ríos Bermejo-Paraguay-Paraná. Cuantificación y dinámica del transporte de sedimentos. Efectos en la morfodinámica

3.1. Introducción

El río Bermejo forma parte de la cuenca del río de la Plata, y es reconocido por la gran carga de sedimentos en suspensión que transporta como consecuencia de los importantes procesos erosivos que se producen en su Alta Cuenca durante el período estival (diciembre-abril). Estos sedimentos son aportados al río Paraguay, y, a través de éste, al río Paraná, lo cual se ve claramente reflejado en el contraste de la coloración del agua en ambas confluencias, Bermejo-Paraguay y Paraguay-Paraná, principalmente durante los primeros meses del año.

Dada las implicancias que poseen estos sedimentos en el río Paraná, tanto en aspectos ingenieriles como ambientales, durante los últimos 35-40 años diferentes autores han analizado su comportamiento desde sus orígenes en la Alta Cuenca del río Bermejo hasta la desembocadura del río Paraná en el delta del Plata. Sin embargo, esos estudios se han enfocado principalmente en la fracción de sedimento fino (material $< 63 \mu\text{m}$, limos y arcillas, o la llamada “carga de lavado”), mientras que los aportes de material grueso ($\geq 63 \mu\text{m}$, arenas finas y arenas muy finas) han sido comparativamente poco considerados, a pesar de su impacto en la composición del lecho, geometría de las formas de fondo, eventual resistencia al escurrimiento y en la morfodinámica del cauce.

El presente capítulo tiene como objetivo realizar un análisis de la dinámica de los sedimentos que ingresan desde el río Bermejo al río Paraguay y luego al río Paraná, considerando las diferencias entre los períodos de máximos (diciembre-abril) y mínimos (mayo-noviembre) aportes, con especial énfasis en el material grueso transportado.

El capítulo fue abordado mediante dos enfoques diferentes. Por un lado, uno cuantitativo, mediante el cual se realizó un balance del transporte de sedimento en suspensión para ambas fracciones (material fino y grueso) en el período 1990-2018. Con el objeto de computar las entradas y salidas en el tramo medio del río Paraná, se utilizaron datos proporcionados por la Secretaría Nacional de Información Hídrica correspondientes a cinco estaciones hidrométricas (por un lado, las estaciones El Colorado, Puerto Pilcomayo e Itatí, y por otro, las estaciones Paraná y Colastiné). De acuerdo a la información disponible, se aplicaron diferentes criterios para el cómputo del transporte en cada una.

Por otro lado, se analizó la dinámica hacia aguas abajo de los aportes sedimentarios, considerando las variaciones espaciales y temporales de la composición del lecho y de las magnitudes de las concentraciones de sedimento fino y grueso transportados en suspensión, especialmente en las zonas de confluencias de los ríos Bermejo-Paraguay y Paraguay-Paraná, y en diferentes secciones sobre el río Paraná en su tramo medio. Asimismo, se analizó el rol de estos aportes en la formación de bancos, tanto en inmediaciones de la confluencia Paraguay-Paraná, como a 600 km aguas abajo de ésta. Finalmente, mediante análisis geoquímicos, pudo determinarse el origen más probable del sedimento grueso transportado en suspensión y presente en bancos en el tramo medio del río Paraná.

3.2. Fuentes y dinámica temporal del transporte de sedimento en el tramo medio del río Paraná

Esta sección corresponde a la publicación presentada en el Anexo 3:

López Weibel, C.³, Szupiany, R., Latosinski, F., Amsler, M. and Repasch, M. 2022. Sources and temporal dynamics of suspended sediment transport along the middle Paraná River. *Journal of South American Earth Sciences: Special Issue on South American rivers and wetlands: evolution, dynamics, and threats*, 119, 103968. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103968>

3.3. Impacto aguas abajo de un tributario con elevada carga sedimentaria en la hidro-sedimentología y morfodinámica de un gran sistema fluvial. Ríos Bermejo-Paraguay-Paraná

Esta sección corresponde al artículo en proceso de redacción para su publicación presentado en el Anexo 4:

López Weibel, C.⁴, Szupiany, R., Repasch, M., Vionnet, C., Orfeo, O., Amsler, M., Best, J., Parsons, D. Downstream impacts of high tributary sediment load on sedimentation and

³ Credit authorship contribution statement: C. López Weibel: Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Validation, Methodology, Investigation, Formal analysis, Data curation, Conceptualization.

⁴ Credit authorship contribution statement: C. López Weibel: Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Validation, Methodology, Investigation, Formal analysis, Data curation, Conceptualization.

morphodynamics in a large river system (Paraná River). Fecha tentativa de envío para revisión: mayo-junio de 2023

3.4. Conclusiones generales

En este capítulo se cuantifican las fuentes de sedimento en suspensión del tramo medio del río Paraná, y se analiza la dinámica de los aportes hacia aguas abajo. En particular, se realiza una actualización de los balances de caudal líquido y de transporte de sedimento fino en suspensión en el sistema de los ríos Bermejo-Paraguay-Paraná, para el período 1990-2018. Asimismo, se realiza un balance del sedimento grueso transportado en suspensión (arenas), un aspecto escasamente considerado en investigaciones anteriores. Este es el primer balance de sedimentos en suspensión desarrollado hasta ahora, para los últimos 30 años, que incluye tanto fracciones de sedimento fino como grueso.

Se obtuvo que el 20% y el 78% de los aportes de caudal líquido al Paraná medio provienen de los ríos Paraguay y alto Paraná, respectivamente, mientras que el río Bermejo contribuye con el 2%. Sin embargo, este último río es el que aporta la mayor carga de sedimentos en suspensión al sistema. Considerando el transporte total de sedimentos en suspensión en el tramo medio del río Paraná (en una sección ubicada a 600 km aguas abajo de la confluencia), aproximadamente el 97% del transporte de fondo en suspensión (Q_{SS}) y el 96% del transporte de carga de lavado (Q_w), provienen del río Paraguay, siendo el 95% y el 93% de los sedimentos provenientes del sistema del río Bermejo, durante el período de estudio. Estos estudios sugieren que, además del importante aporte de carga de lavado (material fino) desde el río Bermejo al río Paraná en sus tramos medios e inferior, el río Bermejo contribuye una cantidad significativa de sedimentos gruesos en suspensión (arenas).

En términos de valores medios anuales, el transporte de sedimentos que ingresa al tramo medio (aportes de los ríos Bermejo, Paraguay y alto Paraná) es mayor que el transporte de sedimentos en la sección considerada de salida (estaciones de medición Paraná y Colastiné), con un valor medio del 40% para Q_{SS} y del 24% para Q_w . No obstante, se observaron balances anuales negativos o positivos a lo largo del período de estudio, que se encuentran fuertemente vinculados a las variaciones en el transporte de sedimentos del río Bermejo y a los niveles hidrométricos de los ríos Paraguay y Paraná.

En un año medio, se observaron balances positivos y negativos, en los periodos enero-mayo y mayo-diciembre respectivamente, tanto para Q_w como para Q_{SS} , sugiriendo que

existe una interacción entre Q_w y el canal principal y la llanura aluvial, y entre Q_{SS} y el canal principal. El comportamiento medio mensual del transporte en suspensión de ambas fracciones parece indicar que los procesos de sedimentación a lo largo del tramo medio del Paraná ocurren en el período de elevada carga sedimentaria desde el río Bermejo, mientras que los procesos de resuspensión y transporte aguas abajo, se producen durante el resto del año.

Como consecuencia de estos importantes aportes sedimentarios desde el río Bermejo a través del río Paraguay, los procesos de mezcla, los modos de transporte de sedimentos, el tamaño de grano de los sedimentos presentes en el lecho y las magnitudes transportadas en suspensión, la composición química de los sedimentos y los diferentes mecanismos de depositación, son altamente variables aguas abajo.

Particularmente, se observaron variaciones espaciales y temporales en el tamaño de los sedimentos que componen el fondo de los cauces de los ríos Paraguay y Paraná, principalmente inmediatamente aguas abajo de las confluencias Bermejo-Paraguay y Paraguay-Paraná. Además, se observaron significativas diferencias en la composición del fondo aguas arriba y aguas abajo de las confluencias durante los períodos de mayor transporte de sedimentos (diciembre-mayo). Esto indicaría que el lecho de ambos ríos se encuentra afectado por los elevados aportes sedimentarios desde el río Bermejo. Cabe resaltar que la fracción gruesa de sedimentos transportada por el río Bermejo posee un tamaño de grano más fino que el que es transportado por los ríos Paraguay y Paraná aguas arriba de las confluencias.

El análisis realizado sugiere que, inmediatamente aguas abajo de ambas confluencias, la gran cantidad de sedimentos que ingresa desde el río Bermejo, no puede ser transportada por los ríos Paraguay y Paraná debido a su menor capacidad de carga sedimentaria. Por lo tanto, en esos tramos existen fuertes interacciones y depósitos en todo el lecho del canal (río Paraguay) y en el lado próximo a la margen derecha (río Paraná).

Durante el período de altos aportes sedimentarios, parte de estas arenas finas se deposita en el lecho de los cauces. Sin embargo, la fracción de sedimento más fina (arcilla, limo y arena fina) tiende a ser “lavada” durante períodos de bajos aportes sedimentarios, y luego sería arrastrada y transportada hacia aguas abajo. Aunque no existen registros hasta la fecha sobre qué tan rápido o cuándo ocurre dicho arrastre, este comportamiento indicaría un fenómeno de transporte de sedimentos complejo, con alta variabilidad espacial y temporal vinculado a los aportes sedimentarios del río Bermejo y a las condiciones hidrológicas de los ríos Paraguay y Paraná.

Agua abajo, los ríos alcanzan una condición de equilibrio, transportando arenas de su propio cauce y las aportadas por el río Bermejo, de acuerdo con su capacidad. Sin embargo, este comportamiento no es constante debido a las variaciones en los aportes anuales de sedimentos y las variaciones hidrométricas. En este sentido, los mayores niveles hidrométricos anuales en el río Paraná, no coinciden con los meses en que se producen los mayores aportes desde el río Bermejo, por lo que pueden resuspender el material depositado en los meses de elevados aportes, generando un proceso continuo de búsqueda de equilibrio, depositación y resuspensión del material del lecho (proveniente del propio cauce y aportado por el río Bermejo). Tal como fue demostrado, la capacidad de transporte de sedimentos no es suficiente para poner en suspensión el material de fondo (ver condiciones aguas arriba de la confluencia sobre el alto Paraná) siendo la principal fuente de sedimento en suspensión en el tramo medio del río Paraná las arenas finas y muy finas que son aportadas por el río Bermejo.

Asimismo, se observó que a 600 km aguas abajo de la confluencia Paraguay-Paraná, en cercanías a las ciudades de Santa Fe y Paraná, las concentraciones de sedimentos finos presentes para los estados hidrométricos relevados, no son homogéneas a lo ancho de la sección. Cabe resaltar, que esto sólo resultó evidente durante el mes de marzo, período donde son máximas las contribuciones sedimentarias desde el río Bermejo. Este comportamiento sugiere longitudes de mezcla mayores que las reportadas por investigaciones anteriores (Amsler y Prendes, 2000; Lane et al., 2008; Orfeo y Stevaux, 2002), sugiriendo que existen límites variables para la longitud de mezcla de los sedimentos finos en el sistema.

Además, dado que a una distancia de 600 km aguas abajo de la confluencia Paraguay-Paraná, el tamaño del sedimento grueso presente en suspensión es mucho más fino que el encontrado en el lecho del cauce, se sugiere que en el río Paraná deben contemplarse límites granulométricos variables para la determinación de la carga de lavado, que dependerán de las condiciones hidro-sedimentológicas imperantes en el sistema.

Finalmente, las diferencias en el tamaño de grano, en la composición geoquímica de los sedimentos y en los patrones estratigráficos dominantes en dos bancos ubicados a 600 km aguas abajo de la confluencia Paraguay-Paraná, pueden ser explicadas por diferentes mecanismos de formación y origen sedimentario. Considerando tres fuentes sedimentos en el tramo medio del río Paraná (sedimento del lecho del alto Paraná, y sedimento del lecho y en suspensión del río Bermejo), pudo determinarse el origen más probable del sedimento presente en cada estrato de los bancos, evidenciando la influencia de los

sedimentos aportados por el río Bermejo en los cambios morfológicos a lo largo del río Paraná.

Finalmente, los análisis geoquímicos realizados demuestran que el sedimento transportado en suspensión en el cauce principal del río Paraná (a una distancia de aproximadamente 600 km aguas abajo de la confluencia con el río Paraguay) y en el río Colastiné, tendrían su origen en el río Bermejo.

Capítulo 4: Río Uruguay en el tramo aguas abajo de la Represa de Salto Grande. Variación espacial de las características del lecho y del transporte de sedimentos

4.1. Introducción

El río Uruguay forma parte del sistema del río de la Plata, siendo uno de sus principales afluentes (Figura 4.1). Muchos son los aprovechamientos que se realizan actualmente en este importante río. Se destaca la generación de energía hidroeléctrica por la Represa de Salto Grande (ver ubicación en Figura 4.1). La misma fue construida en una zona de rápidos y desniveles rocosos, aguas arriba de las ciudades de Concordia (Entre Ríos, Argentina) y Salto (Salto, Uruguay) (Salto Grande, 2021) (ver ubicación de las localidades mencionadas en la Figura 4.1). Asimismo, se realiza extracción de áridos, pesca, abastecimiento de agua potable, riego y actividades deportivas y recreativas. También, puede señalarse su creciente uso como vía navegable, la cual se concentra principalmente desde su desembocadura hasta la ciudad de Concepción del Uruguay (Entre Ríos, Argentina) (Figura 4.1), aunque es navegable hasta Concordia (Salto Grande, 2021). Sin embargo, la navegabilidad sólo puede ser garantizada mediante la realización de dragados periódicos en diferentes sectores del cauce, como ser en pasos críticos y en zonas portuarias.

Diferentes estudios han sido realizados respecto al transporte de sedimentos en este río. Sin embargo, la mayor parte se han enfocado en tramos limitados del mismo, entre los que pueden mencionarse los estudios de sedimentación realizados en el canal de acceso al puerto de Concepción del Uruguay (Cardini et al., 1999, 2000), o los realizados respecto a la sedimentación en el embalse de Salto Grande (Irigoyen et al., 1998; FICH-IMFIA, 2003, 2005; Mangini et al., 2007). Por otra parte, se efectuaron estudios en el marco del desarrollo de la vía navegable. En este sentido, a partir del convenio efectuado en el año 2000 entre la Comisión Administradora del Río Uruguay (CARU), la Comisión Técnico Mixta de Salto Grande (CTMSG) y la Unión Europea (UE), se realizó el proyecto “Desarrollo Regional y Mejora de la Navegabilidad del río Uruguay”. Posteriormente, en el año 2011, la CARU realizó una Licitación Pública Binacional para la ejecución del “Proyecto de Dragado y Balizamiento del río Uruguay desde el km 0 al km 187.1, incluyendo el canal de acceso al puerto de Concepción del Uruguay y los canales entre el km 187.1 y 206.8 Puerto de Paysandú” (López Laborde, 2020).



Figura 4.1 El Sistema del río Uruguay como parte de la Cuenca del río de la Plata. Sus principales tributarios y ubicación de la estación hidroeléctrica Salto Grande. (Fuente: ArcGIS REST Services Directory)

Sin embargo, aún son necesarios mayores conocimientos respecto al transporte de sedimentos en este río. Estos deben ser abordados bajo un enfoque integral que permita mejorar la comprensión de su funcionamiento y así optimizar los diferentes usos que se realizan del mismo. Atendiendo a este propósito, la CARU ha considerado necesaria la generación de conocimiento en torno a las características del transporte de sedimento en dicho río. Es por esto que comenzó a desarrollar en el año 2017 el proyecto “Medición de Transporte de Sedimentos en el río Uruguay” (CARU, 2019) y, posteriormente, el proyecto “Monitoreo del transporte de sedimentos en el río Uruguay, aguas abajo de la Represa de Salto Grande”, teniendo como principal objetivo alcanzar resultados para la previsión y evaluación de los dragados de mantenimiento de la vía navegable (Nardin et al., 2019). En el marco de ambos proyectos, la tesista participó de una beca de investigación (“El transporte de sedimentos en el río Uruguay: Desarrollo de métodos de medición utilizando tecnología acústica y su utilización para validar modelos numéricos”

– Período: junio de 2017 a diciembre de 2018) que permitió la realización de los relevamientos y análisis que posibilitaron elaborar el presente capítulo.

El conocimiento de las características sedimentológicas del material que conforma el lecho de un cauce, y el análisis y cuantificación del transporte de sedimentos resultan una necesidad primordial dado el rol fundamental que posee esta variable en la morfología y en la dinámica del cauce, siendo de suma importancia para la planificación y resolución de diferentes problemas de índole fluvial y ambiental (i.e. transporte de contaminantes, colmatación de embalses, depositación en zonas portuarias y en pasos críticos de navegación, entre otros).

Es por esto que, el objetivo de este capítulo es realizar una descripción espacial de las características del sedimento que compone el lecho del cauce y de los modos de transporte de sedimento. El área de estudio corresponde al tramo del cauce ubicado aguas abajo de la Represa de Salto Grande hasta su desembocadura. Asimismo, se realiza una estimación preliminar de la cantidad de sedimento que es atrapada por el embalse bajo una situación hidrométrica particular.

El tramo en estudio presenta diferentes particularidades que despiertan un gran interés para su análisis. Por un lado, al inicio del tramo se encuentra la Represa de Salto Grande, que regula los caudales líquidos y afecta al transporte de sedimentos, tanto por la regulación de los caudales como por la retención de los mismos en el embalse aguas arriba. Por otro, la desembocadura del río Uruguay se localiza en el río de la Plata y, por esto, presenta influencia de la marea del estuario del río de la Plata, la cual afecta al flujo hacia aguas arriba, cambiando además la configuración morfológica del río. De acuerdo a la magnitud de los caudales erogados por la represa, la influencia de la marea puede llegar a ser perceptible en todo el tramo (Ibañez, 1978; Iriondo y Kröhling, 2008; Casterá, 2015; Junes, 2019). Sumado a esto, posee características geológicas y geomorfológicas diferenciadas, que pueden evidenciarse a través de los diferentes patrones del cauce y en la presencia o no de bancos e islas (Iriondo y Kröhling, 2008; Miguez, 2007). Así mismo, posee diferencias en la composición del sedimento de fondo (Iriondo y Kröhling, 2008; López Laborde, 2001; Capeluto Ware y de los Campos, 2010). En sumatoria, sus diversas características hidráulicas, geológicas y geomorfológicas, hacen que sean esperables comportamientos singulares en el transporte de sedimentos a lo largo del tramo, otorgándole un gran atractivo para su estudio.

En este capítulo se presenta una caracterización preliminar del transporte de sedimentos de fondo y de las características de la composición del lecho en el tramo en estudio. Se

utilizaron mediciones con Perfiladores de Corriente Acústicos Doppler (ADCPs, por sus siglas en inglés), análisis de muestras de sedimento de fondo y en suspensión, y recopilación de antecedentes. Además, se realiza una cuantificación de la carga de sedimento en suspensión que llega al embalse de Salto Grande, para una condición hidrométrica particular, y una estimación del sedimento grueso que se lava del fondo aguas abajo de la represa.

Cinco secciones de estudio fueron seleccionadas, ubicadas en cercanías a las localidades de Puerto Yerúa, Colón y Concepción del Uruguay (Entre Ríos, Argentina), y Nuevo Berlín y Fray Bentos (Río Negro, Uruguay). Aguas arriba del embalse de Salto Grande, una sección localizada en cercanías a Monte Caseros (Corrientes, Argentina) fue seleccionada. En cada sección fueron realizados relevamientos con ADCPs para la cuantificación de caudales líquidos y sólidos, y se efectuaron aforos sólidos y toma de muestras de sedimentos de fondo. Además, se realizó una recopilación de datos de sedimento de fondo brindados por la CARU.

Se encontraron significativas diferencias a lo largo del tramo en estudio, tanto en las características del sedimento que compone el lecho del cauce como en los modos del transporte de sedimento. Se destaca la presencia de tres tramos, ubicados desde aguas arriba hacia aguas abajo, que poseen características de erosión, transporte y sedimentación, respectivamente.

4.2. Características generales del río Uruguay

El río Uruguay nace de la confluencia de los ríos Canoas y Pelotas (Figura 4.1), en el límite entre los estados de Río Grande del Sur y Santa Catarina (Brasil), y desemboca en el río de la Plata, a la altura del departamento de Colonia (Uruguay) y la provincia de Entre Ríos (Argentina) (Salto Grande, 2021). Su longitud es de aproximadamente 1800 km (CARU, 2021). Junto a los ríos Paraguay y Paraná, forma parte de la cuenca del río de la Plata, constituyendo el segundo sistema fluvial en importancia de la misma. Más del 75% de la descarga del río de la Plata es proporcionada por el río Paraná, mientras que el porcentaje restante corresponde al río Uruguay (Depetris y Griffin, 1968). En este sentido, la descarga media histórica del río Uruguay al río de la Plata es de $6000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, siendo la del río Paraná de $16000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Simionato et al., 2011).

La cuenca del río Uruguay abarca parte de los territorios de Brasil, Uruguay y Argentina. Posee una superficie de 365000 km^2 , que representa aproximadamente el 12% de la cuenca del río de la Plata (Paoli et al., 2000). Sus principales afluentes provienen de la

margen izquierda (Paoli et al., 2000). Se destacan los ríos Ibicuí y Peixe, en Brasil; Aguapey, Miriñay y Gualaguaychú, en Argentina; Daymán, Queguay y Negro, en Uruguay (CARU, 2021) (Figura 4.1). Su mayor tributario es el río Negro, que posee un caudal medio anual de $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y una longitud de 560 m, aproximadamente (Krepper et al., 2003). Este río desemboca en el río Uruguay a menos de 100 km aguas arriba del estuario del río de la Plata (Paoli et al., 2000).

El río Uruguay posee un caudal medio mensual de aproximadamente $4500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Miguez, 2007; CARU, 2021). En particular, en las ciudades de Salto-Concordia su caudal medio es de $4622 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Salto Grande, 2021). Los caudales mínimos se producen en enero y existen dos picos de caudales máximos, en mayo-julio y en octubre (Jaime y Menéndez, 2002; Simionato et al., 2011). Los caudales medios mensuales mínimos son menores a $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, y los máximos, del orden de $7000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Miguez, 2007). Cabe señalar que en abril de 1959 se registró el máximo caudal en puerto Concordia, y fue del orden de $36000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Miguez, 2007).

En el tramo comprendido desde la Represa Salto Grande hasta la ciudad de Concepción del Uruguay posee una pendiente de aproximadamente 10 cm km^{-1} . Aguas abajo, su pendiente es menor, con valores de 1 cm km^{-1} o inferiores. Esto produce una reducción en las velocidades del río, favoreciendo a la formación de islas (BOTNIA, 2004).

Dada la extensión del cauce y las características singulares que presenta, resulta conveniente dividirlo en diferentes tramos para facilitar su análisis. Los criterios a utilizar dependen de los objetivos del estudio. Tal es así que diferentes autores establecieron las siguientes divisiones:

- Siguiendo un criterio territorial, quedan definidos tres tramos. El primero ubicado en Brasil, y los dos restantes en los límites entre Argentina-Brasil y Argentina-Uruguay, tendiendo longitudes aproximadas de 600, 650 y 500 km, respectivamente (CARU, 2021).
- Considerando la presencia de la Represa de Salto Grande, Di Persia et al. (1968) distinguen dos tramos. Por un lado, el Alto Uruguay, ubicado aguas arriba de la represa, posee una pendiente pronunciada y un régimen de flujo determinado por las precipitaciones en la alta cuenca. Por otro, el Bajo Uruguay, ubicado aguas abajo de la represa, posee una pendiente menor, mayor carga suspendida y un régimen de escurrimiento influenciado por las mareas del río de la Plata.
- De acuerdo a sus características geológicas y geomorfológicas, Iriondo y Kröhling (2008) dividieron la cuenca del río Uruguay en tres sectores. La Cuenca Alta, desde su embocadura hasta Santo Tomé (Corrientes, Argentina) (Figura 4.1), la Cuenca Media,

desde ese punto hasta Concepción del Uruguay, y la Cuenca Baja, que comienza un poco aguas arriba de Concepción del Uruguay y llega hasta aguas abajo de Nueva Palmira (Colonia, Uruguay) (Figura 4.1), donde comienza el río de la Plata.

- De acuerdo al régimen de flujo característico, pueden identificarse tres tramos (Ibañez, 1978; Iriondo y Kröhling, 2008). El primer tramo, localizado desde sus nacientes hasta Concordia, que presenta un régimen fluvial puro, el segundo, desde ese punto hasta Fray Bentos (Río Negro, Uruguay) (Figura 4.1), con un régimen fluvio-marítimo, el tercero, a partir de Fray Bentos y hacia aguas abajo, de régimen marítimo.
- Atendiendo a sus características hidrográficas, el primer tramo abarca desde sus nacientes hasta la desembocadura del río Piratini (Brasil) (Figura 4.1), el segundo, desde ese punto hasta las ciudades de Salto-Concordia (con una longitud de 606 km y un desnivel de 9 cm km^{-1}), y el tercero, hasta Nueva Palmira (con una longitud de 348 km y una pendiente media de 3 cm km^{-1}) (Salto Grande, 2021).

En particular, el presente Capítulo se centrará en lo que denominaremos tramo medio del río Uruguay. Consideraremos como tal al tramo que se desarrolla desde aguas abajo de la Represa de Salto Grande hasta cercanías a las localidades de Gualeguaychú (Entre Ríos, Argentina) (Figura 4.1) y Fray Bentos. Este tramo adquiere un particular interés para el estudio del transporte de sedimentos por los diferentes tipos de controles de cauce que condicionan su comportamiento. Tal como se mencionó anteriormente (Sección 4.2 Introducción), al inicio del tramo se localiza la Represa de Salto Grande, que le otorga un control estructural, influyendo en la regulación de los caudales y afectando al transporte de sedimentos, tanto por la retención de los mismos en el embalse como por la mencionada regulación de los caudales líquidos. Asimismo, al desembocar en el río de la Plata, se encuentra afectado por las mareas que afectan al flujo, otorgándole una dinámica singular, incidiendo en el comportamiento hacia aguas arriba en función de los caudales erogados por la represa.

4.2.1. Geomorfología

En el tramo en estudio (tramo medio), las características geomorfológicas del río Uruguay presentan marcadas diferencias. A continuación se describen los principales aspectos tomando como base los estudios realizados por Iriondo y Kröhling (2008).

Aguas abajo de la Represa de Salto Grande y hasta el Parque Nacional El Palmar (Figura 4.1), el río corre encajado en rocas cretácicas. En particular, hasta Concordia, el ancho del cauce es de aproximadamente 600 a 800 m, y no se observa en el mismo la presencia

de bancos o islas. Inmediatamente aguas abajo se presentan dos grandes meandros encajados unidos por un tramo recto de aproximadamente 29 km en el cual el ancho del río se incrementa, pasando a medir entre 1.5 y 1.8 km, aproximadamente. En este tramo sí se observan bancos de arena e islas alargadas y estrechas recostadas sobre la margen izquierda del cauce, cuya cantidad aumenta aguas abajo de este tramo. (Iriondo y Kröhling, 2008)

Entre las ciudades de Colón (Entre Ríos, Argentina) (Figura 4.1) y Fray Bentos se destaca la presencia de numerosas islas (Miguez, 2007). En particular, sobre la margen izquierda, frente a la desembocadura del río Queguay, por un proceso de adosamiento de albardones, se generó una amplia superficie, la cual fue atravesada posteriormente por un brazo del río Uruguay, formándose las islas del Queguay, San Francisco y aledañas (Iriondo y Kröhling, 2008).

En cercanías a Concepción del Uruguay el ancho del valle aluvial aumenta, pasando de tener 1 km a 14 km al norte de Nuevo Berlín (Río Negro, Uruguay) (Fig. 4.1). A partir de Concepción del Uruguay, el río se encuentra afectado por el mar, y posee abundancia de arena y sedimentos finos, los que contribuyen a la formación de gran cantidad de bancos e islas (Iriondo y Kröhling, 2008). En el tramo comprendido entre Concepción del Uruguay y Fray Bentos, el cauce se divide en diferentes brazos que se entrecruzan y posee un lecho arenoso (Norman et al., 2014), formando un delta de aproximadamente 65 km de longitud (Iriondo y Kröhling, 2008). Inmediatamente aguas abajo se presenta la gran curva del río; el sentido de escurrimiento del río pasa a ser este-oeste durante un tramo de 20 km de longitud. Aquí el cauce tiene un ancho promedio de 3 km, y se presentan islas pequeñas y más espaciadas (Iriondo y Kröhling, 2008). A partir de la desembocadura del río Gualeguaychú, no se observa presencia de islas (Miguez, 2007).

En el tramo inferior, aguas abajo de Gualeguaychú-Fray Bentos, el cauce es único, con un gran ancho y bajas velocidades, favoreciendo a la depositación de arenas y sedimentos finos (limos y arcillas) (Norman et al., 2014). Este último tramo, desde Gualeguaychú-Fray Bentos hasta el delta del río Paraná, posee una longitud de 85 km y un ancho que varía entre 5 a 12 km. (Iriondo y Kröhling, 2008).

La desembocadura del río Uruguay, como así también la del río Paraná, se produce en un amplio complejo litoral desarrollado en el área interna del río de la Plata. Aquí la mayor parte del sedimento fue aportado por el Paraná. Durante las grandes crecidas del río Paraná, el complejo litoral es inundado enteramente, mientras que las mayores crecidas

del Uruguay producen sólo inundaciones parciales en el área este. (Iriondo y Kröhling, 2008)

En el delta, la amplitud normal de las mareas es de 1 m, la cual decrece gradualmente hacia aguas arriba: en el caso del río Paraná, llegan a valores imperceptibles en Rosario (Santa Fe, Argentina) (Figura 4.1), en el ápice del complejo litoral; en el caso del río Uruguay, la marea es perceptible hasta Concepción del Uruguay (Iriondo y Kröhling, 2008). Ibañez (1978) indica que la propagación de las mareas con inversión de corrientes llega hasta Fray Bentos, y excepcionalmente puede llegar hasta Concepción del Uruguay; no obstante, señala que la superposición con la onda de crecida fluvial se manifiesta hasta Concordia. Casterá (2015) indicó que en algunos casos, la propagación puede llegar hasta Paysandú (Paysandú, Uruguay) (Figura 4.1). Por su parte, Junes et al. (2019) determinaron que, para caudales menores a $10000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, todo el tramo comprendido desde Salto Grande hasta la desembocadura presenta una fuerte influencia de las mareas con inversión del flujo; para caudales mayores a $10000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, determinaron que el tramo aguas abajo de Fray Bentos presenta influencia de los niveles del río de La Plata, mientras que el tramo ubicado aguas arriba se encuentra influenciado por los caudales erogados en la Represa de Salto Grande.

4.2.2. Aspectos sedimentológicos

Respecto de la dinámica sedimentológica, Di Persia et al. (1968) señalan que aguas arriba de Salto Grande existen afloramientos de basalto y que el lecho del río es rocoso, mientras que, en el tramo inferior, el río fluye a través de formaciones de arenisca. Iriondo y Kröhling (2008) señalan la presencia bloques finos y cantos rodados en el tramo desde aguas abajo del embalse de Salto Grande hasta el Parque Nacional El Palmar.

Por su parte, López Laborde (2001) y Capeluto Ware y de los Campos (2010), analizaron muestras superficiales del lecho recolectadas entre Nueva Palmira y Paysandú (kilómetro 0 a 218 de la ruta de navegación) y entre Colón y Paso Cancha Seca (kilómetro 221 a 254 de la ruta de navegación), respectivamente. Estos autores señalaron a la morfología del río como factor que predomina en la distribución espacial de los sedimentos superficiales del lecho. En particular, López Laborde (2001), en el tramo Nueva Palmira-Paysandú, señaló que existe una disminución de los tamaños medios del sedimento hacia aguas abajo, identificando un punto de cambio en las características del sedimento en cercanías a Fray Bentos (km 90). En este sentido, aguas arriba de Fray Bentos el cauce presenta un patrón trenzado y predominan arenas, mientras que, aguas abajo, el patrón es recto y

predominan arenas muy finas y limos (López Laborde, 2001). Capeluto Ware y de los Campos (2010) identificaron tres regiones en el tramo Colón-Paso Cancha Seca, contemplando la morfología del cauce y la relación entre las variaciones locales de la velocidad del flujo y los sedimentos del fondo. La primera región se encuentra ubicada al norte del tramo, donde el diseño del cauce es recto y se detecta presencia de arenas y limos. La segunda, ubicada en el tercio medio, presenta islas y barras arenosas, con predominio de arenas sobre el canal y, en proximidades a la costa uruguaya, la presencia de gravas y arenas, y elevadas velocidades indica una zona de erosión. Finalmente, la tercera, se ubica en el tercio inferior, donde el diseño de cauce es trenzado y se observa la presencia de islotes y barras arenosas cercanas a la costa uruguaya. En esta última aparecen arenas, mientras que hacia la costa argentina aparecen gravas.

Di Persia et al. (1968) indican que las tasas de erosión y la carga en suspensión son bajas. Bonetto (1975) (citado en Di Persia et al., 1968) estimó que la carga suspendida en el río Uruguay sería de $17106 \text{ ton año}^{-1}$, aunque en tramos aguas arriba de Puerto San Javier (Río Negro, Uruguay) (Fig. 4.1) podría ser menor. De acuerdo a Capeluto Ware y de los Campos (2010) la carga de sedimentos varía entre 17 a 63 mg l^{-1} .

Depetris y Griffin (1968) estudiaron la mineralogía de los limos y arcillas en la cuenca del río de La Plata. Estos autores señalaron que el río Uruguay aporta abundante caolinita y montmorillonita al río de la Plata.

4.3. Sitios de estudio y metodología

Teniendo en consideración las características diferenciadas dentro del considerado tramo medio del río Uruguay, cinco zonas de estudio fueron seleccionadas. Las mismas se ubicaron próximas a las localidades de Puerto Yerúa, Colón, Concepción del Uruguay, Nuevo Berlín y Fray Bentos (Figura 4.1), correspondiéndose con los kilómetros 312, 219, 185, 126 y 99, respectivamente, de la ruta de navegación fluvial.

Además, se incluyó una sección de estudio localizada aguas arriba del tramo medio. La misma se ubicó próxima a la localidad de Monte Caseros (Corrientes, Argentina), fuera de la influencia del remanso provocado por la Represa de Salto Grande.

4.3.1. Trabajos de campo y procesamiento de datos

Cuatro relevamientos fueron realizados en el tramo medio del río Uruguay, en junio y diciembre de 2017, y en octubre y diciembre de 2018, de aquí en adelante *R1*, *R2*, *R3* y *R4*, respectivamente. Las zonas de medición seleccionadas fueron Puerto Yerúa y Colón

para *R1*, Puerto Yeruá, Colón y Fray Bentos para *R2*, Colón para *R3* y Puerto Yeruá, Colón, Fray Bentos, Concepción del Uruguay y Nuevo Berlín para *R4*.

Los relevamientos fueron ejecutados bajo distintos estados hidrométricos. Se registraron en la sección Colón caudales de $7418 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $2193 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $8826 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $5404 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, para *R1*, *R2*, *R3* y *R4*, respectivamente. Las tareas de campo incluyeron realización de aforos líquidos y sólidos, toma de muestras superficiales de sedimento en suspensión, medición de perfiles longitudinales y toma de muestras de sedimento del lecho. Un resumen de los relevamientos realizados se presenta en la Tabla 4.1 y el instrumental utilizado se muestra en la Figura 4.2.

Adicionalmente, se contó con datos correspondientes a las características del sedimento del lecho presentes en el tramo en estudio. Estos datos fueron brindados por la CARU y forman parte de un plan de monitoreo, realizado por dicho organismo, con el objeto de prever y evaluar los dragados de mantenimiento en la vía navegable del río Uruguay.

Además, un quinto relevamiento (*R5*) fue realizado en octubre de 2022 aguas arriba de la Represa de Salto Grande. La zona de medición seleccionada fue Monte Caseros, donde se registró un caudal de $10036 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Aquí, las tareas de campo incluyeron realización de aforos líquidos y sólidos (ver Tabla 4.1).



Figura 4.2 Instrumental utilizado en los relevamientos de campo: A) ADCP Teledyne RD Instrument modelo “Rio Grande” de 1200 kHz de frecuencia, montado en plataforma móvil de medición, B) ADCP Sontek M9, C) GPS, D) muestreador US P-61 y malacate, E) muestreador de sedimento de fondo

Tabla 4.1 Resumen de los datos de mediciones y muestreos correspondientes a los relevamientos realizados en el río Uruguay en junio y diciembre de 2017, en octubre y diciembre de 2018, y en octubre de 2022

Relevamiento	Zona	Fecha	Condición hidrométrica	Medición de caudal líquido	Muestras de sedimento en suspensión				Método de procesamiento en laboratorio de las muestras recolectadas
			Caudal registrado en sección Colón [m ³ /s]	Equipo utilizado	Equipo utilizado	Método de selección de verticales	Cantidad de verticales	Tipo y cantidad de muestras	
R1	Puerto Yerúa	28/6/17	7418	ADCP Teledyne RDI de 1200 kHz - ADCP Sontek M9	Frasco	-	-	1 muestra superficial	Evaporación y secado
	Colón	29/6/17				-	-	1 muestra superficial	
R2	Puerto Yerúa	14/12/17	2193	ADCP Teledyne RDI de 1200 kHz - ADCP Sontek M9	Muestreador US P-61	MD, C y MI	3	3 muestras integradoras en la vertical	Filtración
	Colón	14/12/17				EDI**	5	17 muestras puntuales (5 en Cb1 a 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 y 0.9 de la profundidad total <i>h</i> ; 3 en Cb2 a Cb5 a 0.2, 0.6 y 0.8 de <i>h</i>)	
	Fray Bentos	15/12/17				MD, C y MI	3	9 muestras puntuales (a 0.2, 0.6 y 0.8 de <i>h</i> en cada vertical)	
R3	Colón	8/10/2018	8826	ADCP Teledyne RDI de 1200 kHz	Muestreador US P-61	EDI	5	20 muestras puntuales (4 en Cc1 a 0.2, 0.6, 0.8 y 0.9 de <i>h</i> , y 4 en Cc2 a Cc5 a 0.4, 0.6, 0.8 y 0.9 de <i>h</i>)	Tamizado húmedo, evaporación y secado
R4	Puerto Yerúa	19/12/18	5404	ADCP Teledyne RDI de 1200 kHz - ADCP Sontek M9	-	-	-	-	-
	Colón	18/12/18			Frasco	-	-	1 muestra superficial	Evaporación y secado
	Concepción del Uruguay	19/12/18			-	-	-	-	-
	Nuevo Berlín	20/12/18			-	-	-	-	-
	Fray Bentos	20/12/18			-	-	-	-	-
R5	Monte Caseros	21/10/22	10036 ^{††}	ADCP Teledyne RDI de 1200 kHz	Muestreador US P-61	EDI	5	25 muestras puntuales (a 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 y 0.9 de <i>h</i> en cada vertical)	Tamizado húmedo, evaporación y secado

** Método de Iguales Incrementos de Caudal (Equal Discharge Increment – EDI en sus siglas en inglés)

†† Caudal [m³ s⁻¹] registrado en sección Monte Caseros

A continuación, se realiza una descripción detallada de los datos brindados por la CARU, como así también de las metodologías de medición y muestreo, y de los procesamientos de laboratorio y gabinete realizados. Para mayor claridad, se clasifican los datos y procedimientos seguidos en las siguientes categorías: a) Formas de fondo, b) Sedimento de fondo, c) Aforos líquidos, d) Aforos sólidos, e) Cómputo de las concentraciones de las muestras recolectadas, f) Determinación de la distribución granulométrica del sedimento en suspensión, g) Cálculo del transporte de sedimento por fondo, h) Cálculo del transporte de sedimento en suspensión.

a) Formas de fondo

En *R1* se realizaron perfiles longitudinales en las dos zonas de estudio (Puerto Yerúa y Colón), utilizando un ADCP Sontek M9 (Figura 4.2B). En Puerto Yerúa se efectuaron dos perfiles longitudinales, en cercanías a la margen izquierda y a la margen derecha del cauce (PY-MD y PY-MI, respectivamente – ver ubicación en Figura 4.3A). En Colón se realizaron cuatro perfiles longitudinales. En esta zona, el tramo seleccionado para la medición se encuentra dividido en dos brazos por la Isla San Francisco. Tres perfiles longitudinales fueron realizados sobre el brazo principal (derecho) del tramo (Ca-1, Ca-2 y Ca-3) y un perfil longitudinal sobre el brazo izquierdo (Ca-4) (Figura 4.3B).

Con el objeto de computar los desplazamientos de las formas de fondo en un lapso de tiempo determinado y, de esta forma, calcular el transporte de sedimento por fondo (Q_{sf}), los perfiles longitudinales fueron repetidos los días 30/6/17 y 6/7/17, es decir, al pasar uno y siete días desde la primera medición.

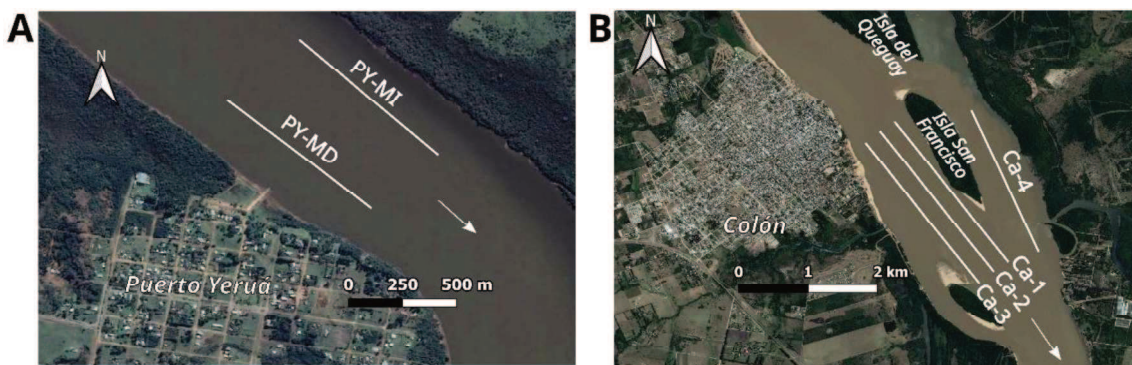


Figura 4.3 Ubicación de los perfiles longitudinales en *R1*.
A) zona Puerto Yerúa; B) zona Colón

b) Sedimento de fondo

Utilizando conos de arrastre (Figura 4.2E), en *R1* se tomaron muestras de sedimento de fondo en coincidencia con la ubicación de los perfiles longitudinales medidos (Figura 4.3). De este modo, en la sección Puerto Yeruá se tomaron dos muestras, una en cercanías a la margen derecha y la otra en cercanías a la margen izquierda del cauce (de aquí en adelante MD y MI, respectivamente). Por su parte, en la sección Colón se tomaron 3 muestras sobre el brazo derecho de la bifurcación y una muestra sobre el brazo izquierdo. Dado que las muestras de sedimento de fondo fueron coincidentes con los perfiles longitudinales relevados, las mismas se denominaron de igual forma que estos, siendo PY-MD y PY-MI, las muestras tomadas en la zona Puerto Yeruá, y Ca-1, Ca-2, Ca-3 y Ca-4, las muestras tomadas en la zona Colón.

En la sección Monte Caseros, correspondiente a *R5*, dos muestras de sedimento de fondo fueron recolectadas próximas a la margen izquierda y centro del cauce (MC MI y MC Centro, respectivamente) (ver localización en Figura 4.4).

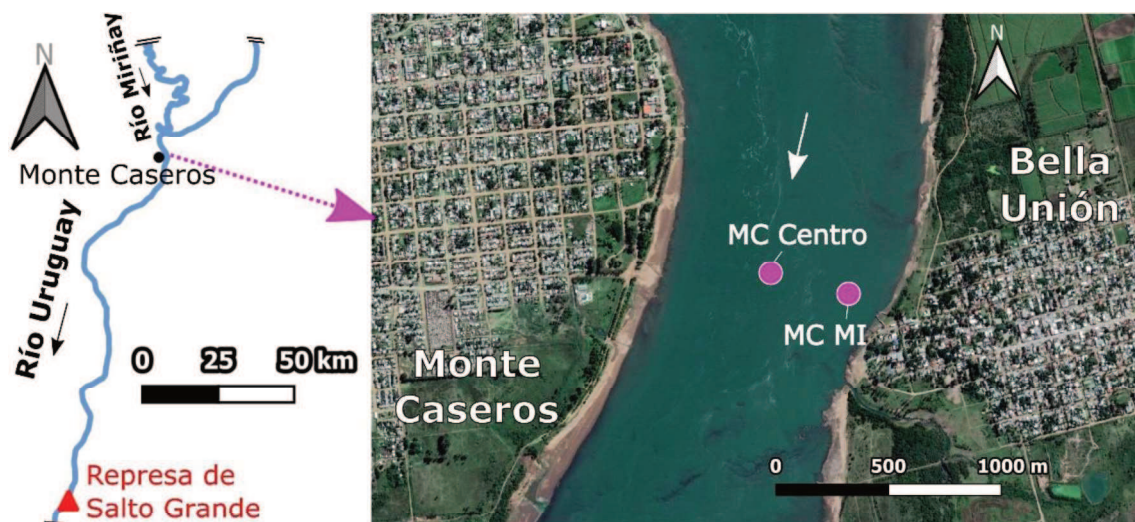


Figura 4.4 Ubicación de los puntos seleccionados para el muestreo de sedimento de fondo en *R5* - zona Monte Caseros

La distribución granulométrica de las muestras de fondo recolectadas fue determinada mediante tamizado seco (Guy, 1969), utilizando una batería de tamices de 4 mm, 2 mm, 1 mm, 500 μm , 250 μm , 125 μm y 62.5 μm , y adicionalmente un tamiz de 8 mm (Figura 4.5). Primero, previo secado de las muestras en estufa, se realizó el cuarteo de las muestras, considerando el rango de cantidad de muestra de acuerdo a las normas de tamizado. Luego, se realizó el tamizado de las muestras durante 5 minutos y el pesado del material retenido en cada tamiz. Finalmente, se determinó el porcentaje en peso de sedimento retenido correspondiente a cada tamaño y se construyeron las curvas

granulométricas, colocando en abscisas los diámetros [mm] y en ordenadas el porcentaje pasante de muestra. Además, se determinaron los diámetros característicos (d_{16} , d_{50} , d_{84} y d_{90}). El tamaño d_{50} de las muestras fue clasificado de acuerdo a la escala de tamaños de sedimentos (ver Tabla 2-3 en García, 2008). El desvío estándar $\sigma_g = (d_{84}/d_{16})^{1/2}$ fue utilizado para clasificar las distribuciones de tamaño de grano como perfectamente uniforme ($\sigma_g = 1$), bien graduado ($\sigma_g < 1.3$) y mal graduado ($\sigma_g > 1.6$) (García, 2008).

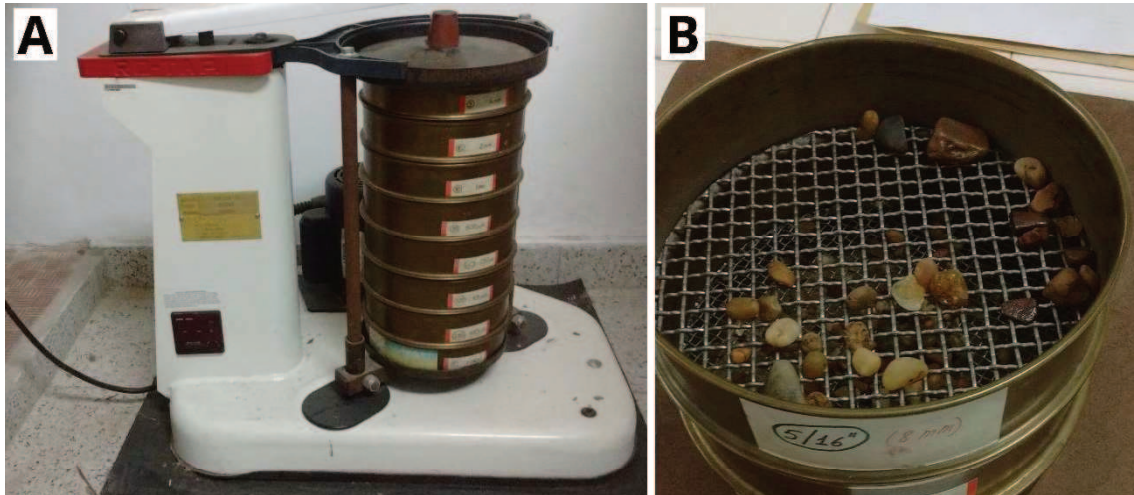


Figura 4.5 Instrumental utilizado para el procesamiento de las muestras de fondo.
A) Batería de tamices; B) tamiz de 8 mm

Por otro lado, fue brindada por la CARU una base de 704 datos de sedimento de fondo, incluyendo ubicación en coordenadas geográficas y clasificación del sedimento, del tramo comprendido entre las localidades de Salto (Salto, Uruguay) y Nueva Palmira (Colonia, Uruguay). En su mayor parte, las muestras se encontraron equiespaciadas cada 1 km. Particularmente se contó con 187 datos en el tramo comprendido entre los kilómetros 0 a 218 de la vía navegable, 355 datos entre los kilómetros 218 a 286 y 162 datos entre los kilómetros 286 a 352.

c) Aforos líquidos

Se realizaron aforos líquidos en cada zona de medición de los distintos relevamientos, utilizando Perfiladores de Corriente Acústicos Doppler (ADCPs) Teledyne RD Instruments de 1200 kHz de frecuencia (Fig. 4.2A) y Sontek M9 (Fig. 4.2B). En R3 y R5 sólo se utilizó el ADCP Teledyne RD Instruments.

En la Figura 4.6 se presenta la ubicación de las secciones de aforo relevadas en el tramo medio del río Uruguay: Puerto Yeruá (PY), Colón brazo derecho (C-BD), Colón brazo

izquierdo (C-BI), Colón (C), Concepción del Uruguay (CU-1), Nuevo Berlín (NB) y Fray Bentos (F). Cabe destacar que C-BD y C-BI fueron relevadas durante *R1*, mientras que C se aforó en *R2*, *R3* y *R4*. Por su parte, en la Figura 4.7 se presenta la ubicación de la sección de aforo relevada en el tramo aguas arriba de la Represa de Salto Grande: Monte Caseros (M).

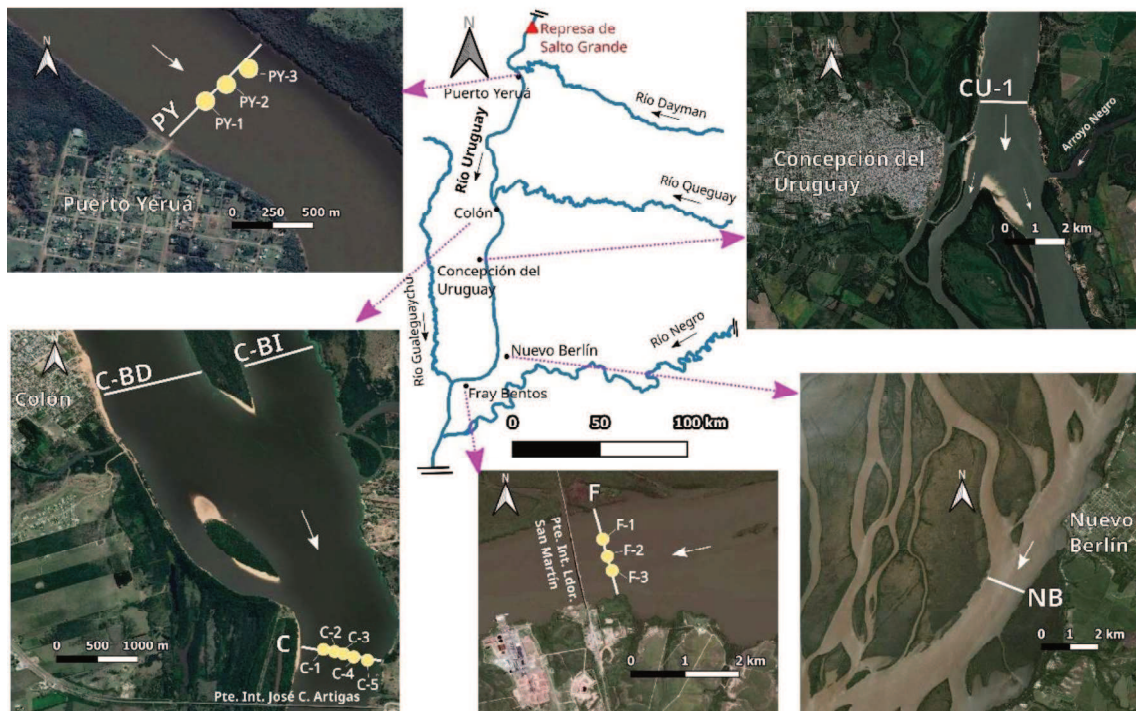


Figura 4.6 Ubicación de secciones de aforo y de verticales seleccionadas para el muestreo de sedimento en suspensión. Tramo medio del río Uruguay, aguas abajo de la Represa de Salto Grande. Zonas Puerto Yerúa, Colón, Concepción del Uruguay, Nuevo Berlín y Fray Bentos

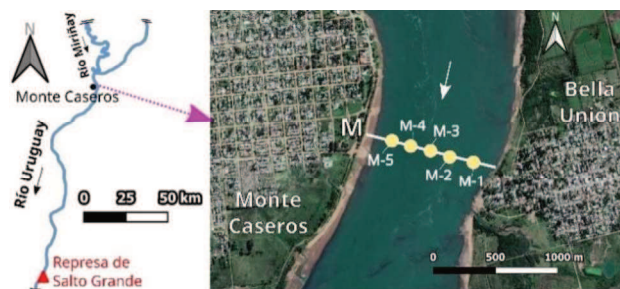


Figura 4.7 Ubicación de sección de aforo y verticales seleccionadas para el muestreo de sedimento en suspensión. Río Uruguay en el tramo aguas arriba de la Represa de Salto Grande. Zona Monte Caseros

En general, en cada sección se realizaron dos aforos líquidos con cada ADCP. En el caso de la sección C, en los relevamientos *R2* y *R3*, se realizaron tres y cuatro aforos líquidos, respectivamente. Para la sección CU-1, relevada en *R4*, sólo se realizó un aforo líquido,

y en la sección M, correspondiente a $R5$, se realizaron cuatro aforos líquidos. Con excepción del relevamiento $R4$, se buscó en todo momento el cumplimiento de la norma internacional (USGS, 2011) la cual consiste en realizar un número par (al menos 2) de recorridos en la sección de aforo seleccionada, en donde el “tiempo de exposición” debe ser igual o mayor a 720 segundos (12 minutos). El tiempo de exposición se define como el tiempo total que el instrumento se encuentra midiendo y no incluye el tiempo entre recorridos, tiempo de calibración o tiempo de testeo del instrumento. Un número par con sentido opuesto en el recorrido es necesario para eliminar errores de sesgo direccional (Huang, 2019).

d) Aforos sólidos

En el tramo medio del río Uruguay se realizaron aforos sólidos en $R2$ y $R3$. En las secciones Puerto Yeruá (PY) y Fray Bentos (F), correspondientes a $R2$, se seleccionaron tres verticales de muestreo, ubicadas sobre margen derecha, centro y margen izquierda del cauce (PY-1, PY-2 y PY-3, en Puerto Yeruá, y F-1, F-2 y F-3, en Fray Bentos, respectivamente). Ver ubicación de las verticales de muestreo en la Figura 4.6. En cada vertical correspondiente a la sección PY se tomó una muestra integradora en profundidad mientras que, en cada vertical de la sección F se tomaron tres muestras puntuales a 0.2, 0.6 y 0.8 de la profundidad total (h) (ver Tabla 4.1).

En el caso de la sección Colón (C), en los relevamientos $R2$ y $R3$, se seleccionaron cinco verticales de muestreo utilizando el Método de Iguales Incrementos de Caudal (Equal Discharge Increment - EDI, por sus siglas en inglés) (Edwards and Glysson, 1999) (ver C-1 a C-5 en Figura 4.6). Particularmente, en $R2$ se tomaron cinco muestras puntuales en C-1 (a 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 y 0.9 de h), y tres muestras puntuales en C-2 a C-5 (a 0.2, 0.6 y 0.8 de h). En $R3$ se tomaron cuatro muestras puntuales a diferentes profundidades (en C-1 a 0.2, 0.6, 0.8 y 0.9 de h , mientras que en C-2 a C-5 a 0.4, 0.6, 0.8 y 0.9 de h) (ver Tabla 4.1).

Aguas arriba de la Represa de Salto Grande, en la sección Monte Caseros (M), correspondiente a $R5$, se seleccionaron cinco verticales de muestreo con el método EDI (Figura 4.7). En cada vertical se tomaron cinco muestras puntuales (a 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 y 0.9 de h) (ver Tabla 4.1).

En todos los casos, la toma de muestras se realizó con la embarcación anclada y utilizando el muestreador de sedimento isocinético en suspensión US P-61 (Figura 4.2D). Simultáneamente a la toma de muestras se registró la intensidad de la señal de retorno del

ADCP Teledyne RD Instruments de 1200 kHz de frecuencia con el fin de evaluar la relación entre la señal acústica y las concentraciones del material en suspensión de acuerdo a metodologías desarrolladas por el grupo de investigación y parte de la presente tesis (Szupiany et al., 2019; Dominguez Ruben et al., 2020).

En las secciones de medición de los relevamientos *R1* y *R4* sólo se tomaron muestras superficiales de sedimento en suspensión.

e) Cómputo de las concentraciones de las muestras recolectadas

El procesamiento de las muestras recolectadas fue realizado en el Laboratorio de Sedimentología y en el Laboratorio de Química y Ambiente, de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH) perteneciente a la Universidad Nacional del Litoral (UNL).

Dada las diferentes características del material del lecho y del transportado en suspensión, se aplicaron diferentes metodologías. Para la elección de los métodos se contempló, por un lado, la profundidad a la que fue recolectada la muestra, es decir, si la misma fue tomada superficialmente o una cierta distancia en profundidad. Asimismo, se contempló la presencia o no de material de fondo (arenas) en las mismas, característica que, en algunos casos, pudo apreciarse a simple vista durante las tareas de campo.

Las muestras de los relevamientos *R1*, *R3*, *R4* y *R5* fueron procesadas por el método de evaporación (Guy, 1969). Primeramente, se las dejó reposar con el objetivo de que el sedimento se asiente en el fondo. Luego, se retiró el líquido sobrenadante, y parte del mismo fue utilizado para computar los sólidos disueltos, y poder efectuar una corrección en los cálculos de las concentraciones de sedimento.

Las muestras de los relevamientos *R3* y *R5* fueron separadas en dos alícuotas utilizando un tamiz 230 (63 μm), y se computaron por separado las concentraciones de sedimento de fondo en suspensión C_{ss} (tamaños de sedimento $\geq 63 \mu\text{m}$ - arenas) y las concentraciones de carga de lavado C_w (tamaños de sedimento $< 63 \mu\text{m}$ - limos y arcillas). Las muestras de los relevamientos *R1* y *R4* no fueron tamizadas debido a que fueron tomadas en la superficie y a que no se observó en éstas presencia de material de fondo (arenas); se asumió que las concentraciones determinadas a partir de las mismas corresponden a carga de lavado.

Las muestras del relevamiento *R2* fueron procesadas mediante el método de filtración (Guy, 1969). Se utilizaron filtros Millipore de nylon, con tamaño de poro de 0.45 μm y 47 mm de diámetro, los cuales fueron tarados y dispuestos en una batería de filtrado de 6

ramas con bomba de vacío, obteniéndose valores de concentración total de sedimento en suspensión (C_s).

En las Figuras 4.8, 4.9 y 4.10 se presentan fotografías de los diferentes procedimientos efectuados en laboratorio.

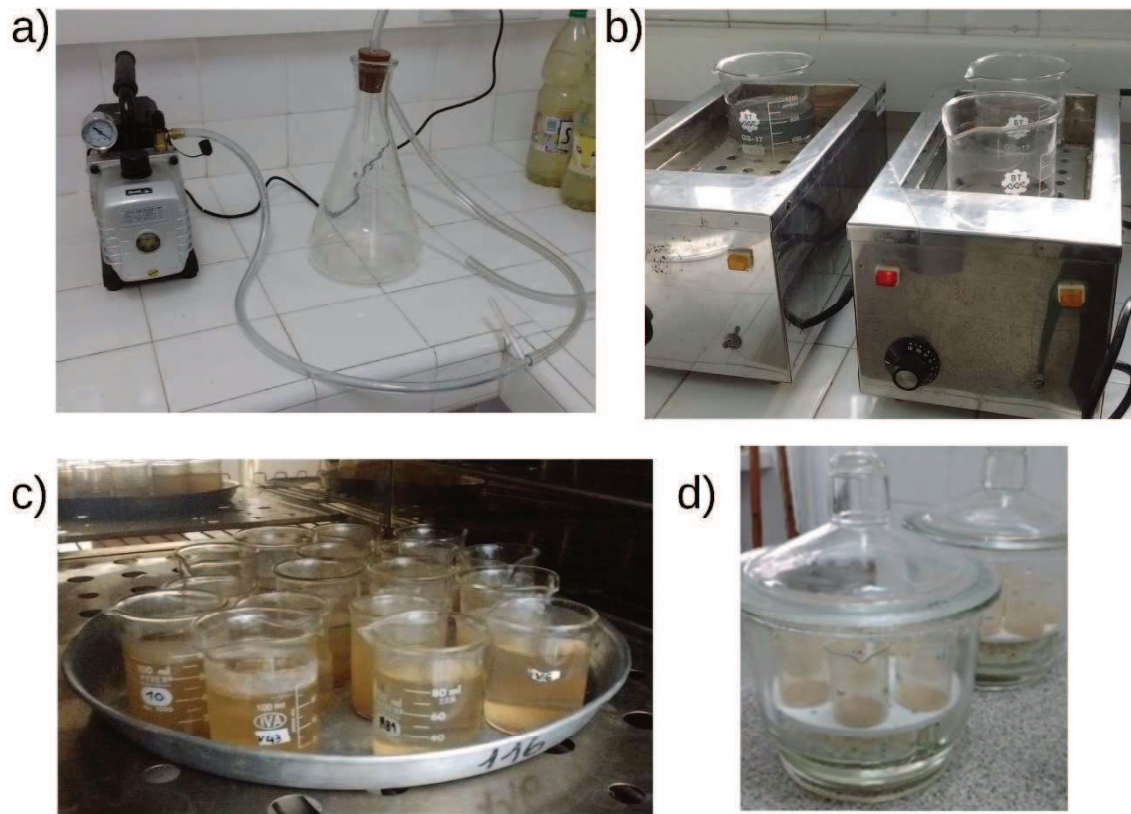


Figura 4.8 Procedimiento de evaporación y secado ejecutado en laboratorio para el procesamiento de las muestras en suspensión correspondientes a *R1*: a) bomba de vacío, b) evaporación, c) secado en estufa, d) muestras en desecadores

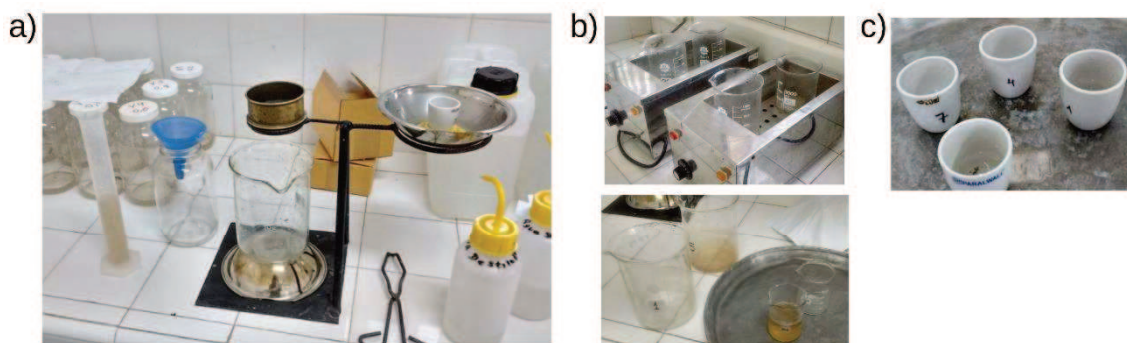


Figura 4.9 Procesamiento en laboratorio de las muestras recolectadas en *R3*: a) tamizado húmedo, b) evaporación, c) muestras de arena en crisoles



Figura 4.10 Procesamiento en laboratorio de las muestras recolectadas en *R2*: a) bomba de vacío y batería de filtrado, b) muestras filtradas

f) Determinación de la distribución granulométrica del sedimento en suspensión

Utilizando un difractómetro Láser HORIBA LA-910 (rango de determinación: 80 clases granulométricas entre 1020 y 0.022 micrones) se determinó la distribución granulométrica de las muestras de sedimento en suspensión recolectadas en las secciones *R3* - Colón y *R5* - Monte Caseros.

A fin de obtener una alícuota de sedimento representativa y capaz de ser analizada mediante el difractómetro, las muestras fueron unidas para su procesamiento. En el caso de las correspondientes a la sección Monte Caseros, se integraron las muestras correspondientes a las distintas profundidades de una misma vertical, obteniéndose, en consecuencia, cinco distribuciones granulométricas para cada fracción de sedimento. Las muestras de la sección Colón fueron integradas en una única muestra, obteniéndose por lo tanto una única distribución granulométrica. Además, es preciso señalar que, para el caso de la sección Colón, sólo fueron procesadas las muestras correspondientes al sedimento grueso (fracción $\geq 63 \mu\text{m}$).

g) Cálculo del transporte de sedimento por fondo

Para realizar el cómputo del transporte de sedimento por fondo se utilizó el método indirecto de desplazamiento de formas de fondo (dunas). Se determinaron la longitud (λ) y altura (H_d) de las dunas visualizadas y se calculó el desplazamiento de las mismas para los intervalos de tiempo entre mediciones. Finalmente, se determinó el transporte de fondo (q_{sf}) mediante la Ecuación 4.1 (Amsler y Prendes, 2000).

$$q_{sf} = 0.66 (1 - P) H_d U_d \quad (4.1)$$

Donde: 0.66: constante de forma para las dunas naturales; P : porosidad del material de fondo; H_d : altura promedio de las dunas del lecho; U_d : velocidad de desplazamiento de las dunas.

El cálculo de transporte total de sedimento por fondo (Q_{sf}) se realizó multiplicando el transporte obtenido en cada perfil longitudinal ($qsfi$) por un ancho de influencia en la sección transversal, y realizando luego la sumatoria del transporte en cada subsección.

h) Cálculo del transporte de sedimento de fondo en suspensión

El cálculo de transporte de sedimento de fondo en suspensión (Q_{ss}) se realizó mediante dos metodologías diferentes, las que serán denominadas *método tradicional* y *método con tecnología acústica*. Ambas metodologías se detallan a continuación.

Método tradicional

Esta metodología sólo pudo ser utilizada en aquellas secciones donde se computaron por separado las concentraciones de material de fondo en suspensión y de carga de lavado (C_{ss} y C_w , respectivamente). En el tramo medio del Río Uruguay, pudo aplicarse en las secciones R3 - Colón (C), y aguas arriba del tramo medio, en R5 - Monte Caseros (M). Primeramente se estimaron las concentraciones medias de sedimento en suspensión en cada vertical de muestreo. Dado que las profundidades seleccionadas para el muestreo no fueron equidistantes, las concentraciones puntuales fueron ponderadas contemplando el caudal unitario en cada subsección de la vertical (ver ecuación 4.2).

$$C_m = \frac{\sum_{i=1}^n C_i q_i}{\sum_{i=1}^n q_i} \quad (4.2)$$

Donde: C_m es la concentración media en la vertical, C_i es la concentración de la muestra obtenida a la profundidad h_i y $q_i = u_i \Delta h$ es el caudal unitario correspondiente, siendo u_i la velocidad correspondiente a la profundidad h_i y Δh el intervalo de profundidad correspondiente a la muestra.

Considerando que se aplicó en ambas secciones el método EDI para la ubicación de las verticales de muestreo, se estimó un valor de concentración media en cada sección transversal, para cada fracción de sedimentos, como el promedio de las concentraciones medias de las verticales relevadas. Finalmente, se determinó en cada caso el transporte de sedimento para cada fracción en suspensión como el producto entre la concentración media en la sección y el caudal líquido medido con ADCP.

Método con tecnología acústica

Empleando la calibración lograda entre la señal acústica de retorno del ADCP Teledyne RDI de 1200 kHz y las concentraciones de sedimento grueso en suspensión (C_{ss}) medidas

(ver Capítulo 2), se utilizó el Módulo de Cálculo del software ASET (Dominguez Ruben et al., 2019) a fin de obtener la distribución de C_{SS} y los valores de transporte de sedimento de fondo en suspensión (Q_{SS}) en todas las secciones relevadas con ADCP. Para esto, se ingresaron al software los archivos .ASCII y .PD0 correspondientes a los aforos líquidos efectuados en los distintos relevamientos y secciones de medición, los diámetros de las fracciones $<$ y \geq a $63 \mu\text{m}$, y la concentración de la fracción $<$ a $63 \mu\text{m}$. El cálculo en la zona no medida por el equipo ADCP se realizó mediante los métodos de *Ley de la Pared* y *Rouse*, para la extrapolación de la velocidad del flujo y de las concentraciones de sedimento en suspensión, respectivamente, ofrecidos por el software.

Más información respecto al cálculo de Q_{SS} mediante tecnología acústica se detalla en Szupiany, et al. (2019) y Dominguez Ruben, et al. (2020) (ver Capítulo 2 – Anexo 1 y Anexo 2).

4.4. Resultados

4.4.1. Características granulométricas del sedimento

4.4.1.1 Sedimento de fondo

En las Figuras 4.11 y 4.12 se presentan fotografías de las muestras de fondo recolectadas en *R1* para las zonas Puerto Yerúa y Colón, respectivamente. Las muestras recolectadas en Puerto Yerúa se hallaron compuestas de cantos rodados (Figura 4.11). Cabe aclarar que, sucesivos intentos fueron realizados para la toma de muestra, evidenciando un fondo rocoso con escaso contenido de cantos rodados. En este caso, de acuerdo al peso de los clastos de mayor tamaño recolectados en cada muestra, éstas resultaron insuficientes para determinar la distribución granulométrica del sedimento de fondo.



Figura 4.11 Muestras de sedimento de fondo. Río Uruguay en *R1* – zona Puerto Yerúa

Las muestras recolectadas en Colón fueron procesadas con la metodología descrita anteriormente (ver Sección 4.3.1 - Trabajos de campo y procesamiento de datos). En la Figura 4.13 se presentan las curvas de distribución granulométrica correspondientes.

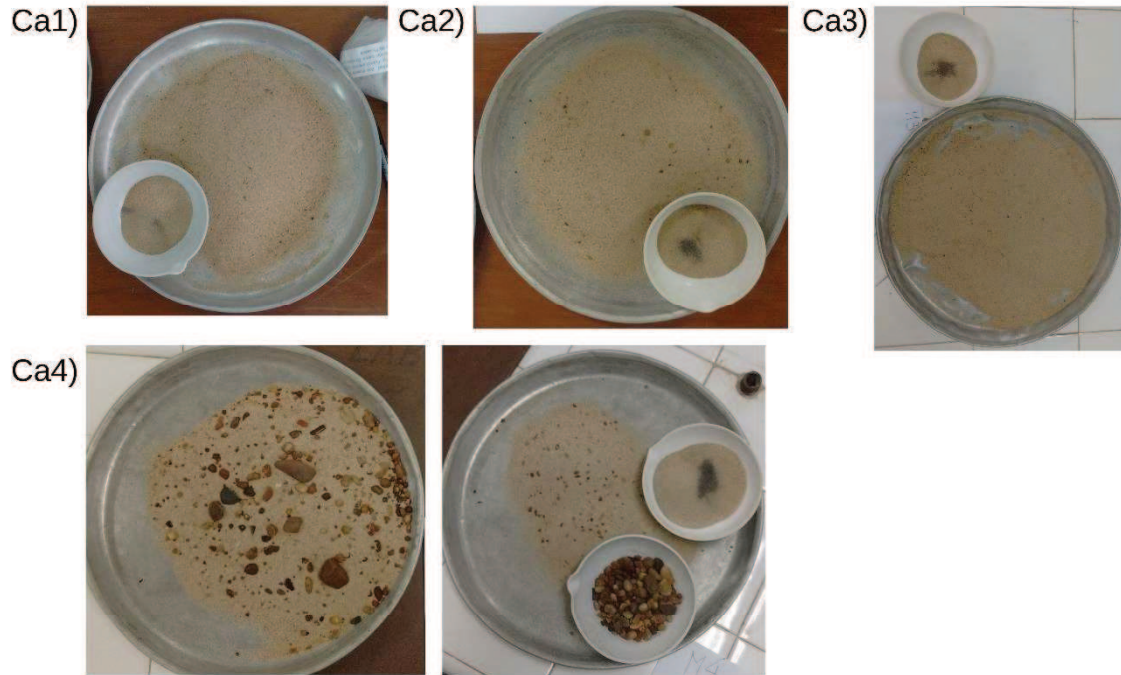


Figura 4.12 Muestras de sedimento de fondo. Río Uruguay en R1 - zona Colón

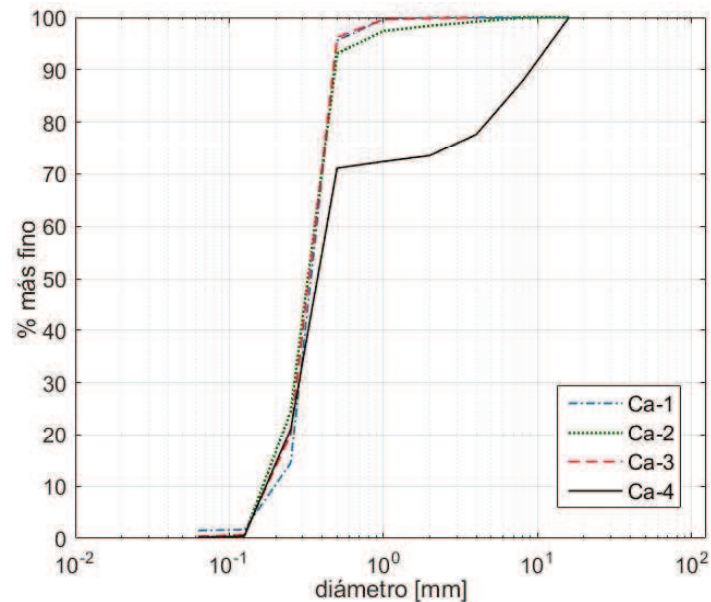


Figura 4.13 Distribución granulométrica de muestras de sedimento de fondo. Río Uruguay en R1 - zona Colón

Las cuatro muestras analizadas presentan valores de d_{50} en el rango de las arenas medias. En particular, las muestras Ca-1 a Ca-3 poseen un d_{50} promedio igual a 330 μm , mientras

que la muestra Ca-4, posee un d_{50} igual a 370 μm . Asimismo, todas poseen valores de d_{16} que corresponden a arenas finas (valor promedio igual a 220 μm). Sin embargo, a partir de una inspección visual de las mismas (Figura 4.12) y de la observación de las distribuciones granulométricas obtenidas (Figura 4.13), se distingue que las localizadas sobre el brazo derecho de la bifurcación (muestras Ca-1 a Ca-3, ubicación en Figura 4.3B), son similares entre sí. Por su parte, la muestra Ca-4, ubicada en el brazo izquierdo de la bifurcación (ubicación en Figura 4.3B) posee una distribución granulométrica mal graduada (σ_g igual a 5.4), incluyendo desde arenas finas hasta gravas medias (d_{90} igual a 9.6 mm).

Cabe señalar que, las muestras recolectadas en ambas zonas resultan insuficientes para efectuar una descripción del sedimento presente en el lecho del río Uruguay en el tramo en estudio. Sin embargo, ofrecen una aproximación a las características y diferencias en la composición del mismo. Como se puede observar a continuación, las muestras recolectadas son congruentes con los datos que han sido proporcionados por la CARU, los cuales se presentan en la Figura 4.14.

Las 704 muestras tomadas en el canal de navegación, en el tramo ubicado entre las localidades de Salto y Nueva Palmira, se presentan clasificadas en función del tipo de material que las compone, en 9 categorías diferentes (Figura 4.14): 1) roca; 2) grava; 3) grava y arena; 4) arena; 5) grava, arena y limo; 6) grava y limo; 7) arena y limo; 8) arena, limo y arcilla; 9) limo y arcilla.

En la Figura 4.14, el tramo en estudio se presenta dividido en tres tramos, los cuales poseen claras diferencias en cuanto al material presente en el lecho del cauce. Se presume que dichas diferencias incidirán de manera determinante en las características y modo del transporte de sedimentos, ya sea por fondo o en suspensión.

En el primer tramo, comprendido desde aguas abajo de la Represa de Salto Grande hasta aproximadamente el km 294 de la vía de navegación, puede observarse presencia preponderante de gravas. El segundo tramo, comprendido entre los km 294 y 179 (localidad de Concepción del Uruguay), posee predominancia de arenas. Notar que la zona Puerto Yerúa relevada en *RI* (muestras presentadas en Figura 4.11), se encuentra emplazada dentro del primer tramo, mientras que la sección Colón relevada en *RI* (ver Figuras 4.12 y 4.13) se encuentra dentro del segundo tramo. Finalmente, en el tercer tramo, comprendido entre los km 179 y 0, aproximadamente, se distinguen limos y arenas como material preponderante.

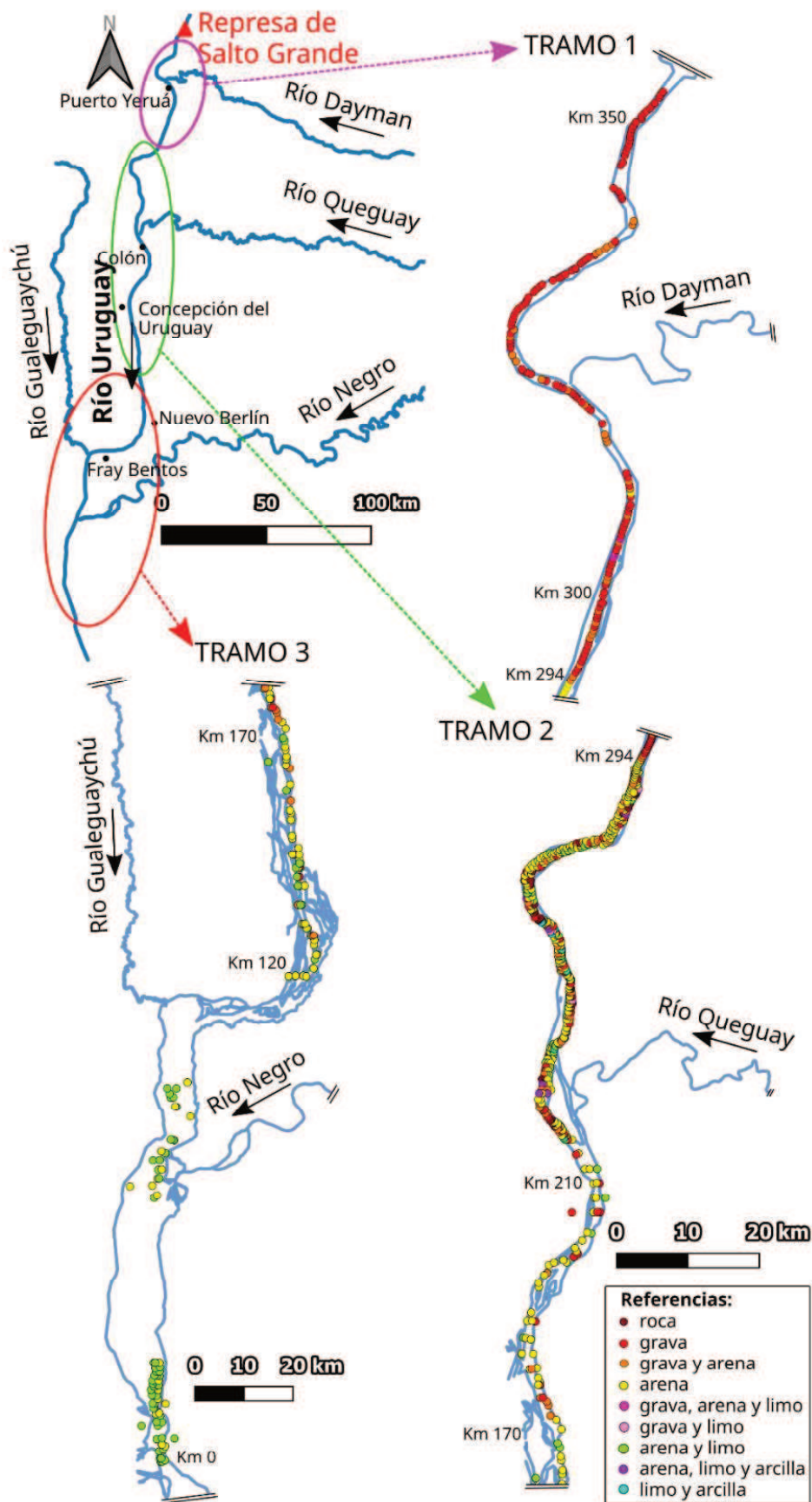


Figura 4.14 Muestras descriptivas del sedimento de fondo presente en el río Uruguay. Tramo 1: km 350 a 294, Tramo 2: km 294 a 170, Tramo 3: km 170 a 0

Para la sección Monte Caseros, Figura 4.15, se presentan las curvas granulométricas de sedimentos del lecho en verticales MC MI y MC Centro, obtenidas por tamizado. En Tabla 4.2 se describen los valores de la mediana (o d_{50}).

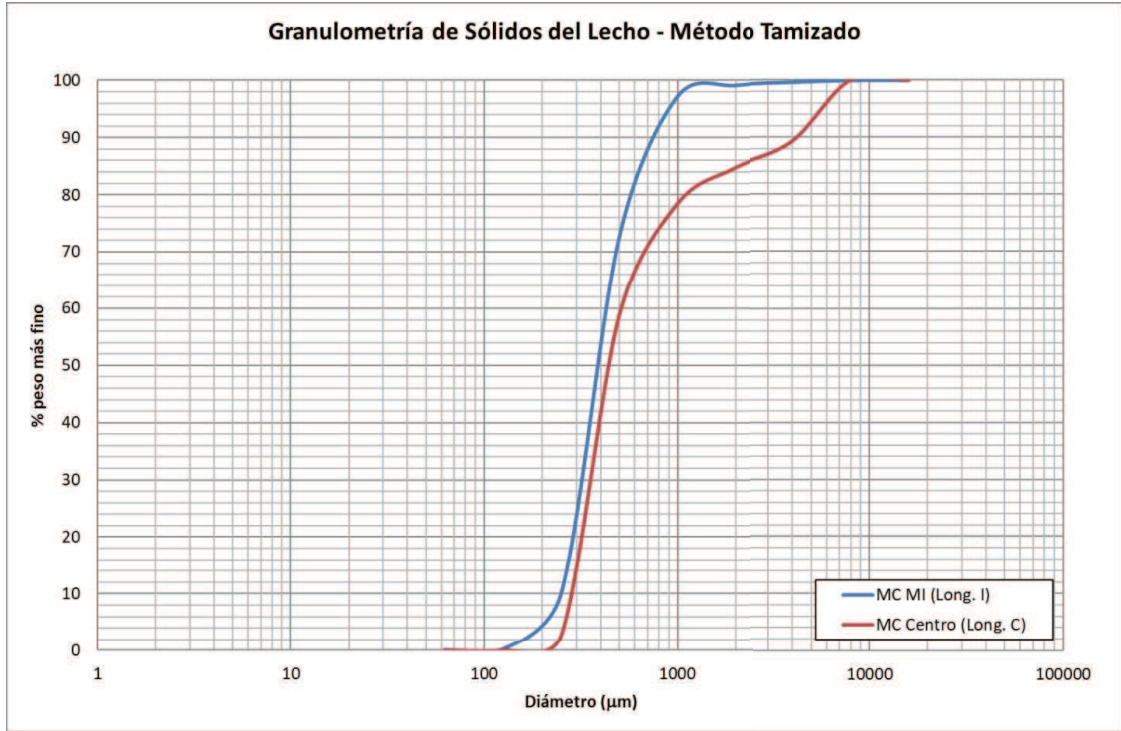


Figura 4.15 Distribución granulométrica de muestras de sedimento de fondo. Río Uruguay en R5 - zona Monte Caseros

Tabla 4.2 Valores de la mediana (o d_{50}) de las muestras analizadas por tamizado

Muestra	Mediana [μm]
MC MI	384
MC Centro	437

Cabe aclarar que en la muestra MC Centro se detectó la presencia de abundantes clastos cuyos tamaños fueron superiores a los 8 mm. Estos clastos no fueron considerados en el análisis granulométrico. En Figura 4.16 se muestran algunos de los clastos descartados (tamaños mayores a 8 mm). A modo de escala gráfica, considere que el diámetro de las lapiceras es de aproximadamente 8 mm. A su vez, sobre dicho punto, se tuvo dificultad en la toma de muestra, evidenciando mezcla de lecho (“parches”) rocoso con material de arena de granulometría extendida. Este comportamiento no se detectó en vertical ubicada sobre margen izquierda (MI), con clara presencia de arenas bien seleccionadas.



Figura 4.16 Tamaños de gravas presentes en muestra MC Centro

4.4.1.2 Sedimento en suspensión

En la Figura 2.4 se presentó la distribución granulométrica obtenida para las arenas presentes en suspensión en R3 – zona Colón. Notar que el d_{50} resultó igual a 118 μm , comprendido en el rango de las arenas muy finas, y que se obtuvo un desvío geométrico (σ_g) igual a 1.4.

Las distribuciones granulométricas obtenidas para R5 – zona Monte Caseros se presentan en las Figuras 4.17 y 4.18, para el sedimento fino y el grueso, correspondientemente. Se obtuvo un d_{50} promedio igual a 8 μm para la fracción fina, el cual corresponde al rango de los limos finos (Figura 4.17). Para la fracción gruesa, los valores de d_{50} , variaron entre 88 a 241 μm (valores obtenidos en verticales M-5 y M-4, respectivamente), que se corresponden con el rango de las arenas muy finas y arenas finas (Figura 4.18). Para las verticales M-1, M-2 y M-3, se obtuvo un d_{50} promedio igual a 137 μm , comprendido en el rango de las arenas finas (Figura 4.18).

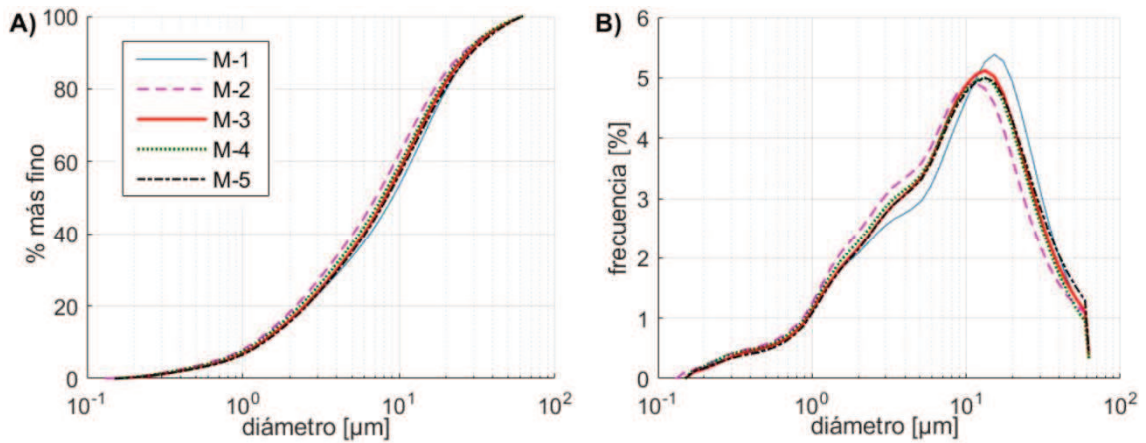


Figura 4.17 Curvas de distribución granulométrica: A) frecuencias acumuladas y B) distribución de frecuencias. Fracción $< 63 \mu\text{m}$ de muestras de sedimento en suspensión. Río Uruguay en R5 – zona Monte Caseros. Fecha: octubre de 2022

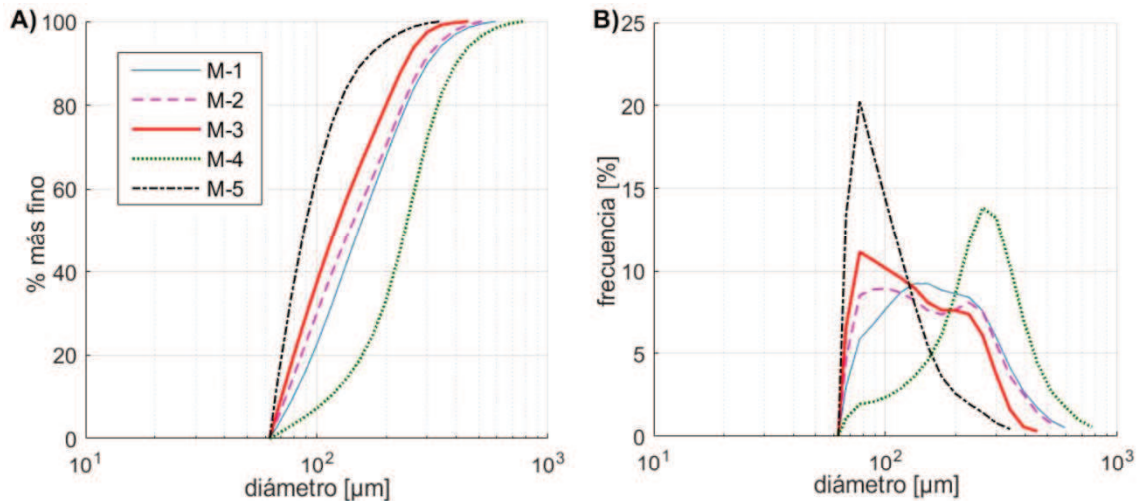


Figura 4.18 Curvas de distribución granulométrica: A) frecuencias acumuladas y B) distribución frecuencias. Fracción $\geq 63 \mu\text{m}$ de muestras de sedimento en suspensión. Río Uruguay en R5 – zona Monte Caseros. Fecha: octubre de 2022

4.4.2. Transporte de sedimentos

4.4.2.1 Variaciones de formas de fondo y transporte de sedimento por fondo

En los perfiles relevados en R1 – zona Puerto Yeruá, no fue posible identificar formas de fondo. Esto se encuentra fuertemente ligado con la composición del lecho, que tal como se mostró en la Sección 4.5.1.1 - Sedimento de fondo, posee predominancia de materiales rocosos, con ausencia de arenas.

Para R1 - zona Colón, se detectó la presencia de dunas en los perfiles relevados. En particular, se identificaron 22, 29, 11 y 37 dunas en los perfiles Ca-1 a Ca-4, respectivamente (Figuras 4.19 a 4.22). Sólo en los perfiles Ca-2 y Ca-4 se detectaron desplazamientos apreciables para un intervalo de tiempo de un día (entre los días 29 y 30 de junio de 2017 - días 1 y 2) y de siete días (entre los días 29 de junio y 6 de julio de

2017 - días 1 y 3). En los perfiles Ca-1 y Ca-3 sólo pudieron computarse desplazamientos en 2 y 6 dunas, respectivamente, para un intervalo de tiempo de siete días (días 1 y 3). Cada duna fue analizada separadamente a fin de determinar con precisión las características geométricas y desplazamientos.

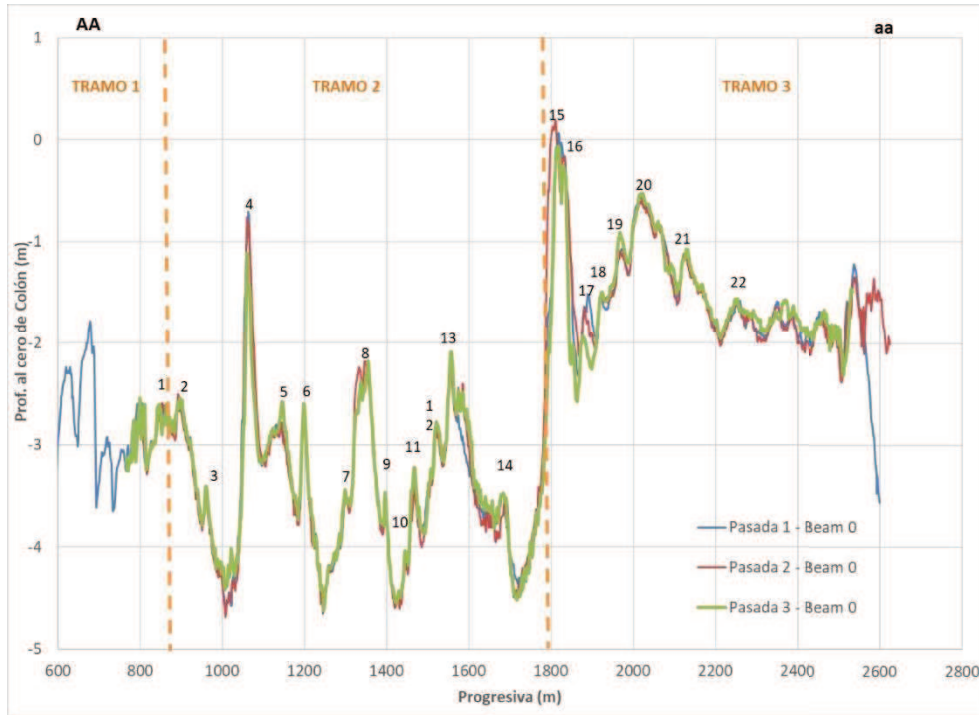


Figura 4.19 Perfil longitudinal Ca-1. Río Uruguay en R1-zona Colón

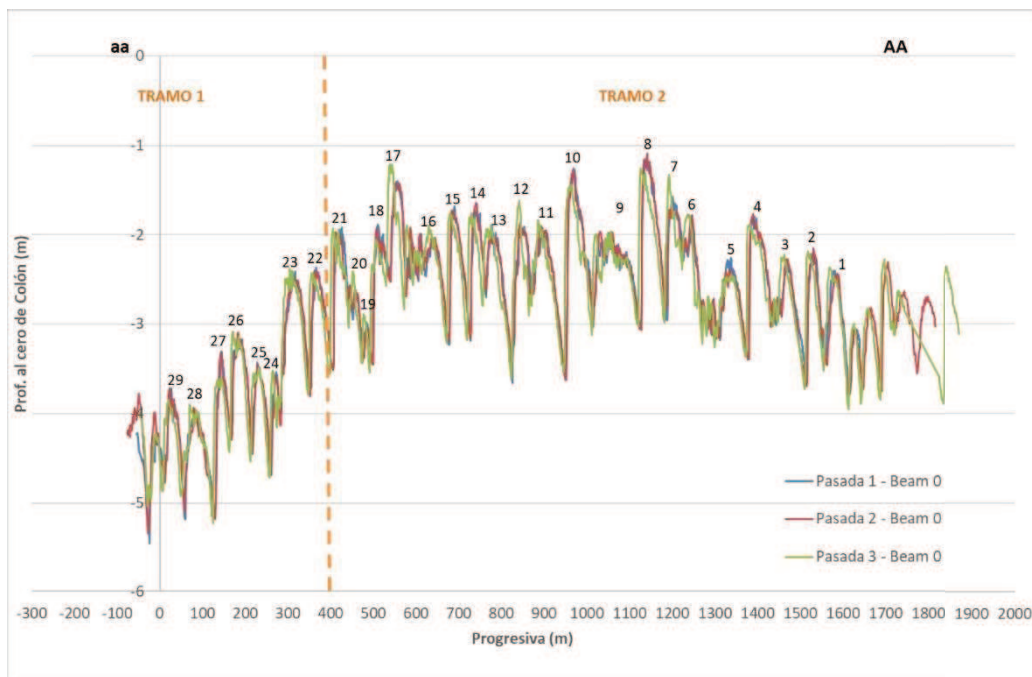


Figura 4.20 Perfil longitudinal Ca-2. Río Uruguay en R1-zona Colón

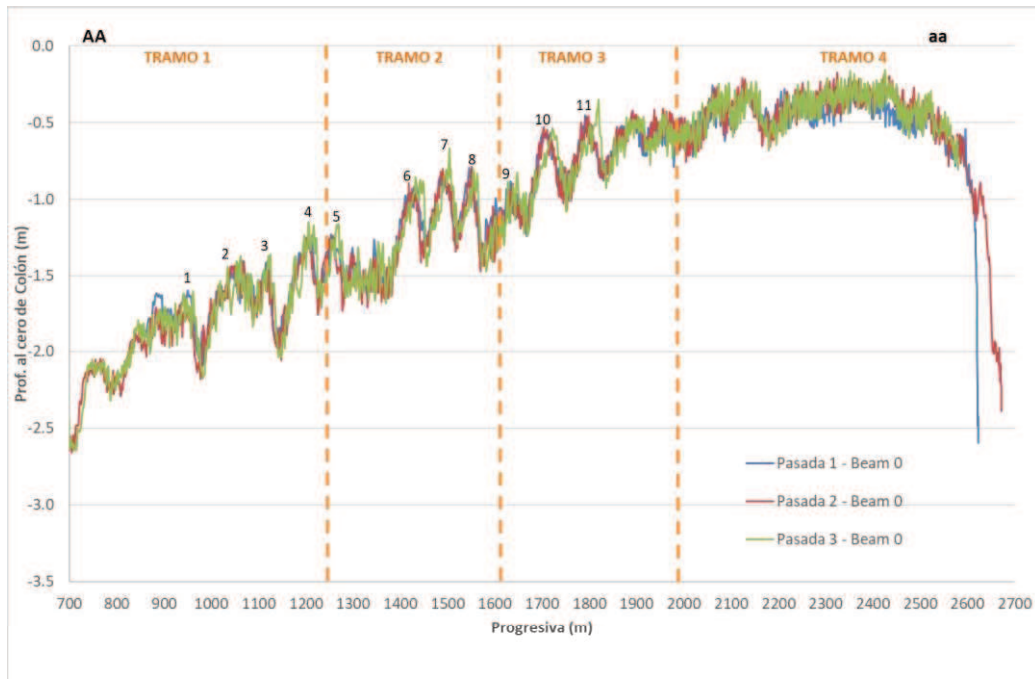


Figura 4.21 Perfil longitudinal Ca-3. Río Uruguay en R1-zona Colón

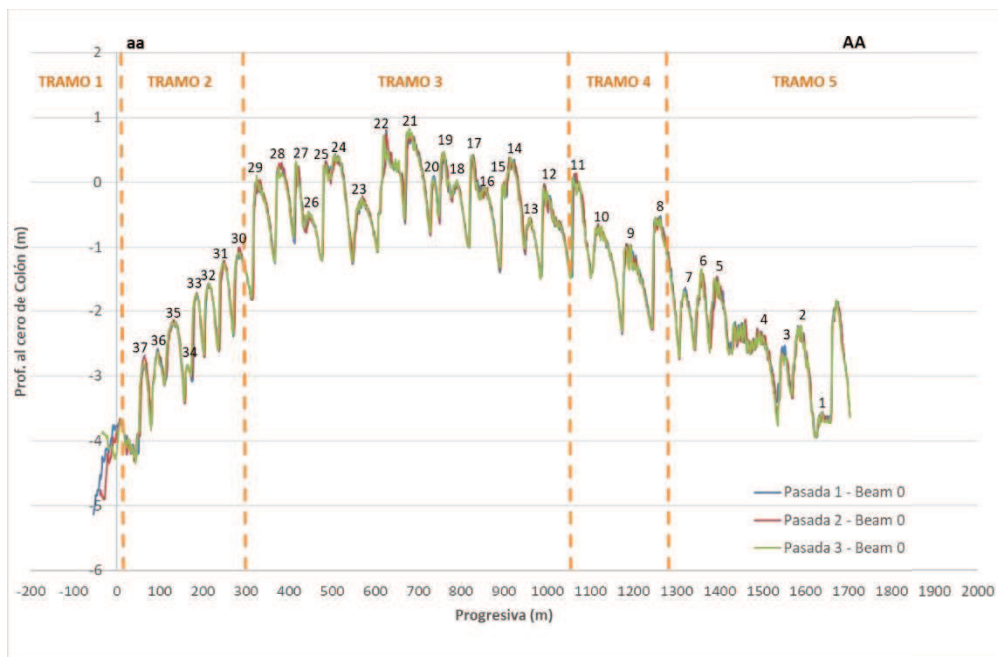


Figura 4.22 Perfil longitudinal Ca-4. Río Uruguay en R1-zona Colón

En las Tablas 4.3 y 4.4 se presentan los valores medios obtenidos de altura (H_d) y longitud de duna (λ), desplazamiento (Δx), velocidad de desplazamiento (U_d) y transporte de fondo (q_{sf}) para R1 entre los días 29 y 30 de junio de 2017 (días 1 y 2) y entre los días 29 de junio y 6 de julio de 2017 (días 1 y 3), respectivamente. En la Tabla 4.5 se presentan los valores de transporte de fondo total (Q_{sf}) para la sección Colón en R1.

Tabla 4.3 Valores medios de dimensiones de dunas y transporte de fondo, para cada tramo de cada perfil, entre los días 1 y 2. Río Uruguay en *R1* - zona Colón

Perfil	Tramo	Dunas medidas	Día 1 y 2					
			H_d [m]	λ [m]	Δx	U_d [m/día]	qsf [kg/día.m]	qsf [kg/seg.m]
Ca-1	1	1	0.46	65.75				
	2	2 a 14	0.95	54.63				
	3	15 a 22	0.80	62.39				
Ca-2	1	22 a 29	1.21	49.23	1.59	1.55	2238.9	0.0259
	2	1 a 21	1.12	51.93	1.87	1.83	2342.9	0.0271
Ca-3	1	1 a 4	0.39	76.67				
	2	5 a 8	0.51	64.26				
	3	9 a 11	0.46	83.49				
	4	-						
Ca-4	1	-						
	2	30 a 37	1.00	33.85	0.95	0.94	1142.1	0.0132
	3	30 a 12	0.99	41.26	1.20	1.19	1388.6	0.0161
	4	8 a 11	1.48	63.08	1.17	1.15	1917.1	0.0222
	5	1 a 8	1.03	45.10	0.74	0.74	769.0	0.0089

Tabla 4.4 Valores medios de dimensiones de dunas y transporte de fondo, para cada tramo de cada perfil, entre los días 1 y 3. Río Uruguay en R1 - zona Colón

Perfil	Tramo	Dunas medidas	Día 1 y 3					
			H_d [m]	λ [m]	Δx	U_d [m/día]	q_{sf} [kg/día.m]	q_{sf} [kg/seg.m]
1	1	1	0.42	65.51				
	2	2 a 14	0.95	54.85	2.45	0.35	331.6	0.0038
	3	15 a 22	0.83	63.60	3.04	0.43	337.7	0.0039
2	1	22 a 29	1.19	48.99	6.15	0.87	1249.6	0.0145
	2	1 a 21	1.16	52.77	7.41	1.05	1456.8	0.0169
3	1	1 a 4	0.43	76.84	6.40	0.90	560.6	0.0065
	2	5 a 8	0.52	65.75	3.83	0.54	345.5	0.0040
	3	9 a 11	0.49	84.06	7.32	1.03	606.4	0.0070
	4	-						
4	1	-						
	2	30 a 37	1.00	33.52	1.71	0.24	308.5	0.0036
	3	30 a 12	0.99	41.29	2.63	0.37	449.0	0.0052
	4	8 a 11	1.45	62.89	2.79	0.40	677.1	0.0078
	5	1 a 8	1.04	45.35	2.27	0.32	388.1	0.0045

Tabla 4.5 Transporte de fondo total (Q_{sf}) estimado a partir del método de desplazamiento de formas de fondo. Río Uruguay en R1 - zona Colón

Relevamiento	Zona	Q_{sf} total (kg/seg)
R1	Colón - brazo izquierdo	1.12
	Colón - brazo derecho	5.84

4.4.2.2 Transporte de sedimento en suspensión

Para R1 se determinaron concentraciones de sedimento en suspensión superficiales iguales a 12.9 mg l⁻¹ y 15.1 mg l⁻¹ en las zonas Puerto Yerúa y Colón, respectivamente. Tal como se mencionó anteriormente, se asumió que estas concentraciones corresponden a carga de lavado (C_w) debido al tipo de muestreo realizado y a que, a partir de la inspección visual de las muestras, no se detectó presencia de arenas.

En lo referente a R2, se determinaron las concentraciones promedio en la sección de aforo correspondientes al sedimento total en suspensión (C_s), que resultaron 14.8 mg l⁻¹, 16.9 mg l⁻¹ y 15.8 mg l⁻¹, para Puerto Yerúa, Colón y Fray Bentos, respectivamente. En la Figura 4.23 se presenta la distribución en profundidad de C_s para cada vertical muestreada en las secciones correspondientes a Colón y Fray Bentos. En todos los casos se observó una distribución homogénea de las concentraciones, tanto en profundidad como a lo ancho de la sección de aforo. A partir de este hecho y junto a la observación en laboratorio de las muestras, se concluyó que el material transportado en suspensión corresponde a C_w para el estado hidrométrico relevado, sin presencia de material grueso en suspensión.

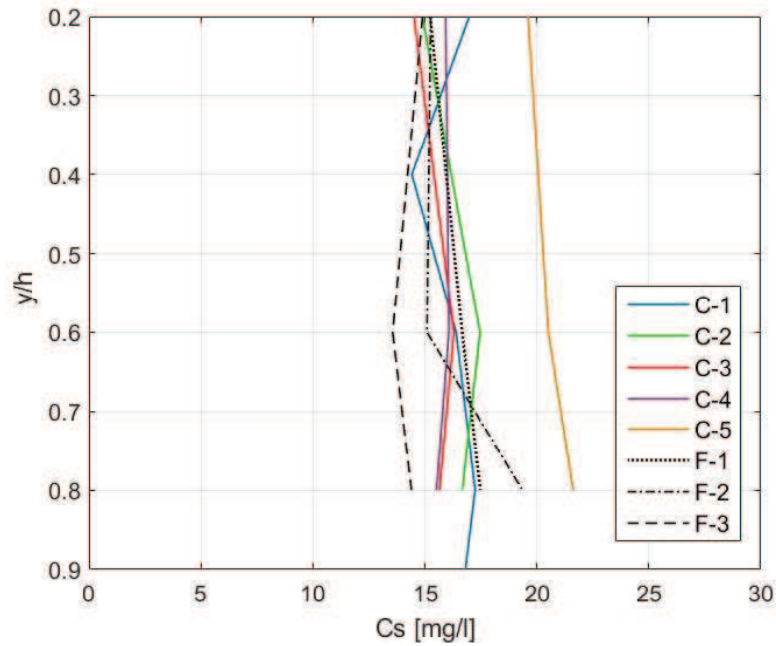


Figura 4.23 Distribución de las concentraciones de sedimento total en suspensión. Río Uruguay en R2 - zonas Colón y Fray Bentos

Las concentraciones medidas en R3 - zona Colón se presentaron en la Figura 2.3. Se observa que los valores de C_w (Fig. 2.3A) poseen variaciones menores al 20% respecto al valor medio en la sección, el cual resultó igual a 18 mg l^{-1} . En el caso de las concentraciones de sedimento de fondo en suspensión (C_{ss}) (Fig. 2.3B) se visualiza un incremento de las mismas en profundidad, aunque es preciso destacar que los valores medidos son muy bajos, siendo el valor máximo igual a 2.26 mg l^{-1} (vertical C-2 a $0.9h$). Resulta notable que las concentraciones aguas arriba de la represa son mucho mayores (ver Figura 4.24 correspondiente a R5 – zona Monte Caseros). Notar que los valores de C_w son menores en la vertical M-1, con un valor promedio de 38 mg l^{-1} , mientras que los mayores valores se dan en la vertical M-3, siendo el valor medio igual a 55 mg l^{-1} (Fig. 4.24A). Estas diferencias en la distribución de concentraciones a lo ancho de la sección transversal podrían ser explicadas por la presencia de un tributario aguas arriba (río Cuareim), que aporta una mayor carga en suspensión. Respecto a C_{ss} , se observa que en todas las verticales existe un aumento de los valores registrados en profundidad, estando las concentraciones comprendidas entre 4 a 20 mg l^{-1} (Fig. 4.24B).

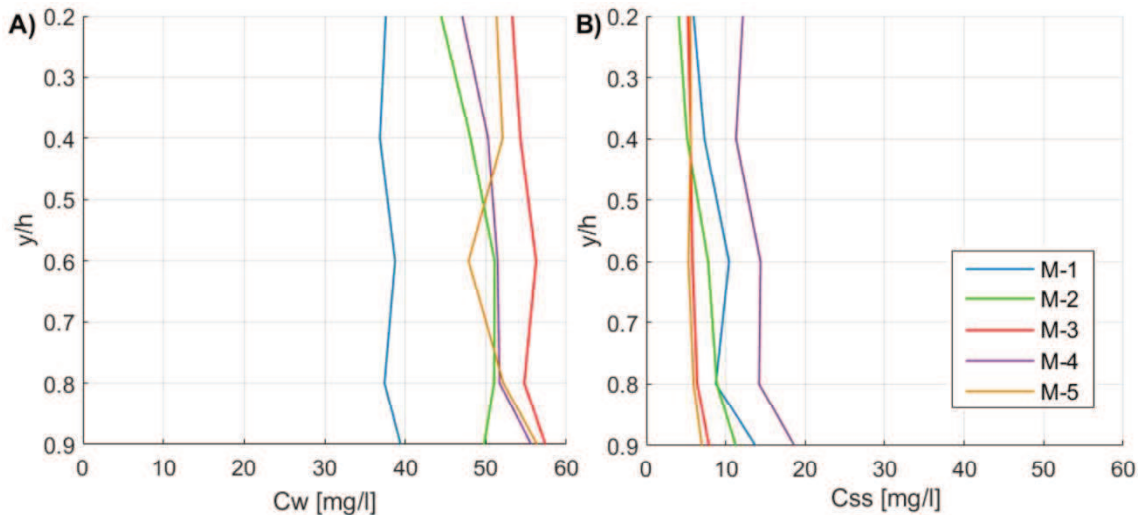


Figura 4.24 Distribución de las concentraciones de: A) carga de lavado, y B) sedimento de fondo en suspensión. Río Uruguay en R5 – zona Monte Caseros

Como se mencionó anteriormente, el transporte de sedimento de fondo en suspensión fue estimado mediante dos metodologías (*tradicional* y *con tecnología acústica*). Los resultados alcanzados a través de ambas se exponen a continuación.

Método tradicional

Tal como se detalló, en el tramo medio del río Uruguay sólo se efectuaron aforos sólidos en R2 y R3. En el caso de R2 (caudal registrado en zona Colón: $Q = 2193 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), para las tres secciones medidas (Puerto Yerúa, Colón y Fray Bentos) no se registraron arenas en suspensión. Por este motivo, el transporte de arenas en suspensión (Q_{ss}) resultó nulo. En R3, sólo se efectuaron mediciones en la sección Colón (estado hidrométrico: $Q = 8826 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). El valor de Q_{ss} obtenido por método tradicional EDI resultó igual a 7.3 kg s^{-1} .

En la sección relevada aguas arriba de la Represa de Salto Grande, R5 – zona Monte Caseros ($Q = 10036 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), el transporte de arenas en suspensión resultó 80.9 kg s^{-1} . Considerando que la condición hidrométrica fue ligeramente menor en R3, resulta notable la importante disminución del transporte de sedimento de fondo en suspensión producto de la retención del embalse

Cabe mencionar que, el transporte de carga de lavado estimado en R3 – zona Colón resultó igual a 154.8 kg s^{-1} , mientras que en R5 – zona Monte Caseros, se obtuvo un valor igual a 487.4 kg s^{-1} . Notar que es cuatro veces mayor la cantidad de sedimento fino que llega al embalse respecto a la que es transportada aguas abajo del mismo. De todas maneras, este transporte está asociado a condiciones particulares de generación de sedimento en la

cuenca para cada fecha, no pudiendo concluir sobre los porcentajes de sedimento depositados en embalse con lo datos disponible.

Método con tecnología acústica

En la Tabla 4.6 se presentan los valores de Q_{ss} estimados a partir de la calibración lograda (ver Capítulo 2), para las diferentes secciones de todos los relevamientos realizados.

Tabla 4.6 Valores de transporte de sedimento de fondo en suspensión obtenidos mediante el procesamiento de la señal acústica de ADCP, para las secciones del río Uruguay: Puerto Yeruá, Colón, Concepción del Uruguay, Nuevo Berlín y Fray Bentos.

Relevamiento	Zona	Q_{ss} [kg s ⁻¹]	Q_w [kg s ⁻¹]	Q [m ³ s ⁻¹]
R1	Puerto Yeruá	3.0	96.5	7530
	Colón	4.5	110.1	7418
R2	Puerto Yeruá	0.4	24.0	1621
	Colón	0.3	36.3	2193
	Fray Bentos	0.2	35.9	2289
R3	Colón	9.5	154.8	8826
R4	Puerto Yeruá	7.2	129.0	7016
	Colón	21.7	99.8	5404
	Concepción del Uruguay	23.6	154.6	8359
	Nuevo Berlín	26.9	121.0	6540
	Fray Bentos	35.6	179.7	9763

Notar que en todas las secciones relevadas y para los diferentes estados hidrométricos relevados, el transporte de carga de lavado Q_w corresponde entre el 81-99 % de la carga total en suspensión, mientras que el transporte de sedimento de fondo en suspensión Q_{ss} corresponde al 0.6-18% de la carga total.

Para las tres secciones de medición correspondientes al relevamiento R2, el transporte de sedimento de fondo en suspensión resultó despreciable (Tabla 4.6), con valores menores a 1 kg s⁻¹, lo cual es congruente con las muestras recolectadas en campaña, las cuales no presentaron presencia de arenas en suspensión.

Al comparar el valor de transporte obtenido en el relevamiento R3 – zona Colón mediante ambos métodos (*método tradicional* y *método con tecnología acústica*) se observa una diferencia entre ambos métodos del orden del 20%, lo que indica la satisfactoria estimación lograda por el método acústico.

A partir de los valores de caudales líquidos y sólidos obtenidos, puede afirmarse que para valores de caudal menores a 2000 m³ s⁻¹, en todos los casos relevados (zonas Puerto Yeruá, Colón y Fray Bentos), los valores de transporte de fondo en suspensión

correspondientes tienden a ser bajos a nulos. Para caudales mayores a $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, se observa que al incrementar el valor de Q , los valores de Q_{SS} no necesariamente son mayores; es decir, se observa que para mayores valores de Q se produce un incremento de Q_{SS} en algunos casos, como así también, una disminución de Q_{SS} en otros. Estas dispersiones podrían estar relacionadas con las significativas variaciones de caudal que se producen en el tramo en estudio del río Uruguay, debido a los cambios en las erogaciones de la Represa de Salto Grande, las cuales podrían generar que el transporte de sedimentos medido en un determinado momento no corresponda a la situación hidrométrica coincidente en el tiempo, sino a una anterior, estando el río en una continua adaptación de su transporte de sedimentos. En la Figura 4.25 se presentan los registros de alturas hidrométricas (HH) del río Uruguay para la estación Puerto de Colón (período 1/5/17 al 23/5/19, Fuente: página web de la Comisión Administradora del Río Uruguay <http://www.caru.org.uy/web/>), y los valores de Q_{SS} estimados para la sección Colón correspondientes a los relevamientos *R1* a *R4*.

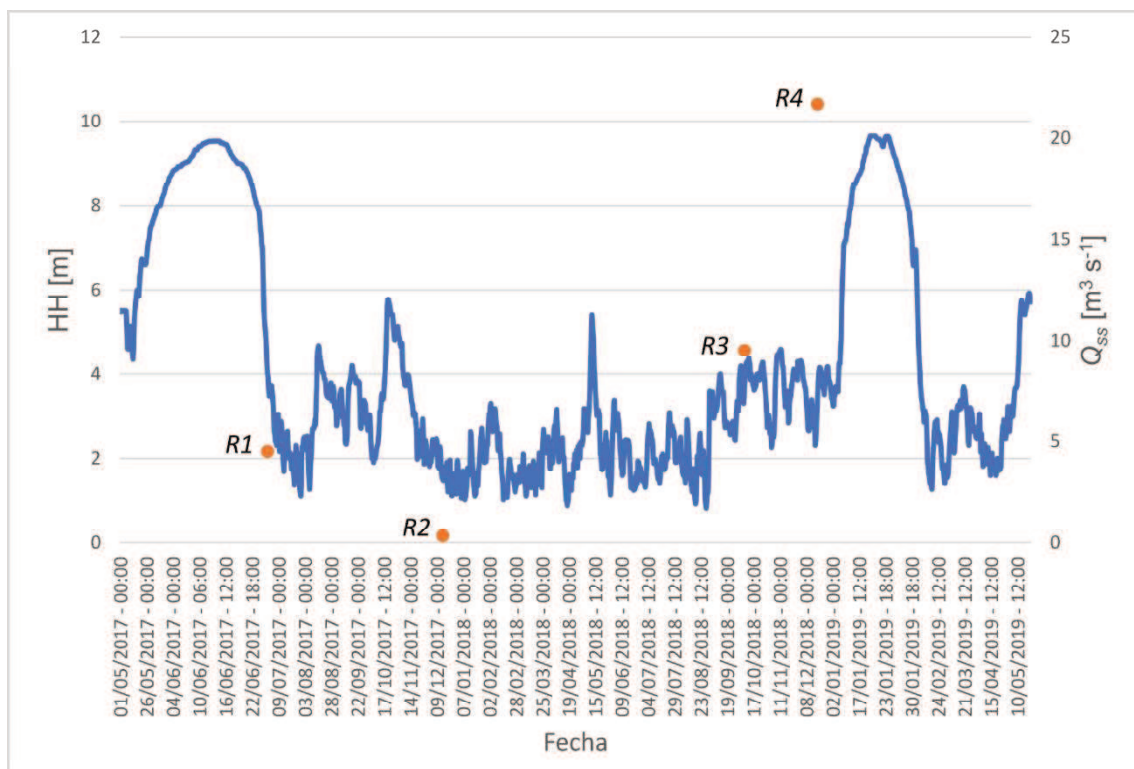


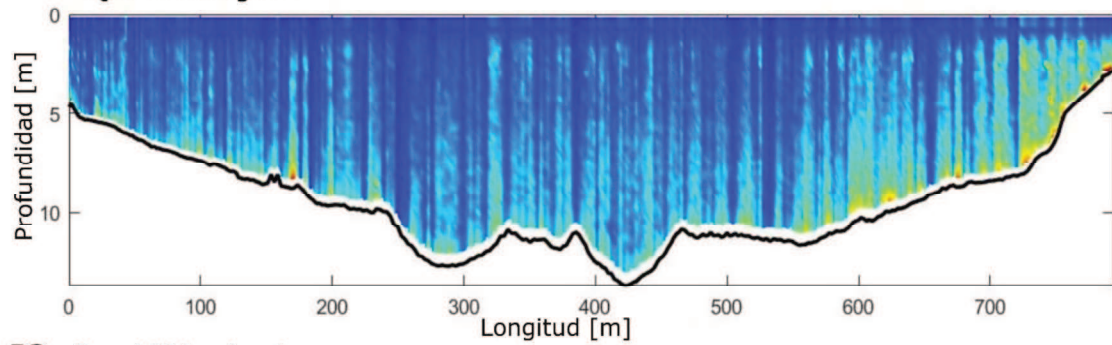
Figura 4.25 Alturas hidrométricas del río Uruguay en Puerto de Colón (período 1/5/17 al 23/5/19) y valores de Q_{SS} estimados para la sección Colón correspondientes a los relevamientos *R1* a *R4*

En las Figuras 4.26 a 4.28 se presenta la comparación del campo de concentraciones para las secciones aforadas en Puerto Yeruá, Colón y Fray Bentos, correspondientes a los diferentes relevamientos. No se presentan las figuras correspondientes a las secciones Nuevo Berlín y Fray Bentos, dado que en las mismas sólo se realizó un relevamiento, y por lo tanto no puede establecerse una comparación para diferentes estados hidrométricos. En todas las secciones puede observarse visualmente el incremento o la disminución del transporte a partir del campo de concentraciones en la sección (Figuras 4.26 a 4.28). En la sección Puerto Yeruá (Figura 4.26) se observa que existen diferencias en el campo de concentraciones entre los diferentes estados hidrométricos: en *R1* y *R4*, a pesar de que las mediciones se corresponden con estados hidrométricos similares entre sí, en un caso no se observan núcleos con máximas concentraciones, y en otro, se observa que las mayores concentraciones se dan en proximidades a las márgenes del cauce; en *R2* (estado hidrométrico menor) se observa un núcleo de máximas concentraciones hacia el centro del cauce. Respecto a la sección Colón (Figura 4.27), al comparar los relevamientos *R3* y *R4*, se observa el notable incremento de las concentraciones en *R4*, a pesar de corresponder a un estado hidrométrico inferior que *R3*.

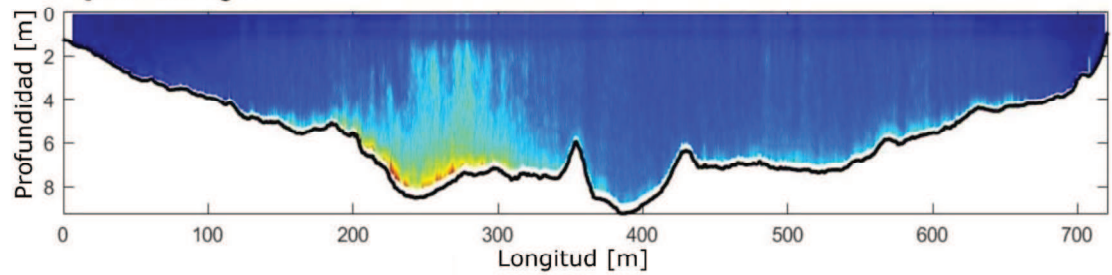
Distribución de concentraciones de
sedimento grueso [mg l^{-1}]



R1: $Q = 7530 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
 $Q_{ss} = 3.0 \text{ kg s}^{-1}$



R2: $Q = 1621 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
 $Q_{ss} = 0.4 \text{ kg s}^{-1}$



R4: $Q = 7016 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
 $Q_{ss} = 7.2 \text{ kg s}^{-1}$

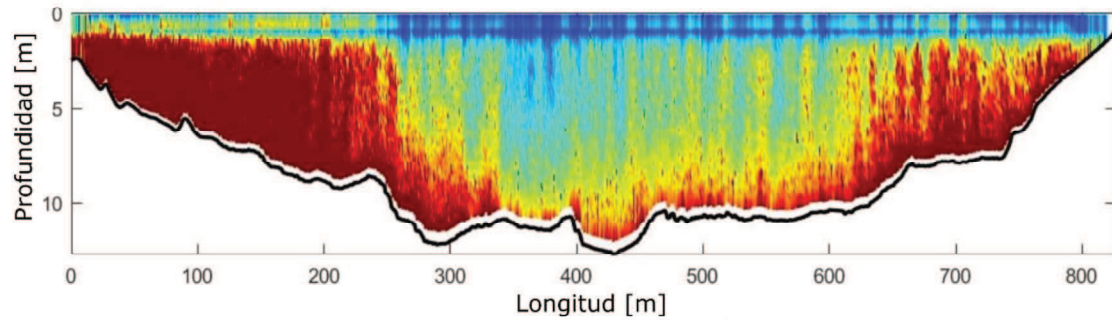
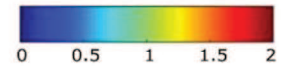


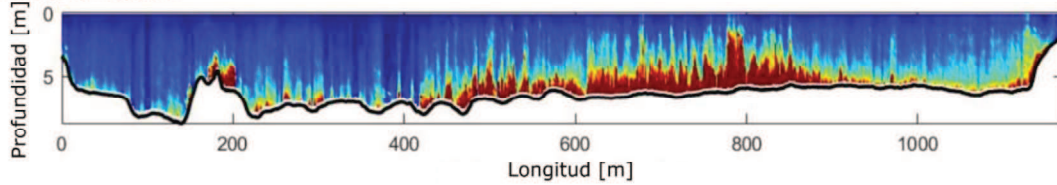
Figura 4.26 Campo de concentraciones en zona Puerto Yeruá para *R1*, *R2* y *R4*

Distribución de concentraciones de sedimento grueso [mg l^{-1}]

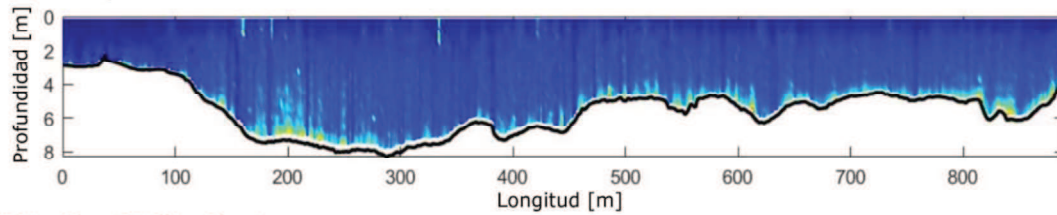


R1: $Q = 7418 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
 $Q_{ss} = 4.5 \text{ kg s}^{-1}$

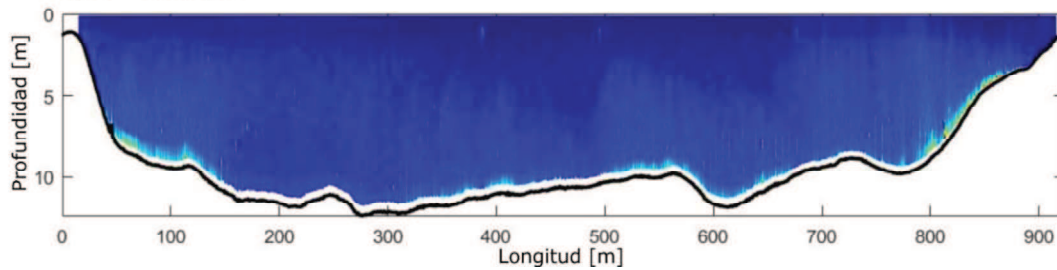
Brazo derecho:



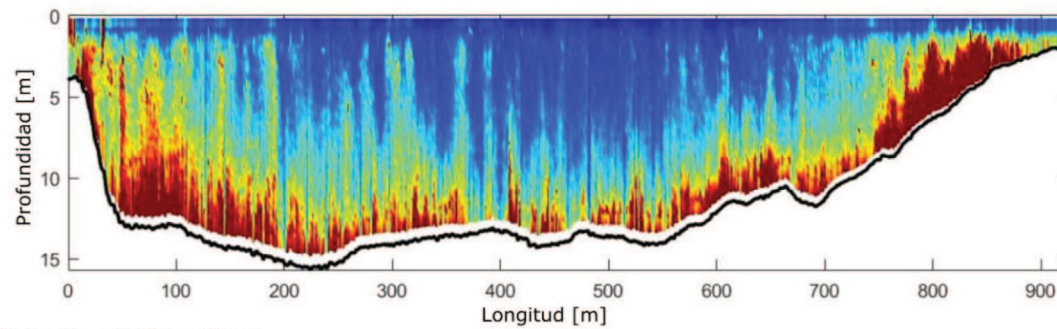
Brazo izquierdo:



R2: $Q = 2193 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
 $Q_{ss} = 0.3 \text{ kg s}^{-1}$



R3: $Q = 8826 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
 $Q_{ss} = 9.5 \text{ kg s}^{-1}$



R4: $Q = 5404 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
 $Q_{ss} = 21.7 \text{ kg s}^{-1}$

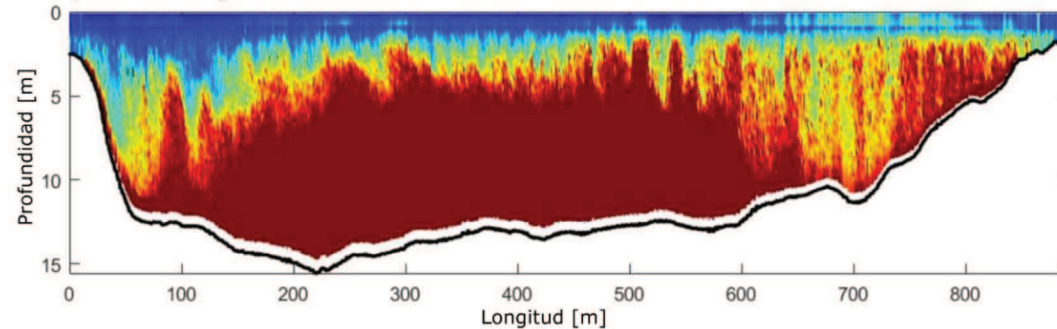
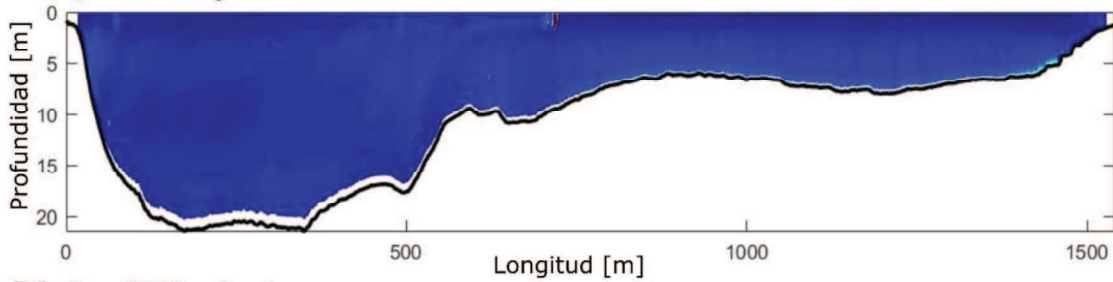


Figura 4.27 Campo de concentraciones en zona Colón para R1 a R4

Distribución de concentraciones de sedimento grueso [mg l^{-1}]



R2: $Q = 2289 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
 $Q_{ss} = 0.2 \text{ kg s}^{-1}$



R4: $Q = 9763 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
 $Q_{ss} = 35.6 \text{ kg s}^{-1}$

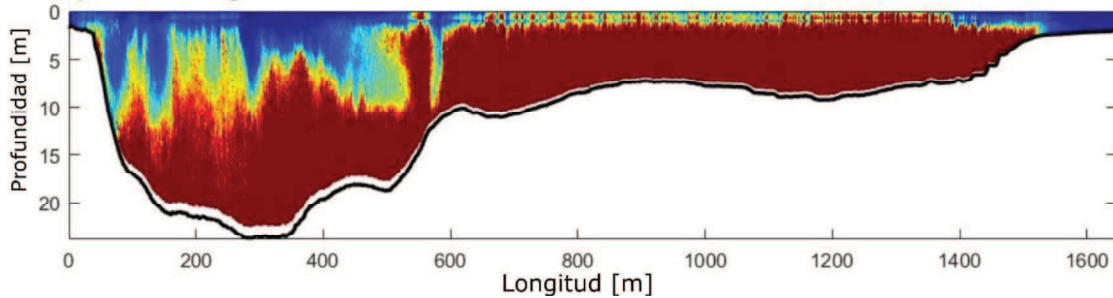


Figura 4.28 Campo de concentraciones en sección Fray Bentos para R2 y R4

4.4.2.3 Relación de transporte

La relación existente entre el transporte de sedimento de fondo en suspensión (Q_{ss}) y el transporte de sedimento por fondo (Q_{sf}), sólo fue determinada para R1 – zona Colón (Tabla 4.7). De acuerdo a los valores determinados para ambos tipos de transporte, se concluye que ambos tipos de transporte son muy bajos en el sector del río Uruguay ubicado en cercanías de Colón, para el nivel hidrométrico relevado.

Tabla 4.7 Relación entre el transporte total de sedimento de fondo y el transporte total de sedimento de fondo en suspensión - Colón, Entre Ríos

Relevamiento	Zona	Q_{ss} [kg s^{-1}]	Q_{sf} [kg s^{-1}]	Q_{ss}/Q_{sf}
R1	Colón – brazo izquierdo	0.8	1.1	0.7
	Colón – brazo derecho	3.7	5.8	0.6

4.5. Conclusiones y discusión

El tramo del río Uruguay ubicado aguas abajo de la Represa de Salto Grande resulta de gran interés para su estudio. Un conocimiento integral de las características hidro-sedimentológicas del tramo permitirá optimizar los distintos aprovechamientos que se realizan del río, y en particular, su uso como vía navegable.

De los estudios antecedentes efectuados en el tramo, como de los resultados de los relevamientos realizados, se considera que puede dividirse al tramo en tres subtramos con características diferenciadas tanto en la composición de lecho, formas de fondo y transporte de sedimentos.

El primer tramo, desde aguas abajo de la Represa de Salto Grande hasta aproximadamente el km 294 (ver Figura 4.14) presenta un marcado dominio geológico y estructural, con la presencia de algunas islas recostadas sobre margen izquierda. Posee predominio de gravas en el lecho del cauce y, por lo tanto, ausencia de formas de fondo y de transporte significativo de sedimento de fondo en suspensión. El valor máximo de Q_{ss} fue de 7.2 kg s^{-1} correspondiente a un caudal líquido de $7016 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Este hecho está controlado además por la retención de sedimentos, principalmente de la fracción gruesa, de la Represa de Salto Grande, siendo un tramo de lavado de este material, tanto por el nulo aporte aguas arriba como la ausencia en el lecho del cauce.

El segundo tramo, ubicado a continuación, llega hasta la localidad de Fray Bentos (km 99), aproximadamente. La composición del sedimento de fondo se encuentra dominada por arenas y máximas dimensiones de formas de fondo. Se destacan además la presencia de numerosas islas y bancos de arena. Es el tramo más activo en lo que respecta al transporte de sedimentos, lo cual se intuye a partir de la presencia de formas de fondo, particularmente dunas, como así también por la presencia de transporte de sedimento de fondo en suspensión (Tabla 4.6). Aquí es donde se generan la mayor cantidad de pasos críticos para la navegación.

Finalmente, en el tercer tramo, ubicado aguas abajo de Fray Bentos, se observa un notable incremento en la sección del cauce y la influencia de la marea independientemente de los caudales erogados por la Represa de Salto Grande. Esto produce una marcada desaceleración del flujo y consecuente pérdida en la capacidad de transporte. Como resultado, el sedimento transportado aguas arriba, en el tramo más activo, deposita en este tramo produciendo una paulatina disminución del tamaño del sedimento del lecho hacia aguas abajo, con un incremento en los porcentajes de limos y arcillas. Cabe destacar que, en gran parte de este tramo, no se observa presencia de islas.

En cuanto a las características del transporte de sedimento en suspensión, se observó que, para los diferentes estados hidrométricos relevados (menores a $10000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), el transporte de carga de lavado resultó siempre superior al transporte de sedimento de fondo en suspensión, coincidiendo los porcentajes de ambas fracciones con lo reportado en la

literatura para las corrientes aluviales. Se observó además que Q_{ss} resulta despreciable para situaciones hidrométricas con caudales menores a $2200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

A pesar de que el tramo del cauce ubicado en cercanías a Colón es el más activo en cuanto a transporte de sedimentos, el transporte de sedimento de fondo, ya sea por fondo o en suspensión, es muy bajo, siendo las magnitudes de ambos tipos de transporte aproximadamente iguales.

Al comprar los valores de Q_{ss} registrados, para condiciones hidrométricas similares, aguas arriba de la represa (*R5* – zona Monte Caseros) y aguas abajo de la misma, en la sección más activa en cuanto a transporte de sedimentos (*R3* – zona Colón), surge como cálculo preliminar (para la condición hidrométrica registrada) que el embalse atrapa $2.6 \times 10^6 \text{ tn año}^{-1}$ de sedimento grueso, mientras que, aguas abajo de la represa, en el tramo superior se estarían lavando del fondo $2.3 \times 10^5 \text{ tn año}^{-1}$.

Es de destacar la necesidad de contar con estimaciones de transporte bajo situaciones hidrométricas de crecida, es decir, para caudales superiores a $10000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, donde se podría producir un incremento sustancial del sedimento de fondo en suspensión debido a la mayor capacidad de transporte de la corriente. En este sentido, el uso de tecnología acústica resulta esencial ya que se ha demostrado que es una importante herramienta para la cuantificación del transporte de sedimento de fondo en suspensión en forma rápida y con una resolución espacial imposible de alcanzar por métodos tradicionales.

Para finalizar, se destaca la heterogeneidad espacial y temporal que presenta el sistema estudiado. La variación espacial de las características del material del lecho, en la hidrodinámica y las variaciones temporales producto de las cambiantes y bruscas erogaciones de la represa, produce una variación temporal significativa en el transporte de sedimentos, sus modos dominantes y en las dimensiones de formas de fondo. En este sentido, se sugiere realizar mayores investigaciones abordando el estudio del impacto de estas variaciones en la dinámica y adaptación del transporte de sedimento y formas de fondo. Los estudios efectuados sugieren que este río raramente logra un equilibrio hidro-sedimentológico, complejizando la interacción entre la hidrodinámica, transporte de sedimentos y resistencia al flujo.

Capítulo 5: Hidro-sedimentología en bifurcaciones de los ríos Paraná y Uruguay

5.1. Introducción

Las bifurcaciones son nodos en donde un cauce se divide en dos o más cauces hacia aguas abajo (Kleinhans et al., 2013; Iwantoro et al., 2021), siendo características típicas de ríos entrelazados, abanicos aluviales y deltas de ríos (Bolla Pittaluga et al., 2003; Frings and Kleinhans, 2008; Kleinhans et al., 2013). Estas unidades poseen un rol esencial en el comportamiento de los ríos, ya que controlan la división del caudal y del transporte de sedimentos (Bertoldi et al., 2009), afectando a la morfodinámica de los canales aguas abajo (Wang et al., 1995; Iwantoro et al., 2021). Su dinámica es compleja, ya que las particularidades del escurrimiento en la bifurcación dependen de las características morfológicas locales de la misma, y éstas a su vez se encuentran determinadas por el escurrimiento (Ferguson et al., 1992; Bertoldi et al., 2009). Más aún, la interacción entre el flujo, la forma del lecho (rugosidad), pendientes transversales y longitudinales, y la heterogeneidad de los sedimentos que lo conforman, entre otras variables, afectan a la partición del transporte de sedimentos (Kästner and Hoitinck, 2019).

La importancia del estudio y del entendimiento de estos nodos radica en que han demostrado ser inestables en escalas de tiempo de décadas hasta de milenios (Slingerland y Smith, 2004; Kleinhans et al., 2008, 2011, 2013; Bolla Pittaluga, 2003, 2015). Los procesos que se producen en las cercanías de la bifurcación (Kleinhans et al., 2013), y pequeños cambios en la geometría de estas unidades, pueden modificar la partición del flujo y del sedimento (Bolla Pittaluga et al., 2003), produciendo alteraciones significativas hacia aguas abajo (Bertoldi et al., 2009).

Cuando las bifurcaciones son estables desde el punto de vista morfológico, la división del agua y los sedimentos se mantiene constante en el tiempo; por el contrario, en las bifurcaciones inestables, una de las ramas recibe sucesivamente mayor proporción de agua y sedimentos, mientras que la otra, recibe cada vez menos agua y sedimentos (Kästner and Hoitinck, 2019). Es ampliamente sabido que, si los canales reciben más o menos sedimento que su capacidad de transporte, se generarán procesos de erosión y sedimentación, respectivamente (Kleinhans et al., 2008). En este sentido, un cambio en la distribución de sedimentos en una bifurcación de un río puede conducir a la sedimentación y disminución de los caudales en una de las ramas aguas abajo, mientras

que en la otra rama el flujo se incrementará (Frings and Kleinhans, 2008). Estos cambios afectan la morfodinámica y producen impactos en las obras de infraestructura (por ejemplo, obras de captación de agua, puentes, entre otras), en los usos del recurso y en las comunidades que lo utilizan, afectan el riesgo de inundaciones, a la navegabilidad (impactando en los pasos críticos), generando procesos de erosión/sedimentación del lecho y/o recrecimiento de las márgenes, obstruyendo/abriendo cauces secundarios y alterando los hábitats ecológicos, entre otros factores. Es por esto que, la comprensión del proceso de distribución de caudales y sedimentos en las bifurcaciones de los ríos es de crucial importancia para la gestión de los mismos (Frings and Kleinhans, 2008).

Bolla Pittaluga et al. (2003) señalan que el mecanismo de transporte de sedimento predominante ejerce un rol clave en el desarrollo de la bifurcación. En este sentido, cuando predomina el transporte en suspensión, el transporte de sedimento aguas abajo de la bifurcación se encuentra ligado a la partición del flujo, mientras que si predomina el transporte por fondo, la pendiente del lecho es la que ejerce un rol clave en la división del transporte hacia aguas abajo.

A pesar de la importancia que revisten las bifurcaciones, han sido postergadas en investigación (Best et al., 2007; Szupiany et al., 2012; Dominguez Ruben, 2017), a comparación de las confluencias (Bristow y Best, 1993; Constantinescu et al., 2012; entre otros). En los últimos años, la temática ha sido abordada a partir de experimentos de laboratorio (Ashworth, 1996; Federici y Paola, 2003; Bertoldi y Tubino, 2005, 2007; Tarekul Islam et al., 2006; Bertoldi et al., 2009; Thomas et al., 2011; Marra, 2014), mediante el uso de modelos numéricos (Wang, 1995; Miori et al., 2006, 2012; Hardy et al., 2011; Kleinhans et al., 2013; Schuurman and Kleinhans, 2015; Bolla Pittaluga et al., 2003, 2015; Schielen and Blom, 2018; Redolfi, 2019; Wang, 2020; Ragno, 2020, 2021) y, en menor medida, a través de observaciones de campo (Dargahi, 2004; Zolezzi et al., 2006; Frings y Kleinhans, 2008; Edmonds y Slingerland, 2007, 2008; Szupiany et al., 2012; Claude et al., 2014; Mendoza et al., 2019; Kästner and Hoitink, 2019; Dong, 2020). Sin embargo, los estudios se han limitado a geometrías simples y cauces pequeños con bajas relaciones ancho/profundidad (B/h), por lo que la extrapolación a otros cauces naturales de mayor escala es aún escasa y muy limitada. Asimismo, los trabajos publicados se han enfocado en dominio del transporte de sedimento por fondo, bifurcaciones simples (es decir, bifurcaciones en dos brazos) y en bifurcaciones desarrolladas en sistemas deltaicos. Tampoco han abordado la influencia generada por tributarios con elevadas cargas sedimentarias. Más aún, la mayoría de los estudios

realizados hasta el momento, se han centrado en la dinámica de las bifurcaciones y confluencias de forma separada, a pesar de que, con frecuencia, ambas unidades aparecen interconectadas y es posible que interactúen entre sí, ya que el flujo que se divide alrededor de bancos e islas generalmente vuelve a conectarse aguas abajo (Ragno et al., 2021).

De la revisión de la bibliografía disponible, surgen diferentes variables o parámetros que han sido destacados en la mecánica de las bifurcaciones, y que influyen en su estabilidad y simetría. Por una parte, están aquellos parámetros que pueden clasificarse como morfológicos o planialtimétricos: ancho y profundidad de los cauces bifurcados, pendiente transversal aguas arriba, relación ancho/profundidad, forzamiento topográfico (es decir, diferencia en la profundidad entre cauces), configuración en planta (presencia de una curva aguas arriba y ángulo de la bifurcación), procesos de erosión de márgenes, presencia de confluencia aguas abajo. Por otra parte, las variables hidráulicas y sedimentológicas: diferencia de gradiente en cada rama, relación de caudales líquidos y sólidos, corrientes secundarias aguas arriba, modo predominante del transporte de sedimento, cambios en la capacidad de transporte, tensión de corte del lecho (Número de Shields), efectos inerciales (los cuales pueden adquirir importancia durante los períodos de crecidas), rugosidad del lecho, procesos de erosión de márgenes, entre otros. Estos factores podrían tener una mayor o menor influencia en la evolución de la bifurcación, aumentando la asimetría entre los brazos bifurcados, y conduciendo al cerramiento de uno de los dos brazos.

El presente capítulo pretende brindar una primera aproximación de cómo se produce la división del flujo y sedimento en bifurcaciones de los ríos Paraná y Uruguay y, en función de los modos de transporte dominantes y los aportes de sedimentos aguas arriba (por ejemplo, del río Bermejo al río Paraná), analizar sus comportamientos, similitudes y diferencias. Quedará para futuras investigaciones el análisis de las variables de control antes mencionadas, lo cual excede al presente capítulo.

5.1.1. Bifurcaciones en el sistema de los ríos Paraná y Uruguay

El río Paraná constituye un sistema fluvial anabranching o de cauce múltiple (Latrubesse, 2008), donde el flujo se divide continuamente por la presencia de bancos e islas. Posee una activa dinámica morfológica, y el escurrimiento sufre continuos cambios debido a los procesos que se desarrollan en sus unidades de expansión, bifurcación, confluencia y curvas (Dominguez Ruben, 2017). Podemos definir dos tipos de bifurcaciones que se

producen en este río: Tipo I, producidas por la presencia de bancos e islas, que son características de la configuración entrelazada, y Tipo II, debidas a las derivaciones en cauces secundarios, que transfieren agua y sedimento hacia y desde la planicie de inundación por donde escurren (Dominguez Ruben, 2017). Particularmente, en lo referente a las bifurcaciones de este río, se destacan los estudios efectuados por Szupiany et al. (2012), Dominguez Ruben (2017), Latosinski et al. (2021), entre otros.

Szupiany et al. (2012) han demostrado que, en las bifurcaciones producto de islas en el cauce principal del río Paraná, la división del sedimento en suspensión no se encuentra correlacionada con la división de los caudales, sino que se encuentra gobernada por fenómenos que aún no han sido suficientemente explicados. Además, estos autores han resaltado la importancia que poseen los eventos hidrológicos extremos de crecidas en las bifurcaciones, ya que modifican la configuración del flujo, generando importantes cambios morfológicos, que luego conllevan a modificaciones en períodos de aguas medias y bajas. Esto genera una complejidad extra no abordada hasta el momento.

En lo referente al río Uruguay, tal como se ha mencionado en el Capítulo 4, son escasos los estudios disponibles, y a pesar de los diferentes aprovechamientos que se realizan en este río, no existe un conocimiento integral de su funcionamiento hidráulico y sedimentológico, y menos aún en unidades de bifurcación y confluencias.

Cabe remarcar que la falta de tecnologías y metodologías de mediciones de campo con elevadas resoluciones, y que sean rápidas y precisas, han limitado su entendimiento en grandes sistemas naturales, como así también la predicción de su dinámica y continua evolución (Szupiany et al., 2012).

Se desprende entonces la necesidad de avanzar en el conocimiento de los procesos actuantes en bifurcaciones de cauces naturales con complejas configuraciones morfológicas (Tipos I y II), de lechos arenosos, con predominio de transporte de sedimento en suspensión, elevadas relaciones ancho/profundidad (B/h) tales como las que se presentan en los grandes ríos de la zona como el Paraná y el Uruguay. En particular, se pretende dilucidar si existen diferencias en la partición del transporte de sedimentos en ambos sistemas, dadas las particulares condiciones imperantes aguas arriba de las bifurcaciones analizadas.

Es esperable que, para el caso del río Paraná, exista una variación temporal de los factores que dominan la partición del transporte de sedimentos, asociados a los períodos en los que se producen o no grandes aportes de sedimentos desde el río Bermejo (tanto de sedimento fino como de sedimento grueso en suspensión). En este sentido, durante el

período en que las entradas de sedimento son importantes, es probable que la partición del sedimento no se encuentre dominada por la partición de caudales, sino que presente una fuerte relación con las condiciones que determinan la mezcla transversal del sedimento. Se desprende la necesidad de analizar la partición de transporte de sedimento fino y grueso en suspensión (Q_w y Q_{ss} , respectivamente), dado que se ha demostrado previamente (Capítulo 3 – Anexos 3 y 4) que el río Bermejo produce importantes aportes al sistema de ambas fracciones.

Para el caso del río Uruguay, se espera que exista una fuerte vinculación entre la partición del flujo y el transporte de sedimentos. Sin embargo, las importantes variaciones temporales producto de los cambios en las erogaciones de la Represa de Salto Grande, pueden generar desequilibrios en el sistema. En este caso, dado que no existe en el tramo en estudio un afluente que aporte importantes volúmenes de sedimento, y debido a los bajos valores de transporte de sedimento que se registran (ver Capítulo 4), se analizará sólo la partición de Q_{ss} , ya que Q_w se encuentra directamente correlacionado con la partición de caudales líquidos (Q).

Se destaca que, en las secciones analizadas, ambos ríos presentan un lecho arenoso (d_{50} en el rango de 200 a 400 μm – ver Capítulos 3 y 4) y predominio del transporte de sedimento en suspensión.

5.2. Sistema del Paraná medio

5.2.1. Área de estudio y metodología

Con el objeto de poder analizar temporal y espacialmente la dinámica de la partición de caudales y del transporte de sedimentos en suspensión a lo largo del tramo medio del río Paraná, se efectuó una recopilación de datos producto de investigaciones previas efectuadas por el grupo de investigación y otras realizadas bajo la presente tesis, en diferentes sitios de interés y bajo diferentes condiciones hidrométricas y de aporte del río Bermejo. Se seleccionaron las siguientes unidades de estudio: 1) Paso de la Patria (PP), 2) Bella Vista (BV), 3) Lavalle (L), 4) Esquina (E) y 5) Chapetón (CH) (ver ubicación en Figura 5.1).

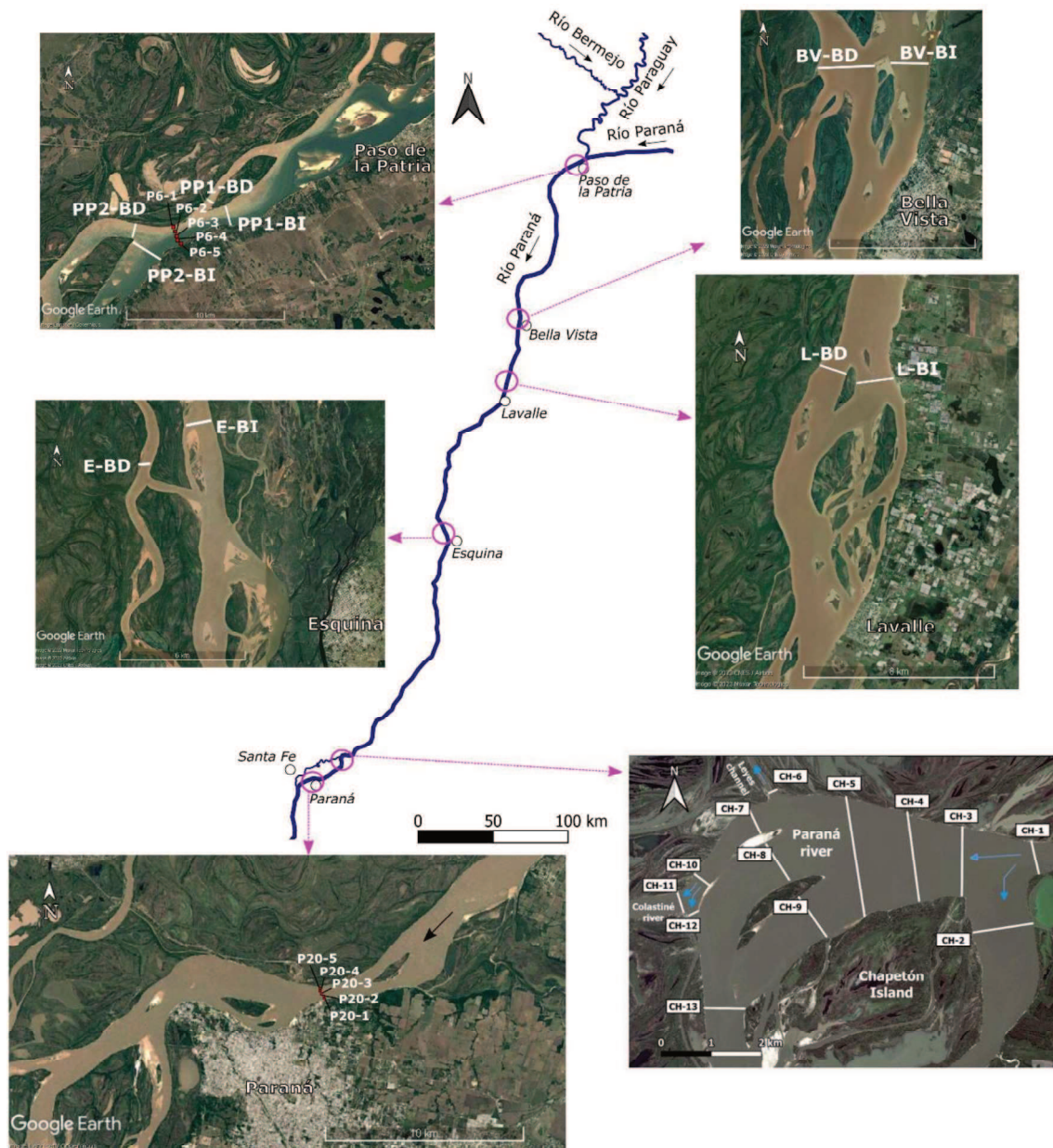


Figura 5.1 Zonas de estudio en el tramo medio del río Paraná. Secciones relevadas en Paso de la Patria (PP), Bella Vista (BV), Lavalle (L), Esquina (E) y Chapetón (CH). Verticales de muestreo en la sección de aforo sólido aguas abajo de Paso de la Patria y en cercanías a Paraná (secciones P6 y P20, respectivamente)

La unidad PP se encuentra localizada en cercanías a la localidad homónima perteneciente a la provincia de Corrientes (Argentina) (ver Figura 5.1), en el tramo inmediatamente aguas abajo de la confluencia entre los ríos Paraguay y Paraná (Pg-P). Aquí se analizaron dos bifurcaciones Tipo I, las cuales se encuentran emplazadas aguas arriba y aguas abajo de una contracción del flujo. Las unidades BV, L y E consisten en bifurcaciones Tipo I, ubicadas aproximadamente a 155 km, 206 km y 342 km aguas abajo de la confluencia Pg-P, en cercanías a las correspondientes localidades (Figura 5.1). Finalmente, la zona

CH se encuentra en cercanías a las ciudades de Santa Fe (Santa Fe) y Paraná (Entre Ríos) (Figura 5.1), distando 580 km de la confluencia. Esta unidad se ubica aguas abajo de una fuerte contracción del flujo (zona Cerrito), seguida de una zona de expansión que llega a los 6500 m de ancho. En esta zona se analizaron diferentes bifurcaciones producto de islas y bancos. En particular, una de las bifurcaciones se produce por la isla Chapetón, la cual posee una superficie de aproximadamente 16 km², y otra bifurcación múltiple aguas abajo sobre el brazo derecho, el cual se divide producto de dos islas centrales (Dominguez Ruben, 2017). Además se destaca la presencia de dos bifurcaciones Tipo II, producto de los cauces secundarios arroyo Leyes y río Colastiné, que escurren por la llanura aluvial del río Paraná.

Un resumen de las zonas de estudio, las fechas de los relevamientos y el estado hidrométrico del río Paraná se presenta en la Tabla 5.1. Notar que los caudales mencionados refieren al cauce principal del río Paraná, y que se presenta el estado hidrométrico correspondiente al río Bermejo, por su influencia en cuanto al aporte de sedimentos al sistema (ver López Weibel et al., 2022).

Tabla 5.1 Condiciones hidrométricas en las zonas de estudio seleccionadas en el tramo medio del río Paraná. Estado hidrométrico del río Bermejo (condiciones de transporte de sedimento en suspensión) (nivel alto: enero-abril; nivel bajo: mayo-diciembre).

Zona	Fecha	Caudal del río Paraná [m ³ s ⁻¹]	Estado hidrométrico del río Bermejo	
			Bajo	Alto
Paso de la Patria (PP)	Feb-15	16659		X
	Ago-19	14720	X	
	Mar-22	10353		X
Bella Vista (BV)	Mar-22	9503		X
Lavalle (L)	Abr-11	24273		X
	May-11	18158	X	
	Ago-11	23588	X	
Esquina (E)	Mar-22	8809		X
Chapetón (CH)	Mar-09	12437		X
	Dic-16	16547	X	
	Jun-20	10425	X	
Paraná (P)	Mar-22	9998		X

Un análisis temporal fue realizado para las secciones PP, L y CH, dada la disponibilidad de datos para diferentes fechas (ver Tabla 5.1). Particularmente, en PP se contó con datos en febrero de 2015, agosto de 2019 y marzo de 2022, bajo estados hidrométricos de aguas medias, bajas y de extrema bajante, respectivamente. En zona L, los datos corresponden

a abril, mayo y agosto de 2011, permitiendo efectuar un análisis bajo condiciones hidrométricas similares en el río Paraná, pero con diferentes estados de aportes sedimentarios del río Bermejo. En CH, los datos analizados fueron relevados en marzo de 2009, diciembre de 2016 y junio de 2020, para estados hidrométricos de aguas medias, de aguas bajas y de extrema bajante, respectivamente.

Además, se efectuó un análisis espacial a lo largo del tramo medio del río Paraná, para una situación hidrométrica de bajante (marzo de 2022), en las bifurcaciones correspondientes a las zonas PP, BV y E (ver Tabla 5.1). Este análisis se complementó con aforos sólidos efectuados en dos secciones de interés. La primera, emplazada inmediatamente aguas abajo de la confluencia Pg-P, en la zona de la contracción del cauce, y la segunda, correspondiente a una sección localizada en cercanías a las localidades de Santa Fe y Paraná (a aproximadamente 600 km aguas abajo de la confluencia Pg-P) (ver secciones P6 y P20 en Figura 5.1).

En todas las secciones relevadas se dispuso de datos correspondientes a mediciones *in situ* realizadas con ADCP Teledyne RDI de 1200 kHz, acoplado a un GPS diferencial a tiempo real (DGPS-RTK). Además, se contó con datos de concentraciones correspondientes a muestras superficiales de sedimento en suspensión (carga de lavado). En las secciones BV y E (relevadas en marzo de 2022), se dispuso de aforos sólidos, y los valores de transporte de sedimento grueso y fino en suspensión (Q_{ss} y Q_w , respectivamente) fueron obtenidos por el método tradicional. En las secciones P6 y P20 (correspondientes a marzo de 2022), Q_{ss} y Q_w fueron obtenidos ponderando las concentraciones en cada vertical por el caudal unitario asociado a la profundidad de muestreo, siguiendo el método de Iguales Incrementos de Ancho (EWI, por sus siglas en Inglés).

En las secciones donde no se dispuso de aforos sólidos pero sí de mediciones con ADCP, los valores de transporte fueron estimados mediante la aplicación del software ASET (ver sección 2.4 – Anexo 2) siguiendo la metodología propuesta en el Capítulo 2. Tal es el caso de las bifurcaciones PP (en febrero de 2015, agosto de 2019 y marzo de 2022), L (abril, mayo y agosto de 2011), CH (diciembre de 2016 y junio de 2020).

5.2.2. Resultados

5.2.2.1 Confluencia Paraguay-Paraná

Inmediatamente aguas abajo de la confluencia entre los ríos Paraguay y Paraná, se analizó la partición de caudales (Q) en dos bifurcaciones Tipo I, localizadas aguas arriba y aguas

abajo de una contracción del flujo (bifurcaciones PP1 y PP2, respectivamente). El análisis fue realizado para febrero de 2015 y marzo de 2022 (bifurcación PP1, secciones PP1-BD y PP1-BI), y para febrero de 2015 y agosto de 2019 (bifurcación PP2, secciones PP2-BD y PP2-BI) (ver localización en Figura 5.1). Además, se analizó la partición del transporte de sedimento grueso y fino en suspensión (Q_{ss} y Q_w) en la bifurcación PP2.

En las Tablas 5.2 y 5.3 se presenta la relación de caudal y de transporte de sedimento grueso y fino en suspensión entre el brazo izquierdo y el derecho (BI y BD, respectivamente) de las bifurcaciones PP1 y PP2, respectivamente. Notar que, en ambas bifurcaciones analizadas, y para los tres estados hidrométricos relevados, los caudales son siempre superiores en el BI.

Respecto al transporte de sedimento en suspensión, en la bifurcación PP2 se observa que tanto para febrero de 2015 como para agosto de 2019 (períodos de altos y bajos aportes de sedimento del río Bermejo, respectivamente), la relación de Q_{ss} y Q_w entre el BI y el BD, presentó valores muy inferiores a uno, producto del aporte constante durante el año, pero de diferente magnitud, de sedimentos provenientes del río Bermejo (ver Tabla 5.3). Este comportamiento es debido al factor de mezcla cerca de la confluencia entre los ríos Paraguay y Paraná, lo cual genera que, a pesar de que por el BD de la bifurcación escurren siempre menores caudales, el transporte de sedimento en suspensión sea mayor por este brazo. Notar que, durante el período donde se producen los mayores aportes de sedimento (relevamiento de febrero de 2015) la diferencia entre los valores de Q_{ss} en cada brazo es mayor que durante el período de bajos aportes (agosto de 2019). Por su lado, las variaciones en la relación de Q_w son menos acentuadas.

Tabla 5.2 Caudal, transporte y relación de caudales entre brazo izquierdo y brazo derecho de la bifurcación relevada en zona PP, aguas arriba de la contracción del flujo (bifurcación PP1). Fechas: febrero de 2015 y marzo de 2022

Fecha	Sección	Q [$m^3 s^{-1}$]	Q_{ss} [$kg s^{-1}$]	Q_w [$kg s^{-1}$]	Q_{BI}/Q_{BD}
Feb-2015	PP1-BI	14359	-	-	6.2
	PP1-BD	2300			
Mar-2022	PP1-BI	9510	111	8403	11.3
	PP1-BD	843			

Tabla 5.3 Caudal, transporte y relaciones de caudal y de transporte entre brazo izquierdo y brazo derecho de la bifurcación relevada en zona PP, aguas abajo de la contracción del flujo (bifurcación PP2). Fechas: febrero de 2015 y agosto de 2019

Fecha	Sección	Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]	Q_{ss} [kg s^{-1}]	Q_w [kg s^{-1}]	Q_{BI}/Q_{BD}	Q_{ssBI}/Q_{ssBD}	Q_{wBI}/Q_{wBD}
Feb-2015	PP2-BI	9347	61	559	1.28	0.02	0.06
	PP2-BD	7312	3842	10007			
Ago-2019	PP2-BI	7517	56	29	1.08	0.38	0.08
	PP2-BD	6931	148	358			

5.2.2.2 Análisis espacial para una condición de bajante

Es preciso resaltar el drástico cambio que se produjo en la relación de caudales entre febrero de 2015 y marzo de 2022 en la bifurcación emplazada aguas arriba de la contracción (bifurcación PP1) (ver Tabla 5.2), donde debido a la bajante extrema durante el período 2019-2022, el BD de la bifurcación sufrió un proceso de sedimentación, disminuyendo drásticamente las profundidades y los caudales derivados por el mismo. Por este motivo, para esta situación hidrométrica, el BD de la bifurcación se encontró prácticamente cerrado, impidiendo la navegación, por lo que no pudieron discretizarse valores de transporte en cada derivación. Sin embargo, tal como se ha mencionado en el Capítulo 3 – Anexo 4, para esta condición hidrométrica, se observó que la pluma de sedimentos que ingresa desde el río Paraguay alcanzó rápidamente la margen izquierda del cauce, mezclándose más rápidamente en la sección transversal.

Notar que aguas abajo de esta bifurcación y aguas arriba de la bifurcación PP2, en la sección de la contracción (sección P6, ver ubicación en Figura 5.1), sí se observó una distribución heterogénea de concentraciones de sedimento grueso y fino en suspensión (ver valores medios para cada vertical relevada en la Tabla 5.4).

Tabla 5.4 Concentraciones medias en la vertical de sedimento grueso y fino en suspensión, en el río Paraná, inmediatamente aguas abajo de la confluencia Paraguay-Paraná (sección P6). Fecha: marzo de 2022

Vertical	C_w [mg l^{-1}]	C_{ss} [mg l^{-1}]
P6-1	1364.4	11.8
P6-2	1109.6	15.1
P6-3	673.6	11.9
P6-4	483.4	8.2
P6-5	447.2	6.9

En la Tabla 5.5 se presentan los valores de Q , Q_{ss} y Q_w , para las bifurcaciones relevadas en cercanías a las localidades de Bella Vista y Esquina, en marzo de 2022 (ver localización en Figura 5.1). Resulta importante señalar que, en ambas bifurcaciones, por

problemas de pérdidas de señal en las mediciones efectuadas con ADCP, parte de los caudales debieron estimarse. Es por esto que, dada la heterogeneidad de la distribución del sedimento grueso en suspensión, no pudieron discretizarse los valores de Q_{ss} en cada brazo de la bifurcación.

Notar que, para la bifurcación relevada en BV, se derivan mayores valores de Q y Q_w por el BD. Es de destacar que la proporción de sedimento fino transportada por el BD es mayor que la proporción de caudal que escurre por este brazo, lo que indicaría que, a esta distancia desde la confluencia Pg-P, el sedimento fino no se encuentra completamente mezclado en la sección transversal, a pesar de que visualmente pareciera haberse mezclado en la sección localizada inmediatamente aguas abajo de la confluencia (ver Capítulo 3 – Anexo 4).

En la bifurcación Esquina, las mayores derivaciones de caudal se producen por el BI (Tabla 5.5). En este caso, la derivación de Q_w tendría una mayor correlación con los caudales derivados, lo que indicaría que, a esta distancia existe una mayor mezcla del sedimento fino para esta condición hidrométrica, diferenciándose para una situación de niveles medios.

Tabla 5.5 Caudal, transporte y relaciones de caudal y transporte entre brazo izquierdo y brazo derecho de las bifurcaciones relevadas en el tramo medio del río Paraná (zonas Bella Vista y Esquina) y en la sección localizada en cercanías a Paraná (sección P20).

Fecha: marzo de 2022

Zona	Sección	Q [$m^3 s^{-1}$]	Q_{ss} [$kg s^{-1}$]	Q_w [$kg s^{-1}$]	Q_{BI}/Q_{BD}	Q_{wBI}/Q_{wBD}
Bella Vista	BI	4213	197	2535	0.80	0.62
	BD	5290		4105		
Esquina	BI	5523	155	3001	1.68	1.63
	BD	3285		1838		
Paraná (P20)		9998	131	5272	-	-

Por su parte, en la sección emplazada en cercanías a Paraná, se determinaron las concentraciones de sedimento grueso y fino en suspensión (C_{ss} y C_w , respectivamente) para cinco verticales a lo ancho de la sección transversal (ver ubicación de las verticales muestreadas en Figura 5.1 – sección P20). Los valores medios de C_{ss} y C_w se presentan en la Tabla 5.6. Notar que los valores medios de C_{ss} se incrementan hacia la margen derecha (la concentración es $31 mg l^{-1}$ superior en la margen derecha respecto a la margen izquierda). Asimismo, los valores de C_w también se incrementan hacia la margen derecha, aunque, tal como se señaló en el Capítulo 3 – Anexo 4, estos incrementos no son tan

acentuados ni poseen una tendencia tan clara como en estados hidrométricos más elevados.

Tabla 5.6 Concentraciones medias en la vertical en una sección de aforo localizada en cercanías a Paraná (sección P20). Fecha: marzo de 2022

Vertical	C_w [mg l ⁻¹]	C_{ss} [mg l ⁻¹]
P20-1	511.9	4.4
P20-2	510.7	7.8
P20-3	503.2	8.2
P20-4	528.3	18.5
P20-5	575.7	34.9

5.2.2.3 Bifurcación Lavalle – Análisis temporal

Se analizó una bifurcación Tipo I localizada aproximadamente 206 km aguas abajo de la confluencia Pg-P, en cercanías a la localidad de Lavalle (ver Figura 5.1), para tres relevamientos. Se presentan en la Tabla 5.7 las principales características hidráulicas y geométricas de la bifurcación relevada (caudal Q , ancho B , área de la sección A y profundidad media h) y las respectivas relaciones entre BI y BD de la bifurcación.

Tabla 5.7 Características geométricas e hidráulicas en una bifurcación relevada en cercanías a Lavalle. Fechas: abril, mayo y agosto de 2011

Fecha	Sección	Q [m ³ s ⁻¹]	B [m]	A [m]	Q/A [m s ⁻¹]	h [m]	Q_{ss} [kg s ⁻¹]	Q_w [kg s ⁻¹]
Abr-11	BI	14462	1937	14268	1.04	7.4	326.7	432.3
	BD	9811	1116	10304	0.96	9.2	457.4	880.4
	BI/BD	1.5	1.7	1.4	1.1	0.8	0.7	0.5
May-11	BI	10638	1915	11583	0.90	6.0	185.9	528.7
	BD	7520	1015	7914	0.94	7.8	315.8	1119.1
	BI/BD	1.4	1.9	1.5	1.0	0.8	0.6	0.5
Ago-11	BI	13934	2012	14869	0.92	7.4	398.3	246.9
	BD	9654	1116	9657	0.97	8.7	1056.3	567.1
	BI/BD	1.4	1.8	1.5	0.9	0.9	0.4	0.4

En los tres relevamientos, coincidentes con períodos de máximos (Abr-11 y May-11) y mínimos (Ago-11) aportes sedimentarios desde el río Bermejo, los caudales derivados por el BI de la bifurcación son superiores a los derivados por el BD. Sin embargo, los valores de Q_{ss} y Q_w son mayores en el BD de la bifurcación para todas las fechas analizadas. Este hecho puede deberse a los aportes del río Bermejo que, aunque en menor magnitud, se mantienen durante todo el año hidrológico, y al hecho explicado en el Capítulo 3 en cuanto a los procesos de lavado del material fino sedimentado durante los

períodos de máximo aportes del Bermejo, lo que produciría un aporte continuo en el tiempo debido a este proceso.

5.2.2.4 Bifurcación Chapetón

En la Tabla 5.7 se presenta la distribución de caudales en las sucesivas bifurcaciones presentes en la zona Chapetón, para las fechas marzo de 2009, diciembre de 2016 y junio de 2020 (ver ubicación de las secciones en Figura 5.1). Dominguez Ruben (2017) analizó los datos correspondientes a marzo de 2009 y diciembre de 2016, y mostró que se produjo un aumento de los caudales relativos que ingresan al brazo izquierdo (brazo Zapata) (ver caudales en secciones CH-2, CH-3, CH-4 y CH-5 en Tabla 5.8), a pesar del cambio de dirección abrupto (90°) que posee el flujo al ingresar en el brazo Zapata. Además, destacó que los caudales relativos que ingresan al río Colastiné se mantuvieron constantes (ver caudales correspondientes a la sección CH-11), planteando la hipótesis de que este río trasladó su embocadura hacia aguas arriba para garantizar la captura de caudales líquidos. Notar que, durante junio de 2020, a pesar de la condición de bajante extrema, continúa la tendencia del aumento en los caudales relativos que ingresan al brazo Zapata (CH-2), y los caudales relativos que ingresan al río Colastiné permanecen constantes (CH-11).

Tabla 5.8 Distribución de caudales en las diferentes secciones relevadas en zona Chapetón. Fecha: marzo de 2009, diciembre de 2016 y junio de 2020

Sección/Fecha	Mar-09		Dic-16		Jun-20	
	Q [m ³ /s]	Porcentaje respecto a CH-1 [%]	Q [m ³ /s]	Porcentaje respecto a CH-1 [%]	Q [m ³ /s]	Porcentaje respecto a CH-1 [%]
CH-1	12437	100	16547	100	10425	100
CH-2	5428	44	8047	49	6837	66
CH-3	7009	56	8500	51	4146	40
CH-4			8560	51	4115	39
CH-5	6580	53	8420	51		
CH-6					0	0
CH-7	4876	39	3200	19	2840	27
CH-8			2500	15		
CH-9			2400	14		
CH-10						
CH-11	1226	10	1725	11	909	9
CH-12			1520	9	1831	18
CH-13	5146	41	5600	34		

Los valores de transporte de sedimento grueso en suspensión para dos bifurcaciones se presentan la Tabla 5.9. La primer bifurcación se compone por las secciones CH-2 y CH-

3, y la segunda, por los secciones CH-7, CH-8 y CH-9. Notar que en la primer bifurcación (secciones CH-2 y CH-3) el BI es el que recibe los mayores porcentajes de sedimento, y que esta proporción aumentó en Junio de 2020. Esto se encuentra en relación a la mayor captura de caudales que realiza este brazo (ver Tabla 5.8) y a la compleja configuración del flujo (corrientes secundarias) que se produce debido al abrupto cambio en la dirección del flujo.

A su vez, se observa en la bifurcación localizada aguas abajo (secciones CH-7, CH-8 y CH-9), que la mayor parte del sedimento se deriva por el brazo derecho a pesar de que los caudales bifurcados presentan una mayor homogeneidad (ver Tabla 5.8). Si bien se requieren mayores investigaciones para explicar este comportamiento, queda demostrada aquí la falta de correlación entre caudales y transporte en los brazos bifurcados, en este caso para la fracción gruesa (arenas) en suspensión. Cabe destacar que no se cuenta con distribución del sedimento fino en la transversal lo que impide la determinación de esta carga para cada cauce bifurcado.

Tabla 5.9 Distribución de concentraciones de sedimento grueso en suspensión en dos bifurcaciones relevadas en zona Chapetón. Fecha: diciembre de 2016 y junio de 2020

Sección	12/2016		06/2020	
	Q_{ss} [kg s ⁻¹]	Porcentaje [%]	Q_{ss} [kg s ⁻¹]	Porcentaje [%]
CH-2	163	54	90	70
CH-3	139	46	39	30
CH-7	153	64		
CH-8	62	26		
CH-9	24	10		

5.3. Río Uruguay

5.3.1. Zona de estudio y metodología

La zona de estudio se localizó en cercanías a la localidad de Concepción del Uruguay (Entre Ríos, Argentina) (ver Figura 5.2). Las tareas de campo fueron realizadas el 19 de diciembre de 2018, bajo un estado hidrométrico de aguas medias ($Q = 8359 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ correspondiente al cauce principal del río Uruguay - ver sección CU-1 en Figura 5.2). Se relevaron seis secciones, localizadas sobre el cauce principal del río Uruguay (secciones CU-1 y CU-3) y en diferentes bifurcaciones (CU-5 y CU-6), como así también sobre el riacho Itapé (sección CU-2) y el arroyo Negro (sección CU-4) (ver Figura 5.2). En cada

una de ellas se realizaron aforos líquidos y medición del campo de velocidades utilizando un ADCP Teledyne RDI de 1200 kHz.

Una muestra superficial de sedimento en suspensión fue recolectada sobre el río Uruguay en inmediaciones de la localidad de Colón (ver Capítulo 4) a fin de determinar la concentración de sedimento fino en suspensión presente, para poder efectuar, de acuerdo a la metodología desarrollada en el Capítulo 2, la estimación de las concentraciones y del transporte de material de fondo en suspensión mediante el software ASET (ver Sección 2.4 – Anexo 2). Más precisiones sobre las tareas de campo efectuadas se presentan en el Capítulo 4.

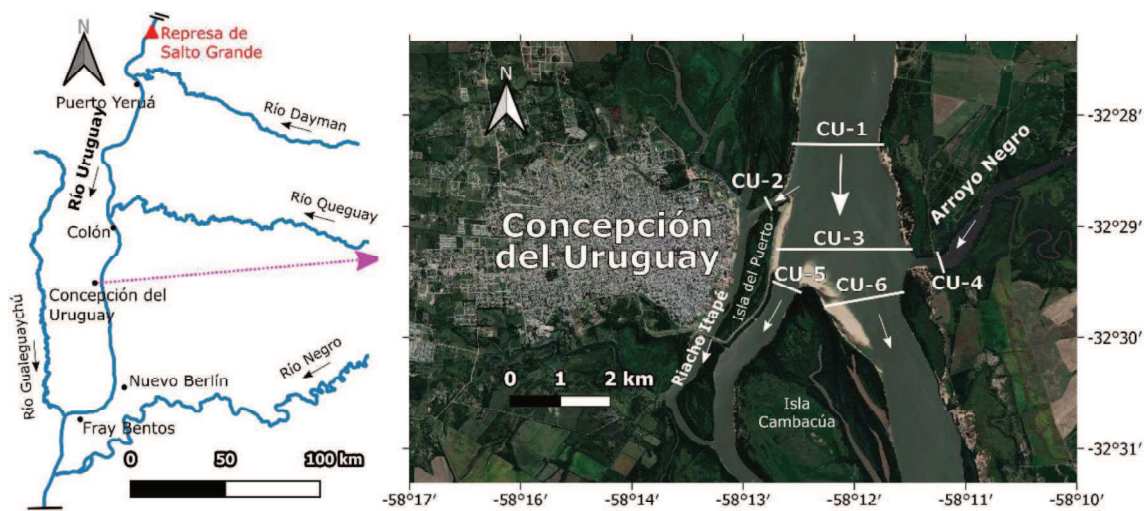


Figura 5.2 Zonas de estudio en el río Uruguay. Secciones relevadas en cercanías a Concepción del Uruguay

5.3.2. Resultados

En la Tabla 5.10 se presentan las características geométricas e hidráulicas de las secciones relevadas en el río Uruguay, en cercanías a Concepción del Uruguay, como así también los valores de Q_{SS} y Q_w estimados mediante el software ASET. En la Tabla 5.11 se presenta la relación de caudal, ancho, área y transporte de sedimento grueso en suspensión entre BI y BD de las dos bifurcaciones analizadas. Finalmente, en la Figura 5.3 se presenta la distribución de velocidades y de concentraciones de sedimento grueso en suspensión, respectivamente, en cada una de las secciones relevadas. Cabe señalar que, tal como se mencionó anteriormente, para el caso del río Uruguay no se analiza la partición del transporte de carga de lavado. Esto es debido a que no posee un tributario que aporte grandes cantidades de sedimento fino al sistema, como en el caso del río Paraná, por lo

que, la partición del sedimento fino en este caso responde siempre a la partición del caudal.

Tabla 5.10 Características geométricas e hidráulicas, y valores de transporte de sedimento grueso y fino en suspensión en las secciones relevadas en el Río Uruguay, en cercanías a Concepción del Uruguay. Fecha de los relevamientos: diciembre de 2018

Sección	Q [m ³ s ⁻¹]	B [m]	A [m]	Q/A [m s ⁻¹]	h [m]	Q_{SS} [kg s ⁻¹]	Q_w [kg s ⁻¹]
CU-1	8359	1376	11551	0.72	8.4	23.7	154.6
CU-2	553	206	1474	0.37	7.2	3.3	10.2
CU-3	7862	2055	13199	0.60	6.4	21.9	145.4
CU-4	152	181	915	0.17	5.1	0.1	2.8
CU-5	1412	459	2702	0.52	5.9	9.4	26.0
CU-6	6520	1412	9083	0.72	6.4	13.6	120.5
Total	CU-2 y CU-3	8415				25.2	155.5
	CU-3 y CU-4	8014				21.9	148.2
	CU-5 y CU-6	7932				23.0	146.5

Tabla 5.101 Relaciones de caudal, transporte de sedimento grueso en suspensión, ancho y área de las secciones en las bifurcaciones relevadas en el Río Uruguay

Bifurcación	Secciones	% Q total	% Q_{SS} total	Q_{BI}/Q_{BD}	Q_{SSBI}/Q_{SSBD}	B_{BI}/B_{BD}	A_{BI}/A_{BD}
1	CU-2 (BD)	6.6	13.1	14.2	6.6	10.0	9.0
	CU-3 (BI)	93.4	86.9				
2	CU-5 (BD)	17.8	40.8	4.6	1.5	3.1	3.4
	CU-6 (BI)	82.2	59.2				

Notar que en cada bifurcación y confluencia se satisface la continuidad del flujo y del transporte de sedimento con errores menores al 1% y 6%, respectivamente (Tabla 5.10). En ambas bifurcaciones analizadas, el BI es el que posee mayor jerarquía (Tabla 5.11). Para el caso de la bifurcación 1 (secciones CU-2 y CU-3) la división de los caudales líquidos es asimétrica, derivándose por la sección CU-3 (BI) más del 90% del caudal líquido. Lo mismo sucede en el caso de la bifurcación 2 (secciones CU-5 y CU-6), donde más del 80% de los caudales son derivados por la sección CU-6 (BI). Respecto a la división del transporte de sedimento grueso en suspensión, si bien en ambos casos se deriva mayor transporte por el mismo brazo donde los porcentajes de caudal son mayores, no existe una estrecha correlación entre las proporciones de ambas variables.

Notar en la Figura 5.3, que en la sección CU-1 (Fig. 5.3A), las mayores velocidades de flujo, como así también las mayores concentraciones de sedimento grueso en suspensión, se presentan en cercanías a la margen derecha. Aguas abajo de esta sección, en CU-3 (Fig. 5.3C), se produce una redistribución del flujo, con una transferencia de caudal (y

velocidades) hacia el centro del cauce. Sin embargo, en esta sección, el sedimento permanece sobre la margen derecha, mostrando una cierta inercia y entrando al cauce de menor jerarquía (sección CU-5). Este fenómeno explicaría en parte el comportamiento observado en la bifurcación correspondiente a las secciones (CU-5 y CU-6), donde si bien existen grandes diferencias de caudal entre ambos brazos (relación de 4.6, ver Tabla 5.1.1), las derivaciones de transporte son más similares en ambos.

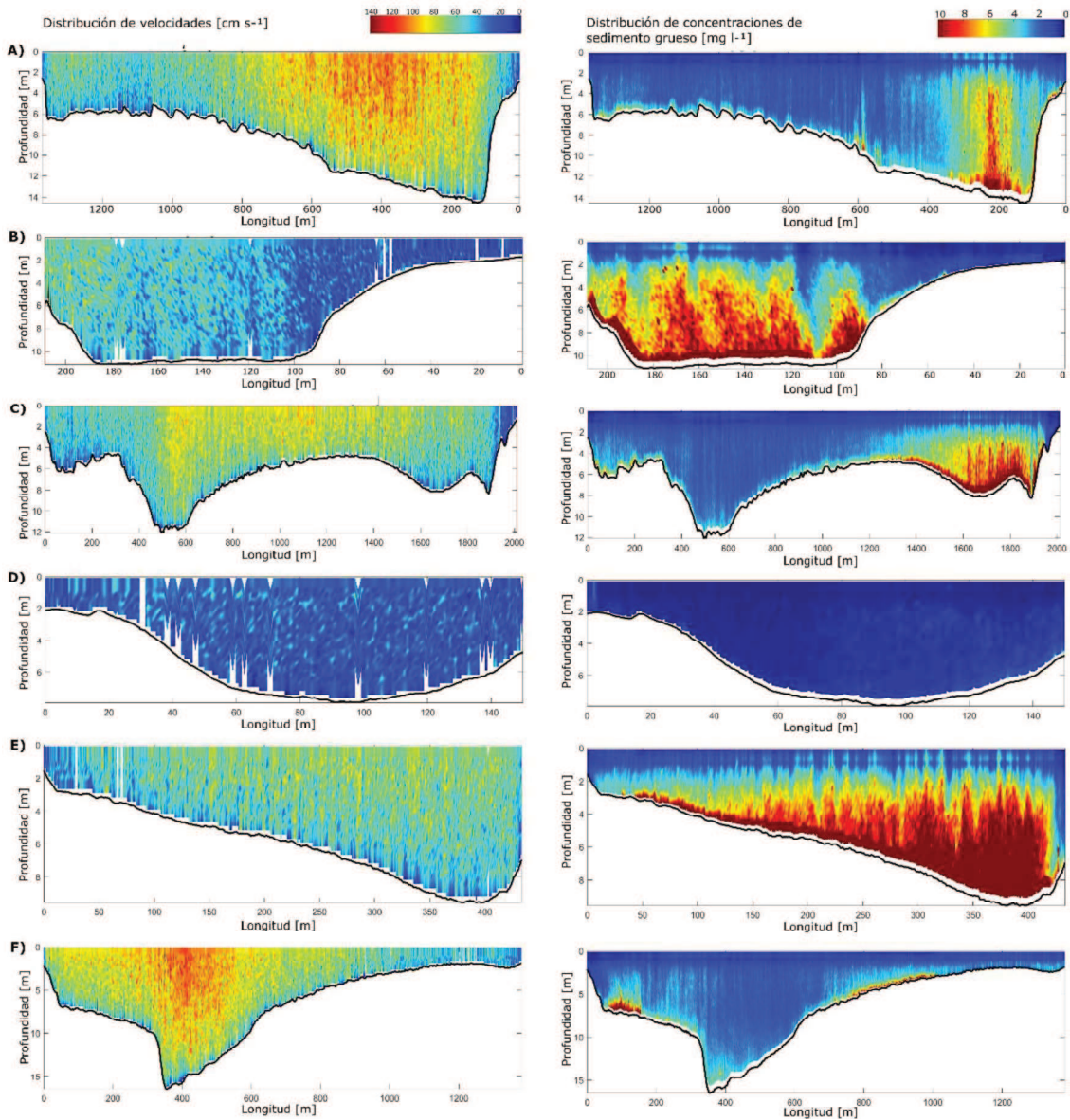


Figura 5.3 Distribución de velocidades y del campo de concentraciones en las secciones relevadas: A) CU-1, B) CU-2, C) CU-3, D) CU-4, E) CU-5, F) CU-6

5.4. Discusión y conclusiones

Se ha podido observar que el comportamiento de ambos ríos es muy diferente en cuanto a la distribución del transporte de sedimento en suspensión en las bifurcaciones, tanto de

la fracción fina (limos y arcillas) como gruesa (arenas). Particularmente, en el río Paraná inmediatamente aguas abajo de la confluencia Pg-P, la partición del flujo y del transporte de sedimentos no se encuentra correlacionada para las diferentes fechas analizadas, siendo las diferencias en la partición más acentuadas durante los períodos en los que el río Bermejo realiza sus mayores aportes sedimentarios. Esta tendencia va desapareciendo hacia aguas abajo a medida que se produce la mezcla transversal. De todos modos, las mayores relaciones de transporte sobre los brazos izquierdos dependen de la época de aporte del río Bermejo y de la situación hidrológica del río Paraná.

Resulta importante señalar el impacto que poseen los períodos hidrológicos extremos en la configuración de las bifurcaciones, produciendo, por ejemplo, el cegamiento parcial de un brazo (ver bifurcación PP1 en marzo de 2022), afectando la división de flujo y sedimento e impactando en la mezcla de sedimentos hacia aguas abajo.

Las condiciones hidrométricas que favorecen a la mezcla de sedimentos, afectan por consiguiente a la partición de su transporte en las bifurcaciones, independientemente de la partición de caudales. La no correlación entre la división del flujo y del transporte de sedimentos podría estar vinculada no sólo a los procesos de mezcla (durante los períodos de aporte sedimentarios elevados) sino a los procesos de resuspensión de sedimento, tal lo demostrado en el Capítulo 3.

Además del efecto de la falta de mezcla del sedimento que ingresa del río Bermejo, existen otros procesos aún no suficientes dilucidados y que deben ser estudiados en trabajos futuros. Un claro ejemplo es el ocurrido en la bifurcación de Chapetón bajo una condición de bajante extrema en el río Paraná, en donde hay una mayor división de transporte de material grueso en suspensión hacia el brazo izquierdo, de acuerdo al similar aumento de caudales líquidos. Aquí, dado el cambio brusco en la configuración en planta de esta bifurcación, se producirían complejas configuraciones del flujo (corrientes secundarias) que podrían actuar en una mayor división de sedimentos hacia el brazo izquierdo.

Respecto al río Uruguay, los resultados alcanzados muestran una mayor correlación entre la partición del flujo y el transporte de sedimento grueso en suspensión. Sin embargo, se destaca la influencia en la distribución de concentraciones y transporte aguas arriba de la bifurcación, ante cambios bruscos en la redistribución de caudales hacia aguas abajo. Se recomienda efectuar otros relevamientos para evaluar la influencia en la partición para otras condiciones hidrométricas.

Para finalizar, se desprende de lo anterior que, para estos grandes sistemas naturales de elevados anchos, heterogeneidad de transporte de sedimentos en suspensión en la transversal y/o presencia de tributarios que aportan elevadas cargas de sedimentos, se producen patrones particulares en la división del flujo y sedimentos en bifurcaciones en donde, para los sitios analizados, se demuestra que no se cumple una división de estas variables en las mismas proporciones.

Capítulo 6: Conclusiones generales

En la presente tesis se señala la relevancia que poseen las mediciones hidro-sedimentológicas para lograr avances en el conocimiento de la dinámica de dos ríos que poseen una gran importancia para la región, tales como los ríos Paraná y Uruguay. Las metodologías utilizadas hasta el momento para la cuantificación del transporte de sedimento en suspensión, no han permitido lograr registros sistemáticos de tan importante variable, dificultando alcanzar un conocimiento detallado de la misma.

Se presentó una metodología para estimar el transporte de sedimento de fondo en suspensión (arenas) empleando mediciones con Perfiladores de Corriente Acústicos Doppler (ADCPs). Ésta sólo requiere de toma de muestras para la determinación de concentraciones con muestreadores convencionales durante la etapa de calibración y en las futuras validaciones periódicas que se realicen. El uso de la tecnología acústica permite disminuir los tiempos y costos requeridos para las mediciones de campo, como así también los riesgos asociados al empleo de métodos tradicionales. Además, permite obtener datos con elevada resolución espacio-temporal del fenómeno, paso clave para el desarrollo de la tesis y avance en el conocimiento de estos grandes sistemas fluviales.

En relación a la metodología desarrollada se presenta el software Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET), que permite el procesamiento de datos obtenidos mediante ADCPs Teledyne RD Instruments de 600 kHz y 1200 kHz de frecuencia, en ríos de fondo arenoso con distribución bimodal de sedimentos en suspensión (carga de lavado conformada por limo y arcilla, y sedimento de fondo compuesto por arena). Con este software puede efectuarse la calibración entre los datos obtenidos con los ADCPs y las muestras de sedimento recolectadas, y luego estimar el transporte de fondo en suspensión. Mediante el mismo puede obtenerse la variación espacio-temporal de las concentraciones de sedimentos suspendidos en secciones de aforo, facilitando el procesamiento del importante volumen de datos disponible y recolectados, permitiendo el análisis entre la interacción del flujo y el transporte de sedimento en suspensión.

Tanto en el sistema del río Paraná como en el río Uruguay, se lograron calibraciones acústicas aceptables, permitiendo estimaciones de transporte de sedimento de fondo en suspensión comparables a las obtenidas mediante los métodos tradicionales, pero con una elevada resolución espacio-temporal. Para el caso del río Paraná, se pudo analizar la correlación entre la señal acústica y las concentraciones de arena en suspensión bajo diferentes escenarios hidro-sedimentológicos y frecuencias acústicas. Además, se

corroboró la incidencia del material fino en suspensión en la atenuación de la señal acústica, y el dominio del sedimento de fondo en suspensión en la señal de retorno de los ADCPs. Para el río Uruguay, pudieron obtenerse estimaciones preliminares del transporte de material de fondo en suspensión (arenas), aunque se recomienda la realización de relevamientos en otros estados hidrométricos, donde la carga sedimentaria sea mayor. Se mostró la confiabilidad y capacidad que poseen los ADCPs utilizados y la metodología implementada para la cuantificación del campo de concentraciones de arenas en suspensión. El hecho de haber podido aplicar y evaluar la metodología en dos sistemas con características diferentes, permite inferir que es posible extrapolar la misma a otros ríos con lechos de arena. Esto permitirá obtener datos de sedimentos de gran precisión y elevada resolución, que sean rentables, generando un cambio fundamental en los estudios de evaluación y cuantificación de sedimentos en suspensión, mejorando significativamente la comprensión de la dinámica del transporte de sedimentos de los sistemas fluviales de lecho de arena. Se sugiere evaluar y analizar la metodología en otros ríos, donde se produzcan variaciones granulométricas tanto en la sección transversal como en profundidad.

En el río Paraná se cuantificó la magnitud y se determinó el origen del sedimento transportado en suspensión, en especial de la fracción gruesa. Se realizó un balance hidrosedimentológico para el período 1990-2018 en el tramo medio del río Paraná. A partir del mismo, y en coincidencia con los estudios antecedentes, se determinó que los mayores aportes de caudal al tramo medio del río Paraná provienen del alto Paraná y del río Paraguay (78% y 20%, respectivamente). Además, se demostró que el río Bermejo no sólo aporta grandes volúmenes de sedimento fino al sistema, sino que sus aportes de arena en suspensión son significativos, con contribuciones del orden del 93% y 95% para la fracción fina y gruesa, respectivamente, en el Paraná medio. Se destaca que, por primera vez, pudo efectuarse, para los últimos 30 años un balance de la fracción gruesa de sedimento transportada en suspensión en el sistema. Se detectó la ocurrencia de períodos con balances de sedimento en suspensión positivos y negativos a lo largo del período en estudio, lo que sugiere una interacción entre la carga de lavado (material fino) tanto con el cauce principal como con la llanura aluvial, y del sedimento de fondo en suspensión (material grueso) con el cauce principal, de acuerdo a los momentos en que se producen bajos o altos aportes sedimentarios desde el río Bermejo y en función de los niveles hidrométricos imperantes en el río Paraná. Asimismo, para un año medio, se detectó un balance positivo para ambas fracciones de sedimento, en coincidencia con los meses

donde imperan los grandes aportes sedimentarios desde el río Bermejo, y la ocurrencia de un balance negativo cuando estos aportes disminuyen. Dado el desfase existente entre los máximos caudales y los máximos aportes sedimentarios en el Paraná medio, los resultados sugieren la existencia de períodos de sedimentación, resuspensión y transporte hacia aguas abajo de la elevada carga en suspensión que ingresa al sistema.

Se analizó el comportamiento espacio-temporal de los importantes aportes de sedimento desde el río Bermejo, con especial atención en la fracción gruesa. Particularmente se analizaron los cambios que se producen en la composición del lecho de los ríos Paraguay y Paraná, fundamentalmente aguas abajo de las confluencias Bermejo-Paraguay y Paraguay-Paraná. Dichos cambios se encuentran estrechamente vinculados a las condiciones hidro-sedimentológicas presentes en el río Bermejo. Particularmente, dado que el río Bermejo transporta arenas con una granulometría más fina que la presente en los ríos Paraguay y Paraná, se observó un afinamiento del lecho del cauce en ambos ríos aguas abajo de las confluencias durante los períodos en que la carga sedimentaria aportada por el río Bermejo es elevada. Los análisis realizados sugieren la ocurrencia de sedimentación durante los períodos de elevados aportes sedimentarios, y de resuspensión cuando estos disminuyen. Las distancias hacia aguas abajo en la que se alcanzan condiciones de equilibrio entre los aportes sedimentarios y la capacidad de transporte varían año a año, dependiendo de las condiciones hidrométricas en el sistema.

A una distancia de 600 km aguas abajo de la confluencia Paraguay-Paraná, ha sido demostrado que no existe una correspondencia entre la granulometría presente en el lecho del cauce y la presentada por el sedimento transportado en suspensión, lo que sugiere que estos sedimentos poseen orígenes diferentes. Asimismo, este hecho sugiere que, para el tramo medio del río Paraná, deben ser contemplados límites granulométricos variables para la denominada carga de lavado. A su vez, se observaron diferencias en los tamaños de sedimento que conforman diferentes bancos, junto con distintos patrones estratigráficos. Complementando estas observaciones con análisis geoquímicos pudieron determinarse diferencias en cuanto al origen de los sedimentos que los conforman, evidenciando el impacto morfológico inducido por los sedimentos aportados por el río Bermejo. Además, los análisis geoquímicos efectuados para muestras de sedimento grueso en suspensión tomadas a 600 km aguas abajo de la confluencia Paraguay-Paraná y en el río Colastiné, cauce secundario del río Paraná en su tramo medio, sugieren que las arenas finas y muy finas transportadas en suspensión provienen del río Bermejo. Trabajos

futuros deberán analizar los procesos de mezcla que se producen tanto a lo ancho del cauce como en profundidad.

Respecto al río Uruguay, aguas abajo de la Represa de Salto Grande, se identificaron, subtramos con diferentes características en cuanto a los modos de transporte predominantes. El primero, con ausencia de formas de fondo y de transporte de sedimento en suspensión, y lecho conformado predominantemente por gravas. El segundo, con predominio de arenas en el lecho, presencia de formas de fondo (dunas) y transporte de sedimento de fondo en suspensión. Se destaca que, para todas las condiciones hidrométricas relevadas, el transporte de sedimento de fondo es muy bajo. El tercer tramo presenta mayores porcentajes de limos y arcillas en el lecho, y una menor capacidad de transporte. En todos los casos, el transporte de sedimento grueso en suspensión resultó siempre menor al transporte de carga de lavado, para los estados hidrométricos relevados (caudales menores a $10000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), siendo despreciable para grandes disminuciones de caudal (inferiores a $2200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Se destaca la necesidad de contar con relevamientos en estados hidrométricos de crecida. Además, se recomienda evaluar la dinámica y adaptación del transporte de sedimento por fondo y en suspensión, considerando la influencia de las variaciones en las erogaciones de la Represa de Salto Grande.

Las diferentes características hidro-sedimentológicas presentes en los ríos Paraná y Uruguay, impactan de manera diferente en las bifurcaciones presentes en los mismos. En el río Paraná, los procesos de mezcla incompleta de los sedimentos aportados por el río Bermejo, incluso a longitudes del orden de los 600 km aguas abajo de la confluencia Paraguay-Paraná, generan que no exista una correspondencia entre la partición de caudales y los sedimentos en suspensión. Este comportamiento se observa especialmente durante los períodos de elevados aportes sedimentarios, aunque también se produce fuera de estos períodos, por la ocurrencia de los procesos de resuspensión de sedimentos. Por el contrario, en el río Uruguay, la partición de transporte encuentra una mayor correspondencia con las derivaciones de caudal hacia aguas abajo. Sin embargo, en coincidencia con estudios previos, las elevadas relaciones ancho/profundidad de ambos ríos generan gran variabilidad en la sección transversal, provocando la no correspondencia entre la partición del flujo y del sedimento hacia aguas abajo. Se sugiere que futuras investigaciones aborden el análisis de las diferentes variables de control que predominan en cada caso.

ANEXOS

Anexo 1: Estimating sand concentrations using ADCP-based acoustic inversion in a large fluvial system characterized by bimodal suspended-sediment distributions

Estimating sand concentrations using ADCP-based acoustic inversion in a large fluvial system characterized by bi-modal suspended-sediment distributions

Ricardo N. Szupiany^{1,2}, Cecilia López Weibel^{1,2}, Massimo Guerrero³, Francisco Latosinski^{1,2}, Molly Wood⁴, Lucas Dominguez Ruben^{1,2} and Kevin Oberg⁵

¹ International Center for Large Rivers Research, School of Engineering and Water Sciences, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe City, Argentina

² National Scientific and Technical Research Council (CONICET), (C1033AAJ) CABA, Buenos Aires, Argentina

³ Hydraulic Engineering Laboratory, University of Bologna, Bologna, Italy

⁴ US Geological Survey, Boise, ID USA

⁵ US Geological Survey, Urbana, IL USA

ABSTRACT

Quantifying sediment flux within rivers is a challenge for many disciplines due, mainly, to difficulties inherent to traditional sediment sampling methods. These methods are operationally complex, high cost, and high risk. Additionally, the resulting data provide a low spatial and temporal resolution estimate of the total sediment flux, which has impeded advances in the understanding of the hydro-geomorphic characteristics of rivers. Acoustic technologies have been recognized as a leading tool for increasing the resolution of sediment data by relating their echo intensity level measurements to suspended sediment. Further effort is required to robustly test and develop these techniques across a wide range of conditions found in natural river systems. This article aims to evaluate the application of acoustic inversion techniques using commercially available, down-looking acoustic Doppler current profilers (ADCPs) in quantifying suspended sediment in a large sand bed river with varying bi-modal particle size distributions, wash load and suspended-sand ratios, and water stages. To achieve this objective, suspended sediment was physically sampled along the Paraná River, Argentina, under various hydro-sedimentological regimes. Two ADCPs emitting different sound frequencies were used to simultaneously profile echo intensity level within the water column. Using the sonar equation, calibrations were determined between suspended-sand concentrations and acoustic backscatter to solve the inverse problem. The study also analyzed the roles played by each term of the sonar equation, such as ADCP frequency, power supply, instrument constants, and particle size distributions typically found in sand bed rivers, on

sediment attenuation and backscatter. Calibrations were successfully developed between corrected backscatter and suspended-sand concentrations for all sites and ADCP frequencies, resulting in mean suspended-sand concentration estimates within about 40% of the mean sampled concentrations. Noise values, calculated using the sonar equation and sediment sample characteristics, were fairly constant across evaluations, suggesting that they could be applied to other sand bed rivers.

1. Introduction

Traditional methods often used to estimate suspended-sediment transport rates require the deployment of appropriate sediment samplers (Davis, 2005) and, if sampling from a boat, holding the boat stationary for water column sediment sampling (Gray et al., 2008). The water flow variable for calculating sediment flux often is determined through stationary or moving-boat acoustic Doppler current profiler (ADCP) measurements (Turnipseed and Sauer, 2010; Mueller et al., 2014). These discrete sediment sampling and flow measurement methods, traditionally used together to estimate sediment flux, have been widely evaluated and accepted; however, the total cost associated with field measurements can be substantial or even prohibitive (Gray et al., 2008), especially in rivers that cannot be waded. Moreover, safety considerations during floods or periods of heavy navigational traffic sometimes prevent collecting samples.

Additionally, and maybe the most important factor for the geomorphological and sediment research community, the low space–time resolution achieved by these methods hinders the understanding of the interaction of flow and sediment transport and resulting morphodynamics on river systems.

During the last two decades, a variety of surrogate technologies based on optical, laser, and acoustic principles has been proposed to address these technological, economic, and safety issue shortcomings (Gray and Gartner, 2010). Though successful application of surrogate technologies to quantify sediment transport rely on the collection of suspended-sediment samples to develop calibrations (Gray and Gartner, 2010), these calibrations can be applied when it is not feasible to collect samples, ultimately reducing the cost and risk of obtaining sediment data. Acoustic technologies, based on commercial ADCPs, have been recognized as potential tools for the quantification of sediment transport in natural streams using their echo intensity levels as a measure of acoustic backscattering strength. The use of ADCPs present some important advantages in comparison with the other technologies such as the possibility to simultaneously measure flow and backscatter

strength, with high spatial and temporal resolution, while moving the ADCP across the river.

Research has focused (using down-, side- or up-looking ADCP deployment) on the relation of suspended sediment and corrected backscatter (Thorne et al., 1993, 1998; Reichel and Nachtnebel, 1994; Holdaway et al., 1999; Thorne and Hanes, 2002; Gartner, 2004; Wall et al., 2006; Topping et al., 2007; Deines, 1999; Szupiany et al., 2009; Hanes, 2012; Guerrero et al., 2013, 2016; Latosinski et al., 2014; Thorne and Hurther, 2014; Landers et al., 2016; Manaster et al., 2016; Venditti et al., 2016; Topping and Wright, 2016; Mullison, 2017; Hackney et al., 2018), acoustic attenuation and scattering properties (Thorne and Meral, 2008; Wright, et al., 2010; Sassi et al., 2012; Moate and Thorne, 2013; Moore et al., 2013; Agrawal and Hanes, 2015; Hanes, 2016; Topping and Wright, 2016; Haught et al., 2017), and acoustic scattering by suspended flocculating sediments (Thorne and Hurther, 2014; Vincent and McDonald, 2015; Thomas et al., 2017).

Despite this progress, further effort and evaluation are required, especially over a range of natural conditions and in sand bed rivers characterized by sediment transport mixtures that include both suspended river bed sand and finer (wash load) fractions of silt and clays. At most river sites, fine wash load fractions of sediment are homogeneously distributed across a river cross-section, but sand-sized fractions of sediment can greatly vary with depth and width. Moreover, both wash load and sand fractions may vary by site and hydrologic condition, altering the characteristics of sound propagation into sediment-water mixture and resulting measurements of echo intensity level (acoustic backscatter) and attenuation (Wright et al., 2010; Agrawal and Hanes, 2015; Hanes, 2016). The importance of acoustic backscatter and attenuation of suspended sediment has received a fair amount of attention during the past few years; nonetheless, many theoretical formulations and simplifications remain invalid or untested in field environments when sediment characteristics substantially vary within an acoustic measurement volume, which hinders the development of a more general methodology to be applied by using down-looking ADCPs.

The objective of this article is to investigate the behavior of sound propagation produced by ADCPs in a large river with bimodal particle size distribution (PSD), which is typical of sediment characteristics of many rivers throughout the world. Field surveys were conducted in conditions with different ratios between suspended wash load (clay–silt)

concentration (M_{s1}) and sand concentration (M_{s2}), at various sites and water stages. For each study condition, each term of the sonar equation is analyzed with focus on: (i) the noise level variation, (ii) effect of PSDs and M_{s1}/M_{s2} ratios on sound attenuation and backscattering strengths, (iii) influence of ADCP powering source and, (iv) ADCP-emitted sound frequency. Finally, scope, limitations and recommendations of the applied methodology are discussed to propose good practices for similar applications in sand bed rivers.

2. Study Area and Methodology

Two zones were surveyed multiple times on the Paraná River, Argentina (Figure 1). The first study area (Zone A), located close to Santa Fe City, Argentina ($31^{\circ}39'17.04''\text{S}$, $60^{\circ}35'33.87''\text{W}$) is on the Colastiné River, which is a secondary channel of the Paraná River middle reach (see Figure 1b). The second surveyed area (Zone B) is at the main channel of the Paraná River on a reach upstream from Zone A, slightly downstream of the confluence with the Paraguay River ($27^{\circ}22'23.41''\text{S}$, $58^{\circ}43'7.18''\text{W}$) (see Figure 1a). Fieldwork was conducted under two hydrologic conditions at Zone A, on March 17, 2014 and September 20, 2014 (referred in text as surveys Aa and Ab, respectively) and on February 25, 2015 at Zone B. The discharges in the Colastiné River at the time of the surveys were $1485 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $1983 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for Aa and Ab, respectively, with the first survey corresponding to a mean annual flow level and the second survey at a bankfull stage. For Zone B, the discharge was $16659 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ during the experimental campaign, corresponding to a low level (mean annual flow of $19537 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

In the upper reach (Zone B) downstream of the Paraná-Paraguay confluence, a substantial amount of silt, clay and very fine sand inflow from the Bermejo-Paraguay Rivers is expected from January to April with a typical total concentration range of 1000 to 2000 mg l^{-1} (Drago and Amsler, 1988; Lane et al. 2008). Upstream of the confluence, the Paraná River usually transports very low suspended-sediment concentrations (i.e., less than 30 mg l^{-1}), as observed in different colors upstream and downstream of the confluence (Figure 1a). At its middle reach (Zone A), silt- and clay-size sediment are homogeneously distributed without substantial variation within the water column and cross-section (Drago and Amsler 1988, 1998; Lane et al. 2008). For this study, sediment particle sizes larger than or equal to $62.5 \mu\text{m}$ were considered to be the sand (coarse) fraction; smaller particles were considered to be the wash load (fine clay-silt) fraction.

At the study zones, the bed is composed almost completely of sand (> 90%) with small amounts of silt and clay (< 4%) (Drago and Amsler, 1998). Drago and Amsler (1998) reported the presence of coarse and medium sand (mean particle size of 412 μm) within the range of 28% - 63% in bed material samples at Zone B, whereas these percentages decrease markedly to 11% and 51% and mean particle size reduces to 320 μm in bed material samples in Zone A.

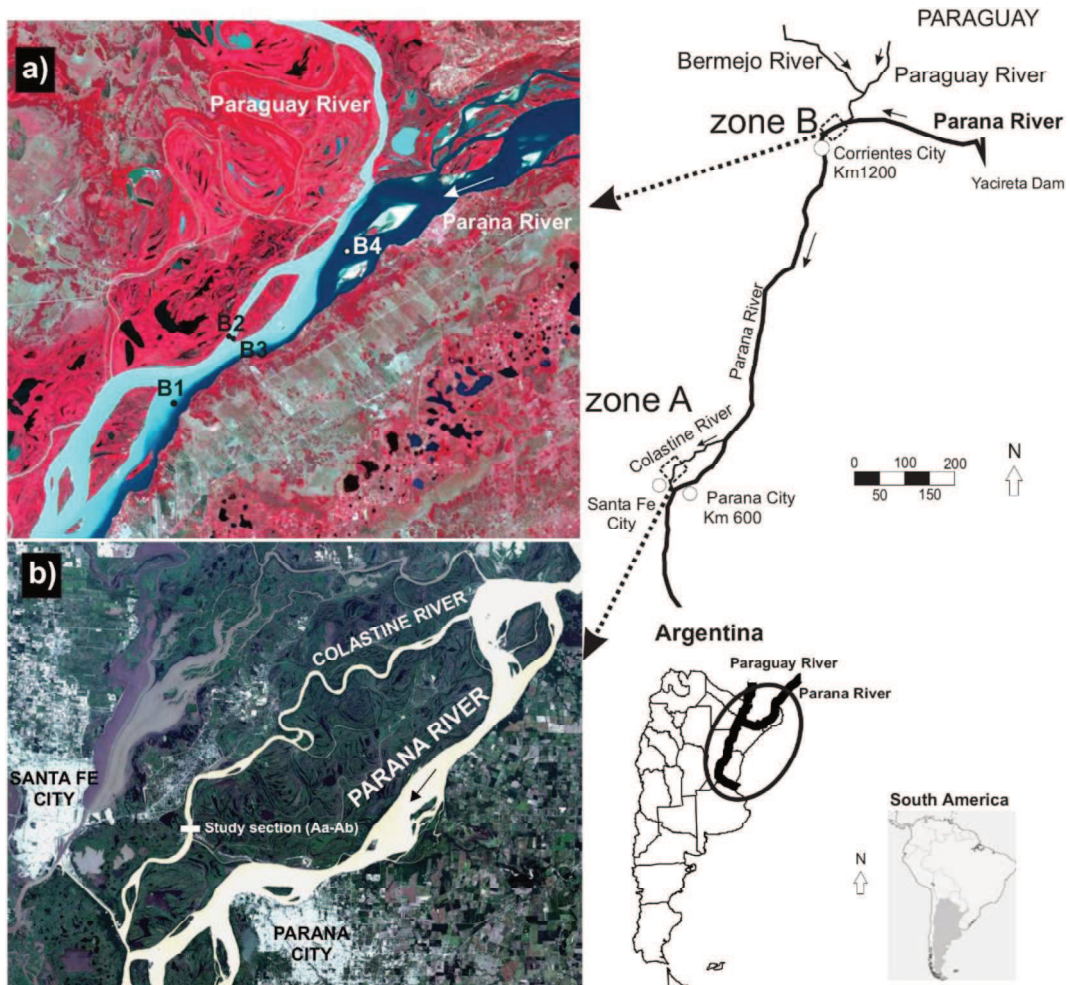


Figure 1 Study zones. (a) Zone B: Upper Paraná reach downstream of the Paraná–Paraguay confluence. (b) Zone A: Middle Paraná reach and its secondary reach Colastiné River. Note in Zone B the sampled verticals (B1–B4) are located downstream of the Paraná-Paraguay confluence

In contrast with available bed material PSD (particle size distribution) information, the characteristics of suspended sediments have not been well described by previous studies. Recently, Latosinski et al. (2014) observed, at Zone A, mean particle with sizes of 105 μm and 7 μm for the suspended-sand and clay-silt fractions, respectively.

Fieldwork consisted of simultaneous water column profiling using two Rio Grande ADCPs from Teledyne RD Instruments that operated at 1200 kHz and 600 kHz frequencies. These provided vertical profiles of flow velocity and water column echo intensity. In parallel, isokinetic suspended-sediment samples were taken by means of a US P-61 point sampler (Edwards and Glysson, 1999; Davis, 2005) using an U.S. Geological Survey (USGS) E-reel. These measurements were performed from an anchored boat during optimal weather conditions, which limited the overall motion (heave, yaw and pitch) and any lateral drifting on the anchor to less than 2 m during the sampling periods. The sampler's hydraulic efficiency was tested at the beginning of each survey, eventually setting the period for opening and closing of the nozzle to produce isokinetic sampling. During the first survey Aa (Colastiné River), both ADCPs were used, whereas only the 1200 kHz instrument was deployed in survey Ab and Zone B.

The same fully charged battery was used to power both ADCPs in Zone Aa. A brand new fully charged battery and a generator with a power inverter were used in survey Ab and Zone B, respectively.

A differential global positioning system (DGPS) with real-time kinematic (RTK) correction was used to continuously and accurately record the boat and instrument position and velocity.

In the first survey (Aa), five verticals (namely Aa1, Aa2, Aa3, Aa4 and Aa5) were investigated across the river channel. The Equal Discharge Increment (EDI) method (Edwards and Glysson, 1999) was used to determine the locations of the sampling verticals, using ADCP cross-section measurements processed in software developed by the U.S. Geological Survey (<http://hydroacoustics.usgs.gov/movingboat/EDI1.shtml>). To increase the amount of data for evaluation, additional verticals Aa6 and Aa7 were located between Aa3-Aa4 and Aa4-Aa5, respectively.

The second survey Ab, consisted of three verticals (Ab1, Ab2 and Ab3) located at different positions along the study reach, which gave different hydraulic and sediment transport conditions.

In Zone B, four verticals (B1, B2, B3 and B4, see Figure 1a) across the river channel measured different conditions of suspended material from the Paraná and Paraguay Rivers, according to the sediment distribution downstream of the confluence. Verticals B2 and B3 were at the right side of the channel where the highest concentrations were expected because of the Paraguay River inflow; B1 was located in the mixing region of

the confluence and B4 was at the true left side of the channel, outside of the turbidity plume produced by the Paraguay River inflow.

Five samples per vertical, corresponding to 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 and 0.9 of the water depth (h), were collected in survey Aa and Zone B while three depths were sampled at survey Ab (0.2, 0.6 and 0.8 h). ADCPs concurrently profiled flow velocity and water column echo intensity.

Wet sieving, water evaporation, sediment drying, and weighing were performed for each sample to segregate wash load and sand fractions of sediment concentrations in the sampled volume. These techniques provided wash-load (M_{s1}) and suspended-sand concentration (M_{s2}) values, respectively, and were used later for particle size analysis.

For Zone A, the wash load material was analyzed by using the particle sizing Malvern Mastersizer 2000. Three repetitions were averaged for each sample. ImageJ code processing (Rasband and Ferreira, 2012) and a scanning electron microscope (SEM) were applied to analyze the sand fractions according to methods in Kumar et al. (2010). The Horiba LA-910 Particle Size Analyzer measured the mean particle sizes of both sand and wash load fractions of samples from Zone B. Volumetric particle distribution obtained from both methods was transformed to number particle distribution following Moore et al. (2013). The number particle distribution was used for all analyses. Note that samples from verticals Aa6, Aa7, Ab1, Ab2 and Ab3 were not fully processed for all particle size parameters; the concentration values from these samples were used to validate the acoustic methodology assuming the mean particle sizes from Aa.

3. ADCP and Suspended Sediment: A Review of Theoretical Considerations

3.1. Acoustic formulation for suspended-sediment particles

The propagation of an emitted signal with power intensity I_0 (EL in dB with an arbitrary reference intensity I_{ref}) into a water sediment mixture is usually modeled accounting for the volume backscatter strength (S_v), sound losses and spherical spreading, which may be referred to as volume backscatter correction (S_c in dB) eventually giving the received power intensity I (referred to as RL in dB with the same arbitrary reference intensity I_{ref} as for EL). Under ideal conditions, the received intensity is proportional to the emitted level and the corrected backscatter strength (i.e., $S_v - S_c$ in dB). Therefore, a simple equality may be written in dB scale as given in Equations 1 and 2.

$$EL + S_V - S_C = RL \quad (1)$$

$$10 \log_{10} \left(\frac{I_0}{I_{ref}} \right) + S_V - S_C = 10 \log_{10} \left(\frac{I}{I_{ref}} \right) \quad (2)$$

The presence of a cloud of suspended particles rather than a single particle implies the use of the S_V , which is simply defined as the sum of the backscattering cross-sections of suspended particles in a unit volume. In addition, the average properties of the scattering particles may be considered for practical issues as expressed in Equation 3 (Thevenot and Kraus, 1993):

$$S_V = 10 \log_{10} n_b \langle \sigma_s \rangle \quad (3)$$

where the mean expected values are denoted between brackets $\langle \rangle$, therefore, in Equation 3, $\langle \sigma_s \rangle$ is the average backscattering cross-section (in m^2), while, n_b is the number of scatterers per unit volume (in m^{-3}).

In any case, the scattering cross-section is related to the physical cross-section of an individual particle by means of the scattering function. This relation for a sphere in the omnidirectional scatter regime may be written as follows (Clay and Medwin, 1977):

$$\sigma_s = (a^2 \cdot f^2) / 4 \quad (4)$$

where f refers to the form factor and a to particle radius.

For a given particle radius, the form factor depends on the applied sound frequency; for changing particle radius, its variation is described with the wave number-particle radius product x (where $x = ka$ and k is the wave number).

When referring to a cloud of irregularly shaped particles, such as in the case of suspended sediment in natural rivers, the formulation presented by Thorne and Meral (2008) may be applied to estimate f as: $f = 1.25 x^2$ and $f = 1.1$ for Rayleigh ($x < 1$) and geometric ($x \gg 1$) scattering regimes, respectively. Note that at Rayleigh regime, the wavelength of the sound is much greater than the particle circumference and scattering is considered to be independent of the shape of the scatterer (Thorne and Meral, 2008).

Considering the total mass of suspended sediments per unit volume, M_s , equals to the sum of n_b equivalent spheres characterized with the average radius $\langle a \rangle$ and density ρ_s ,

$$M_s = \frac{4}{3} \pi \rho_s n_b \langle a^3 \rangle \quad (5)$$

where the angular brackets denote the operation

$$\langle g \rangle = \int_0^{\infty} g(a) n(a) da \quad (6)$$

where $n(a)$ represents the size distribution of particles in suspension and $g(a)$ represents any function of the particle size (Sassi et al., 2012).

Relation between volume backscatter strength and suspended-sediment mass in the unit volume follows:

$$S_V = 10 \log_{10} \frac{3 M_s \langle \sigma_s \rangle}{4\pi \rho_s \langle a^3 \rangle} \quad (7)$$

Combining Equations 4, 5 and 7, the volume backscatter strength, S_v , may be conveniently written as:

$$S_V = 10 \log_{10} (K_{s1} M_{s1} + K_{s2} M_{s2}) \quad (8)$$

where K_{si} is a function of time t and the ranging distance along the central axis of the beam, R ,

$$K_{si}(t, R) = \frac{3 \langle a_i^2 f_i^2 \rangle}{16 \pi \rho_s \langle a_i^3 \rangle} \quad (9)$$

To account for bimodal distribution of the particle size, subscripts 1 and 2 represent wash load and suspended-sand sediment fractions, respectively.

Given the model of backscatter (Equations 8 and 9), the level of echo intensity recorded by an ADCP in counts may be applied to characterize the scattering particles in terms of concentration and particle size (i.e., inverse problem solution) or to calibrate the instrument parameters that affect the measured levels by using reference values of concentration and particle size from samples (i.e., the direct problem approach), as observed in this study.

The volume backscatter correction, S_c , is expressed by means of: i) the absorption coefficient due to water viscosity, α_w , that may be expressed in dB m^{-1} following Schulkin and Marsh (1962), among others, ii) the absorption coefficient, α_s , due to sediment scattering out of the acoustic beam (i.e., scattering attenuation, α_{ss}) and the friction between sediment particles and water (i.e., viscous attenuation, α_{sv}), that is computed in dB m^{-1} considering formulation by Urlick (1983) and Thorne and Hanes (2002), and iii) beam spreading and near-field zone correction by means of the coefficient ψ as suggested by Downing et al. (1995).

Following the same criteria as for S_v , α_s may be subdivided into contributions from wash load and suspended-sand sediment fractions. Therefore, the total backscatter correction S_c is expressed by:

$$S_c = 2(\alpha_w + \alpha_{sv1} + \alpha_{sv2} + \alpha_{ss1} + \alpha_{ss2})R + 10 \log_{10} (T_t R^2 \psi^2) \quad (10)$$

where T_t is the water temperature.

A variety of expressions equivalent to Equations 1 and 2 can be found in the literature depending on the use of dB or exponential forms with their reference values, applied coefficients to summarize instrumental and scattering properties, and on operational simplifications. Given that the ADCP gives an indicator of the received intensity level in a logarithmic scale, ADCP users may prefer a dB expression, such as Equation 2 with RL proportional to the ADCP recording in counts. For this reason, the sound attenuation in Equation 10 is expressed in dB m^{-1} , rather than using the natural exponential function by Thorne and Hanes (2002).

3.2. Overall acoustic reverberation measured with an ADCP

A variety of sources might produce underwater sound reverberation (e.g., scatter from air bubbles, flocculating matter, particulate organic matter) rather than silt, clay and sand particles. In fact, a basic concept is that the echo intensity level (E) may be divided into desired and undesired portions of the received signal (commonly referred to as noise or background masking level). A variety of masking effects may distort the information contained in the received signal regarding suspended sediment or a specific particle size. Indeed, the ADCP recording in counts, E , represents both portions of the received signal as reported in Equation 11 (Dienes, 1999) and Equation 12 (Gostiaux and van Haren, 2010; Mullison, 2017):

$$RL = k_c(E - E_r) \quad (11)$$

$$RL = 10 \log_{10} (10^{k_c(E - E_r)/10} - 1) \quad (12)$$

where E_r is the unknown reverberation as produced by instrumental and environmental noises that are uncorrelated with suspended-sediment particles, and Equation 12 is valid for signal to noise ratio in dB larger than 10 whereas Equation 11 applies for a lower ratio (Gostiaux and van Haren, 2010; Mullison, 2017). A reasonable assumption is to consider the unknown reverberation E_r with a negligible variation and not prevailing over the sediment backscatter. Under this assumption, the measured variability of the intensity level remains correlated with the corrected backscatter strength, $S_v - S_c$, and a decent calibration may be achieved between the corrected backscatter as assessed from field samples and the measured intensity level.

The k_c coefficient is a known conversion factor between counts and dB, which is available on request from the manufacturer or can be easily assessed with the hydrophone test described in Teledyne RD Instruments (1999). For the present study, and for the used

ADCPs, k_c presented values of 0.4126, 0.4027, 0.4, 0.4028 and 0.3909, 0.4094, 0.4061, 0.412 for beam 1 to 4 and 600 kHz and 1200 kHz, respectively.

Since the undesired portion of the received signal is unknown for many applications in a natural riverine environment, the entire signal should be modeled by considering all the possible sources of underwater sound reverberation. Therefore, a general expression in dB is reported in Equation 13, which combines the received signal at the transducer (i.e., Equation 12) and the corrected backscatter (Equation 1):

$$EL + S_v - S_c = 10 \log_{10} (10^{k_c(E - E_r)/10} - 1) \quad (13)$$

This equation may be applied for the calibration of E_r to match the corrected backscattering strength on the basis of observed sediment content. In addition, as suggested by Gostiaux and van Haren (2010) and Mullison (2017), the right-hand term of Equation 13 collapses to $k_c(E - E_r)$ when the signal-to-noise ratio is higher than 10, that is for $k_c(E - E_r) > 10$. This simplification yields a linear relationship between the corrected backscatter and the received echo intensity.

Whatever the approach used (Equation 13) or its linearization for signal-to-noise ratio higher than 10), an important assumption is that the masking level is independent of space and time, which seems reasonable for a spot survey within a limited reach of a river. The same assumption is required in case of repeated surveys with different hydrologic conditions and for long-term monitoring. Therefore, practical applications may require repeated calibrations even when using the same devices, which are characterized by unchanged instrumental parameters (i.e. k_c and EL in Eq. 13). Given that an ADCP user may be interested in characterizing the devices, the calibration of the unknown reverberation (i.e. E_r) is herein maintained apart from the assessment of instrumental parameters.

3.3. Implication of transmit power and acoustic pulse length

Following Deines (1999) and Mullison (2017), among others, the emitted level, EL in dB, can be expressed by means of the transmit power, P_T , the pulse length, L , and the parameter C , which defines the transducer's geometry and efficiency. Accounting for this detailed description of the ADCP features and the presented formulations for the corrected backscatter, the suspended-sediment concentration is herein expressed in dB (Equation 14) by rearranging and substituting Equations 8, 9, 10 and 12 into Equation 13.

$$\begin{aligned}
& 10 \log_{10}(K_{s1}M_{s1} + K_{s2}M_{s2}) \\
& = 10 \log_{10}(10^{k_c(E-E_r)/10} - 1) + 2(\alpha_w + \alpha_s)R \\
& + 10 \log_{10}\left(\frac{T_t R^2 \psi^2}{L P_T}\right) + C
\end{aligned} \tag{14}$$

From Equation 14 it is emphasized that any variation in transmit power, which changes with the efficiency of the powering source of the used device, can significantly affect the acoustic balance. To determine the effect of varying power sources on transmit power and Equation 14, ADCPs were powered by different sources including old (Survey Aa) and new (Survey Ab) batteries and an alternating current inverter (Survey B).

The transmit power should be computed for each study case by applying Equations 15 and 16 for 1200 and 600 kHz frequencies, respectively, using the raw data from Teledyne RD Instruments ADCPs, that include the actual values of the transmit current, TC , and transmit voltage, and TV (Scott Idle, Teledyne RD Instruments personal communication).

$$P_{T1200} = (0.011451 TC) \times (0.253765 TV) \tag{15}$$

$$P_{T600} = (0.011451 TC) \times (0.380667 TV) \tag{16}$$

The length of the emitted acoustic pulse, L , is also recorded in the ADCP binary file. According to the frequency and the cell size used, for the present work, L was equal to 0.35 m and 0.71 m for 1200 kHz and 600 kHz, respectively.

The additional instrumental constant, C , is typically equal to -129.1 dB and -139.3 dB for 1200 kHz and 600 kHz, respectively. The same constant can be assessed under Deines (1999) and Mullison (2017).

3.4. Calibration procedure and considerations

The unknown reverberation, which is not related to suspended-sediment particles, E_r , was assessed with Equation 14 by entering the instrument parameter values, the echo intensity level from ADCPs and the corrected backscatter at each sampled point. PSD and sediment concentration values of wash load and suspended-sand fractions at each zone and sampled point also were entered. Note that in cases of prevailing backscatter from sand (i.e., $K_{s2} \gg K_{s1}$), Equation 14 further simplifies to Equation 17, which also assumes $k_c(E - E_r) > 10$.

$$\log_{10}[K_{s2} \cdot M_{s2}(R)] = 0.1 [S_T(R)] + K_T \tag{17}$$

where K_T includes the parameters C , P_T , L , and E_r presented in Equation 14 and S_T is the corrected signal (Equation 18),

$$S_T = k_C E + 2(\alpha_w + \alpha_s)R + 10 \log_{10}(T_t R^2 \psi^2) \quad (18)$$

When the range-dependent suspended-sediment concentration of the sand fraction, M_{s2} , is producing the major backscatter strength, the slope coefficient of the linear regression in Equation 17 should be equal to 0.1. This simple equation can be used in the first instance to elucidate the fraction of particle size that produces the higher backscatter strength when complex bi- or multi-modal PSD, variation of particle size along the water column occur or different wash load/sand concentration ratios are present. In that way, the acoustic response could be evaluated to eventually apply Equation 14.

Note that when the sound absorption due to sand particles is substantial, both sides of Equation 14 depend on sand content, which implies an iterative method to assess the actual concentration of sand, M_{s2} (Thorne and Hanes, 2002).

The acoustic frequency greatly influences the measured echo intensities. The frequency-dependent sensitivities of backscatter and sound attenuation due to suspended-sediment particles play a relevant role in Equation 14 and in the rest of the derived forms. In fact, the form factor, f , and the sound absorption coefficient due to suspended sediment, α_s , depend on the wave number-particle radius product x and, therefore, acoustic frequency.

4. Results

4.1. Suspended-sediment characteristics from samples

Values of d_{50} (i.e., the size for which 50% of the material is finer in the number distribution) and corresponding geometric deviation of suspended sand and wash load fractions are presented in Table 1 for Zones A and B at each of the measured verticals. The wash load concentration, M_{s1} , is composed of 32% clay and 68% silt at Zone A and 30% clay and 70% silt at Zone B. The PSDs of these fine fractions are homogeneous across the channel and among the verticals and are classified as very poorly sorted ($2 < \sigma_g < 4$) by Blott and Pye (2001).

In Zone A, measured suspended sand was very fine and fine sand. The percentage of fine sand at $0.2h$ is approximately 50% of the total sand volume sampled and increases to 60% in samples collected close to the riverbed. The corresponding mean diameter shows small variations both across the river channel and along the water depth in Zone A (see Table 1). As expected, the PSD of sand is narrower than the one observed for wash load. Sand

is moderately/poorly sorted ($1.0 < \sigma_g < 1.6$) for samples from Zone A. Note that both fractions' PSDs follow normal distributions.

Table 1 Number distribution particle sizes in micrometers corresponding to the content of the two macro classes considered: clay-silt (M_{s1}) and sand (M_{s2}) near surface (0.2h) and bottom (0.9h)

Zone A	Sample (μm)	Aa1 (0.2h)	Aa1 (0.9h)	Aa2 (0.2h)	Aa2 (0.9h)	Aa3 (0.2h)	Aa3 (0.9h)	Aa4 (0.2h)	Aa4 (0.9h)	Aa5 (0.2h)	Aa5 (0.9h)
M_{s1}	d_{50}	7	7	7	7	6	7	7	7	7	8
	σ	2.9	2.9	2.9	2.9	2.6	2.8	2.8	2.8	2.8	2.9
M_{s2}	d_{50}	85	86	87	93	80	83	85	86	87	83
	σ	1.3	1.4	1.3	1.3	1.5	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4

Zone B	Sample (μm)	B1 (0.9h)	B2 (0.2h)	B2 (0.9h)	B3 (0.2h)	B3 (0.9h)	M_{s1}^*
M_{s2}	d_{50}	106	104	105	104	109	4
	σ	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	3

*Mean of depth averaged values from verticals B2 and B3.

The profiles of suspended-sediment concentration at investigated verticals and for both macro classes (i.e., M_{s2} and M_{s1} contents of particles larger and smaller than $63 \mu\text{m}$, respectively) reflect a noticeable vertical gradient for sand concentration (Figure 2). On the contrary, wash load concentration was observed with an almost homogenous concentration along the water column (Figure 2), although the concentration of this class noticeably changed among different dates in Zone A (mean values of 420 mg l^{-1} and 74 mg l^{-1} for surveys Aa and Ab, respectively) and for different locations across the river channel in Zone B (mean values of 61 mg l^{-1} , 1381 mg l^{-1} and 7 mg l^{-1} at verticals B1, B2-B3 and B4, respectively).

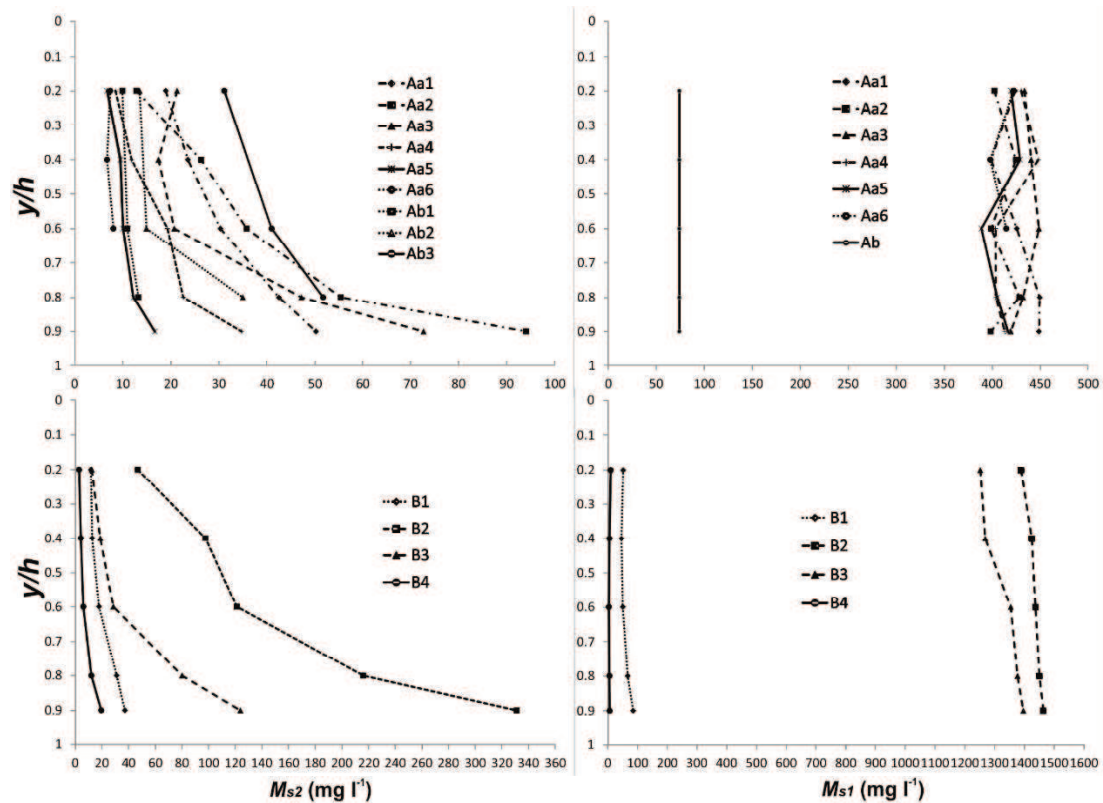


Figure 2 Concentration profiles of suspended sand (M_{s2}) and clay-silt (M_{s1}) for the measured verticals at the two investigated zones

The suspended-sand concentration, M_{s2} , changed from -100% to 150% of the corresponding depth-integrated value when moving from sampling levels close to the water surface to the riverbed, respectively. Minor deviations were observed at the B4 vertical, where the lowest depth-averaged M_{s2} ($<10 \text{ mg l}^{-1}$) was sampled. The wash load fraction appeared homogeneously distributed in the water columns at Zones A and B (verticals B2 and B3). In this case, the deviations along the vertical were limited to $\pm 6\%$ of the depth-integrated value, except for vertical B1 where wash load concentration increased significantly close to the bottom. This may indicate a density current produced by heavily laden inflow of the Paraguay River into the almost clear water of the upper Paraná River. Wash load concentration, M_{s1} , was very low in B4, and the corresponding distribution along the water depth was insignificant in respect to the sampling and laboratory analysis accuracy.

4.2. Corrected backscatter and suspended-sediment concentration

A simplified approach was considered when analyzing the influence of PSD on calibrations between corrected backscatter and suspended-sediment concentration. The full suspended-sediment PSD from samples was reduced to two macro classes separated

by 63 μm size, which represented the suspended sand from the riverbed and clay-silt forming the wash load from the upstream basin. The attenuation coefficients and backscatter were modeled based on median values for the d_{50} corresponding to sand and wash load fractions, as measured at survey Aa and Zone B (Table 1). Note that the particle sizes at Zone A (surveyed on March 17, 2014, survey Aa) were assumed constant with the same values for survey Ab (surveyed on September 20, 2014) because particle size analyses were not performed for the latter measurement.

The calibrations between sand concentration (M_{s2}) and the corresponding corrected signal (Equation 17) for both ADCP frequencies in the studied sites are presented in Figure 3. For surveys Aa and Ab (Figure 3a), similar linear fits were obtained for both frequencies. The R^2 values were equal to 0.87 and 0.93 for 600 and 1200 kHz in survey Aa, respectively, and 0.94 in the Ab survey (1200 kHz), with corresponding slope coefficients of 0.1 and 0.11 in survey Aa (600 and 1200 kHz, respectively) and 0.09 in survey Ab. These slope coefficients are very close to the theoretical value of 0.1 as reported in Equation 17, which indicates the sand fraction dominates the backscatter measurement. As will be explained in more detail in the next sections, backscatter from the wash load fraction is negligible compared to backscatter from the sand fraction; therefore, no direct correlation was found between wash load sediment and corrected backscatter. However, wash load concentration values from samples were used to correct the corresponding acoustic signal, by assessing the contribution of this macro class to the acoustic sediment attenuation coefficient, α_s , as described in Latosinski et al. (2014).

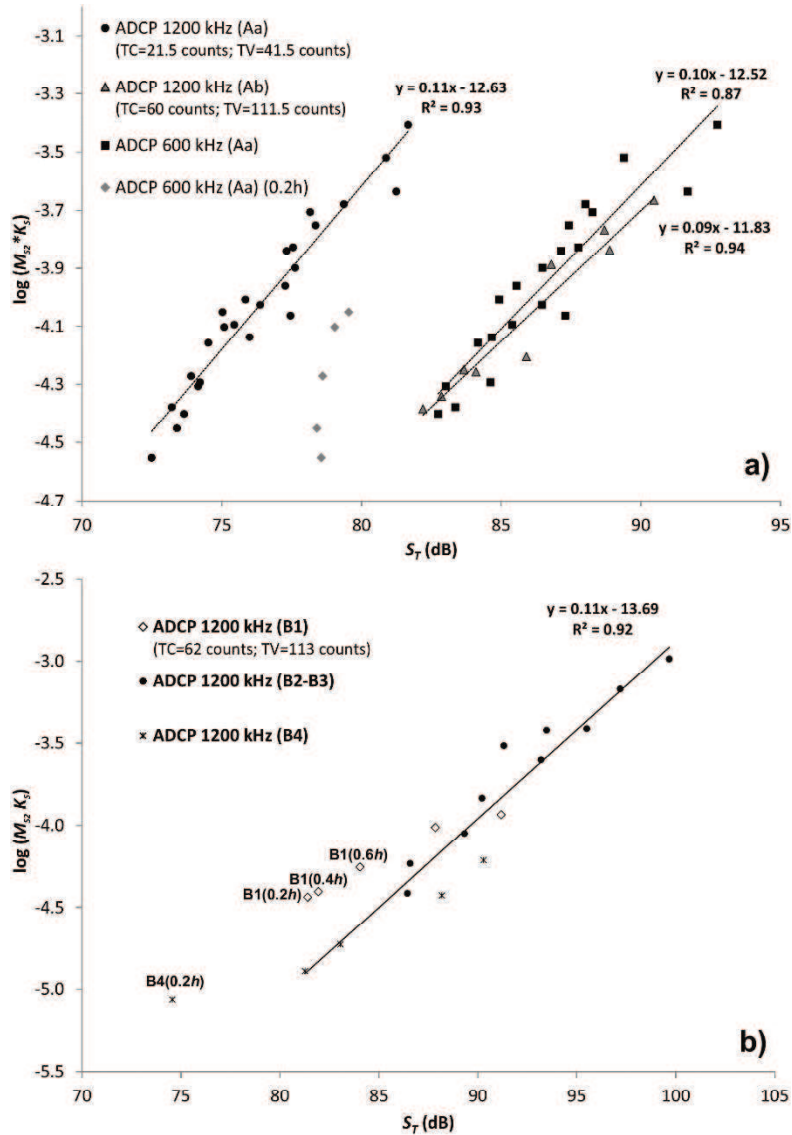


Figure 3 Relation between corrected signal S_T and suspended-sand concentration M_{s2} at Zones A (a) and B (b)

A similar result was observed for Zone B, where the slope coefficient was equal to 1.1 and R^2 0.92. High deviations from the calibrations were found for the first three points in vertical B1 (i.e., for 0.2, 0.4, 0.6 h). These deviations reflect the poor mixing of heavily laden flow from the Paraguay River into the main channel of the Paraná River, which commonly results in increasing gradients of the mixture density towards the riverbed (Lane et al., 2008; Ramón et al., 2014; Trevethan et al., 2015). In addition, deviations from the calibrations were found for point sample locations with low concentrations of suspended sand (as in some points of verticals B1 and B4 in Figure 3b). These deviations reflect a lower echo intensity level response due to lower sand concentrations and the influence of other possible processes of scattering (e.g., flocs and organic matter scattering). It is worth mentioning that for a low concentration of sand, the corresponding

echo intensity level, E , is likely to approach the noise level E_r ; therefore, the assumed simplification presented by Deines (1999) may not be applied.

Different behaviors among the frequencies used are observed in the area near the ADCP transducers (points measured at $0.2h$). Note that the near-surface values (i.e. $0.2h$) from 600 kHz ADCP noticeably deviate from the fitted regression (Figure 3a), while this behavior is not observed for 1200 kHz ADCP. For each vertical measured in survey Aa, the first sampled points are located between 1 m and 1.43 m from the water surface, close to the critical limit distance at which the beam can be considered to have fully formed (Mullison, 2017). According to Deines (1999) the use of the backscatter equation should be limited to beyond $(\pi/4) \times$ Rayleigh distance for the given instrument, which is equal to 1.37 m and 1.34 m for 600 kHz and 1200 kHz Rio Grande ADCPs, respectively. Henceforth, near-surface values ($0.2h$) for the 600 kHz ADCP were not considered in the following analysis.

It is important to highlight the same slope coefficients but different intercept values of the corresponding calibration (K_T in Equation 17) for the different survey and same ADCP frequency (see 1200 kHz ADCP dataset for surveys Aa and Ab in Figure 3a). This behavior can be explained by the different power sources used at each survey zone. As previously mentioned, the same battery was used for both ADCPs in survey Aa. In this case, the transmitted current (TC) and transmitted voltage (TV) were 21.5 counts and 41.5 counts, respectively. A new battery was used in survey Ab, resulting in TC and TV values equal to 60 and 111.5 counts, respectively. In Zone B, alternative current was used, and TC and TV values were 62 and 113.5 counts, respectively. No significant changes (± 1 count) were observed for TC and TV during the approximately eight hours at each survey. As expected, data obtained using the same power source but different frequency ADCPs resulted in different relationships, which reflect not only the variation in acoustic frequency response to suspended sediment but also the effect of different instrument parameters (C and L), noise level (E_r) and sediment and fluid attenuation correction, as presented in the following sections.

4.3. Noise level calibration

The noise level both from equipment and environment, E_r , was calibrated by applying sediment concentration and particle size from samples at each point and corresponding ADCP at survey Aa, eventually assessing E_r with Equation 14. In the following sections,

this full acoustic equation and noise level obtained in survey Aa is evaluated at survey Ab and Zone B. Note that E_r was evaluated using approaches in Deines (1999) (Equation 11) and Mullison (2017) (Equation 12) to eventually elucidate the deviation between these two approaches for the different signal-to-noise ratio presented at each zone. In addition, the full number PSD was considered to assess the acoustic parameters in Equation 9 and 10. This elucidates the deviation in the resulting E_r when considering only the median diameters (d_{50}) of each macro classes and full PSD.

In Table 2, mean noise values ($\overline{E_r}$) are presented for each acoustic frequency using dataset obtained at survey Aa. It is worth noting that E_r did not appear to be range- and time-dependent, presenting random deviation values for the different locations and depths across the channel section. These $\overline{E_r}$ values averaged 16.8 and 19.5 dB for 1200 kHz and 600 kHz frequencies, respectively, considering a median particle size. Computations of $\overline{E_r}$ considering the PSD at each point deviate -0.6% and -5% from the computations using d_{50} values for the 1200 kHz and 600 kHz ADCPs, respectively. Note that less than 0.1% deviations were observed among calibrated values of E_r under Deines and Mullison formulations, i.e. the term $k_c(E - E_r)$ is larger than 10 for either used frequency and for all measured points.

Table 2 Values of noise level (E_r) obtained for each frequency at survey Aa

	1200 kHz		600 kHz	
	$E_{rPSD}^{(1)}$	$E_{rd50}^{(2)}$	$E_{rPSD}^{(1)}$	$E_{rd50}^{(2)}$
$\overline{E_r}$	16.7	16.8	20.6	19.5
Standard deviation	1.2	1.1	1.27	1.18
Maximum	19.4	19.2	22.3	22.4
Minimum	14.4	14.9	17.6	17.5
RD (%) ⁽³⁾	--	-0.6	--	-5

⁽¹⁾ considering full PSD in Equations 9 and 10

⁽²⁾ considering d_{50} value (i.e. the size for which 50% of the material is finer in the number distribution) for each macro class

⁽³⁾ relative difference (RD) = $((E_{rd50} - E_{rPSD}) / E_{rPSD}) * 100$

On average, the difference in E_r considering PSD at each point sampled is 0.1 dB and 1.1 dB for the frequencies of 1200 kHz and 600 kHz, respectively. These differences are produced by changes in sediment attenuation coefficient $\langle \alpha_s \rangle$ and the backscatter coefficients $\langle K_{si} \rangle$ when full PSD is considered (see Equations 9 and 10). On average, $\langle \alpha_s \rangle$ increases 25% and 55% for 1200 kHz and 600 kHz, respectively, when full PSD is considered compared with median particle size. For $\langle K_{si} \rangle$, the increment is 94% and 7%

in the case of wash load and sand fractions, respectively, for both frequencies. However, the impact of these changes in $\overline{E_r}$ is negligible for the 1200 kHz ADCP, on the order of the standard deviation value for 600 kHz (see Table 2). In the following section, the role that these terms and its variation play in Equation 14 is discussed.

4.4. Validation between measured and estimated sand concentration for all survey zones

Sampled and acoustically inferred concentrations of suspended sand (M_{s2}) are compared for each survey zone in Figure 4, using each ADCP frequency and the mean values as reported in Table 2, i.e. $\overline{E_{r\,d50}}$ and $\overline{E_{r\,PSD}}$. Using $\overline{E_r}$ values as calibrated in Zone A, the acoustic assessment of M_{s2} was validated in verticals Aa6, Aa7 and survey Ab (Figures 4a and 4b, points in color) and Zone B (Figure 4c). For Ab zone, a d_{50} value corresponding to that measured at survey Aa was used.

Two major aspects may be argued. The first aspect refers to the dispersion of the data when an average value of E_r is assumed. Table 3 shows the average deviations of M_{s2} with the corresponding maximum and minimum values computed. In survey Aa, average and maximum deviations are less than 2% and $\pm 50\%$, respectively, for the 1200 kHz ADCP; these values roughly double for the 600 kHz ADCP. Secondly, a reasonable validation (maximum average deviation of 41%, see Table 3) is obtained for verticals Aa6 and Aa7, survey Ab and Zone B by applying the calibration developed at survey Aa. However, concentrations were overestimated at all points for survey Ab (mean value of 30% with a maximum of 76% difference from measured, see Figure 4a). Note that in survey Ab, the assumed d_{50} was actually measured in survey Aa. In fact, given the higher water stage at survey Ab, larger diameters of particles in suspension would be expected, indicating the importance of having the actual size of suspended sand for an accurate inversion of Equation 14.

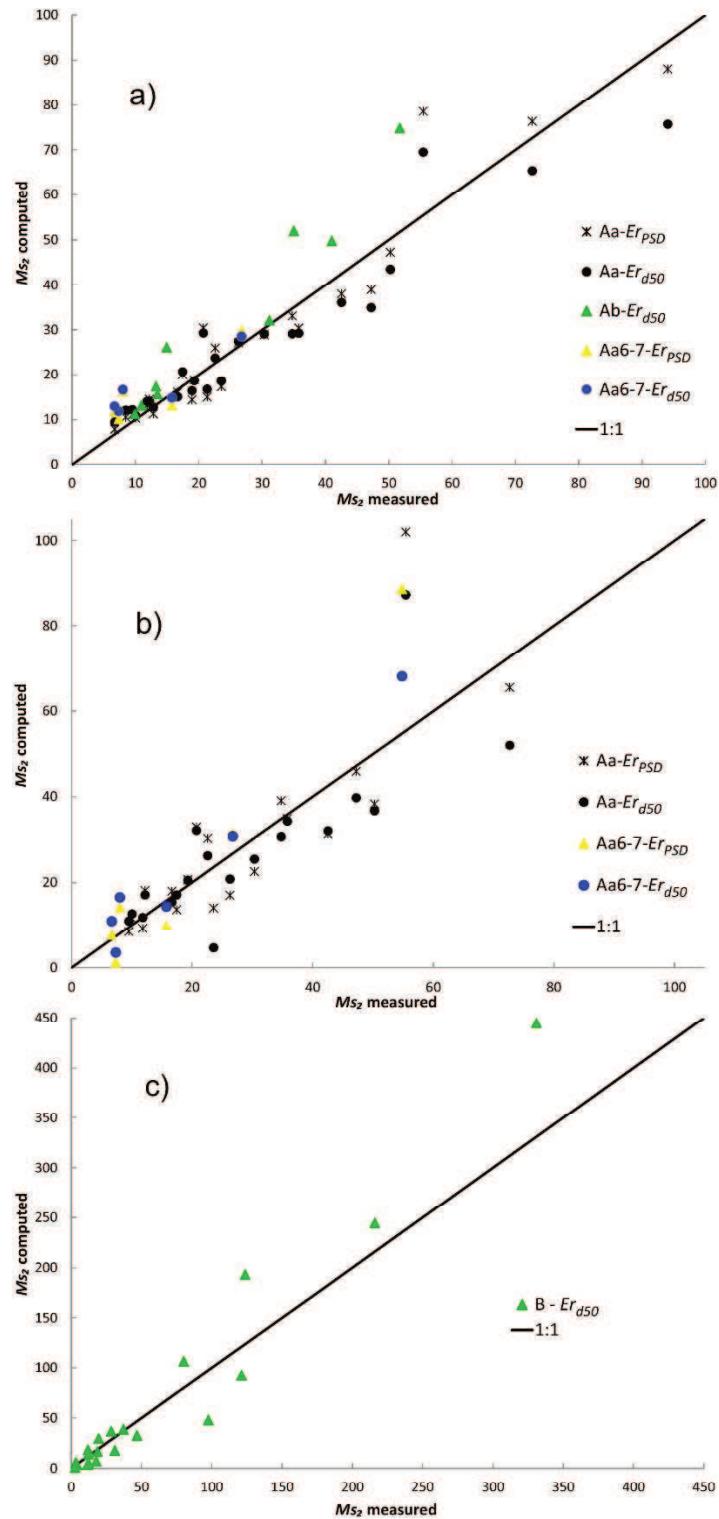


Figure 4 Comparison of M_{s2} measured vs computed using Equation 14: a) 1200 kHz acoustic Doppler current profile (ADCP), surveys Aa and Ab; b) 600 kHz, survey Aa; c) 1200 kHz ADCP, Zone B. Note that in Table 2 (\bar{E}_r) was obtained only in survey Aa and was used for verticals Aa6, Aa7, survey Ab and Zone B

Table 3 Relative suspended-sediment concentration (M_{s2}) difference (%) for each case, acoustic Doppler current profiler ADCP frequency and study zone

	Aa 1200 kHz		Aa 600 kHz		Aa6-7 1200 kHz		Aa6-7 600 kHz		Ab 1200 kHz	B 1200 kHz
	$\overline{E_r PSD}$	$\overline{E_r d50}$	$\overline{E_r PSD}$	$\overline{E_r d50}$	$\overline{E_r PSD}$	$\overline{E_r d50}$	$\overline{E_r PSD}$	$\overline{E_r d50}$	$\overline{E_r PSD}$	$\overline{E_r d50}$
Aver.	1.8	1.8	4.7	3.8	41	41	8	24	30.8	-3.1
Max.	46.7	42.6	83.9	57.2	106	106	76	105	76.2	73.3
Min.	-29.9	-28.0	-40.5	-28.4	-10	-9	-84	-53	3.6	-70.8

4.5. Impact of sand and wash load sediment fractions on sound attenuation

Attenuation coefficients varied over the conditions analyzed (Figure 5), depending on the zone and verticals characterized by different particle sizes, sand and wash load concentrations, temperature and frequencies employed. In Figure 5, α_s was computed using a d_{50} value of each macro class. Note that this coefficient increases when full PSD is considered according the analysis previously presented in this article. The variation in the attenuation coefficient related to the wash load fraction (α_{s1}), mimicked concentration changes among the investigated zones and verticals. Maximum attenuation values (80-90% of the total attenuation) in B2 and B3 verticals corresponded to mean M_{s1} of 1381 mg l⁻¹, whereas the attenuation decreased to 23% and 5% of the total at B1 and B4 verticals where wash load concentrations were 61 and 7 mg l⁻¹, respectively. At survey Aa, the attenuation from wash load sediments represented 53% of the total attenuation that was due to a homogeneous wash load concentration of about 420 mg l⁻¹. This attenuation decreased to 10-20% of the total for survey Ab because of the lower observed wash load (M_{s1} equal to 74 mg l⁻¹ on average). Due to homogeneous distribution M_{s1} in the water column at all study verticals, no substantial changes in attenuation were observed in the water column, between 0.2 and 0.9h.

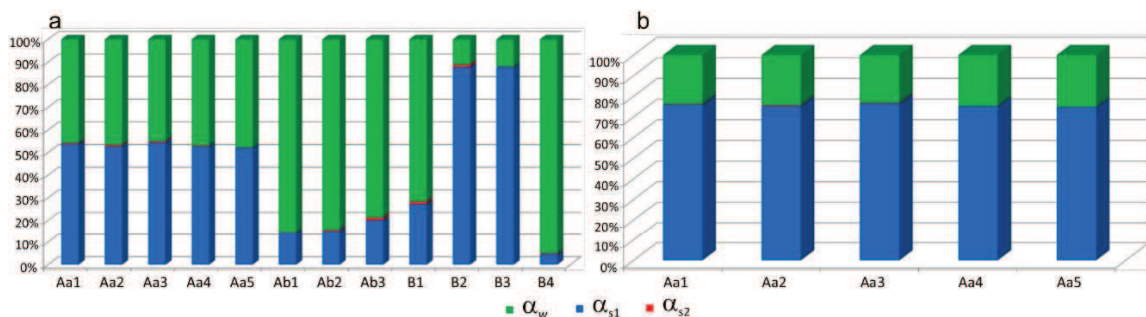


Figure 5 Percentage of depth averaged attenuation due to clear water, α_w , clay-silt and sand macro classes, i.e., α_{s1} and α_{s2} corresponding to M_{s1} and M_{s2} concentration, respectively. Different zones (A and B) and hydrological conditions (Aa and Ab) were analyzed by means of the 1200 kHz (a) and 600 kHz (b) acoustic Doppler current profilers (ADCPs)

For all the analyzed cases, the sand fraction α_{s2} showed a negligible attenuation, with values lower than 1%, although M_{s2} varied from approximately 0 (vertical B4) to 340 mg l⁻¹ (verticals B2-B3). Due to the increase in suspended sand with depth, the $\alpha_{s2(0.9h)}/\alpha_{s2(0.2h)}$ ratio was equal to two for all verticals, except verticals B3 and B4 (verticals with the highest sediment concentration gradient) where these ratios increase to three and four, respectively.

For the 600 kHz ADCP (survey Aa), α_{s1} was a larger portion of the total attenuation than for the 1200 kHz ADCP, which mostly reflected a decrease in water attenuation α_w rather than an increase of α_{s1} . In fact, α_w was about 0.25 dB m⁻¹ on average for the 1200 kHz ADCP and decreased to 0.062 dB m⁻¹ for the 600 kHz (survey Aa) while α_{s1} changed from 0.3 to 0.2 dB m⁻¹ for each frequency, respectively.

Different attenuation terms affected the corrected backscattering strength, S_T in Equation 14 and 17. Each term contributing to the corrected backscattering strength is reported in Figure 6 for the analyzed zones, in percent of the total S_T .

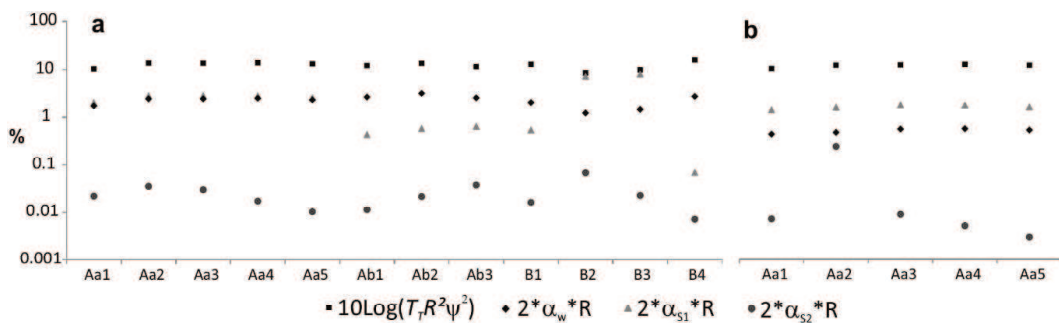


Figure 6 Percentages of depth averaged values of the terms forming the corrected backscatter S_T (see Equation 19) for different zones and 1200 (a) and 600 kHz (b) acoustic Doppler current profilers (ADCPs)

The attenuation produced by sand fraction ($2 \alpha_{s2} R$) was 0.03% and 0.05% of S_T on average along the water column for 1200 and 600 kHz, respectively. The attenuation produced by the wash load fraction ($2 \alpha_{s1} R$) for 1200 kHz was 3%, 0.6%, 8% and 0.3% of S_T in surveys Aa, Ab, B2-B3 and B1-B4, respectively, reflecting the corresponding concentration changes among zones. The wash load fraction represented 1.7% of S_T for the 600 kHz ADCP in survey Aa, on average. Note that the major contribution to the corrected backscattering strength corresponded to beam spreading, which was about 12% for both frequencies.

Disregarding corrections produced by attenuation from the wash load ($2 \alpha_{s1} R$) and sand ($2 \alpha_{s2} R$) fractions resulted in underestimations of M_{s2} equal to 12% and 0.5%, respectively, in survey Ab, underestimations of M_{s2} equal to 37% and 0.3%, respectively, in survey Aa, which were reduced to 27% and 0.9% when using the 600 kHz ADCP. The underestimations of M_{s2} for Zone B were -80% in B2-B3, -6% in vertical B1 and -0.3% in vertical B4, when the wash load fraction attenuation was disregarded. These underestimations in Zone B were reduced to less than 1% by disregarding sand fraction attenuation.

4.6. Backscattering strengths analysis

Following Hanes (2012) and Agrawal and Hanes (2015), the ratio between the sand and wash load fractions' backscattering strength (Equation 19) was evaluated:

$$\frac{\sigma_{s2}}{\sigma_{s1}} = \frac{f_2^2 [M_s / \rho_s a]_2}{f_1^2 [M_s / \rho_s a]_1} \quad (19)$$

These assessments considered d_{50} particle size presented in Table 1 for each zone. For all the study zones and verticals, the sand backscattering strength (σ_{s2}) was much higher than corresponding values of the wash load fraction (σ_{s1}) (Figure 7). The backscattering ratio changed between surveys, from 9 to 15 in Aa and from 24 to 36 in survey Ab as averaged along verticals, the latter values reflecting lower concentrations of wash load fraction.

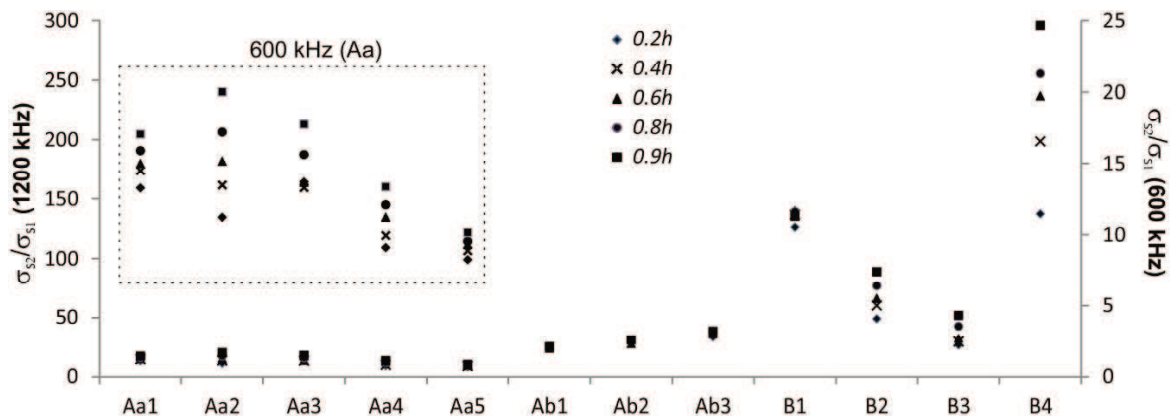


Figure 7 Backscattering strengths ratio of sand over clay-silt fractions for each vertical and zone investigated

The same behavior was observed with both ADCP frequencies; however, the scattering intensity produced by the 1200 kHz ADCP is four times higher than 600 kHz as a consequence of the higher value wavenumber introduced in the form factor.

In Zone B, the backscattering ratio was higher than in surveys Aa and Ab because of higher concentrations of sand. In verticals B2 and B3, the ratio increased with depth because of higher observed sand concentration gradients along the vertical (similar to the 600 kHz behavior in survey Aa). In vertical B4, small wash load concentration yielded high backscattering ratios although lower backscattering strength from sand.

Despite the changes in the backscattering ratio presented in Figure 7, a good correlation is found between the sand-related corrected backscatter and sand concentration (Equation 17, Figures 3 and 4), which bore out a negligible effect of wash load backscattering strength on measured echoes.

5. Discussion

According to the characteristics of the suspended sediment presented in the Paraná River system and used ADCP frequencies, the echo intensity level is governed by the sand fraction, and the wash load fraction contributes negligible echo intensity level for all the wide ranges of concentrations measured at different zones and water stages in this study. These observations can be explained by the behavior of the form factor (f) in relation to sediment particle size and both ADCP frequencies (see Thorne and Hanes, 2002). The proposed acoustic method for estimating suspended-sand concentration resulted in mean deviations within about 40% from sampled concentrations for all survey locations and less than 10% for survey locations Aa with both ADCPs, Aa6-Aa7 with the 600 kHz ADCP, and Zone B with the 1200 kHz ADCP.

The obtained E_r values suggest that for typical PSD and concentration presented in sand bed rivers like the Paraná and Colastiné Rivers, the term $k_c(E - E_r)$ is broadly greater than 10 and therefore, the different formulations presented by Deines (1999), Gostiaux and van Haren (2010) and Mullison (2017) provided similar results. However, caution should be taken in deep streams with low sediment concentration that may result in low propagation of the acoustic signal with depth and low backscattering returns.

In addition, the simplification of the full PSD into the corresponding mean diameter of both fractions leads to deviations in the calibrated E_r . However, the observed deviations were lower than 0.1 and 1.1 dB for the 1200 kHz and 600 kHz ADCPs, respectively.

The assessed values of E_r were expected to account for the instrument noise (E_{ri}), the environmental noise (E_{re}), and the uncertainty in each term presented in Equation 14. Therefore, E_{re} could be produced by any interference such as a radio modem, echo

sounder, ship noise or another acoustic instrument operating at a similar frequency as the used ADCPs. To assess instrument and environmental noise, noise evaluations are recommended for each study site and measurement condition to eliminate interference that could affect the E_r value.

The value E_{r_i} is the measured echo intensity level measured by the ADCP in the absence of any transmitted signal. It may be obtained from an intensity level at the end of each ensemble or, for the ADCPs used in this study, issuing a special command (PT3) to the ADCP when it is under water. Note that for the used ADCPs, the E_{r_i} value reported using these techniques was 46 counts (19 dB) for both frequencies, which were 2.2 dB higher and 0.5 dB lower than the computed E_r value obtained using Equation 14 (Table 2) for 1200 kHz and 600 kHz, respectively. Note that these values are smaller than uncertainty (3 dB) of C parameter presented in Equation 14 (Deines, 1999). Additional studies are required to explain this difference, including an accuracy evaluation of each term in Equation 14 and other possible sources of uncertainty (e.g., the role of organic particles in backscatter, flocs, or other suspended particles or accuracy of the particle size information using the described analytical methods).

In general, the attenuation produced by the wash load fraction had a role in the estimation of sand concentration for the investigated range of hydro-sedimentological conditions. Disregarding the attenuation produced by the wash load fraction would have resulted in underestimating sand concentration by as much as 80% in the evaluated conditions, depending on the wash load concentrations. On the contrary, the attenuation of the acoustic signal due to sand appeared negligible; ignoring the sand attenuation would have resulted in an underestimating of the sand concentration by less than 1% in the evaluated conditions.

The change in power supplied to the ADCPs was found to substantially change the TC and TV (see Figure 3 and different values of TC and TV in surveys Aa and Ab-B). Note that if TC and TV values using a new battery or generator with a power inverter (such as were used in survey Ab and Zone B) were used in Equation 14 at survey Aa (where battery power was poor), the value of E_r would have been underestimated by 68%, underestimating sand concentration by 87% (as a mean value) at this zone. Therefore, the actual TC and TV values should be known (reported in the raw ADCP data file) and should be used in calculations to account for TC and TV changes due to varying power.

Several factors may result in poor calibrations between suspended-sand concentration and the corrected backscattering strength (see dispersion presented in Figures 3 and 4) or may invalidate or cause deviations from an existing calibration. The first factor refers to how field measurements are made. Given the ADCP beams' divergence, difficulties in maintaining a stationary position for the boat, and any difference in sediment sampling location relative to the ADCP deployment location, an exact coincidence between the ADCP-measured and physically sampled water volume is rarely achieved. The second factor refers to simplifications in modeling sound propagation through water. Processes in addition to the backscatter response from the sand fraction and attenuation from the wash load fraction may have an effect on the acoustic signal, such as water density and sediment stratification due to confluence mixing, temperature stratification, sediment flocculation, and presence of particle organic matter. However, reasonable calibrations (Figure 3) and constant values of E_r (Table 2) were still found by simplifying some elements of the computations, particularly by reducing the full sediment PSD to two macro classes separated by the 63 μm size.

The simplifications required a site-dependent calibration to determine the noise level, E_r , assessed by fitting the corrected backscatter to sampled concentration of suspended sand. For the case of the Paraná River system, this calibration gave a constant E_r value close to the instrument noise irrespective of river zone and hydrologic condition, which corroborates the reliability of the operated simplifications. However, future validation at different rivers with varying sediment conditions is recommended, especially where grain size varies spatially (across the cross-section and with depth) and with hydrological condition.

Although ranges in observed particle sizes were fairly wide (Table 1), similar regression lines and constant E_r value were obtained using a mean particle size for each fraction when acoustically inferred and sampled sand concentrations were related through Equations 17 and 14 respectively, therefore, the sound propagation was reasonably modeled by the variation of backscattering strength and viscous attenuation related to sand and wash load concentration changes, respectively.

Note that these results provide an important simplification when applying this methodology to other rivers as although median particle size across the section is necessary to know, it does not require the precise knowledge of the full PSD of the suspended material. However, more research is needed at sand bed river sites with even greater variation of PSD with depth in the water column than was measured in this study.

To finish, this article demonstrates that an acoustic methodology, using commercially-available ADCPs, enables the simultaneous investigation of flow velocity and sand concentration with a spatial (nearly complete cross-section) and temporal resolution impossible to achieve with traditional methods. These results are relevant for various research disciplines and water resources management agencies trying to weigh sediment sampling efforts and associated costs in medium and large rivers. In particular, the methods described in this article would be useful for rapidly quantifying suspended-sand distribution along a river channel to understand the dynamic interaction of flow and sediment transport. This knowledge could then support prediction of river channel morphodynamics (see for example Szupiany et al., 2012; and Hackney et al., 2018), sedimentation and scour patterns near in-channel structures, reservoir infilling and sustainability, suitability of aquatic habitat, and transport of sediment-associated pollutants.

Note that many sand bed rivers throughout the world have similar sediment characteristics as those presented in the studied river (Paraná) (i.e. bi-modal suspended sediment (fine fraction transported as wash load and coarse fraction from the bed, see Latrubesse et al., 2015; Fielding, 2007; Latrubesse et al., 2005). The proposed acoustic calibration methodology provides a complete procedure to be applied in other rivers that have substantial variations in suspended sand throughout the cross-section and with depth. In contrast with the sand fraction, the wash load fraction is typically homogeneously distributed across the section and relatively easy to sample to obtain an estimate of total suspended-sediment concentration when combined with the acoustic calibration methodology for estimating suspended sand.

6. Conclusions

This study demonstrates that commercially available, down-looking ADCPs of commonly-used frequencies (1200 kHz and 600 kHz), can be used to infer information regarding suspended-sand concentrations in sand bed river systems. The use of commercially available ADCPs to estimate suspended-sand concentrations is particularly compelling compared to other indirect methods for measuring sediment because of the ability to leverage existing uses of the equipment for flow velocity and discharge measurements, and by extension, ability to compute sediment fluxes or loads. The calibration method described in this article can provide quantitative information about suspended sand with a resolution nearly impossible to achieve by traditional sampling

methods alone. In this sense, the relevant theory and detailed field measurements described in this article were successfully integrated to provide a powerful demonstration of the ADCP's capability for measuring suspended sediment studies in many sand bed rivers throughout the world.

The behavior and impact of the different terms of the sonar equation under a typical bimodal particle size distribution found in sand bed rivers were evaluated. The associated methodology requires knowledge of sediment characteristics such as d_{50} particle size of both wash load and sand macro classes of suspended sediment and clay-silt concentration to estimate total suspended-sediment concentrations. Although the described approach could be applied in a large range of rivers characterized by sand beds with varying concentrations of fine sediment forming the wash load, it requires a case-study validation of the simplifications of the acoustic equations, which in this case were achieved by means of the noise term, E_r , calibration.

Differences between measured and estimated sediment concentration using the described methodology for the datasets collected in the Paraná and Colastiné River system averaged around $\pm 40\%$ for all study zones. Given that the suspended-sediment characteristics of the rivers described in this study are similar to many other sand bed rivers, especially large river systems throughout the world (Latrubesse, 2015), the present analysis advances efforts to develop a general acoustic methodology that can provide more accurate and higher spatial and temporal resolution data for fluvial suspended-sediment studies. Though traditional sampling techniques would still be required to develop and periodically validate calibrations, the methodology could ideally be used to obtain an estimate of suspended-sediment concentration and load at any time, particularly when sampling is not safe or practical. Application of the methodology is therefore expected to result in a fundamental shift in sediment assessment studies, providing cost effective, accurate, and high-resolution sediment data that are essential for understanding the dynamics of sand bed river systems.

Acknowledgements

The authors would like to thank Mr. Roberto Mir and Sr Santiago Cañete from Universidad Nacional del Litoral for their assistance during the fieldwork, MSc. Ana M. Alvarez and Dr Marcos Gallo for conducting suspended-sediment analysis, the National Institute of Limnology for providing the US P-61 sampler, and Dr Daniel Parsons from University of Hull for providing the 600 kHz ADCP. Comments by Tim Straub, Daniel

Hanes and Daniel Parsons for their technical review of the manuscript are greatly appreciated. This study is part of the project ‘Fluvial process studies in large rivers using acoustic Doppler technology’ granted by the Universidad Nacional del Litoral, Argentina. Any use of trade, firm, or product names is for descriptive purposes only and does not imply endorsement by the US Government.

Anexo 2: Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET): A software package for calibrating and processing TRDI ADCP data to compute suspended-sediment transport in sandy rivers

Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET): A software package for calibrating and processing TRDI ADCP data to compute suspended-sediment transport in sandy rivers

Dominguez Ruben, L.^{1,2}, Szupiany, R. N.^{1,2}, Latosinski, F. G.^{1,2}, López Weibel, C.^{1,2},
Wood, M.³, & Boldt, J.⁴

¹ International Center for Large Rivers Research, School of Engineering and Water Sciences, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe City, Santa Fe, CP, 3000, Argentina

² National Scientific and Technical Research Council (CONICET), Argentina

³ U.S. Geological Survey, 230 Collins Rd, Boise, ID, 83702, USA

⁴ U.S. Geological Survey, 9818 Bluegrass Parkway, Louisville, KY, 40299-1906, USA

ABSTRACT

Quantifying suspended-sediment transport is critical for a variety of disciplines related to the management of water resources. However, the number of gauging stations and monitoring networks in most rivers around the world is insufficient to improve understanding of river dynamics and support water resource management decisions. This is mainly due to the high operational costs and intensive labor involved in traditional sediment measurement techniques, especially in sand bed rivers where coarse material varies spatially in the river cross-section. Recently, the acoustic surrogate method has received attention as a potentially accurate surrogate technology for estimating suspended-sediment concentrations. In addition, the acoustic surrogate method, through use of acoustic Doppler current profilers (ADCPs), has the advantage of being able to simultaneously measure the flow velocity field and cross-sectional area when moving-boat measurements are performed. In spite of the important advances made in the implementation of this technique, there are no widely-available, free tools for processing the ADCP acoustic signal cross-section measurements which include options to extrapolate velocity and sediment in unmeasured ADCP zones and develop calibrations with physical samples. This paper presents a new software called Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET), which enables the user to develop a calibration between the acoustic signal collected with a down-looking Teledyne RD Instruments ADCP and sediment concentrations determined using traditional sediment sampling techniques. Moreover, ASET software uses dynamic ADCP measurements to estimate the total suspended-sediment transport through a river cross-section. The theoretical framework

and data processing routines applied by each module in ASET are presented. Finally, a comparison is made between the results obtained by ASET and by traditional methodologies for computing suspended-sediment transport in a large river system (Paraná River, Argentina).

1. Introduction

Quantifying sediment transport in natural streams and rivers is crucial for a variety of disciplines, due to the physical or chemical impact of this variable on these systems. For example, sediments transported by rivers control morphodynamic behavior, with patterns of erosion and/or deposition that interact with nearby infrastructure (such as bridges, gas pipelines, coastal defenses, ports, dams, among other structures and human activities). In addition, it is well known that sediments can carry pollutants with them. Therefore, quantification of sediment transport is necessary to evaluate, quantify, protect, and manage water resources.

Despite the importance of sediment transport in natural systems, it is one of the least quantified variables. This is because traditional quantification methods involve complex and often high cost field sampling techniques and laboratory procedures. In some cases, field sampling is physically impossible or unsafe to sampling personnel (Gray et al., 2010). In addition, a variety of sediment samplers often must be selected, purchased, and properly used based on the sediment size and hydraulic conditions of each stream (Davis, 2005; Gray and Gartner, 2009; Gray et al., 2010). Moreover, the results are temporally and spatially limited, especially in sand bed rivers where the coarse fraction can be highly variable throughout the river's depth and cross-section as well as over time. This is a critical factor that has hindered a complete understanding of river dynamics and management, especially in large river systems, where sediment dynamics are poorly known.

Because of all these limitations, different surrogate technologies for sediment transport monitoring have appeared over the last decade (Gray and Gartner, 2009; Gray et al., 2010). Five suspended-sediment surrogate technologies, considered acceptable or promising by several authors (Gray et al., 2010), are noteworthy: turbidity (bulk optics), laser diffraction, digital optical imaging, pressure difference, and acoustic backscatter. More details about each technology are presented by Gray et al. (2010). The acoustic backscatter surrogate technology, through the use of acoustic Doppler current profilers (ADCPs), is one of the most promising methods to estimate suspended-sediment

concentration in both marine and river environments. Moreover, it has some important advantages in comparison with other surrogate technologies, such as the ability to simultaneously measure the flow and backscatter signal with a high spatial and temporal resolution, especially in medium and large river systems where moving-boat ADCP-based flow measurements are routinely performed.

Different studies from diverse perspectives can be highlighted, using a variety of acoustic instruments in laboratory and natural environments, on the relationship between suspended sediment and echo intensity level (Thorne et al., 1994; Holdaway et al., 1999; Deines, 1999; Thorne and Hanes, 2002; Gartner, 2004; Wall et al., 2006; Topping et al., 2007; Szupiany et al., 2009; Hanes, 2012; Guerrero et al., 2012, 2013; Latosinski et al., 2014; Thorne and Hurther, 2014; Venditti et al., 2016; Landers et al., 2016; Topping and Wright, 2016; Mullison, 2017), acoustic attenuation and scattering properties (Thorne and Meral, 2008; Wright et al., 2010; Sassi et al., 2012; Moore et al., 2012; Moate and Thorne, 2013; Agrawal and Hanes, 2015; Hanes, 2016; Topping and Wright, 2016; Haught et al., 2017), and acoustic scattering by suspended flocculating sediments (Thorne and Hurther, 2014; Vincent and McDonald, 2015; Thomas et al., 2017), among others.

In spite of the important advances made in the implementation of acoustic techniques to measure sediment concentration, several uncertainties remain in the estimation, and simultaneous physical sampling is still required to develop calibrations. Moreover, there are limited computational tools that enable calibration and/or application to resolve acoustic inversion and its integration with the simultaneous velocity measurements. Some authors have developed tools to post process data to address this issue, but the tools have generally been case-based, focusing on the specific conditions of a study, or have been sold as a commercial product.

ASET is a MATLAB®-based free toolbox developed to post process Teledyne RDI ADCPs in natural streams or rivers with suspended bed-sediment (coarse fraction, size $\geq 63 \mu\text{m}$) and wash load (fine fraction, size $< 63 \mu\text{m}$) in transport (bimodal particle size distribution), i.e., a typical condition present in sand-bed rivers. ASET has two Modules integrated into a Graphical User Interface (GUI). The Sediment Acoustic Calibration Module is used to obtain, visualize, and validate calibrations between the echo intensity level from static ADCP measurements and suspended coarse sediment concentration values measured simultaneously using traditional sampling techniques in different points of surveyed verticals. Once the calibration is obtained, the Suspended-Sediment Transport Module transforms the acoustic intensity signal into sediment concentration for

each cell/ensemble measured by the ADCP, obtaining the same spatial resolution as the measured velocity field. Extrapolation methods are also included to estimate velocity and concentration values in areas not measured by the ADCP, (i.e., near bottom, surface, and near bank), with visualization modules for the user to evaluate each method. Finally, an integration module makes it possible to compute the total suspended-sediment transport in a river cross-section. Input files to ASET, depending on the module used, include ASCII and .PDO files from Teledyne RD Instruments' WinRiver II data collection software (Teledyne RD Instruments, 2009), as well as .mat files from Velocity Mapping Toolbox (VMT) software (Parsons et al., 2012).

The following section presents a review of the acoustic theory and the methodologies applied in the different modules, including capabilities and limitations. Finally, ASET is applied to datasets collected at different cross-sections of the Paraná River system, and a comparison is made with sediment transport measurements performed using traditional sampling methods.

2. The Acoustic Sediment Estimation Toolbox: An Overview

In its current form, ASET processes the echo intensity level, flow velocity, and bathymetric data measured by 600 kHz and 1200 kHz Rio Grande and RiverRay ADCPs from Teledyne RD Instruments. ASET contains two main modules. The first module, called "Sediment Acoustic Calibration Module", enables the user to develop a calibration between the ADCP echo intensity level and the suspended-sediment concentrations measured at different points across the channel using traditional point sampling techniques. The second module, called "Suspended-Sediment Transport Module," allows users to apply the calibration developed in the first module and compute the suspended-sediment concentration in each cell measured by the ADCP. The suspended-sediment concentration in each cell is then combined to determine the total suspended-sediment transport at a river cross-section.

ASET incorporates different extrapolation methods to estimate flow velocity and suspended-sediment concentration in zones where the ADCP is not able to accurately measure flow velocity and acoustic intensity: near banks; near the water surface, due to the ADCP draft and blanking distance; and near the river bottom, due to sidelobe interference (for more details, see Simpson, 2001; Mueller et al., 2013).

The flowchart presented in Figure 1 summarizes the steps followed by ASET, both for the calibration and application/transport modules and according to how measurements

were performed, that is, static- or dynamic-boat measurement and individual or multiple cross-sections.

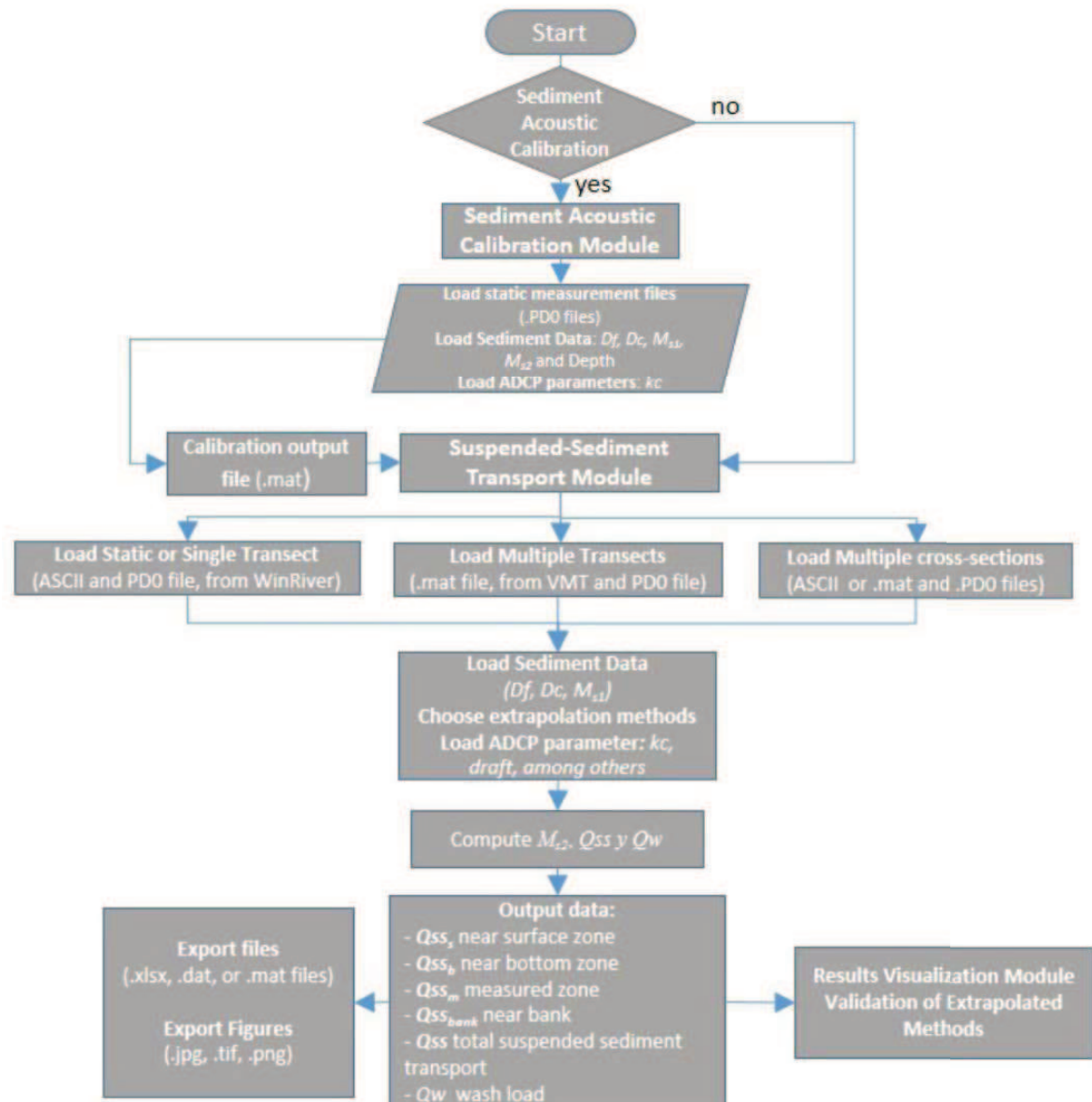


Figure 1 The ASET flowchart illustrates the main steps followed by the code. Note that Q_{ss_s} and Q_{ss_b} are the suspended bed-sediment transport at near-surface and bed regions not measured by the ADCP, Q_{ss_m} is the suspended bed-sediment transport in zones measured by the ADCP, $Q_{ss_{bank}}$ is the suspended bed-sediment transport near bank not measured by the ADCP, Q_{ss} is the total suspended bed-sediment transport, Q_w is the total wash load transport, D_f and D_c are the mean particle size for fine and coarse fractions, respectively, and M_{s1} and M_{s2} are the fine and coarse fraction concentrations, respectively

3. Acoustic theory

The ASET code applies the ADCP-based acoustic inversion procedure presented by Szupiany et al. (2019), which details the acoustic theory, limitations, evaluations of the

different variables and parameters included in the sonar equation and in situ sampling methodologies for the calibration process. Therefore, this section briefly presents the fundamental acoustic concepts and equations from Szupiany et al. (2019) that are required by ASET.

Notice that ADCP-based acoustic inversion methods were tested in sand-bed rivers where coarse (sand) and fine (silt and clay) fractions dominate sediment transport (see conditions and limitations in Szupiany et al., 2019) and where air bubbles, particulate organic matter, and flocculated material (flocs) were negligible. ASET users should evaluate the suspended particle characteristics at each study site to determine if the underlying methodologies are appropriate for the site's conditions.

Each ADCP transducer transmits an acoustic pulse through the water column and then listens for the backscattered energy from scatterers (i.e. sediments, organic matter, air bubbles, flocs, etc.). The return echo intensity level is a function of the different concentrations, particle sizes and type of the scatterers in the water column. In turn, this intensity is a function of the characteristics of the equipment, such as frequency, transmitted energy, range of measured volume, and reception sensitivity (Deines, 1999). Various authors present the acoustic scattering model produced by the suspended particles (Thorne et al., 1993; Schaafsma and Hay, 1997; Holdaway and Thorne, 1997; Creed et al., 2001; Poerbandono and Mayerle, 2002; Thorne and Hanes, 2002; Gartner, 2004; Wall et al., 2006; Topping et al., 2007; Wright et al., 2010).

The propagation of an emitted signal with power intensity I_0 (EL in dB) with an arbitrary reference intensity (I_{ref}) into a water-sediment mixture is usually modeled accounting for the volume backscatter strength (S_v), sound losses and spherical spreading, which may be referred to as volume backscatter correction (S_v in dB), eventually giving the received power intensity I (referred to as RL in dB with the same arbitrary reference intensity I_{ref} as for EL). Under ideal conditions, the received intensity is proportional to the emitted level and the corrected backscatter strength (i.e. $S_v - S_c$ in dB). Therefore, simple equality may be written in dB scale as given in Eqs. 1 and 2.

$$EL + S_v - S_c = RL \quad (1)$$

$$10 \log_{10} \left(\frac{I_0}{I_{ref}} \right) + S_v - S_c = 10 \log_{10} \left(\frac{I}{I_{ref}} \right) \quad (2)$$

The volume backscatter strength, S_v (in dB), is defined as the sum of the backscatter of individual particles per unit volume. Also, for practical uses, the average properties of the

particles are considered. Therefore, S_v can be defined through Eq. 3 (Thevenot and Kraus, 1993), as:

$$S_v = 10 \log_{10} n_b \sigma_s \quad (3)$$

where the average values are indicated in parentheses $\langle \rangle$ and the term $\langle \sigma_s \rangle$ is the average or effective particle scattering (in m^2), while n_b is the number of particles per unit volume (in m^{-3}).

Considering the total mass of the suspended sediments per unit volume, M_s (in kg m^{-3}), equal to the n_b characterized with the average radius $\langle a \rangle$ (in m) and sediment density ρ_s (in kg m^{-3}) (Eq. 4), the relationship between the backscatter intensity and suspended-sediment mass in the unit volume (i.e., sediment concentration) can be written as Eq. 5,

$$M_s = \frac{4}{3} \pi \rho_s n_b \langle a^3 \rangle \quad (4)$$

$$S_v = 10 \log_{10} \frac{3M_s \langle \sigma_s \rangle}{4\pi \rho_s \langle a^3 \rangle} \quad (5)$$

where the backscatter is related to the cross-section of an individual particle through a dispersion function, as shown in Equation 6 (Clay and Medwin, 1977),

$$\sigma_s = (a^2 f^2) / 4 \quad (6)$$

where f is the form factor (Thorne and Hanes, 2002). For a given particle, the form factor depends on the size, type, and shape of the particle and the acoustic frequency applied. Its variation is described as the product between the particle radius and the acoustic wavenumber (k) (Thorne and Hanes, 2002), referred to as x .

When the sediment is a cloud of irregularly shaped particles, which is a typical condition of suspended sediment in natural streams or rivers, the formulation presented by Thorne and Meral (2008) can be applied to estimate f , that is, $f = 1.25x^2$ and $f = 1.1$ for Rayleigh ($x < 1$) and geometric ($x \gg 1$) scattering regimes, respectively.

Combining Equations 3, 4 and 6, the volumetric backscatter intensity (S_v) can be written as Equation 7,

$$S_v = 10 \log_{10} \left(\sum K_{si} M_{si} \right) \quad (7)$$

where K_{si} is a function of time t and the ranging distance along the central axis of the beam, R ,

$$K_{si}(t, R) = \frac{3a_i^2 f_i^2}{16\pi \rho_s a_i^3} \quad (8)$$

where the subscript i corresponds to the analyzed suspended sediment (wash load and suspended bed material).

The volume backscatter correction (S_c) (Eq. 9) is expressed by means of: i) the absorption coefficient due to water viscosity (α_w , expressed in dB m⁻¹) (Marsh and Schulkin, 1962); ii) the absorption coefficient due to sediment scattering and viscous effects (α_s , expressed in dB m⁻¹) (Urick, 1948; Thorne and Hanes, 2002); and iii) beam spreading and near-field zone correction by means of coefficient ψ (Downing et al., 1995).

$$S_c = 2 \left(\alpha_w + \sum \alpha_{si} \right) R + 10 \log_{10}(T_t R^2 \psi^2) \quad (9)$$

Note that the absorption coefficients (α_w and α_{si}) depend on sediment concentration, grain size, water temperature (T_t), salinity and acoustic frequencies employed (see more details in Szupiany et al. 2019). The absorption coefficient α_{si} is expressed by Eq. 10:

$$\alpha_{si} = 8.686 \left[\frac{kM_{si}}{2\rho_s} (S - 1)^2 \left(\frac{s_i}{s_i^2 + (s_i + \tau)^2} \right) + \frac{4M_{si}}{D_i \rho_s} \left(\frac{x^4}{1 + 1.3x^2 + 0.24x^4} \right) \right] \quad (10)$$

Where $S = \rho_s / \rho$ is the relative density; ρ is the fluid density; $s_i = (9 / 2 \gamma D_i) [1 + (2 / \gamma D_i)]$; $\gamma = \sqrt{\pi f / \nu}$; ν is kinematic viscosity; $\tau = (1/2) + (9 / 2 \gamma D_i)$, and D_i is the mean particle diameter.

The echo intensity level (E) may be divided into desired and undesired portions of the received signal (commonly referred to as noise or background masking level). A variety of masking effects may distort the information contained in the received signal regarding suspended sediment or specific particle size. Indeed, the ADCP recording in counts, E , represents both portions of the received signal as reported in Equation 11 (Gostiaux and van Haren, 2010; Mullison, 2017).

$$RL = 10 \log_{10}(10^{k_c(E-E_r)/10} - 1) \quad (11)$$

where E (in counts) is the signal reflected by the suspended sediment, E_r (in counts) is the instrument and environmental noise, and k_c is a conversion factor between counts and dB, which is available upon request from the manufacturer (Teledyne RD Instruments, 2009). Reasonable assumptions are that the unknown reverberation E_r has negligible variation and is much lower than the sediment backscatter. Under these assumptions, the measured variability of the intensity level remains correlated with the corrected backscatter

strength, $S_v - S_c$, and a reasonable calibration may be achieved between the field samples and corrected backscatter (Szupiany et al., 2019).

The emitted power intensity EL in dB can be expressed using the transmit power P_T , the transmission length L , and the parameter C , which considers the transducers' geometry and efficiency (Deines, 1999; Mullison, 2017). Therefore, joining equations 7-9 and 11, the concentration of suspended sediments can be calculated by Eq. 12,

$$10\log_{10}(K_{s1}M_{s1} + K_{s2}M_{s2}) = 10\log_{10}\left(10^{kc(E-E_r)/10} - 1\right) + 2(\alpha_w + \alpha_{s1} + \alpha_{s2})R + 10\log_{10}\left(\frac{T_t R^2 \psi^2}{LP_T}\right) + C \quad (12)$$

Fine (silt and clay) and coarse (sands) fractions comprise a typical bimodal suspended sediment distribution found in natural sand-bed streams and rivers. These fractions produce different backscatter intensity and attenuation values (Wright et al., 2010; Latosinski et al., 2014; Hanes, 2012, 2016; Topping et al., 2016; Szupiany et al., 2019) and are thus represented separately by subscripts 1 and 2 in Equation 12.

Therefore, ASET solves Eq. 12 by obtaining all of the necessary parameters from the raw ADCP data files and suspended-sediment characteristics provided by the user (i.e., mean grain size of fine and coarse fractions and fine fraction concentration). Since fine fraction concentration is typically homogeneously distributed across the cross-section, it can be measured relatively easily by the user. When the Sediment Acoustic Calibration Module is used, ASET solves Eq. 12 for each sampling point, obtaining the only unknown variable E_r . Szupiany et al. (2019) found E_r to be constant for different river reaches and water stages in the Paraná River system and other sand-bed rivers in the world (unpublished data). However, the authors recommend evaluating the variation of E_r at individual study sites over a range of sediment transport conditions.

In the Suspended-Sediment Transport Module, ASET solves Eq. 12 for each measured cell in the cross-section to transform echo intensity level into a coarse fraction sediment concentration. The computations carried out in various scenarios are presented in detail in the sections below, including the extrapolation methods applied in the areas not measured by the ADCP.

When coarse fraction backscatter is much higher than fine fraction (i.e., $K_{s2} \gg K_{s1}$) and assuming that $kc(E - E_r) > 10$ (Mullison, 2017), Eq. 12 can be rearranged as Eq. 13,

$$\log_{10}[M_{s2}(R)K_{s2}(R)] = 0.1[S_T(R)] + K_T \quad (13)$$

where K_T includes the parameters of the instrument (i.e. C, P_T, L) and E_r while S_T is the corrected signal, Eq. 14,

$$S_T = k_c E + 2(\alpha_w + \alpha_{s1} + \alpha_{s2})R + 10 \log_{10}(T_r R^2 \psi^2) \quad (14)$$

ASET can also evaluate the linear relationship (Eq. 14), which can be used to analyze the acoustic response for each specific study site and suspended-sediment characteristics. ASET assumes that backscatter is dominated by the coarse fraction. In that case, the slope of the linear regression should be equal to 0.1. More detail about calibration processes and acoustic formulation is found in Szupiany et al. (2019).

4. ASET Routines

4.1. Sediment Acoustic Calibration Module

This module combines a dataset of field measurements (point suspended-sediment samples), their sedimentological characteristics (fine fraction concentration and mean particle size of both fine and coarse fractions), and the ADCP data obtained from static measurements at different verticals across a section where the sediment was sampled. More details regarding the field methodology could be found in Szupiany et al. (2019). This computational code module solves Equation 12 to estimate the only unknown parameter (E_r) at each point. Note that Szupiany et al. (2019) demonstrated that the E_r value remains constant at different water stages and hydraulic characteristics in a large sand-bed river.

ASET Sediment Acoustic Calibration Module reads .PD0 file formats created by Teledyne RDI ADCPs (through WinRiver II software), which is necessary to obtain all the variables and parameters to solve Eq. 12 (depth, received intensity level, water temperature, transmit current and voltage, acoustic pulse length, cell depth and size, among others).

ASET prompts the user to follow this sequence:

- a) Load the .PD0 files collected using an ADCP (taken at the same time that suspended sediment samples were collected). Note that ASET uses the *pd0read.m* code, developed by the U.S. Geological Survey (David Mueller, personal communication) to extract all the necessary parameters from the .PD0 file.
- b) Load suspended-sediment characteristics at each sampled point within each vertical. This information is loaded by the user in the Calibration Module panel. The necessary sedimentological data are i) mean grain size of fine fraction (D_f)

(i.e., suspended particle smaller than 63 μm); ii) fine fraction concentration (M_{s1}); iii) mean particle size of coarse fraction (D_c) (i.e., suspended particles larger than 63 μm); iv) coarse fraction concentration (M_{s2}); and iv) depth at which each sample was taken (relative to the water surface).

Subsequently, different evaluations are carried out: i) evaluate the regression from Eq. 13, that is, analyze the assumption that, according to the sediment size distribution, the backscatter level is governed by the coarse fraction (Szupiany et al., 2019); ii) evaluate the E_r value variation at each sampled point; and iii) analyze the correlation between the coarse fraction suspended sediment (M_{s2}) measured and estimated at each point by ASET, considering an average value of E_r , which will be used then in the application module to estimate sediment transport across a section.

Note that the presence of scatterers other than sediment (debris, bubbles, algae, particle organic matter, and flocs, among others) could produce uncertainty in the calibration process. It is highly recommended that each user evaluates and quantify the characteristics of the suspended material present at the study site to determine whether the methodology and assumptions proposed in Szupiany et al. (2019) and applied by ASET are valid.

4.2. Suspended-Sediment Transport Module

Once the calibration has been developed, or if the user already has determined the E_r value for their study site, the Suspended-Sediment Transport Module can be used to compute the suspended-sediment concentration (coarse fraction) and total sediment transport (fine and coarse fractions). This process can be performed both for static (time-series) and/or cross-section measurements.

The steps followed by ASET are shown below and include the extrapolation methods used in the areas not measured by the ADCP. Moreover, a testing module to evaluate the results is presented.

4.2.1. Input Files

ASET Suspended-Sediment Transport Module supports two types of input files, depending on whether single or multiple measurements were performed in the same cross-section. In the first case (a single transect), it is possible to read the ASCII file generated by WinRiver II (Teledyne RD Instruments, 2009) or .mat generated by the VMT toolbox and then the .PD0 files associated with each transect. In the second case, ASET can read .mat files generated by the VMT toolbox (Parsons et al., 2012), which

includes an averaging procedure at a cross-section when multiple transects are available. It should be noted that for this second case, it is also necessary to incorporate at least one .PD0 file, corresponding to one of the transects averaged by VMT, because some of the required variables and parameters used by the sonar equation (Eq. 12) are imbedded in the .PD0 file. Note that ASET also allows input of multiple ASCII or .mat files and .PD0 files (different cross-sections).

4.2.2. Particle size and concentration input data

The sedimentological input data required for the Suspended-Sediment Transport Module, which were previously discussed in the calibration section, are the mean diameter of suspended material of both fractions (D_c and D_f) and the wash load concentration (M_{s1}). As mentioned previously, M_{s1} could be easily obtained in the field due to its typically homogeneous distribution across the section and water column. In this sense, Szupiany et al. (2019) did not find a significant difference in results whether the mean diameter or full particle size distribution of both fractions was considered when applying Eq. 8. However, the user should evaluate these differences when a wide range in sediment grain sizes are present at a site of interest.

4.2.3. Suspended-sediment estimation in the zone measured by the ADCP

The coarse fraction concentration, M_{s2} , is computed at each cell measured by the ADCP applying Eq. 12. ASET also computes the sediment attenuation coefficient of the fine fraction at each cell depth, α_{s1} , (Eq. 10) assuming a constant grain size and concentration along each ensemble and cross-section (typical behavior of wash load for most natural streams and rivers) (see García, 2008; Szupiany et al., 2019; among others).

Since the unknown coarse fraction concentration M_{s2} typically has a nonhomogeneous concentration profile in the water column (increasing concentration from the water surface to bed) and because M_{s2} is also involved in estimating the attenuation coefficient α_{s2} (Eq. 10), ASET uses an iteration loop at the first ADCP cell near-surface to find the α_{s2} value. The iteration converges to α_{s2} before 10 loops with a less than 10^{-3} difference criterion. By default, ASET computes 20 steps at every first near-surface measured cell in each ensemble. For subsequent cells along with each ensemble, ASET estimates M_{s2} using the average α_{s2} values from the previous cells (upper part of the water column). However, note that the fine fraction dominated the attenuation throughout the water

column and the coarse fraction attenuation was negligible for the range of suspended bed sediment (sand) present in the Paraná River system (Szupiany et al., 2019).

Finally, Q_{ss} (in the measured zone, i.e., Q_{ss_m}) is computed by the product of M_{s2} , flow velocity (u) and area (A_{ij}) in each measured cell, as:

$$Q_{ss_{ij}}|_m = M_{s2_{ij}} u_{ij} A_{ij}|_{\text{measured zone}} \quad (15)$$

Where i and j subscripts refer to cell depth and ensemble number, respectively, and $M_{s2_{ij}}$, u_{ij} , and A_{ij} are the suspended bed-sediment concentration, flow velocity, and area in cell ij .

4.2.4. Velocity and suspended bed-sediment estimation in zones not measured by the ADCP. Extrapolation methods

The ADCP is not capable of measuring near-surface regions due to the equipment draft and blanking distance (near-field effect) (Mueller et al., 2013). Sidelobe interference of the acoustic signal over the main beam results in the screening of data near the streambed; this zone of screened data extends from the streambed up to approximately 6 percent of the water depth for a 20-degree system to 13 percent for a 30-degree system (Mueller et al., 2013). Another unmeasured zone corresponds to the near-bank when moving-boat measurements are performed.

To estimate Q_{ss} in these zones not measured by the ADCP (hereafter called the surface, bottom, and near-bank unmeasured zones), ASET users can select among different extrapolation methods for both u and M_{s2} , dividing the unmeasured zones into cells of equal size as those observed in the measured zones. The best extrapolation method should be selected based on the hydraulic and suspended-sediment transport conditions.

A description of the extrapolation methods used in each zone incorporated by ASET is presented below.

a. Law of the Wall extrapolation method for velocity

The Law of the Wall (LW) method (Garcia, 2008) extrapolates flow velocity values by applying Eq. 16 to each ensemble,

$$\ln u = A_r \ln z + B_r \quad (16)$$

where z is the elevation of each cell from the bottom, u is the flow velocity in each cell at elevation z in the measured zone, and A_r and B_r are the coefficients of the linear regression. Therefore, for each ensemble, ASET computes coefficients A and B , and then extrapolates the fitted data to the unmeasured zones.

- b. Linear regression derived from Rouse profile extrapolation method for concentration

The method to estimate M_{s2} in unmeasured zones is based on a linear regression derived from the well-known Rouse distribution (RoD) (Vanoni, 1975), as follows,

$$M_{s2}(z) = C_{ref} \left[\frac{(h-z)/z}{(h-z_{ref})/z_{ref}} \right]^{Z_R} \quad (17)$$

where Z_R is the Rouse number defined by Eq. 18,

$$Z_R = \frac{\omega_s}{\kappa u_*} \quad (18)$$

where ω_s is the settling velocity that depends on particle diameter (van Rijn, 1984), κ is the von Karman constant ($\kappa = 0.4$), u_* is the shear velocity, h is the water depth, and C_{ref} is the reference concentration at the interface between the bed load and the suspended load at elevation $z = z_{ref}$, ($0.05 h$ from Vanoni, 1975). Applying a logarithm to both sides and rearranging the terms, Eq. 17 can be written as,

$$\log_{10}(M_{s2}(z)) = \log_{10}(C_{ref}) + Z_R \log_{10} \left[\frac{(h-z)/z}{(h-z_{ref})/z_{ref}} \right] \quad (19)$$

Therefore, for each ensemble, the linear regression with slope (Z_R) and intercept ($\log_{10}(C_{ref})$) can be fitted, using all estimated sediment concentration data from the measured zone. Then, using Eq. 19, ASET extrapolates M_{s2} values per each ensemble at near-surface and bottom unmeasured zones.

Once u and M_{s2} have been estimated in the unmeasured zones, ASET applies Eqs. 20 and 21 to obtain suspended bed-sediment transport for the surface and bottom unmeasured zones $Q_{ss_{kj}}|_s$, and $Q_{ss_{lj}}|_b$ respectively:

$$Q_{ss_{kj}}|_s = M_{s2_{kj}} u_{kj} A_{kj}|_{\text{surface unmeasured zone}} \quad (20)$$

$$Q_{ss_{lj}}|_b = M_{s2_{lj}} u_{lj} A_{lj}|_{\text{bottom unmeasured zone}} \quad (21)$$

where k and l subscripts refer to the depth of the extrapolated cells in the surface and bottom unmeasured zones, respectively.

- c. Linear extrapolation method for velocity and concentration

The Linear Extrapolation (LE) method extrapolates linearly u and/or M_{s2} using the first or last three valid cells at each ensemble (near surface and bottom respectively). Thus, for each ensemble, the first three valid cells are used to extrapolate the surface unmeasured zone, and the last three valid cells are used to extrapolate the bottom unmeasured zone. When it is not possible to apply the LW or RoD methods, that is, when the coefficient of

determination of LW or RoD methods is $R^2 < 0.7$, ASET automatically uses the LE method. When there are not enough valid cells (at least three) in the ensemble, ASET extrapolates a constant value using the average ensemble value.

d. Near-bank extrapolation

ASET uses a ratio-interpolation method to estimate the sediment transport between the channel bank and the first or last known ensemble, following Mueller et al. (2013). ASET users can define the left and right bank edge type by selecting the shape of the area between the channel bank and the first and last ensemble. Therefore, bed sediment transport is estimated through Eqs. 22 and 23:

$$Q_{ss}|_{\text{left}} = C_S L_{ml} H \langle M_{s2} \rangle_{\text{left}} \langle u \rangle_{\text{left}} \quad (22)$$

$$Q_{ss}|_{\text{right}} = C_S L_{mr} H \langle M_{s2} \rangle_{\text{right}} \langle u \rangle_{\text{right}} \quad (23)$$

where C_S is a coefficient equal to 0.3535 and 0.91 for triangular and rectangular margins, respectively (Mueller et al., 2013), L_{ml} and L_{mr} are the edge distances (left and right respectively, extracted from the ASCII or .mat files), H is the water depth of the first or last ensemble, and $\langle u \rangle$ is the average velocity in the first or last measured ensemble.

2) Total suspended bed-sediment transport (Q_{ss}) and wash load (Q_w)

The total value of Q_{ss} in each zone (i.e. Q_{ss_b} , Q_{ss_m} , and Q_{ss_s}) is calculated as,

$$Q_{ss}|_s = \sum Q_{ss_{kj}}|_{\text{surface unmeasured zone}} \quad (24)$$

$$Q_{ss}|_b = \sum Q_{ss_{ij}}|_{\text{bottom unmeasured zone}} \quad (25)$$

$$Q_{ss}|_m = \sum Q_{ss_{ij}}|_{\text{measured zone}} \quad (26)$$

Finally, total suspended sediment transport, Q_{ss} , is calculated as,

$$Q_{ss} = Q_{ss}|_s + Q_{ss}|_m + Q_{ss}|_b + Q_{ss}|_{\text{left}} + Q_{ss}|_{\text{right}} \quad (27)$$

and the wash load transport Q_w , as,

$$Q_w = Q M_{s1} \quad (28)$$

where Q is the total discharge measured by the ADCP.

It is important to note that Q_w is calculated considering a unique M_{s1} value, which is given as part of the sedimentological parameter inputs by the ASET user (see section 4.2.2). This simplification is supported by the typical homogeneous distribution of the fine-sediment fractions in an alluvial river cross-section (Guy and Norman, 1970; Vanoni, 1975; García 2008, among others).

4.2.5. Plotting capabilities and validation of extrapolation methods

ASET provides a tool to visualize contour plots of sediment concentration and velocity across the section and to check the extrapolation results (Figure 2). In addition, the tool displays vertical profiles of sediment concentration and velocity, including the extrapolated values in the unmeasured surface and bottom zones and the coefficient determination (R^2) of the linear fit. Therefore, the users can evaluate the validity of the available extrapolation methods at each ensemble in the cross-section using the scrollbar.

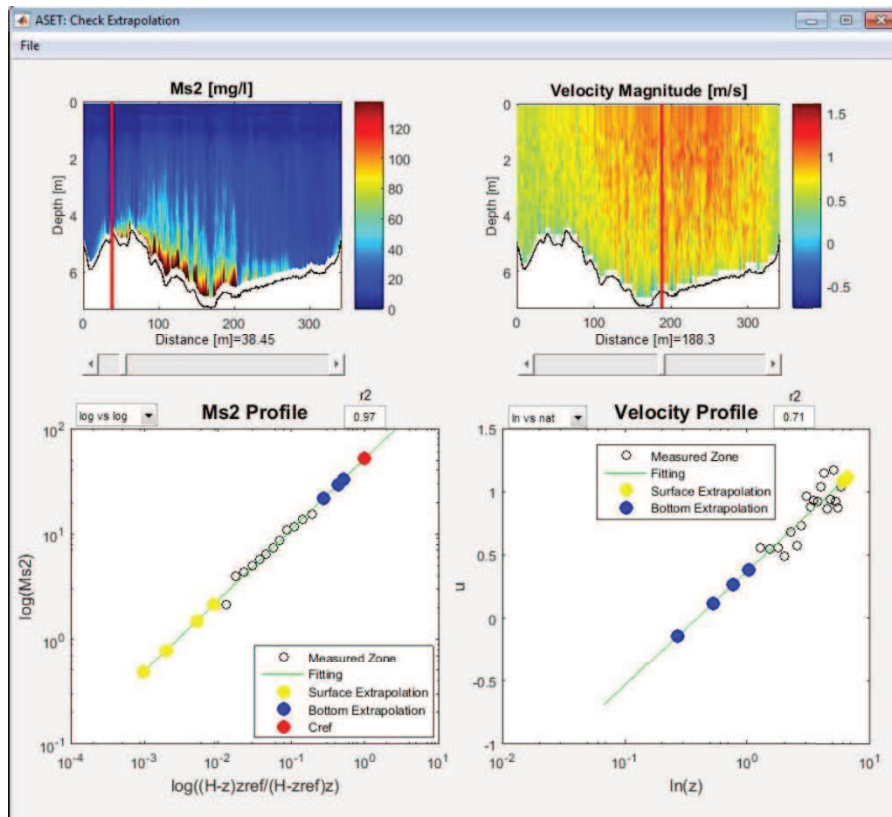


Figure 2 Plotting capabilities and validation of extrapolation methods. The upper part shows bed-sediment concentration and flow velocity fields, and the lower part shows flow velocity and bed-sediment concentration profiles at the selected ensemble, including extrapolated values near the surface (yellow) and bottom (blue) zones

4.2.6. Exporting files

ASET can export the results of the data analysis into different file formats. Depending on the post-processing required, users can choose among .dat, .mat, and .xlsx file formats. Also, ASET can export the contour color map of M_{s2} , u , Q_{ss} , and Q_w as different figure formats as provided by MATLAB® (.jpg, .tif, .png, among others).

5. Results: Applications and validations

This section presents example applications at six cross-sections surveyed in the Paraná River system (Argentina): near Corrientes city (cross-sections P1, P2, and P3) and near Santa Fe city, in the Colastiné River (a secondary channel of the main channel of the Paraná River) (cross-sections C1, C2, and C3) (see Figure 3 for location). In each of these cross-sections, suspended-sediment transport was estimated through traditional sampling techniques using point or depth-integrated sediment samplers (Edwards and Glysson, 1999) at different verticals in the cross-sections (for more details, see Latosinski et al., 2014; López Weibel et al., 2015; Szupiany et al., 2019). These verticals were located using the Equal Discharge Increment (EDI) method (Edwards and Glysson, 1999). Table 1 presents the main cross-section characteristics and samplers used at each site and the number of measured verticals performed during traditional discharge measurements. The flow velocity and echo intensity levels were measured with a 1200 kHz Teledyne RD Instruments ADCP, coupled to a real-time kinematic differential global positioning system (RTK DGPS) that provided horizontal positions within an accuracy of 0.02 m, at approximately 1 Hz. More details about the calibration processes and measurement methodologies are presented by Latosinski et al. (2014) and Szupiany et al. (2019).

Table 1 Main cross-section characteristics and sediment samplers used in the Paraná and Colastiné rivers

River (section)	Date	Q [m ³ /s]	Depth [m]	Width [m]	Sampler	N° of verticals
Paraná (P1)	05/31/11	17921	5.2	2000	Depth integrated*	8
Paraná (P2)	07/20/11	18753	5.8	2580	Depth integrated*	8
Paraná (P3)	08/24/11	23346	6.3	2520	Depth integrated*	8
Colastiné (C1)	03/17/14	1513	3.2	345	US P-61, Point**	7
Colastiné (C2)	04/26/10	2607	3.6	400	Depth integrated*	8
Colastiné (C3)	09/08/10	1650	3.7	380	Depth integrated*	8

*Depth-integrated sampler (see Latosinski et al., 2014, for more details).

**Point sampler US P-61 (5 points at 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, and 0.9 of total water depth h at each vertical; see Szupiany et al., 2019, for more details).

It should be highlighted that only the data from cross-section C1 was used to calibrate the relationship between echo intensity level and suspended bed-sediment concentrations, applying Eq. 12 to compute the E_r value (see Szupiany et al., 2019). Therefore, this calibration was used by ASET for the remaining cross-sections (P1, P2, P3, C2, and C3). Figure 4 illustrates the Sediment Acoustic Calibration Module window for the C1 data. The first graph (left) shows the relationship between the suspended bed-sediment concentration (coarse fraction) and the corrected signal S_T (Eq. 13). The regression

equation and its coefficient of determination (R^2) are presented for ASET users to perform a first evaluation of the relationship between these variables and acceptance of the calibration. The graph on the right shows the relationship between the measured and estimated concentrations by applying Eq. 12, taking an average value of E_r obtained with Eq. 12 for each sampled point. Therefore, users can evaluate the deviation produced in the estimated concentration and thus visualize the uncertainty of the acoustic methodology.

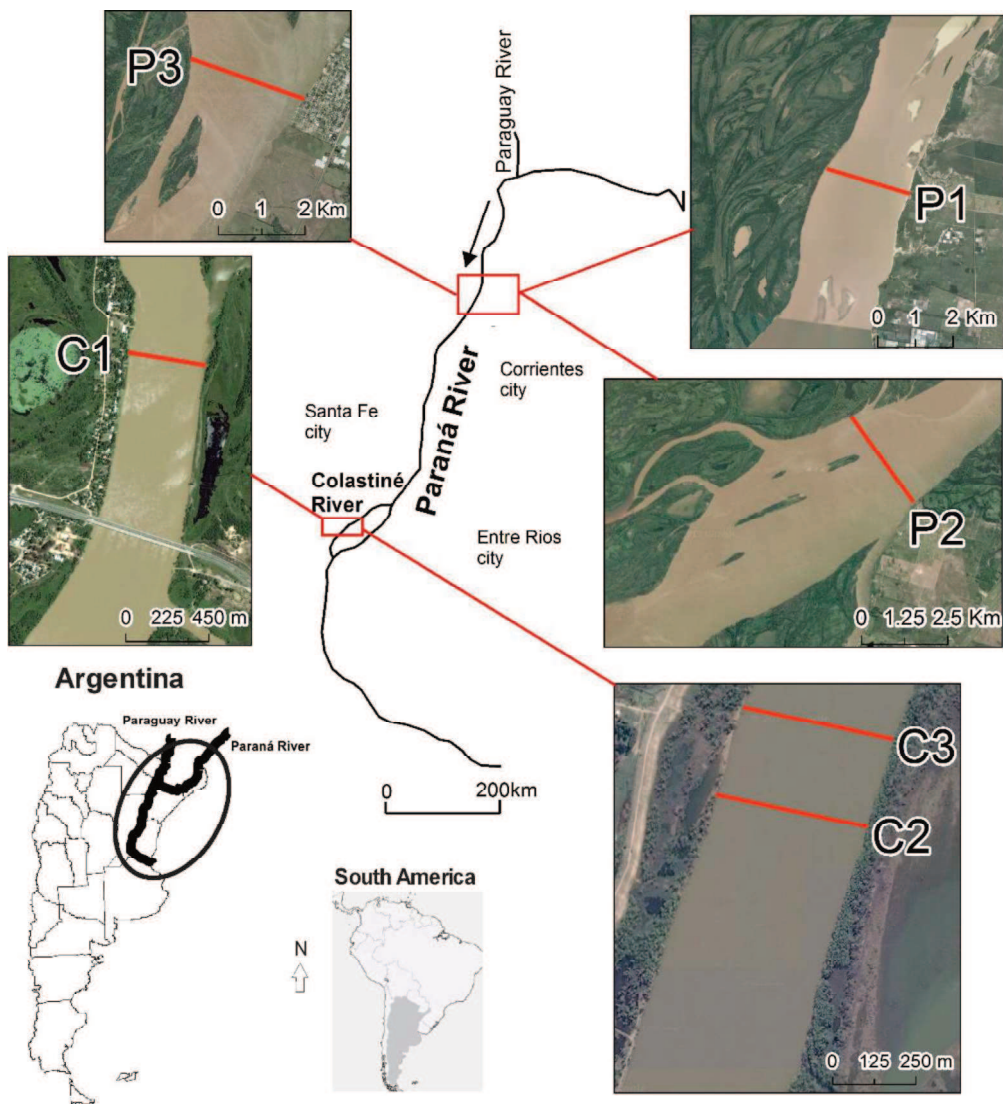


Figure 3 Surveyed cross-sections location along with the Paraná River system (Argentina)

In the left panel, the .PD0 files corresponding to each measured point are selected. The lower table presents the data loading panel for each point and the corresponding ADCP files that will be used to perform the calibration.

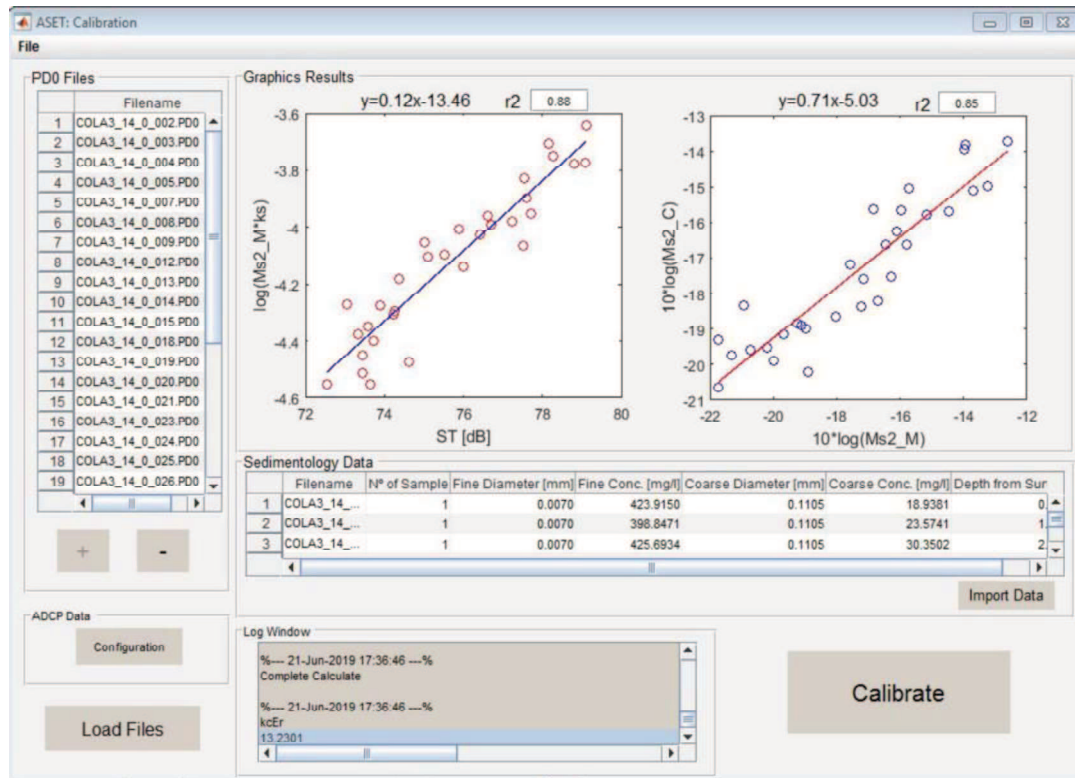


Figure 4 Sediment Acoustic calibration Module window. The example calibration corresponds to the dataset obtained in cross-section C1 (Colastiné River, see location in Figure 3). Sediment characteristics were obtained through laboratory analyses from point samples using a US P-61 sediment sampler. More details about measurement procedures, laboratory analyses, and calibration results can be found in Szupiany et al. (2019)

Once a satisfactory calibration was developed, the calibration was applied by ASET to estimate the suspended-sediment transport in the six cross-sections, using ADCP files from moving-boat measurements across the sections. Table 2 shows the measured cross-section average values of M_{s2} and M_{s1} (columns 2 and 3, respectively), and the Q_{ss} (column 4) values estimated using traditional techniques (equal discharge increment method). Columns 5 to 11 present an estimation of Q_{ss} values at measured and unmeasured zones using different extrapolation methods, both for flow velocity and sediment concentration.

For Paraná River case the differences in Q_{ss} between traditional (EDI) and acoustic (ASET) methods decreased when the LW and RoD methods were applied (columns 12 and 13). For C1, the comparisons were made between columns 4 and the sum of columns 5, 6, and 8 (for RoD-LW) or 5, 7, and 9 (for LE), depending on the extrapolation method. It should be noted that in cross-sections P1, P2, P3, C2, and C3, the depth-integrated sampler did not cover the bottom unmeasured zone (for more details, see Latosinski et

al., 2014). Therefore, the Q_{ss} comparison made by the acoustic method (ASET) must be carried out only with the sum of Q_{ss_m} and Q_{ss_s} (columns 5, 6 or 7).

Table 2 shows the accuracy of the results obtained by ASET when compared to the EDI method (columns 12 and 13). The differences between both methods are less than 50%. The RoD-LW extrapolation method produces the best results, with a difference of $\pm 19\%$ on average and maximum values of $+43\%$. When the LE method is applied, these differences increase to $\pm 26\%$ and $+50\%$, respectively.

Table 2 Estimation of suspended-sediment transport using traditional and acoustic (ASET) methods in each cross-section under study in the Paraná River system

Method/ section (1)	EDI method			ASET								Discrepancy	
	MS_{2meas} (mg/l)	MS_{1meas} (mg/l)	$Q_{SS_{meas}}$ (kg/s)	Q_{SS_m} (kg/s)	Q_{SS_s} (kg/s)		Q_{SS_b} (kg/s)		Q_w (kg/s)		(%)		
	(2)	(3)	(4)	(5)	RoD -LW (6)	LE (7)	RoD -LW (8)	LE (9)	LW (10)	LE (11)	RoD -LW (12)	LE (13)	
C1	29.0	422.2	44	23	2	4	7	6	669	694	-27	-25	
C2	35.9	113.4	80	77	4	12	19	29	316	335	1	11	
C3	59.4	101.3	56	48	6	12	7	12	161	172	-4	7	
P1	17.6	136.5	320	446	12	34	54	91	2405	2519	43	50	
P2	32.0	100.3	507	587	22	56	185	211	2121	2185	20	27	
P3	51.4	79.1	1070	1266	27	87	296	456	1957	2066	21	26	

Figures 5 and 6 show the suspended bed-sediment concentration and flow velocity contour plots in the six Parana River cross-sections using the RoD-LW extrapolation method. The blank region observed close to the bottom corresponds to the lower $\sim 5\%$ of h , whose upper threshold corresponds to the z_{ref} value in the Rouse formulation (Eq. 19). It is important to highlight the high spatial resolution in suspended-sediment concentration available using this method, which is impossible to achieve with traditional methods or even with other surrogate technologies.

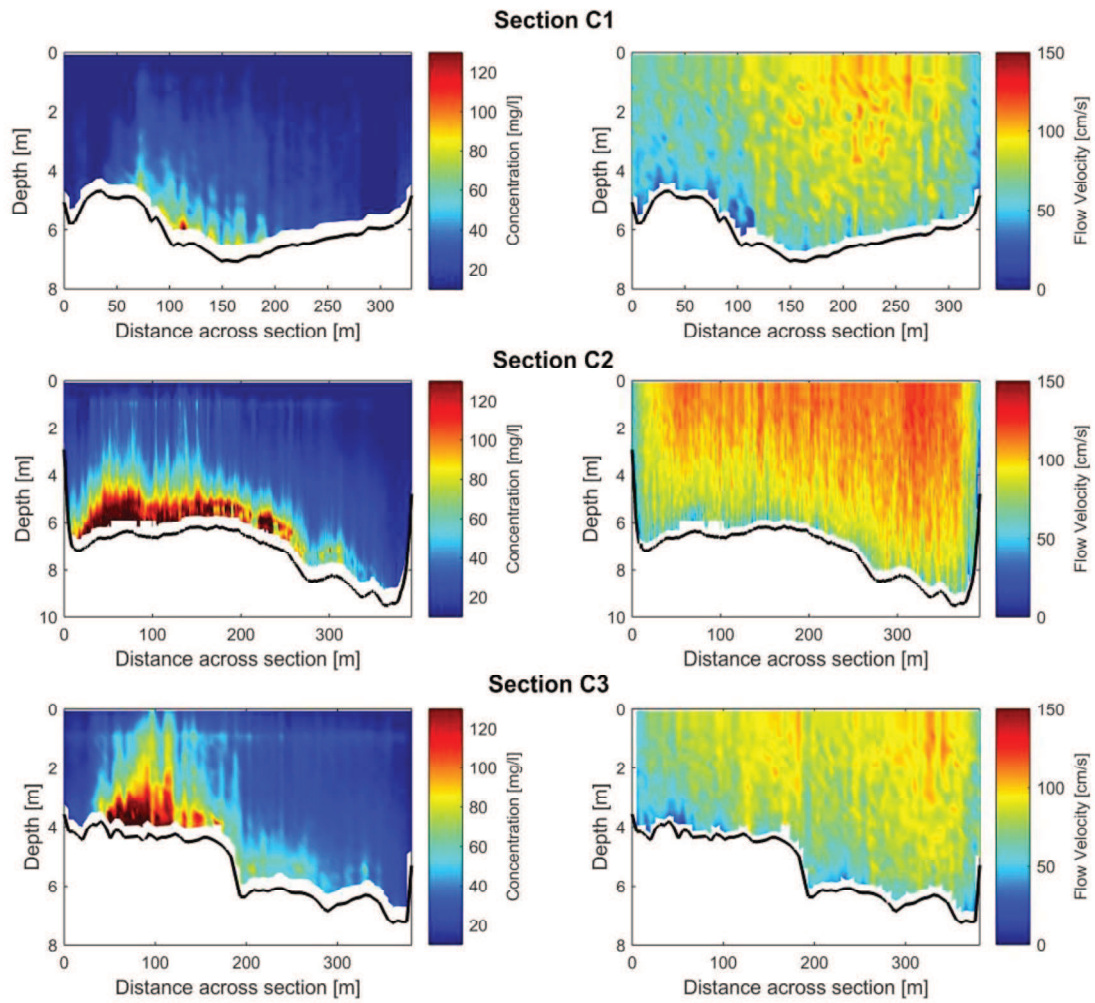


Figure 5 Contour plots of M_{s2} (left) and u (right) in cross-sections C1, C2, and C3 (Colastiné River) estimated by ASET. Sections are viewed looking downstream, with the left bank on the left-hand side

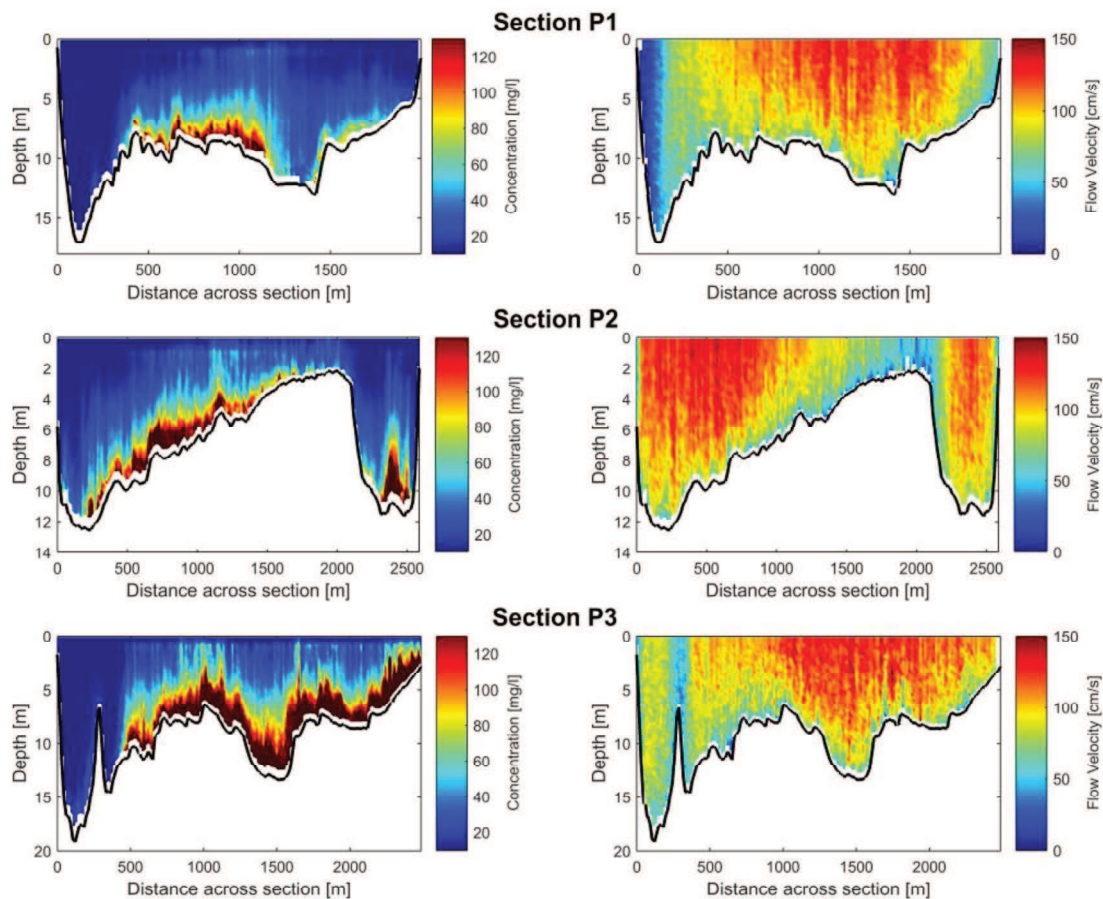


Figure 6 Contour plots of M_{s2} (left) and u (right) in cross-sections P1, P2, and P3 (Paraná River) estimated by ASET. Sections are viewed looking downstream, with the left bank on the left-hand side

6. General considerations and future research

The ASET software package allows the transformation of acoustic signals collected using an ADCP to suspended-sediment concentrations using the methodology proposed by Szupiany et al. (2019). It should be noted that this methodology has been validated under certain sedimentological conditions (i.e. bi-modal grain size distribution and fine/coarse fraction ratios) commonly present in large sand-bed rivers (such as the Paraná River system). However, care should be taken when applying the described methodology in rivers with different sedimentological or under extreme hydraulic conditions.

The methodology presented here and in Szupiany et al. (2019) involves reducing the full particle size distribution (PSD) of sediment to two macro classes separated by 63- μm and considering the median particle size of both fractions along the water column and across the section. However, further research is needed in sand-bed rivers with even wider ranges in sediment type and spatial variability of particle size distribution. In addition, the authors recommend collecting a series of samples to determine the characteristics and

variability of the suspended material for sites of interest before any calibrations are performed. The presence of other particles beyond sediment (such as flocs, organic particles, among others), extreme sediment concentrations, and water density and/or temperature variations over time or space could affect the attenuation and/or the echo intensity level and, therefore, prevent the development of acceptable calibrations.

Further studies are also required to evaluate the variation of acoustic noise for different acoustic instruments and environmental conditions. In this sense, the only unknown variable in the sonar equation is the noise term that includes two sources of “noise”, the environmental and the instrument noises. Therefore, the noise term will depend on the local conditions of the river system, as well as the acoustic instrument used. Extra noise could be produced by any interference such as a radio modem, echo sounder, passing ships or another nearby acoustic instrument operating at a similar frequency as the used ADCPs. To assess instrument and environmental noise, noise evaluations are recommended for each study site and measurement condition to eliminate additional interference that could affect the E_r value.

Note also that inadequate equipment and field/laboratory procedures may result in poor calibrations between suspended-sand concentration and corrected backscatter or may invalidate or cause deviations from an existing calibration. Proper selection and use of isokinetic suspended-sediment samplers (as outlined in Edwards and Glysson, 1999, and Davis, 2005) and laboratory analytical procedures (as outlined in Guy, 1969) are critical for obtaining accurate suspended-sediment concentration and grain size data, and in turn, accurate calibrations with acoustic backscatter. Note also that uncertainty may be introduced because exact coincidence between the ensonified ADCP volume and the physically-sampled water volume is rarely achieved given the ADCP beams' divergence, difficulties in maintaining a stationary position for the boat, and any difference between the sediment sampler and ADCP deployment locations on the boat or other measurement platform. Therefore, it is very important for users to take extreme care with both field and laboratory procedures to minimize uncertainty when implementing the methodology.

In the future, the authors plan to incorporate the ability to process data from other ADCP models and brands as well as other extrapolation methods for both velocity and sediment concentration. The authors also plan to include statistical methods (Monte Carlo analysis) that will allow the evaluation of the uncertainties associated with each of the sonar equation variables, which will provide feedback to ADCP users about the overall

accuracy of the calibration and sediment transport estimate and the degree to which each variable contributes to total uncertainty.

7. Conclusions

This paper presents the Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET) software package, an open-source toolbox for visualizing and computing suspended-sediment transport in a stream or river cross-section by developing a calibration between suspended-sediment samples and acoustic data collected with a Teledyne RD Instruments ADCP. Although ASET can process the data obtained with 600 kHz and 1200 kHz ADCPs manufactured by Teledyne RD Instruments, a future version may accommodate other frequencies commonly used in natural streams and other ADCP manufacturers.

The methodology used by ASET is appropriate for sand-bed rivers with a bimodal suspended-sediment distribution, that is, wash load (silt and clay) and bed sediment (sands). Suspended-sediment transport estimated by ASET and with traditional sampling techniques alone are compared for the Paraná River system (Argentina), showing ASET's capabilities to accurately estimate suspended bed-sediment transport in large sand-bed rivers. In addition, once a calibration is developed in ASET, a user can quickly obtain information on the temporal and spatial variation of suspended-sediment concentrations in river cross-sections which, together with other flow structure visualization software such as VMT, allows analysis of the interactions between flow and suspended-sediment transport. This knowledge supports improved water resources and sediment management, especially in large river systems of the world. ASET contains two main modules. The first module is used to develop a calibration between acoustic backscatter collected with ADCPs and suspended bed-sediment concentration obtained from physical samples collected at different depths in a river cross-section. The second module is used to apply the calibration to single or multiple ADCP cross-section transects and estimate suspended bed-sediment transport values for the full river cross-section. In the zones unmeasured by these instruments (i.e., near surface, bottom, and banks), ASET applies various extrapolation methods selected by the user according to site characteristics. A preliminary evaluation of the flow velocity and sediment bed-sediment concentration distribution in the water column is recommended in order to select the correct extrapolation methods. The selected extrapolation methods can have a strong influence on the estimation of suspended-sediment concentration and transport, especially in the near-bottom zone, where the highest concentrations of the coarse fraction are typically found.

It is worth highlighting the high spatial and temporal resolution of suspended-sediment transport measurements in a cross-section possible through ASET, after a calibration with physical samples is performed. The availability of this data will have a positive impact on agencies and scientific communities working in natural river systems around the world where traditional sediment measurements are often operationally difficult to perform, involve high costs, have low spatial and temporal resolution, and present safety risks to field personnel.

Users of ASET should note that there are still some research questions regarding the range of sediment parameters for which the assumptions described in Szupiany et al. (2019) are likely to be valid (e.g., coarse fraction sediment dominates backscatter, fine fraction sediment dominates attenuation, stability of the acoustic inversions for high sediment concentrations, and behavior of E_r). Both Szupiany et al. (2019) and the present paper are focused on the Paraná River system and, therefore, the assumptions should be critically evaluated before applying the methodology to other natural streams and rivers. However, the suspended-sediment grain size characteristics and concentrations present in the Paraná River system are similar to those in many sand-bed rivers throughout the world, suggesting that ASET could be applied to many other sites where rapid estimation of suspended-sediment transport is desired. The ASET software will be updated according to the results of ongoing research and information exchanges with users from other rivers throughout the world.

Acknowledgments

The authors would like to gratefully acknowledge the help provided by Roberto Viejo Mir and Santiago Cañete during the field measurements, Kevin Oberg for his support during data analysis, the National Institute of Limnology for providing the US P-61 sampler, and Daniel Parsons from University of Hull for providing the 600 kHz ADCP. This study was conducted within the framework of the project “Sediment transport in alluvial rivers. Development of methodologies based on acoustic Doppler technology” funded by the Universidad Nacional del Litoral (Santa Fe, Argentina). Any use of trade, firm, or product names is for descriptive purposes only and does not imply endorsement by the U.S. Government. Special acknowledgments to Dr. Francisco Pedocchi, and anonymous reviewer for their comments and suggestions, which have significantly improved the manuscript.

Anexo 3: Sources and temporal dynamics of suspended sediment transport along the middle Paraná River

Sources and temporal dynamics of suspended sediment transport along the middle Paraná River

C. López Weibel^{1,2}, R. Szupiany^{1,2}, F. Latosinski^{1,2}, M. Amsler², M. Repasch³

¹ Centro Internacional de Estudios de Grandes Ríos, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe City, Argentina

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires, Argentina

³ Lawrence Livermore National Lab, Livermore, CA, United States

ABSTRACT

The Paraná River is one of the world's largest fluvial systems due to its discharge. During the last 30 years, water discharge has averaged $18389 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ downstream of the Paraguay-Paraná confluence, where its most important tributaries, the Paraguay and the upper Paraná rivers contribute 22% and 78% of its total discharge, respectively. However, the sedimentological dynamics of this system behaves peculiarly due to the influence of the Bermejo River, a tributary of the Paraguay River. Even though the contribution of the Bermejo River discharge represents only 2% of the Paraná River discharge, its input of suspended sediments is significant due to the erosive processes in the upper Bermejo basin.

Most earlier studies have primarily focused on the contributions and dynamics of the wash load (silt and clay) from the Bermejo River through the Paraguay River to the Paraná River, and neglected the relevance of fine and very fine sands (coarser than $63 \mu\text{m}$). These sediment fractions play a key role in bed sediment composition, roughness, and bed forms, ultimately modifying the flow resistance and the morphodynamic processes, among other environmental and biological parameters.

This study seeks to quantify the suspended sediment contribution of the main tributaries of the middle Paraná River during the last three decades. In particular, water discharge, sediment transport and grain size data measured at gage stations located at the Paraguay River upper reach, the Bermejo River, and the upper and middle reaches of the Paraná River are analyzed. Focus is placed on the coarse suspended sediment fraction. Additionally, the authors collected sediment samples at different river cross-sections and water discharges.

The temporal analysis revealed the dynamic behavior of the sediments along the system. The results show different behaviors of the wash load and suspended sand transport

provided by the Bermejo River. Along the middle Paraná reach, results suggest a significant suspended coarse fraction deposition during the highest sediment input period. Bed sediments, in turn, are re-suspended during the months with low contributions from the Bermejo and/or during the high water levels stages of the Paraná. This sediment dynamics produces a complex pattern of coarse sediment transport in the Paraná River at its middle reach, also modifying the sedimentological characteristics of the river bed.

1. Introduction

The Paraná River basin is located in the countries of Argentina, Brazil, Bolivia and Paraguay (Fig. 1A). It is the ninth largest river in the world based on its discharge (Latrubesse, 2008). Its middle reach is located between the confluence with the Paraguay River and the apex of the delta, located south of Rosario City. Its main tributaries, the upper Paraná and Paraguay rivers, are characterized by particular hydrological and sedimentological characteristics. The Paraguay River receives a substantial amount of sediment transport from the Bermejo River, while in the upper Paraná reach sediments are retained, in part, by several hydroelectric dams that regulate its discharge. In that sense, the hydrological regime of the middle Paraná River is dominated by the upper Paraná River, while its sediment transport is strongly influenced by the contributions of the Bermejo River through the Paraguay River. Despite the fact that the Bermejo River supplies only a small proportion of water discharge, it contributes with a significant amount of sediment, eroded from the Andes Eastern Mountain Range (Drago and Amsler, 1988; Alarcón et al., 2003; Amsler and Drago, 2009). This fact can be clearly observed in the Bermejo-Paraguay and Paraguay-Paraná confluences during the first months of the year, with marked differences in water flow color (Fig. 1B, C).

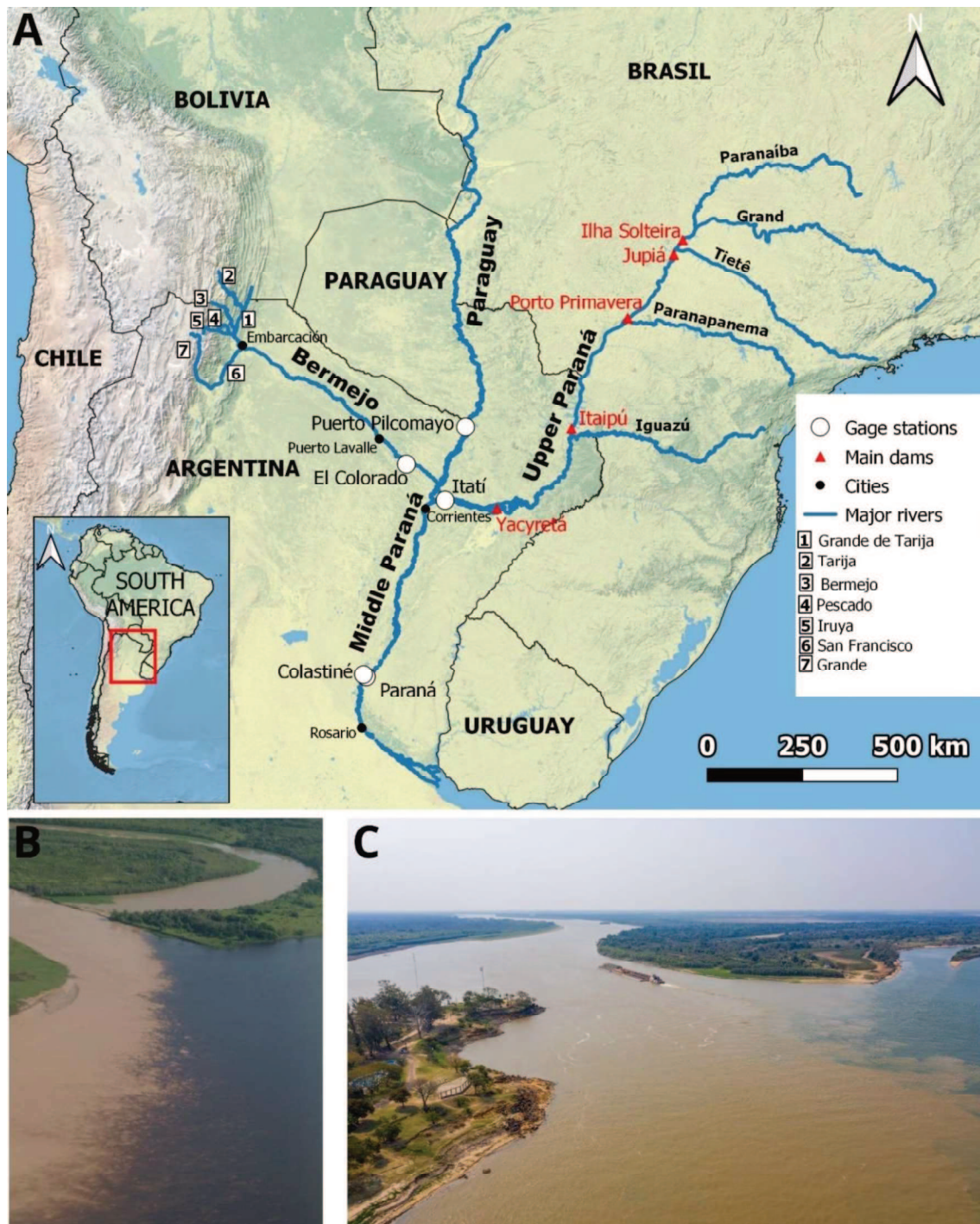


Figure 1 (A) The Paraná River system. Main tributaries, dams and gage stations. (Source: ArcGIS REST Services Directory). (B) Photograph showing the Bermejo-Paraguay confluence. (C) Photograph showing the Paraguay-Paraná confluence

The large contribution of sediments from the Bermejo River and their spatial and temporal variation play a key role in the morphological, sedimentological, and hydraulic processes downstream due to the changes in sediment transport, bed composition, bed forms and, therefore, flow resistance and morphodynamics along the Paraná River middle reach. In addition, the interrelation between these variables can result in changes in the bed slope,

sediment transport capacity, and/or in the boundary of the fraction considered as wash load (Hill et al., 2017).

For over 70 years now, different authors have analyzed sediment transport in the Paraná River system through a series of isolated short-term data and without specifying uncertainties (sampling methods) nor type of sediment transported (Soldano, 1947; Cotta and Silicani, 1963; Depetris and Griffin, 1968). With the increase in data availability and improved performance of measurement techniques, new investigations have been launched, among which, those conducted by Drago and Amsler (1988), Amsler and Prendes (2000), Alarcón et al. (2003), Amsler (2006), Amsler and Drago (2009), are worth mentioning.

The studies above are mainly centered on the fine sediment fraction (grain size $< 63 \mu\text{m}$), and provide limited information on the contribution and dynamics of the coarse material ($\geq 63 \mu\text{m}$) transported by the Bermejo and Paraguay rivers to the Paraná River.

Therefore, based on the above, the following actions should be carried out regarding the Paraná River system: i) update sediment contribution estimates for each tributary based on the last 20 years; ii) discuss the quality and reliability of the data available, and iii) quantify the coarse suspended sediment contribution and elucidate the downstream dynamics of this material. This manuscript seeks to advance our knowledge and discuss these three key topics of interest. This will provide a more comprehensive insight into sediment transport and its relation to hydro-sedimentological characteristics. Some of these aspects have not been sufficiently covered to date, having a potentially high impact on engineering works, environmental problems and system biodiversity.

2. Paraná River: General features and sediment transport

The Paraná River drainage basin covers an area of $2.3 \times 10^6 \text{ km}^2$ and includes parts of Argentina, Brazil, Bolivia and Paraguay (Fig. 1A). Downstream of the major confluence with the Paraguay River, near Corrientes City, the mean annual discharge is of $19105 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1970-2019 period) (Giacosa et al., 2020) and the water surface slope is in the order of 10^{-5} . The hydrological characteristics of this reach are governed by upstream contributions from the upper Paraná basins, and Iguazú and Paraguay rivers. Downstream of the confluence of the Paraguay River, along the middle reach, the contributions of its lateral tributaries do not exceed $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and account for only 5% of the total discharge (Giacosa et al., 2020) with no significant sediment transport input. This middle reach extends over approximately 600 km, and starts at the confluence of the Paraguay River

up to the apex of the delta, located south of Rosario City (Santa Fe, Argentina). In its middle reach, the Paraná floodplain extends over an area of 19240 km² and contains active secondary channels.

The maximum and minimum average monthly discharge of the middle Paraná is of 21000 m³ s⁻¹ and 14000 m³ s⁻¹, respectively, at Corrientes City (Giacosa et al., 2020). These discharges typically occur during February-March and August-September, respectively, with a lag of approximately one month 760 km downstream, near Rosario City. It should be noted that discharge is lower at the Paraná gage station (located in the main channel between Santa Fe and Paraná cities), due to the flow division along the Colastiné River and to the Leyes-Setúbal system (Fig. 2).

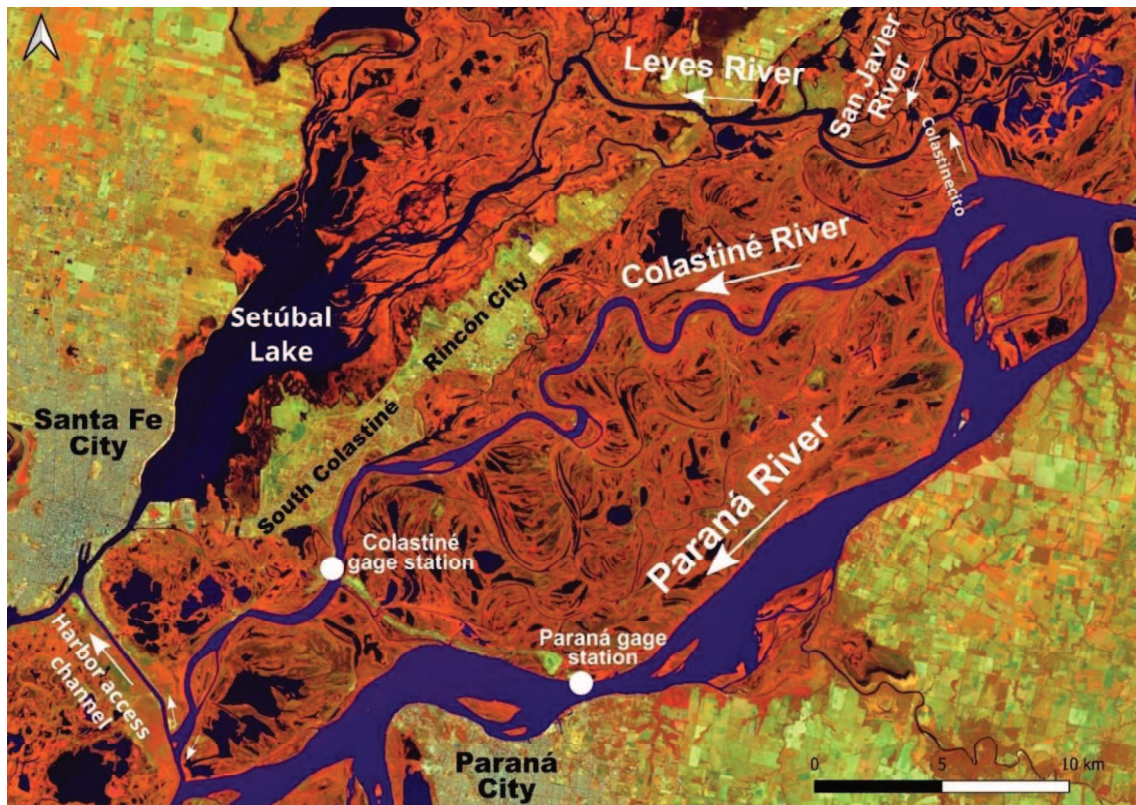


Figure 2 Paraná River and secondary channels (Colastiné and Leyes) near Paraná gage station. Location of Paraná (middle Paraná River reach) and Colastiné (Colastiné River) gage stations. Source: Google Earth Engine, bands combined: B8A-B11-B4. Date: March, 2018

The Bermejo River originates in the Andes Eastern Mountain Range and is one of the major tributaries of the Paraguay River. The hydrological regime of the Bermejo basin is characterized by rainfalls, which occur in the summer, while the dry season is from April to October (PEA, 2010). Downstream of its confluence with the San Francisco River (Fig.

1A), it has an average annual discharge of $446 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, which represents only 2.5% of the Paraná River discharge at Corrientes City (PEA, 2010).

An above-average concentration of sediments is one of the distinctive features of the Bermejo River. This is explained by an important erosive process during the wet season (November-April) (PEA, 2010). Its numerous torrential tributaries contribute with large amount of sediments. The Iruya and San Francisco rivers (Fig. 1A) are the main contributors (of the order of 41% and 20%, respectively), accounting for a mean annual suspended sediment load of $106 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ (1969-1989) (PEA, 2010) in the Bermejo River. Repasch et al. (2020) reported an annual sediment load of $80 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ at El Colorado gage station (1995-2020).

Amsler and Prendes (2000) described the role that the dams in the upper Paraná River play by retaining part of the sediments and, therefore, decreasing its downstream contribution. The evolution of wash load transport at Itatí gage station (upper Paraná River, see Figure 1) has also been studied by Amsler (2006) during 1968-2004. This author reported a decrease in the wash load from the upper Paraná since 1990, when the transport of this fraction was reduced around five times compared to the 1970s. Particularly, the average transport in the first half of the 70s was of the order of $15 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ on average, while 35 years later it decreased to $3 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. The great impact that the numerous dams built in the upper Paraná River basin since the late 1960s has in terms of sediment trapping should be highlighted at this point. That is the case of Itaipú and Yacyretá (Fig. 1A) inaugurated in 1982 and 1994, respectively. Despite the changes in land use and climate change, which should reflect an increase in soil degradation and sediment production, transport rates have notably decreased. Alarcón et al. (2003) calculated the total wash load in the middle Paraná River during 1991-1998. Downstream of the Paraguay-Paraná confluence, it accounted for $120 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ on average, while at Paraná gage station it was $94.2 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. Including Colastiné and Leyes-Setúbal channels, the total wash load amounted to $113.5 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. The authors concluded that the difference between the upper and middle reaches was ascribed to the retention processes along the alluvial plain. They also quantified the total transport of the sand-sized fraction at the Paraná gage station (middle reach), which averaged $25 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$, 9% corresponding to the bed load and 91% to suspended bed-material load.

Alarcón et al. (2003), along with Amsler and Drago (2009), postulated that over 90% of the Paraná wash load was supplied by the Bermejo River through the Paraguay River. PEA (2010) determined that, in the Paraná River, downstream of the Paraguay-Paraná

confluence, approximately 87% of the suspended sediments originate in the Bermejo River (Brea et al., 1996), 7% coming from the Paraguay River and only 6% from the upper Paraná River.

Maximum concentrations of wash load are expected in the middle Paraná River considering the maximum concentration and discharge from the Bermejo River. Drago and Amsler (1988) showed that maximum concentrations of wash load occur in April. In addition, they indicated that no regression exists between wash load and water discharge along the middle Paraná reach, since the hydrology is dominated by the upper Paraná, while the dynamics of the suspended sediments is directly connected to the hydrologic cycle of the Bermejo River.

During flood events, when water levels are higher than bankfull, large volumes of wash load are deposited (Amsler and Prendes, 2000). This fact was verified by Amsler (2006) by means of a balance along the middle Paraná reach. However, it is known that a large percentage of the wash load is transported downstream and deposited in the Paraná River delta (Amsler and Prendes, 2000).

3. Study gage stations and data

According to the location, data quality, reported parameters, and temporal resolution of water discharge and sediment transport data recorded, five gage stations considered representative of each river and reach under study were selected (see Fig. 1A): i) El Colorado, located on the Bermejo River, 150 km upstream from its confluence with the Paraguay River; ii) Puerto Pilcomayo, corresponding to the Paraguay River, located 280 km upstream from Bermejo-Paraguay; iii) Itatí, located on the upper Paraná River, 40 km upstream and 180 km downstream from the Paraguay-Paraná confluence and Yacyretá dam, respectively; iv) Paraná, located on the middle Paraná River, 600 km downstream from Paraguay-Paraná confluence; and v) Colastiné, located on Colastiné River, near Paraná gage station (see Figure 2).

El Colorado, Puerto Pilcomayo, and Itatí gage stations record the discharge and sediment input to the middle Paraná River reach, while the Paraná and Colastiné gage stations record the sediment output from the middle Paraná reach located 600 km downstream from the Paraná-Paraguay confluence. Sediment transport through the Leyes-Setúbal system (Fig. 2) is not within the scope of this research study because its discharge, at mean water levels, is provided mainly by the San Javier River ($1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), coming from the upstream floodplain. Most of its sediments are deposited through minor courses that

drive discharges towards a system of lakes and swamps particularly complex near its mouth.

At each selected gage station, suspended sediment load (Q_s) and water discharge (Q) data recorded by the National Water Information System Database (SNIH, in Spanish) (<https://snih.hidricosargentina.gob.ar/>) were used. Monthly Q_s values were available for the period 1993-2020, and daily Q values for 1990-2019 at each gage station. Suspended sediment load is recorded by SNIH using traditional sediment samplers and techniques. Both fine (C_w) and coarse (C_{ss}) fraction sediment concentrations are determined and, therefore, wash load transport (Q_w) and coarse suspended sediment transport (Q_{ss}). Q used to be recorded by mechanical current meters, more recently, acoustic Doppler current profilers (ADCP) and calibrated rating curves started being used. Unfortunately, SNIH does not provide detailed information regarding the type of discharge instrument and sediment samplers used during each survey and in each gage station. Also, no data is displayed in terms of the methodology applied or changes in instrument and methodology along the studied course. Indeed, this would be of great use and interest in order to analyze data uncertainty. This is particularly important when it comes to evaluating C_{ss} , as it can be strongly affected by the selected sampler and sampling methodology (number of verticals across the section, depth or integrating samplers, among other factors). For example, through conversions with SNIH staff, it was known that accurate measurements of suspended bed-material were only collected between 1993 and 2004 at the Paraná gage station, following the OIN (2002) methodology. Therefore, different procedures (described below) were used in the present study before and after 2004. The recorded period and number of measurements for each gage station are specified in Table 1. Note that bedload data (Q_{sf}) is not reported and, therefore, the analysis presented here is limited to suspended load.

Table 1 Recorded periods and number of discharge and sediment transport measurements for the selected gage stations

River	Gage station	Q_s		Daily Q^*	
		Period	Number of measurements	Period	Number of measurements
Bermejo	El Colorado	11/03/1993 – 02/04/2020	262	01/01/1990 – 09/02/2019	10793
Paraguay	Puerto Pilcomayo	09/30/1993 – 02/25/2020	225	01/01/1990 – 09/02/2019	10469
Upper Paraná	Itatí	11/24/1993 – 04/19/2020	238	01/01/1990 – 07/31/2019	10483
Middle Paraná	Paraná	09/27/1993 – 04/18/2020	261	01/01/1990 – 08/31/2019	10833
Colastiné	Colastiné	-	-	04/01/1990 – 08/31/2019	10462

*measured and obtained from rating curve.

In addition, suspended sediment and water discharge at Bermejo, Paraná and Colastiné rivers were measured for the present study at different particular dates and water stages. Regarding the Bermejo River, sediment samples at different water depth from two verticals located near Embarcación (Salta, Argentina) and Puerto Lavalle (Chaco, Argentina) were sampled on March 19 and 25, 2017, respectively (discharges from El Colorado gage station: $806 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $1079 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively). As for the Paraná River, sediment transport measurements according to OIN (2002) methods were carried out at the Paraná gage station on March 2018, 2020 and 2021 (discharges measured: $18185 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $14407 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $11950 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively). Finally, for the Colastiné River, sediment transport measurements also according to OIN (2002) were taken in November 2011, November 2013, March 2014 and September 2014 (discharges measured: $2097 \text{ m}^3/\text{s}$, $1975 \text{ m}^3/\text{s}$, $1485 \text{ m}^3/\text{s}$ and $1983 \text{ m}^3/\text{s}$, respectively) at the Colastiné gage station.

4. Methodology

The present section describes the methodology applied to estimate suspended sediment load at each study gage station. As a first step, uncertainty data and the analysis of sediment rating curves (Q vs. Q_w and Q vs. Q_{ss}) are described. It is worth noting that each sediment rating curve can be constructed with either sediment concentration or sediment load values (Glysson, 1987). However, the use of sediment load could be considered incorrect since Q is involved in both the dependent and independent variables of the regression equation (McBean and Al-Nassri, 1988). Therefore, the regression presents

lower scatter and higher R^2 . In spite of that, mathematically, both approaches yield identical results (Rantz, 1968; Glysson, 1987). As Jansson (1997) points out, what should really be considered incorrect is comparing the R^2 of two regressions carried out with different variables.

Once inconsistent data was removed and the reliability of the remaining data was checked, the estimation of the suspended sediment load was computed in accordance with data availability and their temporal resolution. This finally allowed to quantify the contribution of each river and characterize the annual average behavior.

4.1. Data evaluation and sediment rating curves

To begin with, inconsistent or erroneous data from the repository with a notorious deviation from the observed regression were discarded. Then, data uncertainty was assessed, especially in the Paraná and El Colorado gage stations, where sudden changes in the scatter plot were analyzed throughout the time series.

A particular analysis was conducted based on the Bermejo River data in El Colorado gage station, given the high C_{SS} values measured on this river. As described in the next section, an abrupt change in the scatter plot of Q vs. Q_{SS} was noticed after the year 2000. In particular, a sharp decrease in coarse sediment transport. Such a change is not detected when it comes to discharge and wash load transport values, suggesting differences in the sampling methodology rather than natural causes. In order to evaluate these data, Rouse's equation was applied as explained below.

As a first step, permanent and uniform flow was assumed for the reach involving the cross-section. Then it is valid to represent the suspended coarse fraction distribution in a fixed vertical using Rouse's equation (García, 2008):

$$\frac{c_{SS}}{C_{ref}} = \left[\frac{(h-z)/z}{(h-z_{ref})/z_{ref}} \right]^{Z_R} \quad (1)$$

$$Z_R = \frac{\omega_s}{\kappa u_*} \quad (2)$$

where c_{SS} denotes the point suspended sediment concentration (coarse fraction), averaged over time, at a distance z from the bed. Where h is the total depth, z_{ref} denotes a level relatively close to the bed for the reference concentration (C_{ref}), Z_R is the Rouse Number, ω_s is the settling velocity of sediments in a still fluid, κ is von Kármán's constant (equal to 0.4), and u_* is the bed-shear velocity.

By expressing the Rouse's equation in a logarithmic form (Equation 3), a linear fit can be performed for $\log[(h - z)/z]$ vs. $\log c_{ss}$ for a concentration profile and a given grain size. The corresponding Z_R can be obtained from the slope of the fit line (García, 2008):

$$\log c_{ss} = Z_R \log[(h - z)/z] + A_r \quad (3)$$

Therefore, if the concentration data of a vertical profile is available from field measurements, the values of Z_R and A_r can be deduced.

Going further, based on Equation 3, using $z = eh$, being $e = z/h$, Equation 4 can be obtained. Then, Equation 5 is derived for e .

$$c_{ss} = \left(\frac{h - e h}{e h} \right)^{Z_R} 10^{A_r} \quad (4)$$

$$e = \left[\left(\frac{c_{ss}}{10^{A_r}} \right)^{\frac{1}{Z_R}} + 1 \right]^{-1} \quad (5)$$

Note that e would allow to determine the relative depth of a certain concentration that verifies the Rouse distribution for adopted values of Z_R and A_r . That is, $e \approx 1$ and $e \ll 1$ would indicate that c_{ss} corresponds to a sample taken close to the surface and to the bed, respectively.

4.2. Sediment load estimation

At each gage station, estimations were performed for both sediment fractions (silt-clay and sand). For this purpose, the data series of monthly sediment load and daily water discharge were used.

In view of the fact that the water discharge data series had some missing data, two criteria were adopted to fill them in: i) for missing records extending less than 30 days, the average between the data measured the day before and after was used and; ii) for longer periods, the average monthly value, calculated for the whole series, was applied.

The criteria adopted to fill sediment concentration data were specific to each gage station:

- El Colorado: for both fine and coarse fractions, daily sediment load was estimated using the regression equation between discharge and sediment load (see next section).
- Puerto Pilcomayo and Itatí: regarding coarse material, daily sediment load was estimated using the fit equation between Q vs. Q_{ss} data (see section 5.1), albeit the poor fit. Note, however, that there is no other dataset or enough hydraulic parameters in neither station to perform data validation up to these days. As

regards the wash load, there was no correlation between Q and Q_w in neither station either. Therefore, as monthly values of Q_w were available for both stations, a constant value along each month was considered.

- Paraná: since the wash load and discharge stem from different catchment basins, there is no correlation between them (Soldano, 1947; Cotta and Silicani, 1963; Drago and Amsler, 1988). As a consequence, daily Q_w was computed with the same methodology as in Puerto Pilcomayo and Itatí gage stations. For the coarse material fraction, the regression equation between Q and Q_{SS} was applied.
- Colastiné: since there is no sediment load data from this gage station, discharge data were associated to wash load concentration from Paraná gage station data. This approach assumes a homogeneous distribution of concentrations between Colastiné and Paraná, i.e., similar relations between discharge and sediment load in the upstream bifurcation. Given the fact that the previous assumption is not valid for the coarse fraction, the coarse suspended rate was determined from measured $Q_{SS\ Colastiné}/Q_{SS\ Paraná}$ ratios, where $Q_{SS\ Colastiné}$ and $Q_{SS\ Paraná}$ are the coarse suspended rates of Colastiné and Paraná stations, respectively. Data from four detailed surveys (November 2011, November 2013, March 2014 and September 2014) (Szupiany et al., 2019; Latosinski et al., 2014) at the cross-section near Colastiné gage station were used and compared with the estimated values from the fitted regressions at Paraná gage station for the same dates. Table 2 lists the Q_{SS} values at both gage stations and survey data, where a sediment transport ratio equal to 13.5% was obtained. Therefore, the daily Q_{SS} in the Colastiné River was assumed to be 13.5% from the estimated value at the Paraná gage station for all the time series. This preliminary assumption should be further validated in additional studies.

Table 2 Coarse fraction of sediment load at Paraná (estimated) and Colastiné (measured) gage stations

Date	Q [m^3/s]		Q_{SS} [t/day]		Q ratio [%]	Q_{SS} ratio [%]	Mean Q_{SS} ratio [%]
	Colastiné	Paraná	Colastiné	Paraná			
11/24/2011	2097	15206	3716	41138	13.8	9.0	13.5
11/04/2013	1975	14067	6826	34142	14.0	20.0	
03/17/2014	1485	12465	3707	25561	11.9	14.5	
09/20/2014	1983	15056	4218	40168	13.2	10.5	

5. Results

5.1. Data evaluation and sediment rating curves

Sediment samples from two verticals in the Bermejo River on March 19 and 25, 2017 during high water levels and high sediment transport conditions were used to evaluate Equation 5. The samples were collected using a weighted 8-L horizontal sampling bottle (Wildco Beta Plus Bottle) with an attached pressure transducer to measure the sampling depth. More details on sampling methodology can be found in Repasch et al. (2020). The methodology applying Equation 3 yielded the estimated values for the corresponding Rouse's equation parameters. In Fig. 3, the achieved adjustments are presented indicating the fitted values of Z_R .

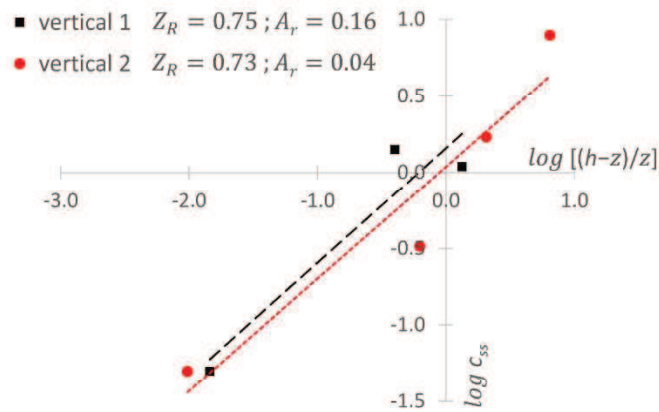


Figure 3 Sediment distribution of suspended coarse fraction plotted in Rouse's Coordinates at the Bermejo River. Flow depths are 3.5 and 5.2 m at vertical 1 and 2, respectively. Discharges at El Colorado gage station are 806 and 1079 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ on March 19 and 25, 2017, respectively

Owing to the lack of detailed concentration profiles for different hydrometric conditions of the hydrological year in the Bermejo River, the relative sampling site, e (from Equation 5), was evaluated for the same month of the available data (March) during the entire time series (Fig. 4). Therefore, the strong assumption was to consider similar transport conditions and concentration profiles (i.e., similar Z_R and A_r values).

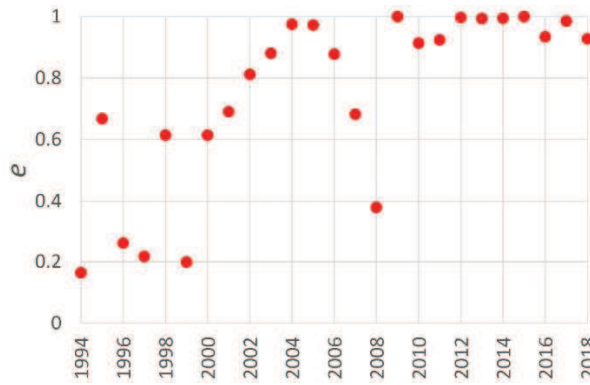


Figure 4 Variation of e value in March throughout the study period. El Colorado gage station

Fig. 4 depicts a clear break in the relative sampling depth starting in 2000 and becoming more noticeable from 2009. This break confirms that data from those years correspond mainly to surface samples. It should be noted that, sampling operations in the Bermejo River are complex and highly unsafe to perform during the months of maximum discharge and sediment influx (i.e., December to March). This is ascribed to the high-flow velocities and the drag force of large-sized vegetation. This suggests that different sampling methodologies have been applied during the last twenty years, and is reflected in the observed variations of e .

Fig. 5A shows the sediment rating curve (coarse fraction) at the El Colorado gage station. Note that the scatter plot could be divided into two well-differentiated groups (before and after 1999). In particular, values after 1999 are notably lower. This is consistent with the variations of e in Fig. 4. Also note that the Q_{ss} values measured in 2017 correctly fit the regression line for the 1993-1999 series. Taking into account the aforementioned incongruences for the data from the year 2000 to the present, the fit line corresponding to the 1993-1999 period was used (see Table 3) to estimate the daily $Q_{ss\ Bermejo}$ for the entire analyzed period.

The sediment rating curve (wash load) at El Colorado gage station is illustrated in Fig. 5B. Fine material is strongly affected by the diffusion-dispersion processes, which indicates a homogeneous distribution both across the section and in depth. This explains why the values are weakly affected by the sampling method and, therefore, there are no breaks in the scatter plot, as is the case of coarse sediments (Fig. 5A).

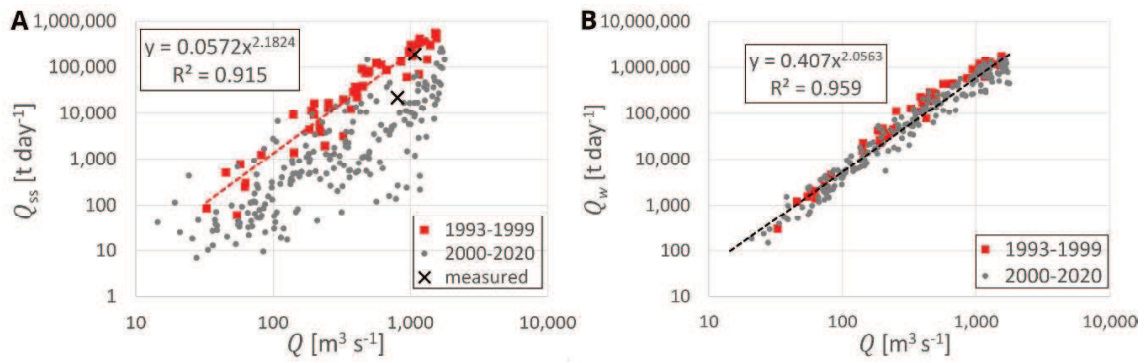


Figure 5 Sediment rating curves at the El Colorado gage station. (A) coarse fraction and (B) fine fraction. Note that two measured values are included in A

Fig. 6 shows the sediment rating curve for coarse fraction at the Paraná gage station. As in the Bermejo, values in the scatter plot can be divided into two groups, before and after 2004. These data confirm the aforementioned hypothesis regarding expected changes in the sediment sampling methodology from the SNIH system database. Note also that Fig. 6 includes Q_{SS} values measured according to standard sediment transport protocols (OIN, 2002) for three water stages (March 2018, 2020 and 2021). These data are in agreement with the regression fit using 1993-2004 data, though they are not related to data from 2005 to the present. Therefore, the regression equation with data from the 1993-2004 period was considered valid and was used for the present analysis.

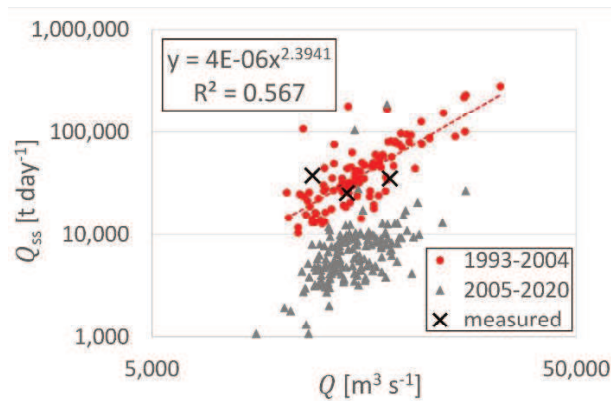


Figure 6 Sediment rating curve for coarse fraction at the Paraná gage station. Note that three measured values are included, corresponding to March 2018, 2020 and 2021

The regression equations achieved for all the gage stations are presented in Table 3. Note that in Puerto Pilcomayo and Itatí stations, only the relations between Q and Q_{SS} are shown. The correlation coefficients R^2 were low (0.3 at both stations), which may be related to the lack of representativeness of the samples from the SNIH system database.

Despite the performance of the regressions, they were obtained with the only data available. Therefore, the equations in Table 3 were used to calculate the daily rates of Q_{ss} .

Table 3 Regression equations between water discharge and suspended sediment load for coarse and fine suspended sediment fractions

River	Gage station	Period	Regression equations	R ²
Bermejo	El Colorado	11/03/1993-12/03/1999	$Q_{ss} = 0.0572 Q^{2.1824}$	0.915
		11/03/1993-02/04/2020	$Q_w = 0.407 Q^{2.0563}$	0.959
Paraguay	Puerto Pilcomayo	09/30/1993-02/25//2020	$Q_{ss} = 0.0129 Q^{1.4199}$	0.299
Upper Paraná	Itatí	11/24/1993-04/19/2020	$Q_{ss} = 2 \times 10^{-7} Q^{2.4386}$	0.325
Middle Paraná	Paraná	09/27/1993-11/26/2004	$Q_{ss} = 4 \times 10^{-6} Q^{2.3941}$	0.567

Regarding the wash load in Puerto Pilcomayo gage station, the low concentration values and the characteristics of the upstream basin system yielded weak relations between Q and Q_w . The Paraguay River flows through Pantanal wetlands (the largest tropical wetland in the world) with an area of approximately 150000 km². It is the trunk river. Its tributaries drain along different geological settings, mostly metamorphic and sedimentary rocks from the surrounding high-lands, and a distributary river pattern is developed in the Pantanal lowlands (Assine, 2015). This configuration leads to the retention of a large amount of sediment generated by the basin erosion (mainly Q_w), and would explain the low concentrations registered at its mouth. Anyway, considering the presence of metamorphic and sedimentary rocks in the basin, a primary low suspended sediment concentration cannot be totally discarded.

At the upper Paraná River (Itatí gage station), Q_w is strongly affected by the upstream dam system (Itaipú and Yacyretá dams, among other dams in Brazil). The dam hydrologic operation and retention of sediment transport results in a poor regression between water discharge and sediment load.

There are no regressions between Q and Q_w at the Paraná middle reach (Paraná gage station) due to the complex hydrology and sediment generation/retention at the upper Paraná basin (Paraguay, Bermejo, and upper Paraná reach).

5.2. Suspended sediment load

The annual mean discharge, \bar{Q} , the maximum annual discharge, Q_{max} , and the estimated annual transport of suspended coarse-sediments, Q_{ss} , and fine-sediments, Q_w , are displayed in Figures 7A, 8A, 9A, 10A, and 11A, for El Colorado, Puerto Pilcomayo, Itatí, Paraná, and Colastiné gage stations, respectively, along the study period. In addition, the mean monthly rates (1990-2018) of discharge, \bar{Q}_m , and suspended coarse- and fine-sediment transport, \bar{Q}_{ssm} and \bar{Q}_{wm} , are presented in Figures 7B, 8B, 9B, 10B and 11B for the same stations.

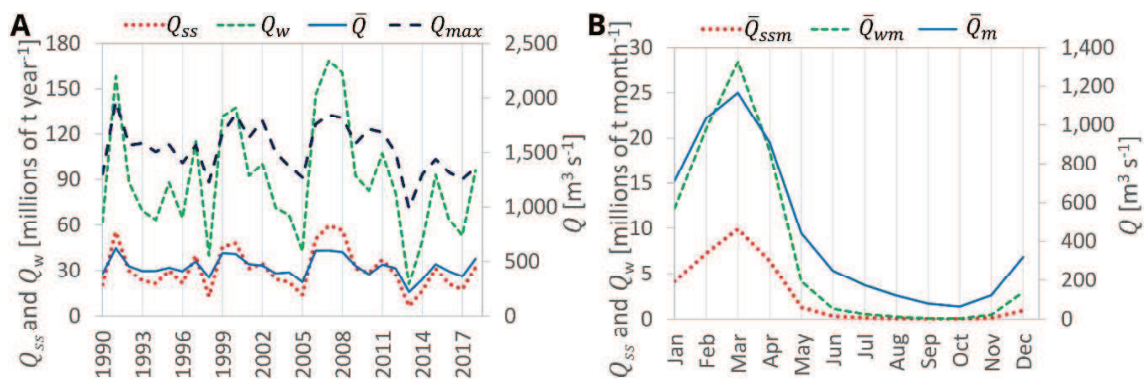


Figure 7(A) Mean annual discharge, maximum annual discharge, and estimated annual rates for suspended coarse and fine sediments; (B) mean monthly discharge and mean monthly rates of suspended coarse- and fine-sediment transport. El Colorado gage station. Period 1990-2018

Fig. 7A, B illustrate that coarse- and fine-sediment transport is strongly related to discharge, showing the impact of rainfall upstream the basin on the sediment generation and loads in the Bermejo River. From Fig. 7B, it can be seen that \bar{Q}_m , \bar{Q}_{ssm} and \bar{Q}_{wm} start increasing in November until May, reaching a maximum value in March. After this period, the discharge and sediment transport decrease abruptly, remaining at very low values. The discharge ratio between the maximum (March) and minimum (October) is 18, while these same ratios for sediment transport are 487 and 346 for coarse and fine fractions, respectively. Note that during the peak (March), the coarse suspended sediment load represents 26% of the total suspended sediment load while during low water levels (October) it represents 20%, being the mean annual value 25%.

At Puerto Pilcomayo gage station, three periods with different discharges and variations of sediment load can be distinguished: before 1998, between 1999 and 2009, and after the latter (see Fig. 8A). The mean discharges were 4619 m³ s⁻¹, 2876 m³ s⁻¹, and 3723 m³ s⁻¹ for 1990-1998, 1999-2009, and 2010-2018 periods.

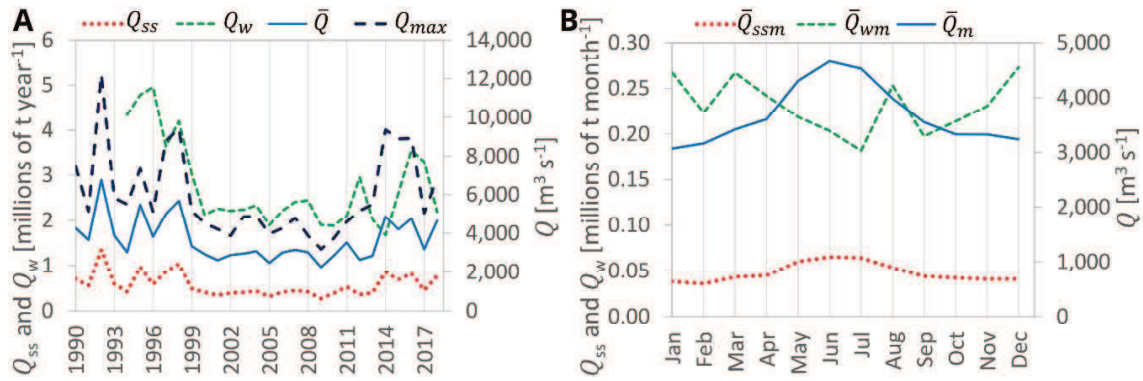


Figure 8(A) Mean annual discharge, maximum annual discharge, and estimated annual rates for suspended coarse and fine sediments; (B) mean monthly discharge and mean monthly rates of suspended coarse- and fine-sediment transport. Puerto Pilcomayo gage station. Period 1990-2018 (suspended fine-sediment transport corresponds to the 1994-2018 period)

Considering the mean monthly discharge and the mean monthly rate of suspended coarse-sediment transport in Puerto Pilcomayo (1990-2018) (Fig. 8B), May, June and July, yielded the highest values, while the lowest values were recorded in January and February. The rate of mean monthly fine-sediment transport (1994-2018) does not show a clear trend (Fig. 8B). The mean annual transport of suspended coarse sediment was $5.7 \times 10^5\ t\ year^{-1}$ (period 1990-2018) and the corresponding fine fraction was $2.8 \times 10^6\ t\ year^{-1}$ (period 1994-2018). It should be noted that the transport rates were two orders of magnitude lower than those registered in the Bermejo River. The results suggest that 97% and 98% of the total suspended sediment transport (fine and coarse fraction, respectively) at the Paraguay River, downstream the Bermejo-Paraguay confluence, is provided by the Bermejo River during the study period.

In the upper Paraná River reach (Fig. 9A), a similar behavior to that in the Paraguay River (Fig. 8A) was observed, where three periods can be distinguished. Mean discharges were $15151\ m^3\ s^{-1}$, $12892\ m^3\ s^{-1}$ and $15039\ m^3\ s^{-1}$ for 1990-1998, 1999-2009 and 2010-2018 periods (Fig. 9A).

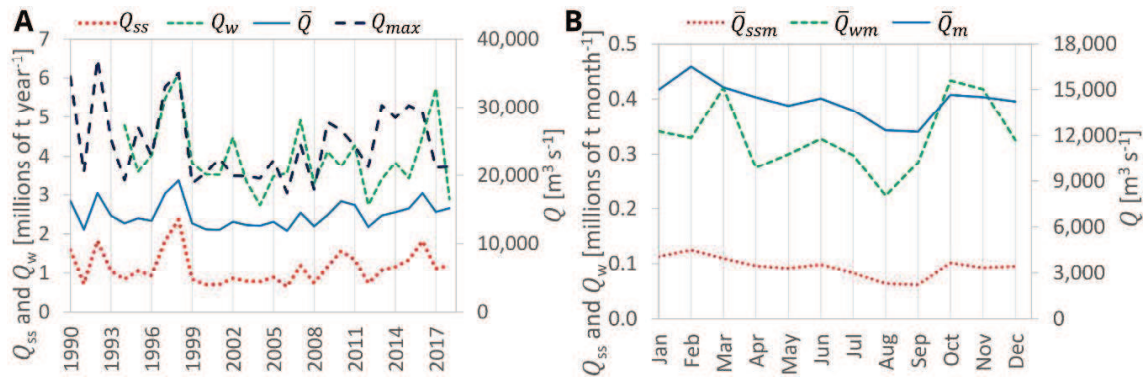


Figure 9 (A) Mean annual discharge, maximum annual discharge, and estimated annual rates for suspended coarse and fine sediment; (B) mean monthly discharge and mean monthly rates of suspended coarse- and fine-sediment transport. Itatí gage station. Period 1990-2018 (suspended fine sediment transport corresponds to the 1994-2018 period).

Regarding \bar{Q}_m , \bar{Q}_{ssm} and \bar{Q}_{wm} (Fig. 9B), the period between October and March displayed the highest discharge and sediment transport values, while the period April to September yielded the lowest. The discharge ratio between the maximum (February) and minimum (September) was 1.3. Maximum and minimum sediment transport ratios were 1.9 and 2.0, for fine and coarse fraction, respectively. The mean annual transport of suspended coarse sediment was $1.1 \times 10^6\ t\ year^{-1}$ (period 1990-2018), while for fine sediment it was $4.0 \times 10^6\ t\ year^{-1}$ (period 1994-2018). During the study period, the wash load represented the 78% of the total suspended sediment transport. Considering the total suspended sediment transport of Paraná River downstream the Paraguay-Paraná confluence, the 96% and 97% of Q_w and Q_{ss} , respectively, were provided by the Paraguay River, which means 93% and 95% coming from the Bermejo River system.

As in Puerto Pilcomayo and Itatí, three periods can be distinguished at the Paraná gage station (Fig. 10A, B). The 1999-2009 period was characterized by low mean discharges. For the periods 1990-1998, 1999-2009 and 2010-2018, the mean discharges were $17661\ m^3\ s^{-1}$, $13941\ m^3\ s^{-1}$ and $15630\ m^3\ s^{-1}$, the mean Q_{ss} were $2.4 \times 10^7\ t\ year^{-1}$, $1.3 \times 10^7\ t\ year^{-1}$, and $1.7 \times 10^7\ t\ year^{-1}$, and the mean Q_w were $7.3 \times 10^7\ t\ year^{-1}$, $7.7 \times 10^7\ t\ year^{-1}$, and $4.6 \times 10^7\ t\ year^{-1}$, respectively.

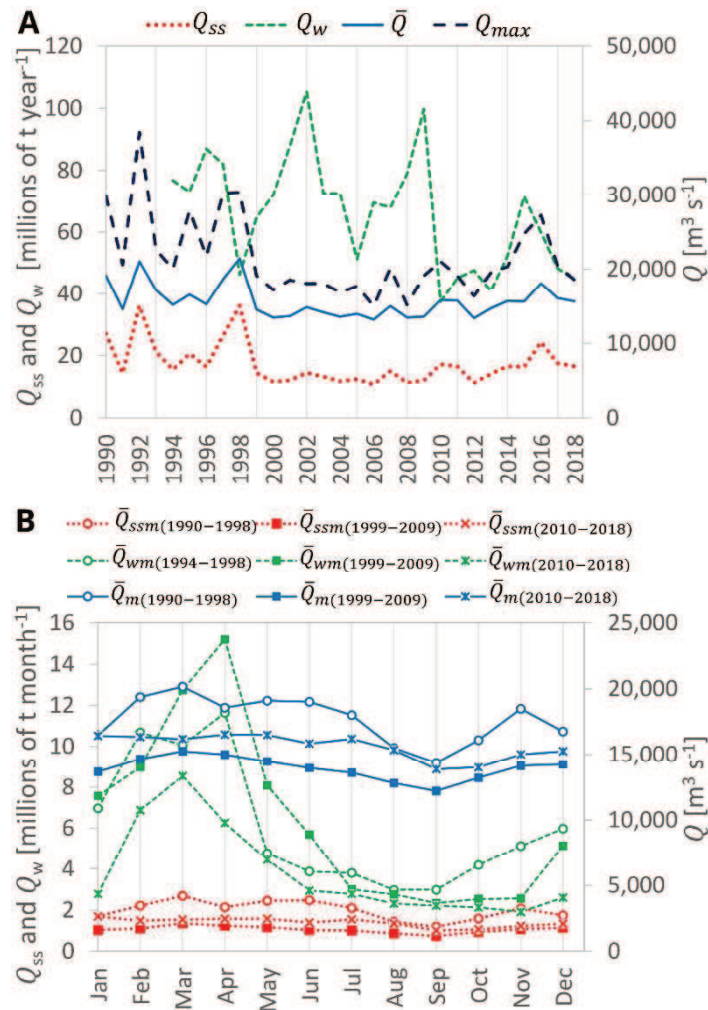


Figure 10 (A) Mean annual discharge, maximum annual discharge, and estimated annual rates for suspended coarse and fine sediments; (B) mean monthly discharge and mean monthly rates of suspended coarse- and fine-sediment transport. Paraná gage station. Period 1990-2018 (suspended fine-sediment transport corresponds to the 1994-2018 period)

According to the Bermejo River regime (Fig. 7B) and in agreement with Bonetto and Orfeo (1984) and Drago and Amsler (1988), March and April were the months with the highest wash load transport, while August-October registered the lowest rates at the middle Paraná reach (Fig. 10B). Note that Q_{ss} in Fig. 10B presents a slight variation throughout the year.

Finally, in the Colastiné gage station no clear relation was observed between suspended fine-sediment transport and discharge (Fig. 11A). The mean monthly discharge (1991-2018 period) was $2067\ m^3\ s^{-1}$ and the mean monthly rates of suspended coarse- and fine-sediment transport (1991-2018 and 1994-2018, respectively) were $2.2 \times 10^6\ t\ year^{-1}$ and $8.6 \times 10^6\ t\ year^{-1}$. Just like in the Paraná gage station (Fig. 10B), March and April registered

the highest discharge and sediment transport, while the lowest values were recorded between August and October (Fig. 11B).

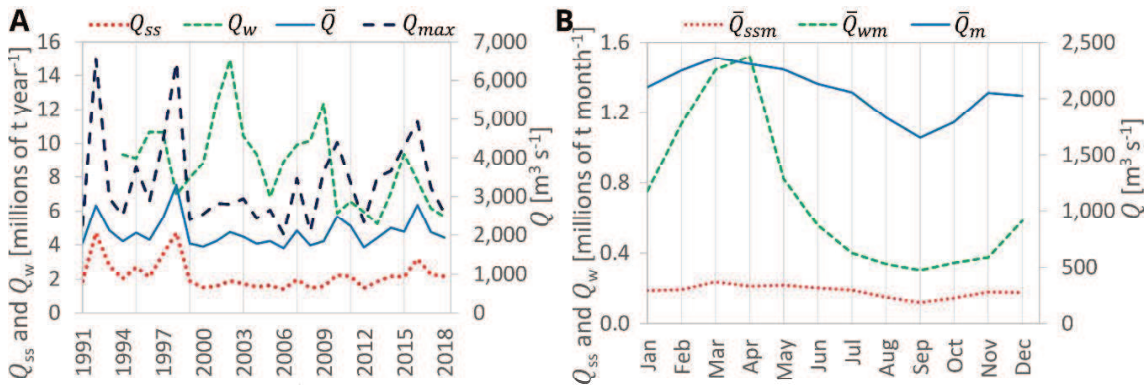


Figure 11 (A) Mean annual discharge, maximum annual discharge, and estimated annual rates for suspended coarse and fine sediment; (B) mean monthly discharge and mean monthly rates of suspended coarse- and fine-sediment transport. Colastiné gage station. Period 1991-2018 (suspended fine sediment transport corresponds to the 1994-2018 period)

5.3 Assessment of sediment balance. The Bermejo-Paraguay-Paraná rivers system

Based on the sediment transport values estimated above, a sediment balance along the Bermejo-Paraguay-Paraná rivers system was developed (the BPP system) considering the study gage stations. It is worth noticing that the uncertainties in the estimation of sediment transport associated with sampling, laboratory analysis, and measurement methods can significantly affect sediment balances. Moreover, although existing methodologies could be applied to the Paraná gage station in order to estimate bed load transport (Q_{sf}) (Amsler et al., 2020), there are no records of Q_{sf} in El Colorado, Puerto Pilcomayo and Itatí gage stations. Therefore, possible interactions between Q_{sf} and Q_{ss} could affect the Q_{ss} result at each study section.

The total contribution of the Bermejo (El Colorado gage station), Paraguay (Puerto Pilcomayo gage station), and upper Paraná (Itatí gage station) rivers was compared to the middle Paraná section (Paraná and Colastiné gage stations), input and output, respectively. Fig. 12A and 12B compare the mean annual discharge and the maximum annual discharge considering the contributions of El Colorado, Puerto Pilcomayo and Itatí as input discharges, i.e., \bar{Q}_{input} and $Q_{maxinput}$, respectively, and the corresponding discharges at Paraná and Colastiné gage stations as output discharges, i.e., \bar{Q}_{output} and $Q_{maxoutput}$, respectively. As it can be observed in Fig. 12A, along the study period, \bar{Q}_{input} presents a mean absolute difference of 4.8%, with inputs generally higher than

outputs. This difference could be associated to the measured discharge uncertainty, the estimations from rating curves, and the discharge diverted through the Leyes-Setúbal system. Therefore, the Paraná River discharge along the middle reach was maintained. Regarding Q_{max} (Fig. 12B), there was a 23% average difference between inputs and outputs, and input values were always greater than output values. This positive balance is associated with the transfer of water to the flood plain and secondary channels, producing an attenuation in maximum water discharge downstream.

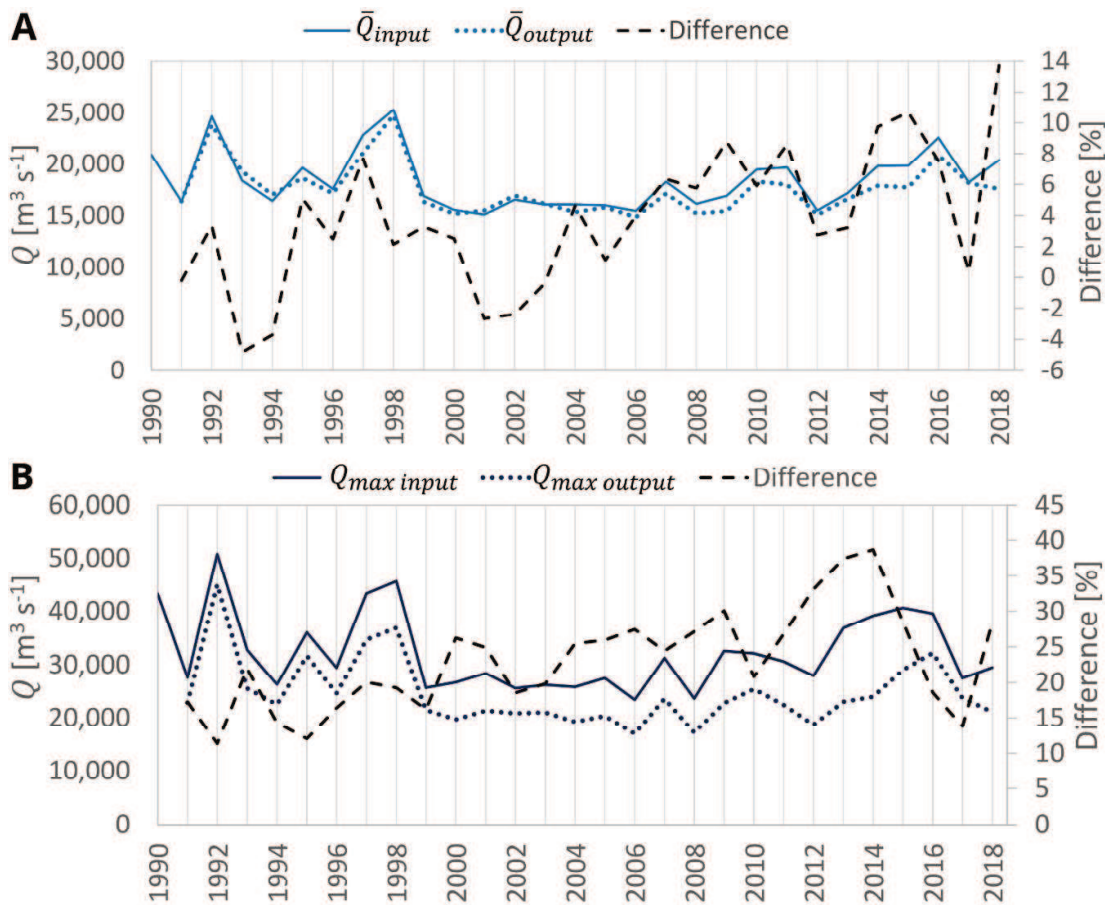


Figure 12 Input (El Colorado, Puerto Pilcomayo and Itatí gage stations) and output (Paraná and Colastiné gage stations) discharge and differences for the middle reach of the Paraná River. (A) Mean annual discharge; (B) Maximum annual discharge. 1990-2018 period

Similar to discharge rates, Fig. 13A and 13B compare the input and output annual transport of suspended coarse and fine sediments, respectively. In general, Q_{ss} (Fig. 13A) exhibits a greater sediment input than output, except for the years with large flood events in the Paraná River (1992, 1998 and 2016) (see Fig. 10A) or with particularly low contributions from the Bermejo River (1998, 2005, 2013 and 2017) (see Fig. 7A).

The wash load transport, Q_w , (Fig. 13B) presents a smaller mean absolute difference between the input and output in the BPP system than Q_{ss} . For Q_w , the greatest differences occur mainly in the years with high contributions from the Bermejo River (1999-2000 and 2006-2008, see Fig. 7A), varying between positive and negative intervals without a clear trend for the rest of the period.

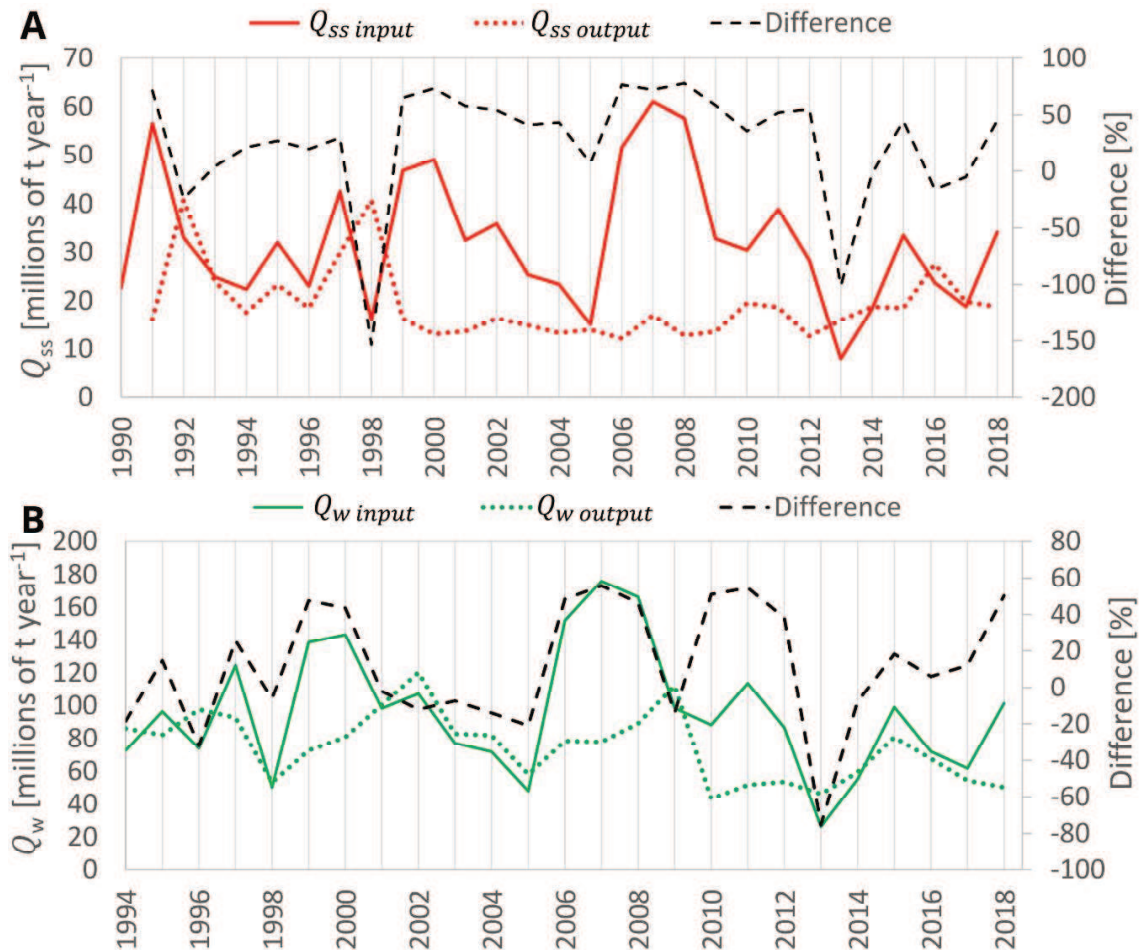


Figure 13 Input (El Colorado, Puerto Pilcomayo and Itatí gage stations) and output (Paraná and Colastiné gage stations) sediment transport rates and their differences for the middle reach of the Paraná River. (A) suspended coarse-sediment transport; (B) suspended fine-sediment transport. Annual values for 1990-2018 and 1994-2018, respectively

The mean monthly discharge and the mean monthly rates of suspended fine- and coarse-sediment transport along the study period are shown in Fig. 14. Regarding Q_w , a similar trend can be noticed both in the input and output sections, with maximum (December-May) and minimum (June-November) periods. The wash load peak in the Paraná/Colastiné section occurs approximately ten days after the peak date reported for the Bermejo River, in agreement with Alarcón et al. (2003), but with a time delay of a

month (from March to April) in term of monthly value. In the case of Q_{SS} , the peak of the Bermejo is not reflected in the output section in the middle Paraná, where a more homogeneous behavior is observed along the hydrological year. Note that for both cases, i.e., Q_w and Q_{SS} , there is a positive balance (inputs are greater than outputs) during the months of maximum sediment inputs, while for the rest of the months the balance is negative.

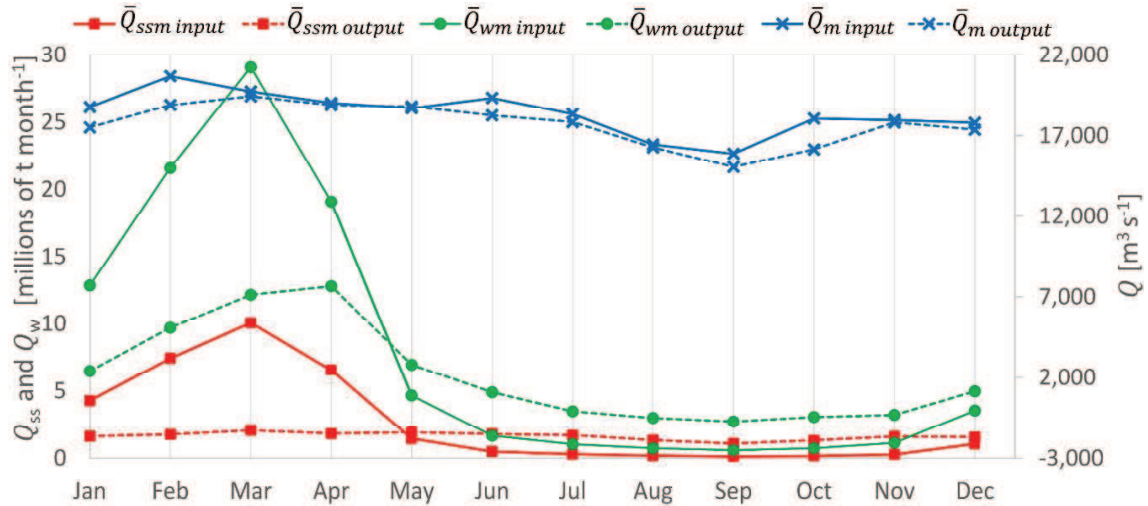


Figure 14 Input (El Colorado, Puerto Pilcomayo and Itatí gage stations) and output (Paraná and Colastiné gage stations) mean monthly discharge and sediment transport for the middle reach of the Paraná River. Average discharge and suspended coarse- and fine-sediment transport. Monthly averages for the period 1990-2018

6. Discussion

Tables 4 to 6 show mean discharge, and annual suspended coarse- and fine-sediment transport values for the entire period (1990-2018) and for 1990-1998, 1999-2009, and 2010-2018 at each gage station. Note that the sums of the magnitudes contributed to the middle Paraná River (input), as well as the magnitudes in the middle Paraná (output) are also included.

Table 4 Mean annual discharges for each sub-period and sections along the BPP system

Period	\bar{Q} [m ³ seg ⁻¹]						Input	Output
	Bermejo	Paraguay	Upper Paraná	Middle Paraná	Middle Paraná			
	El Colorado	Puerto Pilcomayo	Itatí	Paraná	Colastiné			
1990-1998	444	4619	15151	17661	2272	20214	19933	
1999-2009	493	2876	12892	13941	1848	16261	15789	
2010-2018	401	3723	15039	15630	2153	19163	17783	
1990-2018	449	3680	14260	15619	2067	18389	17687	
Percentage	2	20	78					

Table 5 Mean annual transport of suspended coarse sediment for each sub-period and sections along the BPP system

Period	Q_{ss} [millions of t year ⁻¹]						Input	Output
	Bermejo	Paraguay	Upper Paraná	Middle Paraná	Middle Paraná			
	El Colorado	Puerto Pilcomayo	Itatí	Paraná	Colastiné			
1990-1998	28.2	0.8	1.4	23.7	3.0	30.3	26.8	
1999-2009	37.9	0.4	0.8	12.7	1.6	39.2	14.3	
2010-2018	24.2	0.6	1.3	16.7	2.2	26.0	18.9	
1990-2018	30.6	0.6	1.1	17.4	2.2	32.3	19.6	
Percentage	95	2	3					

Note: The values corresponding to the Colastiné gage station and Output do not include the year 1990 due to lack of data.

Table 6 Mean annual transport of suspended fine sediment for each sub-period and sections along the BPP system

Period	Q_w [millions of t year ⁻¹]						Input	Output
	Bermejo	Paraguay	Upper Paraná	Middle Paraná	Middle Paraná			
	El Colorado	Puerto Pilcomayo	Itatí	Paraná	Colastiné			
1990-1998	83.2	4.4	4.8	73.0	9.3	92.4	82.4	
1999-2009	110.1	2.3	3.7	76.6	10.2	116.1	86.8	
2010-2018	71.9	2.5	3.8	45.8	6.2	78.2	52.0	
1990-2018	89.9	2.8	4.0	64.8	8.6	96.6	73.4	
Percentage	93	03	04					

Note: The values corresponding to Puerto Pilcomayo, Itatí, Paraná and Colastiné gage stations, and Input and Output, do not include the 1990-1993 period due to lack of data.

Table 4 and Fig. 12A illustrate the flow discharge continuity between the system input and the middle Paraná sections located 640 km downstream. The mean absolute difference between input and output during the study period was 4.8%. Given the fact that

inputs were generally greater than outputs, the differences could be attributed to the diversions through minor secondary systems (e.g., San Javier River and Colastinecito channel) and the measured discharge uncertainties and estimations from the rating curves. The upper Paraná River contributes 78% of the total flow discharge to the system, while the Paraguay and Bermejo rivers contribute 20% and 2%, respectively (Table 4).

The differences recorded for the maximum discharges (Fig. 12B) were always positive and of the order of 23% on average between input and output sections. These higher differences in comparison with mean water level conditions could be explained by discharges higher than bankfull levels, leading to overflow storage and a lower propagation velocity of the flood wave through the floodplain along the middle reach.

The differences in the suspended sediment transport between contributions by the different Paraná tributaries and recorded values at the middle reach varied depending on the study period. The mean absolute difference of Q_{SS} for the entire study period was 48% (Fig. 13A). The highest negative balances were recorded in 1992, 1998 and 2013 (see Fig. 13A) as a consequence of lower flow discharge and lower sediment transport from the Bermejo River, combined with a high discharge at the upper Paraná River. This observation suggests a complex dynamic of the coarse sediments in the middle reach of the Paraná River, with periods of deposition or erosion depending on load contributions from the Bermejo River (with its own hydrological regime) and water stage conditions at Paraguay and Paraná rivers. As regards the fine fraction (Fig. 13B), the mean absolute difference between input and output was low, 30%, without a clear balance trend between positive and negative. Since there are no significant deposits of this fine material on the main channel (bed and banks are predominantly sandy), this behavior is mainly ascribed to complex interactions between the wash load and the floodplain. Particularly during periods of main channel bankfull stage, there are significant transfers and deposits of fine material on the floodplain (Alarcón et al., 2003; Boller Troncoso et al., 2017).

For the mean monthly rates of suspended sediment transport (Fig. 14), a positive and a negative balance is observed between January-April/May and May/Jun-December, respectively. The behavior of the mean monthly level described above suggests sedimentation processes of the sediments coming from the Bermejo River during the first months of the year in the middle reach. These sediments would be re-suspended and transported later on not only during the months of low sediment contributions from the Bermejo River but also in years with lower contributions from this river, which leads to negative balances. This dynamic suggests a Q_w interaction with the main channel and the

alluvial plain, and a Q_{SS} interaction with the main channel, through erosion-sedimentation processes also involving banks and islands. This interaction between Q_{SS} and the channel bed along the reach between the confluence and the Paraná gage station (about 600 km long) would indicate that sediment transport peaks from the Bermejo River are attenuated. Note that when mean monthly discharge values are considered, the largest contribution of coarse suspended sediment to the Paraná River is provided by the Bermejo River (approximately 95%), while the contributions from the Paraguay and upper Paraná rivers represent 2% and 3%, respectively (Table 5). Something similar occurs with fine sediments (Table 6), where about 93% is delivered by the Bermejo River, and the contributions from the Paraguay and upper Paraná rivers represent only 3% and 4%, respectively, in line with previous research studies (Alarcón et al., 2003; Amsler and Drago, 2009).

Nonetheless, it should be underlined that sediment transport of minor secondary channels (i.e., San Javier and Leyes rivers) is not quantified in this analysis. According to Amsler et al. (2007), the total sediment transport of the Leyes and San Javier rivers are 6.6×10^6 t year⁻¹ and 2.5×10^6 t year⁻¹, respectively. Even though these sediment loads are lower than those obtained at the middle reach, future analyses should include a long-term study to estimate the sediment transport of these channels.

It should be taken into account that the Q_{sf} of each river is not within the scope of this study. Sediment transport partitioning is well known along the middle reach, where bedload represents 10% of the total bed sediment transport (Alarcon et al., 2003; Amsler et al., 2020). In the upper Paraná, bedload represents approximately 21% of the total load (Itaipú Binacional, 1990). In the Paraguay and Bermejo rivers, there are no records of this percentage to date. According to the bed sediment sizes for coarse material (0.320 mm in the Paraguay River, upstream the Bermejo-Paraguay confluence, 0.150 mm in the Bermejo River, and 0.340 mm in the upper Paraná River) different Q_{SS} to Q_{sf} ratios are expected for each channel. These ratios could explain and provide more details of the preliminary balance described in this study, a subject matter that should be addressed in future works.

A key factor to be considered in this analysis is data uncertainty, which is expected owing to the complexity of the system and its dimension, being one of the largest rivers in the world. Considering the low R^2 values obtained for the data recorded at Puerto Pilcomayo and Itatí gage stations, mainly for the coarse fraction regression, it is hypothesized that

they could be underestimated due to an inadequate sampling methodology. Possibly samplings are being limited to near-surface water at few cross-section sites. This was partially demonstrated at El Colorado gage station (Bermejo River). As far as fine material is concerned, the homogeneous distribution in the cross-section and depth are well accepted. As a consequence, fine sediment concentrations would not be strongly affected by the sampling methodology. However, regarding tributaries with high sediment contributions, such as the Bermejo River, the mixing length downstream of the confluence should be considered and studied. In the middle Paraná River, recent detailed sampling campaigns (Table 7) have indicated a non-homogeneous distribution of the wash load in the channel cross-section during the month of maximum contributions from the Bermejo River (March, Fig. 7B), with an increase in concentration from the left to the right bank. This suggests a mixing length of at least 600 km during periods of maximum sediment load contributions from the Bermejo, which is greater than the values previously reported (Lane et al., 2008; Orfeo and Stevaux, 2002). Indeed, this can have a strong impact on Q_w estimation depending on the site where the sample is taken in the cross-section.

Table 7 Cross-section distribution of wash load at the Paraná gage station on March 2018, 2020 and 2021 (discharges equal to $18185 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $14407 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $11950 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively). Verticals 1 to 5 are from left to right banks. Vertical locations are selected considering the Equal Width Increment (EWI) method

Vertical	C_w [mg l^{-1}]		
	18-Mar	20-Mar	21-Mar
1	193	248	394
2	209	245	393
3	245	260	406
4	276	282	427
5	303	346	463

7. Conclusions

This research study deals with the quantification, sources, and temporal behavior of suspended sediment transport along the middle Paraná River. The main tributaries, fine- and coarse-suspended load material and the main sources of sediment generation and retention are analyzed. In particular, focus is placed on the transport of coarse suspended material (sand) by the different tributaries, an issue scarcely considered in previous research lines. In the current analysis, an update of wash load transport is carried out to improve previous quantifications (Amsler and Prendes, 2000; Alarcón et al., 2003;

Amsler, 2006; Amsler and Drago, 2009). Additionally, the contribution of coarse material from the Bermejo River to the Paraguay and Paraná rivers is quantified and highlighted. This is the first time that observations of this nature are documented in detail.

Among the main tributaries of the Paraná River, the Paraguay and the upper Paraná rivers contribute with 20% and 78% of discharge, respectively, while the Bermejo River contributes with 2%. However, the latter contributes the highest flux of suspended sediment to the system. Such a high flux results from the strong impact of rainfall and sediment generation in the upper Bermejo basin, mainly during the first months of the year. Considering the total suspended sediment transport at the Paraná River middle reach, 600 km downstream from the Paraguay-Paraná confluence, 97% and 96% of Q_{SS} and Q_w respectively, are provided by the Paraguay River, and accordingly 95% and 93% from the Bermejo River system during the study period.

These findings suggest that, notwithstanding the previously studied impact of the wash load contribution of the Bermejo River to the Paraná River in its middle and lower reaches, the Bermejo and Paraguay rivers also contribute a significant amount of coarse suspended sediment to the Paraná River downstream the Paraguay-Paraná confluence. This material impacts on different ways, such as on the channel bed grain size, bed forms (dunes), and on flow resistance, i.e., on the morphodynamic processes. Needless to say, this affects social and economic activities and impacts on aquatic ecosystems, biodiversity and pollution associated to sediment particles.

This is the first balance of suspended sediments developed so far for the last 30 years, including both fine and coarse fractions. In terms of mean annual values, the input sediment transport (Bermejo, Paraguay and upper Paraná rivers) is greater than the sediment transport at the output section (Paraná and Colastiné gage stations) with a mean value of 40% for Q_{SS} and 24% for Q_w . Nonetheless, annual negative or positive balances were observed along the study period, strongly affected by Bermejo sediment transport variation and Paraguay and Paraná water stages.

A positive and a negative balance for coarse- and fine-suspended sediment transport was reported on a monthly average basis. This suggests an interaction between Q_w and the main channel and the alluvial plain, and between Q_{SS} and the main channel. Mean monthly Q_{SS} and Q_w behavior seems to indicate that sedimentation processes along the middle Parana reach occur during high sediment transport from the Bermejo River and re-suspension processes and transport downstream during the rest of the year. This is in line

with the sediment load input from the Bermejo and water levels of the Paraná River downstream of the confluence.

The relevance of the data available for the Bermejo, Paraguay and Paraná rivers is worth stressing. In this sense, SNIH plays a key part when accounting for the variables of interest. These variables allow to conduct a hydro-sedimentological analysis of the system, of great relevance for different disciplines and socio-economic actors. Nonetheless, more details regarding how databases are measured, i.e., methodologies applied and their adaptation to international standard protocols, are needed in order to improve analysis tools and assess data uncertainty.

Finally, the presented quantifications allowed to demonstrate that the Bermejo River contributes not only large volumes of suspended fine-sediment to the middle Paraná River, but also a significant amount of sand, in line with other information sources. Future research should center on the interaction between the suspended sediment dynamics coming from the Bermejo River and bed load transport (not considered in the present study) downstream of the Bermejo-Paraguay and Paraguay-Paraná confluences. Also, the interactions between suspended sediments and the bed, and vertical and lateral mixing processes should be addressed in order to shed light on the non-uniform distribution of the suspended sediment concentration in the cross-section found near the Paraná gage station, 600 km downstream from Paraguay-Paraná confluence.

Acknowledgments

The authors would like to gratefully acknowledge the National Water Information System Database for providing the data series corresponding to the different gage stations, Daniel Parsons and James Best for taking and providing us with the photograph of the Bermejo-Paraguay confluence (Fig. 1B), Marcelo Taleb for providing us with the aerial image of the Paraguay-Paraná confluence (Fig. 1C). This study is part of the project “Estudio geomorfológico, hidráulico y sedimentológico en sistemas secundarios vinculados del Río Paraná: Arroyo Leyes-Laguna Setúbal y Río Colastiné, Santa Fe” funded by the Universidad Nacional del Litoral, Argentina, and "Socioecosistema fluvial Paraná-Paraguay: Estudio Argentino en el escenario de cambios globales", Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación, Argentina.

Anexo 4: Downstream impacts of high tributary sediment load on sedimentation and morphodynamics in a large river system (Paraná River)

Downstream impacts of high tributary sediment load on sedimentation and morphodynamics in a large river system (Paraná River)

Cecilia López Weibel^{1,2}, Ricardo Szupiany^{1,2}, Marisa Repasch³, Carlos Vionet^{1,2}, Oscar Orfeo², Mario Amsler², James Best⁴, Daniel Parsons⁵

¹ Centro de Estudios Fluviales e Hidro-Ambientales del Litoral (CEFHAL), Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH), Universidad Nacional del Litoral (UNL), Santa Fe, Argentina

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires, Argentina

³ Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado Boulder, USA

⁴ Departments of Geology, Geography & GIS and Mechanical Science and Engineering, And Ven Te Chow Hydrosystems Laboratory, University of Illinois at Urbana Champaign, Urbana, IL, USA

⁵ The Loughborough Centre for Sustainable Transitions: Energy, Environment and Resilience, Loughborough University, UK

1. Introduction

Across the globe, there are numerous river confluences in which one of the tributaries contributes a large amount of sediment, whilst the other contributes much less. As a consequence, the hydrodynamics and hydrologic regime of the downstream main channels may undergo significant such as in sediment transport modes and dynamics, wash load grain size, bed material composition and its roughness (due to grain size and bedforms), and bed slope (Hill et al., 2017). Several researchers have focused on the influence of fine material inputs in gravel bed channels (Ikeda, 1984; Iseya and Ikeda, 1987; Wilcock et al., 2001; Wilcock and Crowe, 2003; Venditti et al., 2010). When there is nearly no exchange of sediment supply with the river bed, it is often transported downstream as a wash load, with little effect on morphodynamics (Einstein and Chien, 1953a, b), except upstream or nearby the river mouth. However, as stressed by Hill et al. (2017), in cases where the sediment supply includes a wide range of sizes (silt, clay, and sand) it is poorly understood how each fraction acts and changes the downstream sediment transport modes, the morphologic and hydraulic parameters, such as the channel slope and hydraulic resistance. In this respect Hill et al. (2017) attained important advances through laboratory tests in gravel-bed channels with different grain size distributions of the sediment supply. However, further research is needed to examine cases that are frequent in nature where sand bed rivers receive sediment inputs in the grain size of clay, silt and sand.

The Paraná River system, which includes the Bermejo-Paraguay (B-Pg) and Paraguay-Paraná (Pg-P) confluences, is an outstanding natural example of this type of junctions. In particular, the Bermejo River delivers a very high sediment load, yielded by erosive processes in the Andes during the South American Monsoon season. The sediment supplied by this river to the Paraguay and Paraná (sand bed rivers) includes clay, silt, and very fine and fine sand. Different authors have studied with increasing detail its sediment contributions to the Paraná River through the Paraguay River (e.g., Soldano 1947; Cotta and Silicani, 1963; Depetris and Griffin, 1968; Drago and Amsler, 1988; Amsler and Prendes, 2000; Orfeo and Stevaux, 2002; Alarcón et al., 2003; Amsler, 2006; Amsler and Drago, 2009; PEA, 2010; and López Weibel et al., 2022). Most studies have focused on the contributions of the predominant fractions, the fine sediments (mean grain size $< 63 \mu\text{m}$, i.e., silts and clays). The supply of coarser material ($63 \mu\text{m} < \text{mean grain size} < 250 \mu\text{m}$, i.e. fine and very fine sands) have not received similar attention, despite its transport is not meaningless (López Weibel et al., 2022). Therefore, the temporal and spatial dynamics of these coarse sediments are not known with enough detail, as well as the influence of their dynamics downstream on the middle and lower reaches of the Paraná River. Questions as their role in the grain size distributions of channel bed, bedforms features, flow resistance, and impacts on banks formation, are still to be answered.

Numerous studies have characterized the channel bed grain size of the Paraná River, particularly along its thalweg, in some cross-sections, and on bars and islands (e.g., Bertoldi de Pomar, 1984; Drago and Amsler, 1988, 1998; Brea, 1996; Ramonell and Montagnini, 1999; Ramonell, 2000; and Amsler and Prendes, 2000). The middle Paraná River is largely characterized by medium sands, with median diameters d_{50} varying between 250 and 380 μm . The influence of the Bermejo River in the bed sediment composition was clearly demonstrated in the Paraná River delta due to the remarkable sedimentation of medium and fine silts supplied mainly as wash load by the Bermejo (PEA, 2010). However, there are no publications focused on the grain size distribution changes, temporal- and spatially, of the transported sediment just downstream the large confluences (B-Pg and Pg-P) and along the Paraná middle reach associated with the different hydro-sedimentological stages of each tributary.

The aim of this study is to analyze the dynamics of the sediments when a sudden change is generated in the river produced by the contribution of a tributary of different density. In particular, the Bermejo-Paraguay-Paraná fluvial system is analyzed. The focus is on: i) the way suspended sediments are transported downstream, ii) the grain size changes of

the channel bed downstream the confluences and along the middle Paraná reach, and iii) the changes in downstream channel morphodynamic produced by the dynamic tributary sediment supply. These goals were achieved by completing two phases, i) through an exhaustive search of available data, ii) through complementary field measurements carried out under different hydrological and sediment supply conditions, covering a large spatial extent from the Bermejo River to ~600 km along the Paraná River, downstream the Pg-P confluence.

1.1. The Bermejo, Paraguay and Paraná rivers system

The Bermejo, Paraguay and Paraná rivers form one of the largest and most complex river basins in terms of hydrology and sediment transport. Located in South America (Figure 1). The Bermejo River is a tributary of the Paraguay River, which then joins the Paraná River downstream.



Figure 1 Bermejo, Paraguay and Paraná fluvial system, showing principal tributaries, dams and gage stations. (Source: ArcGIS REST Services Directory)

The headwaters of the Bermejo River originate in the eastern Andes, and its basin covers an area of $1.23 \times 10^5 \text{ km}^2$ (PEA, 2010) characterized by Paleozoic marine and Cenozoic terrestrial sedimentary rocks (McGlue et al., 2016). The mountain front marks the transition to the “lowland Bermejo”, which flows $\sim 1270 \text{ km}$ to the Paraguay River with no significant tributary inputs. Its hydrological regime is primarily governed by the summer-autumn rainfall season, which occurs in the months of November-April (PEA, 2010). The headwaters and lowlands of the Bermejo River receive $\sim 1200 \text{ mm yr}^{-1}$ and $\sim 700 \text{ mm yr}^{-1}$ precipitation, respectively (Harris et al., 2014). This rainfall, coupled with the steep topography and the low hardness of the deposited materials, generates high erosion rates, and thus a large amount of sediment supply to the Bermejo River through its tributaries (PEA, 2010). As a result of this rainfall induced runoff and erosion processes, the suspended sediment transport is strongly linked with discharge. López Weibel et al. (2022) highlight that, at the El Colorado gage station (Fig. 1), the mean monthly discharge and coarse and fine suspended sediment fluxes begin to increase in November and remain elevated until May, with maximum peaks in March.

The Bermejo River drains into the Paraguay River, which has a length of 2550 km and a basin area of approximately $1.1 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Paoli et al., 2020). The Paraguay River flows through the Pantanal wetlands, the largest tropical wetland in the world, with an area of approximately $1.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ (Assine, 2015). At the Puerto Pilcomayo gage station (Fig. 1), located upstream from the B-Pg confluence, the maximum discharges (of approximately $4657 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) occur from May to July (López Weibel et al., 2022). Downstream from this confluence, Paraguay River runs $\sim 86.3 \text{ km}$ without tributary inputs and flows into the Paraná River north of Corrientes City, Argentina (Fig. 1).

The Paraná River is one of the largest fluvial channels in the world in terms of water discharge (Latrubesse, 2008), with a basin area of $2.3 \times 10^6 \text{ km}^2$ across Argentina, Brazil, Bolivia and Paraguay (Paoli et al., 2020). The basin possesses a range of geological regions, among which the Jurassic–Cretaceous region of the upper Paraná and Chaco-Pampa plain are the ones with the largest area (29% and 29.8%, respectively) (see Fig. 1.1 in Iriondo and Paira, 2007).

The middle reach of the Paraná is the length of river between the confluence with the Paraguay River and the apex of the delta near Rosario City (Fig. 1). In this reach, the Paraná floodplain has an area on the order of 19000 km^2 . The upper Paraná River, upstream of Pg-P confluence, has numerous dams (i.e. Itaipú and Yacyretá – Fig. 1) that retain significant volumes of sediment and, consequently reduce the downstream

sediment contributions (e.g., Amsler and Prendes, 2000; Amsler, 2006; López Weibel et al., 2022). It is widely accepted that the hydrological regime of the middle Paraná River is governed by the contributions from the upper Paraná River, while the wash load (fine suspended sediment, $< 63 \mu\text{m}$) is strongly linked to inputs from the Bermejo River via the Paraguay River (e.g., Drago and Amsler, 1988; Amsler and Prendes, 2000; Alarcón et al., 2003; López Weibel et al., 2022). In the upper Paraná River, the highest mean monthly discharge and mean monthly rates of suspended sediment (coarse and fine fractions) occurs between October and March. In the middle Paraná River, wash load is linked with the hydrologic regime of the Bermejo River. Six hundred km downstream from Pg-P confluence, the peak wash load flux occurs in March/April, while the transport of the coarse-suspended fraction displays only minor variations throughout the year (López Weibel et al., 2022).

López Weibel et al. (2022) indicate that mean annual discharges, for 1990-2018, of the Bermejo and Paraguay rivers were on the order of $450 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $3700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively, and represented the 2% and 20% of the total discharge contributions to the middle Paraná River. The upper Paraná River contributes $14260 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, which represents the remaining 78%. In addition, López Weibel et al. (2022) highlight that $96.6 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ and $32.3 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ of fine and coarse suspended sediment, respectively, are delivered to the middle reach of the Paraná River. Despite its low water discharge contributions to the middle Paraná, the Bermejo River delivers the majority of suspended sediment (both, coarse and fine fraction). In agreement with previous research studies (Brea et al., 1996; Alarcón et al., 2003; Amsler and Drago, 2009; PEA, 2010), López Weibel et al. (2022) state that approximately 93% of the fine suspended sediment is delivered by the Bermejo River, while the Paraguay and the upper Paraná rivers contribute 3% and 4%, respectively. Approximately, 95% of the coarse suspended sediment is delivered by the Bermejo, while the Paraguay and upper Paraná rivers contribute just 2% and 3%, respectively (López Weibel et al., 2022). Additionally, when the water discharge and the sediment load of the Bermejo River are greatest (in March), it has mean concentrations of coarse and fine suspended sediment of 3170 mg l^{-1} and 9092 mg l^{-1} , respectively (1990-2018 period; López Weibel et al., 2022).

2. Study sites and methodology

2.1. Water discharge, and bed/bar and suspended sediment samples

Given the complex spatial-temporal dynamics and the magnitude of the fluvial system, we first conducted an exhaustive search of available data, which were then supplemented with field measurements, in order to cover the largest spatial river extent, provide new data for those areas without observations and under different hydrological conditions. The data used and the specific areas studied are described below.

A majority of the sediment sample data was obtained from different research projects carried out during the last two decades by various research groups upon the Paraná River system (PEA, 2010; FICH, 2015; López Weibel et al., 2015; Bletter et al., 2016; Szupiany et al., 2019; FICH, 2019; FICH, 2020; Repasch et al., 2020; FICH, 2022), from governmental agencies (National Water Information System - SNIH <https://snih.hidricosargentina.gob.ar/>), and data from scientific institutions (Centro de Ecología Aplicada del Litoral – CECOAL and Instituto Nacional de Limnología – INALI, Argentina).

Additionally, significant field data has been collected during the last two decades. Suspended sediment samples were taken using two types of sediment samplers. For coarse and fine sediment fractions, isokinetic suspended-sediment samples were taken using a US P-61 point sampler (Edwards and Glysson, 1999; Davis, 2005) employing a US Geological Survey (USGS) E-reel. These measurements were performed from an anchored boat during the sampling periods. The hydraulic efficiency of the sampler was tested at the beginning of each survey, and used to determine the period for opening and closing of the nozzle in order to produce isokinetic sampling under the various flow conditions.

In the Bermejo River, due to dangerous sampling conditions (high flow velocities and presence of abundant floating trees and vegetation during high flow), suspended sediment samples were collected using a weighted 8-L Van Dorn type sampling bottle (Wildco Beta Plus bottle) with an attached pressure transducer to measure sampling depth. The sampling bottle was lowered into the river from a motorized aluminum skiff outfitted with an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP), which was used to determine channel cross-section geometry. To capture the range and distribution of grain sizes and sediment concentrations in the river, suspended sediment samples were collected from two to four discrete depths within each vertical profile. Sediment was separated from the water using a custom-built 5 L pressurized filtration unit with a 293 mm diameter, 0.2 μm polyethersulfone (PES) filter.

In tandem with sediment sampling at each study site, water discharge measurements were conducted using two Teledyne RD Instruments Rio Grande Acoustic Doppler Current Profilers (ADCPs) that operated at 1200 kHz and 600 kHz frequencies from boat. The 600 kHz ADCP was only used in the Bermejo River. Because the ADCPs were deployed on a moving vessel, they were linked to an RTK-DGPS to determine the position and velocity of the boat. The bottom track mode of the ADCP was not used during the surveys so as to avoid measurement errors introduced by the presence of bedload transport (Mueller et al., 2013). To obtain accurate cross-sectional data, the boat velocity and its trajectory were monitored constantly by the helmsman during the surveys.

Bed material grain size, suspended-sediment concentration, and suspended-sediment grain size data were sampled along the Bermejo (B), Paraguay (Pg) and Paraná (P) rivers at different locations and hydrologic conditions (Table 1). In the Bermejo River, suspended and bed sediment samples were collected during high flows in March 2017, whilst in the Paraguay River, field measurements were conducted in April and October 2007. In particular, data were collected in the reach between 20 km upstream to 22 km downstream of the B-Pg confluence. In the Paraná River, sediment samples were obtained at locations between 10 km upstream to 600 km downstream of the Pg-P confluence. In vicinity of the Pg-P confluence, data were collected in April 2008, February 2015, August 2019, and March 2022. In the middle reach (downstream of the Pg-P confluence), data were obtained in June 2011 (at 206 km downstream from the Pg-P confluence, near Lavalle City) and March 2022 (at 155 km and 342 km downstream from the Pg-P confluence, near Bella Vista and Esquina cities). Close to Paraná City (at 580 km, 605 km, 610 km and 620 km downstream from the confluence) field measurements corresponded to May 2010, July 2012, December 2016, March 2018, March 2020, February 2021, March 2021, April 2021 and March 2022.

In order to investigate the influence of the sediments coming from the Bermejo River on deposits of the Paraná River, stratigraphy description and sediment samples were collected from emergent bars and bank sections along the middle Paraná River near Paraná City (at 580 km and 620 km from Pg-P confluence), in June and July 2020, respectively. In the 2020-2022 period, low water levels with 78-year recurrence were present. Additionally, immediately downstream of the Pg-P confluence, sediment samples were collected along three emergent bars in August 2019, located along right (western) side of the Paraná main channel, where the river exhibits high morphodynamics due to the contribution of Bermejo River sediment.

Table 1 Summary of date and water discharge of the available data at each studied river. Note water discharge (sediment transport input) in the Bermejo River is also presented for each sampling period (high level: January-Apr; low level: May-December)

River	Date	Discharge [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]	Bermejo River hydrometric level	
			Low	High
Bermejo	Mar-2017	673-1079		X
Paraguay	Apr-2007	3778		X
	Oct-2007	1719	X	
Paraná	Apr-2008	13984		X
	May-2010	18200	X	
	Jun-2011	17118	X	
	Jul-2012	13043	X	
	Feb-2015	16659		X
	Dec-2016	16250	X	
	Aug-2019	14671	X	
	Mar-2018	18185		X
	Mar-2020	14407		X
	Jun-2020	10425	X	
	Jul-2020	9370	X	
	Feb-2021	11950		X
	Mar-2021	15529		X
	Apr-2021	10238		X
	Mar-2022	9998		X

2.2. Sediment concentration and grain size analysis

Different methods were used to determine sediment concentrations and grain size distributions, both for the suspended and bed/bar sediment samples, according to laboratory equipment available where the samples were processed.

For Paraguay and Paraná rivers, suspended sediment concentrations were determined by the evaporation method (Guy, 1969). Wet sieving, water evaporation, sediment drying, and weighing were performed for each sample to segregate wash load and sand fractions of sediment concentrations in the sampled volume. To determinate the concentration of the fine and coarse fraction (C_w and C_{SS} , respectively), the samples were separated with a 250-mesh (62.5 μm) sieve. The samples were then dried and the weight of each fraction determined and a correction for dissolved solids was made.

The particle size distribution of the coarse material was determined using a scanning electron microscope (SEM) following the method of Kumar et al. (2010), with the images being processed using ImageJ software (Rasband and Ferreira, 2012). A Horiba LA-910 Particle Size Analyzer was also used for both sand and wash load fractions of samples.

For Bermejo River samples, suspended sediment concentrations were measured by rinsing sediment off the PES filters and into pre-weighed ceramic evaporating dishes using deionized water. Samples were dried at 40°C until all water was evaporated and then weighed. Concentrations were calculated by dividing the sample weight by the volume of river water collected.

The full particle size distribution of each Bermejo sample was determined by diffraction particle size analysis (Horiba LA-950). Measurements were made on a ~10 mg aliquot of each sediment sample and ten replicate measurements were made for each sample. Using the mean of the ten measured grain size distributions, we calculated the 50th percentile value (d_{50}) and the fraction of silt and clay as the proportion of sample with particle diameter < 63 μm .

Grain size distributions of bed/bar sediment samples were determined by dry sieving method (Guy, 1969). The dried sand was separated using 4 mm, 2 mm, 1 mm, 500 μm , 250 μm , 125 μm y 62.5 μm sieves, and the weight of each size fraction was recorded. However, in the samples in which fine material predominated, the percentages of clay, silt and sand were determined by Horiba LA-910 Particle Size Analyzer.

The median size d_{50} of the samples were classified using a sediment grade scale (see Table 2-3 in García, 2008). Due to its normal distribution, the standard deviation $\sigma_g = (d_{84}/d_{16})^{1/2}$ was used in order to classified the grain size distributions as perfectly uniform material ($\sigma_g = 1$), well-sorted ($\sigma_g < 1.3$) and poorly sorted ($\sigma_g > 1.6$) (García, 2008).

2.3. Geochemistry: laboratory analysis and data processing

The Middle Parana River has three primary sediment sources: 1) upper Paraná bed sediment (PB), 2) Bermejo River suspended sediment (BSS), and 3) Bermejo River bed sediment (BB). It is worth noting that upper Paraná suspended sediment was not considered as a primary sediment source, because it is retained in the numerous reservoirs at the upper reaches of the Paraná River (Alarcón et al., 2003; López Weibel et al., 2022). To quantify the contributions of these three sources to the middle Paraná River bar deposits, we characterized each source by its physical and geochemical composition. The grain size of each sediment sample was characterized by the d_{50} . We analyzed the geochemical composition of the sediment samples using X-ray fluorescence (XRF) analysis. Samples were ground to a fine powder (< 63 μm) using mortar and pestle or

vibratory disc mill, and were then dried at 100°C and fused to a glass disc by heating to 1150°C. We quantified the major element (weight percent oxide) and trace element (ppm) abundances of each sample using a Malvern Panalytical AXIOS Advanced XRF spectrometer.

To test if sand bars in the middle Paraná River are formed by Bermejo River sediment, we quantified the relative proportions of the three distinct sediment sources in six samples of mid-channel bar sediment and two samples of suspended sediment from the middle Paraná River. To achieve this, we employed the MixSIAR Bayesian mixing model in R (Stock et al., 2018), which calculates the full set of statistically probable end-member contributions to a mixture, accounting for uncertainty in the input data. Here, the mixtures being tested are the middle Paraná bar sediment samples, which we assume to be composed of a mixture of three end-member sediment sources (Bermejo suspended sediment ($n = 23$), Bermejo bed sediment ($n = 7$), and Paraná bed sediment ($n = 1$)). We characterized each middle Paraná River sediment sample and end-member sample by measuring nine physical and geochemical tracers (d_{50} , SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, Ba, and Sr) (Tables S1, S2). For each end-member sediment source, the characteristic end-member values are calculated as the mean and standard deviation of each geochemical tracer (Table S2). The MixSIAR model uses the Markov Chain Monte Carlo method, which we ran with three chains, 1×10^6 iterations, a burn-in of 500,000, and a thinning factor of 500. For each sample from the middle Parana River, the model yielded three posterior distributions representing the full range of statistically possible fractional contributions from the three end-member sediment sources. We calculated the mean and standard deviation of each posterior distribution to determine the most statistically probable composition of the sediment samples from the middle Paraná River.

3. Results

3.1. Dynamics of sediment transport

3.1.1. Bed sediment from the Bermejo River to middle reach of the Paraná River

Bermejo River

Due to the large variation in sediment transport during the hydrologic year (López Weibel et al., 2022), bed grain size distribution in the Bermejo River shows significant variations. During flood events, very fine sands predominate, while for lower water stages, the percentage of fine material (silts and clays) tends to increase (PEA, 2010). This is because

the fine material is transported in suspension downstream during the months of high-water levels and, after this period, the transport capacity decreases drastically, immobilizing the sands and causing the sedimentation of part of the fine sediments.

PEA (2010) reports important changes in the bed material grain size during high and low water stages (sections located near Fortín Lavalle, Presidencia Roca and Puerto Eva Perón (formerly known as Puerto Velaz) cities, see Figure 1). In all sections, an increase in the proportion of coarse sediments in the river bed sediments are present at high water stages. Such is the case of Fortín Lavalle, where for low water stage, the bed possesses 42% and 58% of fine and coarse material respectively, which change to 16% and 84% at high water stage. The same behavior was reported at Presidencia Roca, where the percentages of fine and coarse material changed from 60% and 40%, to 33% and 67%, at low- and high-water stages respectively. At Puerto Eva Perón, the composition of the bed was 80% and 20% of fine and coarse material at low-water stage, but 13% and 87% at high-water stage. In other words, the ratio between fine and coarse material, for high and low water conditions, reduces approximately from 0.7 to 0.2, from 1.5 to 0.5, and from 4 to 0.2 for the Fortín Lavalle, Presidencia Roca, and Puerto Eva Perón stations, respectively. Additionally, d_{50} values of bed sediment change from 35 μm to 87 μm at Puerto Eva Perón for low and high-water stage. (PEA, 2010)

FICH (2005) reports bed sediment characteristics for low stage in November 2005 (low-water stages). Upstream and downstream Lavalle bridge (near Fortín Lavalle City) very fine silty sand (average d_{50} of 69 μm) and very fine sands (d_{50} of 136 μm) are present respectively. At El Colorado, report the presence of very fine sands (d_{50} equal to 87 μm). According with these reports, field measurements near bankfull conditions reveal a decrease in grain size downstream. For samples collected in 2017, bed sediment at the mountain front (near Embarcación) had a d_{50} of 325 μm . The San Francisco River joins the Bermejo ~10 km downstream of Embarcación and delivers bed sediment with a d_{50} of 210 μm . Approximately 135 km downstream of the Bermejo-San Francisco confluence the bedload d_{50} decreases to 132 μm . With increasing distance downstream from this point, we did not observe a statistically significant decrease in bedload grain size distribution. At 865 km downstream of the confluence (near Fortín Lavalle) the measured d_{50} of the bedload was 160 μm .

Bed grain size variations according to water stage also add to the spatial variation along the river. McGlue, et al. (2016) report variations of coarse sediment fraction (sand) on emergent bars during low water conditions in the winter of 2007-2008. They divided the

Bermejo River into 4 sub-reaches. The average diameters of this material present a maximum value of 280 μm and 195 μm in the upper reaches of the basin (reach 1 and 2, respectively) with less than 10% of fine material. Downstream, on the lower sections and near the outlet, the d_{50} values decrease to 92 and 90 μm (reach 3 and 4, respectively) with 25-30% of fine material. As PEA (2010) concluded, it is expected an increase in the size of the bed sediments during the periods of high water, with the same trend of decreasing sizes downstream. It is important to note that samples were taken in bars which were emerged during the months of low water levels. The differences with PEA (2010) described above could be explained by “washing” phenomenon effect.

Bermejo-Paraguay and Paraguay-Paraná confluences

Figure 2 shows d_{50} values of bed sediment samples taken upstream and downstream of the B-Pg and Pg-P confluences during periods of high and low sediment load of Bermejo River (red and blue, respectively). We can see that in the Paraguay and Paraná rivers, particularly near confluences, temporal and spatial changes in the channel-bed composition are produced during the year. At both confluences, the Bermejo River provides temporal changes with periods of large sediment input, and spatial changes are evident when comparing the composition of the channel bed upstream and downstream of the confluences at each sediment input. Additionally, pictures showing the differences in water turbidity during periods of high levels of Bermejo River are presented.

In the Paraguay River, upstream the B-Pg confluence, the main bed sediments are coarser than those reported in the Bermejo River (samples Pg5-3 and Pg6-2 in Fig. 2). Values of d_{50} correspond to coarse sands with an average value of 734 μm .

Downstream of the B-Pg confluence, at a distance no greater than 6 km, during the period of largest sediment flux from the Bermejo River (Fig. 2 - samples in red), spatial differences in the grain size of the channel bed are evident upstream and downstream of the confluence. Near the right bank (RB) (samples Pg2-1 and Pg2-2) and in the last measured cross-section located downstream the confluence (transect Pg4), d_{50} values are in the order of 100 μm , corresponding to fine sands. Near the left bank (LB) (samples Pg1-3 and Pg2-3) d_{50} values are coarser but two order of magnitude from upstream confluence and correspond to medium sands (average d_{50} of 375 μm). Note that downstream of the confluence (see cross-section samples Pg4) the d_{50} values do not vary significantly across the cross-section. This suggests a rapid mixing process, as is

suggested in Figures 2A and 2B, and sedimentation of the fine sands delivered by the Bermejo River.

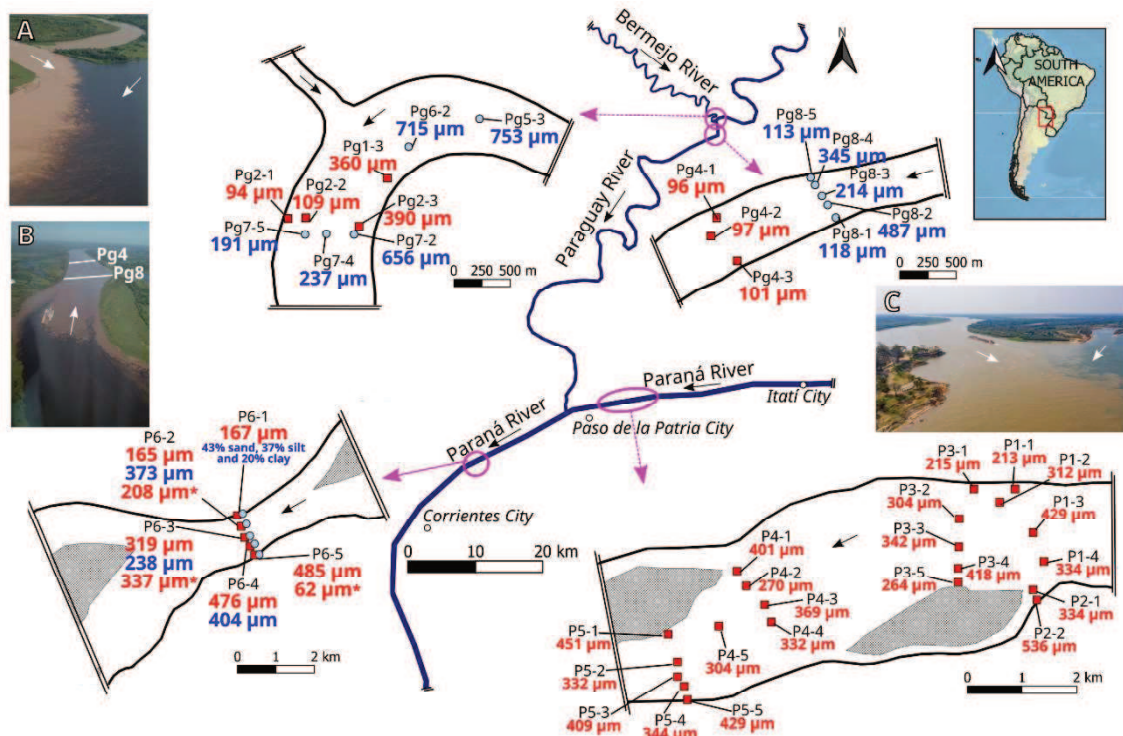


Figure 2 Values of median diameters (d_{50}) of the bed sediment upstream and downstream of the B-Pg and Pg-P confluences. Values in red and blue correspond to dates with high and low sediment inputs from the Bermejo River, respectively. Samples in the Paraguay River were taken in April 2007 (Pg1-3, Pg2-1, Pg2-2, Pg2-3, Pg4-1, Pg4-2 and Pg4-3) and October 2007 (Pg5-3, Pg6-2, Pg7-2, Pg7-4, Pg7-5, Pg8-1, Pg8-2, Pg8-3, Pg8-4 and Pg8-5). In the Paraná River, samples upstream of the confluence were taken in April 2008 (samples of transects P1, P2, P3, P4 and P5), while samples downstream the confluence were taken in February 2015, August 2019 and March 2022 (the last indicated with *) (samples at transect P6). Aerial photographs during periods of high-water levels of the Bermejo River of: A) the B-Pg confluence, B) Paraguay River downstream of the Bermejo mouth, and C) the Pg-P confluence

Comparing the bed composition downstream the B-Pg confluence during different hydro-sedimentological conditions (Fig. 2), we observe that the channel-bed sediments are coarser during periods of low sediment input from the Bermejo River (samples represented in blue) than during periods of high sediment input (samples in red). Note that near the LB, d_{50} values change from medium sands to coarse sands during the periods of high and low sediment inputs respectively (samples Pg2-3 and Pg7-2), and in the vicinity of the RB, they change from very fine sands to fine sands (samples Pg2-1, Pg2-2, Pg7-4 and Pg7-5).

We further analyzed the differences in grain-size distributions of bed-material samples collected along Paraguay River upstream and downstream of the B-Pg confluence (Figs.

3-5). Figure 3 shows the cumulative grain size distributions for samples taken from the reach upstream the B-Pg, the reach at the confluence, and the reach immediately downstream of the confluence during the period of high Bermejo water stage (i.e., high contributions of sediments from the Bermejo River). As previously observed, in the vicinity of the confluence, grain-size distributions are significantly finer towards the RB, while grain-size distributions do not vary across the channel cross-section immediately downstream of the confluence (see samples corresponding to transect Pg4) (Figs. 2, 3). Upstream of the confluence, the silt and clay contents of samples Pg5-3 and Pg6-2 are 0.2% and 0.3%, and 1.2 % and 1.9%, respectively. The fine material content of samples Pg1-3 and Pg2-3 (placed towards the LB) is very low, with less than 0.2% clay, while Pg2-1 and Pg2-2 (located near the RB) presents ~ 6% of silts. Samples in the transect Pg4 (downstream the confluence) presents ~4% of silts and ~0.04% of clays.

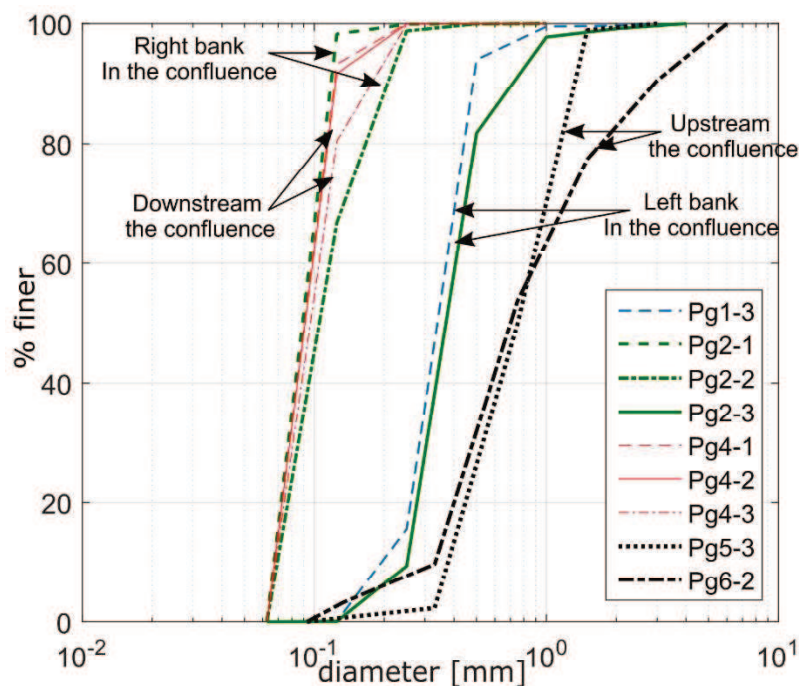


Figure 3 Cumulative grain size distribution of coarse bed sediment samples (sediment fraction $\geq 63 \mu\text{m}$) taken in the Paraguay River: upstream B-Pg confluence, in the confluence and immediately downstream. Samples Pg1-3 and Pg2-3 correspond to the LB, samples Pg2-1 and Pg2-2 correspond to the RB, and samples Pg4-1, Pg4-2 and Pg4-3 were taken downstream the confluence, distributed across the section; these samples were taken in April 2007. Samples Pg5-3 and Pg6-2 were taken upstream the confluence in the thalweg, in October 2007

We compared the grain size distributions of samples collected at similar locations, but during different hydro-sedimentological conditions (Figs. 4, 5). In particular, we compared samples located near the LB and near the RB of transects Pg2 (April) and Pg7

(October), respectively (Figs. 4A, 4B). We find that grain size distributions are coarser in the period with low water levels from Bermejo River. It is important to mention that, despite that the fine fraction is not being shown in the grain size distributions, sample Pg7-5 has 12.9% silts and 4.3% clays, while the contents of silts and clays of Pg7-2 and Pg7-4 are of the order of 0.4% and 0.6%, respectively.

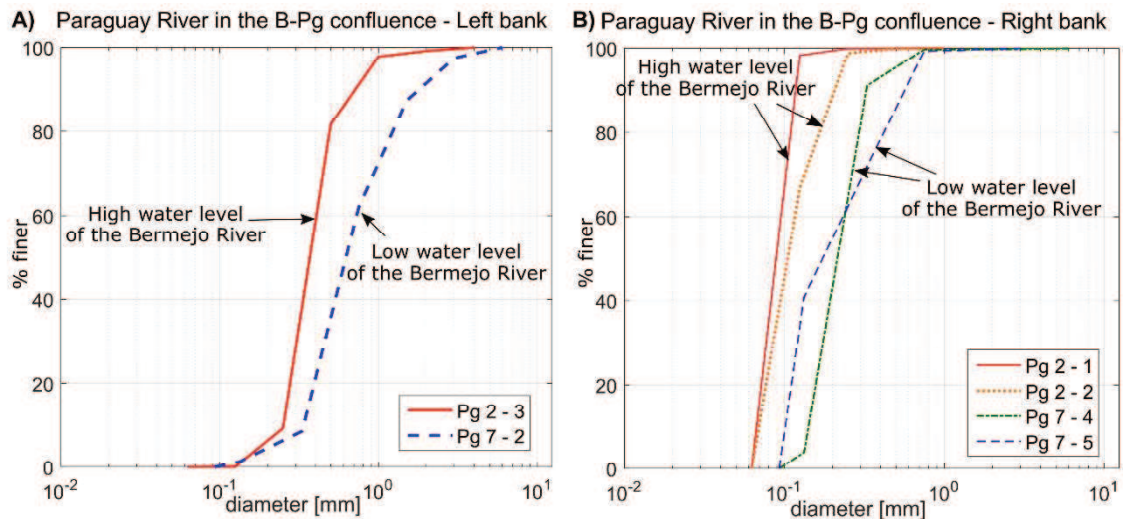


Figure 4 Temporal variation of the coarse channel-bed sediment in the Paraguay River, in the B-Pg confluence: A) near the LB and B) near the RB. Comparison of grain size distributions of samples with similar locations but collected during different conditions of sediment inputs by the Bermejo River. Curves of high water level of the Bermejo River correspond to April 2007, while low water level correspond to October 2007

Figure 5 compares samples of transects Pg4 (April) and Pg8 (October) located approximately 700 m upstream from Pg4 (see Fig. 2). We observe that samples corresponding to low water levels possess variations in the cross-section; samples collected near the center of the cross-section (Pg8-2, Pg8-3 and Pg8-4) have d_{50} values that vary from fine to medium sands (Fig. 2) and samples located near the river banks (Pg8-1 and Pg8-5) have finer grain size distributions, with d_{50} values in the range of very fine sands (Fig. 2). It is important to note that even the samples located closest to the river banks possess grain size distributions coarser than those corresponding to samples of cross-section Pg4 (samples in April). Samples taken during high water levels (Fig. 5 - Pg4-1, Pg4-2 and Pg4-3) have similar grain size distributions, without significant variations in the cross-section, suggesting that for this distance downstream the confluence there is a complete mixing across section of the sediments contributed by the Bermejo River. This phenomenon can be clearly seen in Figures 2A and 2B, where the rapid mixing of the sediments contributed by the Bermejo River is observed immediately

downstream the confluence. Regarding the fine material contents of transect Pg8, samples located near the river banks (Pg8-1 and Pg8-5) possess higher contents of silts (69.4% and 31.2%) and clays (23.4% and 5.9%), while near the center of the channel (Pg8-2, Pg8-3 and Pg8-4) the contents of silts and clays are 1.1% and 0.8% in average.

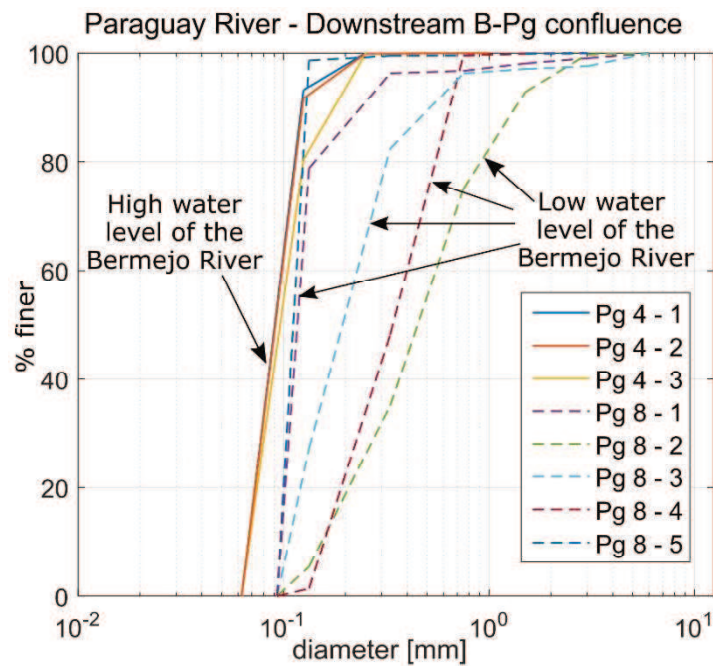


Figure 5 Temporal variation of the coarse channel-bed sediment in the Paraguay River, downstream of the B-Pg confluence. Comparison of grain size distributions of samples with similar locations but collected during different conditions of sediment inputs by the Bermejo River. Curves with continuous line correspond to April 2007 (high Bermejo River water level), while dashed line correspond to October 2007 (low Bermejo River water level)

The Pg-P confluence (Figure 2) shows a similar behavior to that of the B-Pg confluence. However, for the surveyed dates, the behavior is controlled to a greater extent by the larger scale of the rivers (widths), water stage, discharge ratio and, therefore, the behavior of the sediment downstream. Moreover, during the extremely low water levels produced along Paraná River system during 2019-2022, important morphological changes were produced downstream of the confluences that affected the morphology and the hydrodynamic.

The bed sediment of the upper Paraná reach is sourced in the Caiuá formation (Orfeo and Stevaux, 2002; Orfeo et al., 2023). Figure 2 shows that d_{50} values correspond to medium sands (average value of 350 μm – cross-sections P1 to P5). Only the samples located close to the river banks (samples P1-1 and P3-1) show d_{50} values in the range of fine sands, while sample P2-2 possesses the highest d_{50} value (coarse sand). The reported values are

in the same order of those mentioned by Drago and Amsler (1998) (d_{50} values between 240 and 470 μm at the thalweg of the upper Paraná River).

The middle Paraná River has mainly well-sorted fine quartz sand (200 – 300 μm) (Iriando, 2007). Most of the fine sediments came from the Eastern Andes mountain range, through the Bermejo River (illitic clays) while the rest comes from the upper Paraná River and other basins (kaolinite and montmorillonite, respectively) (Depetris and Griffin, 1968; Bertoldi de Pomar, 1984; Iriando, 2007).

As it happens downstream of the B-Pg confluence, the great amount of sediments that enters the Paraná through the Paraguay River (during periods of high-water level of Bermejo River) is observed in the contrast in the water flow color between the both rivers (Fig. 2C). Also, immediately downstream the Pg-P confluence there are differences in the composition of the channel-bed according to the sampling period and, so that, according to the sediment contributions from the Bermejo River through the Paraguay River (Fig. 2). Section P6, located at 13 km downstream the confluence, was surveyed during and outside the period of large sediment contributions.

In the period of large sediment inputs (Fig. 2 – samples represented in red, taken in February 2015) samples placed from the LB to the center of the channel, present d_{50} values that correspond to medium sands (samples P6-5, P6-4, P6-3), similar to those founded upstream the confluence (Fig. 2, samples of transects P1 to P5). From the center to the RB (samples P6-1 and P6-2) d_{50} values correspond to fine sands. Samples taken in March 2022 present a similar behavior (Fig. 2 – samples represented in red with *), with d_{50} values corresponding to fine and medium sands for P6-2 and P6-3, respectively. Only the sample P6-5 presents a d_{50} value in the order of very fine sand. When the sediment contributions are lower (Fig. 2 - samples taken in August 2019, represented in blue) d_{50} values correspond to medium sands (average value of 389 μm), while sample P6-3 has a d_{50} which corresponds to fine sands.

Figure 6 shows the grain-size distributions of samples of the cross-section P6 taken in both periods. In particular, Fig. 6A compares the samples located near the LB and in the center of the channel, while Fig. 6B compares the samples taken in the vicinity of the RB. Note that samples taken in coincidence with the period of important sediment inputs show grain size distributions that become finer towards the RB. Samples from August present similar grain size distributions at P6-3 and lower value of d_{50} at P6-4 that could be justified by the highest flow velocities (higher discharge) in the thalweg zone. In addition, it is interesting to mention that in August 2019 could not be collected a sample in the location

of P6-5, due to the presence of very coarse material on the river bed, which was clearly perceptible during the sampling.

It is remarkable the change in the sediment grain-size composition for vertical P6-2 between both sampled periods (Fig. 6B), which suggests a washing of the fine sands deposited during the period of maximum sediment contributions. Furthermore, given the low hydrometric levels during August 2019, the bed of the channel was emerged in the location P6-1. Despite this, a sample of clearly muddy material was obtained, which presented a composition of 43% sand, 37% silt and 20% clay (Fig. 2), indicating a zone of deposition of the sediment that enters from the Paraguay River during the months of higher sediment contributions and that does not could be washed away given the low hydrometric levels that were recorded in that period in the Paraná River.

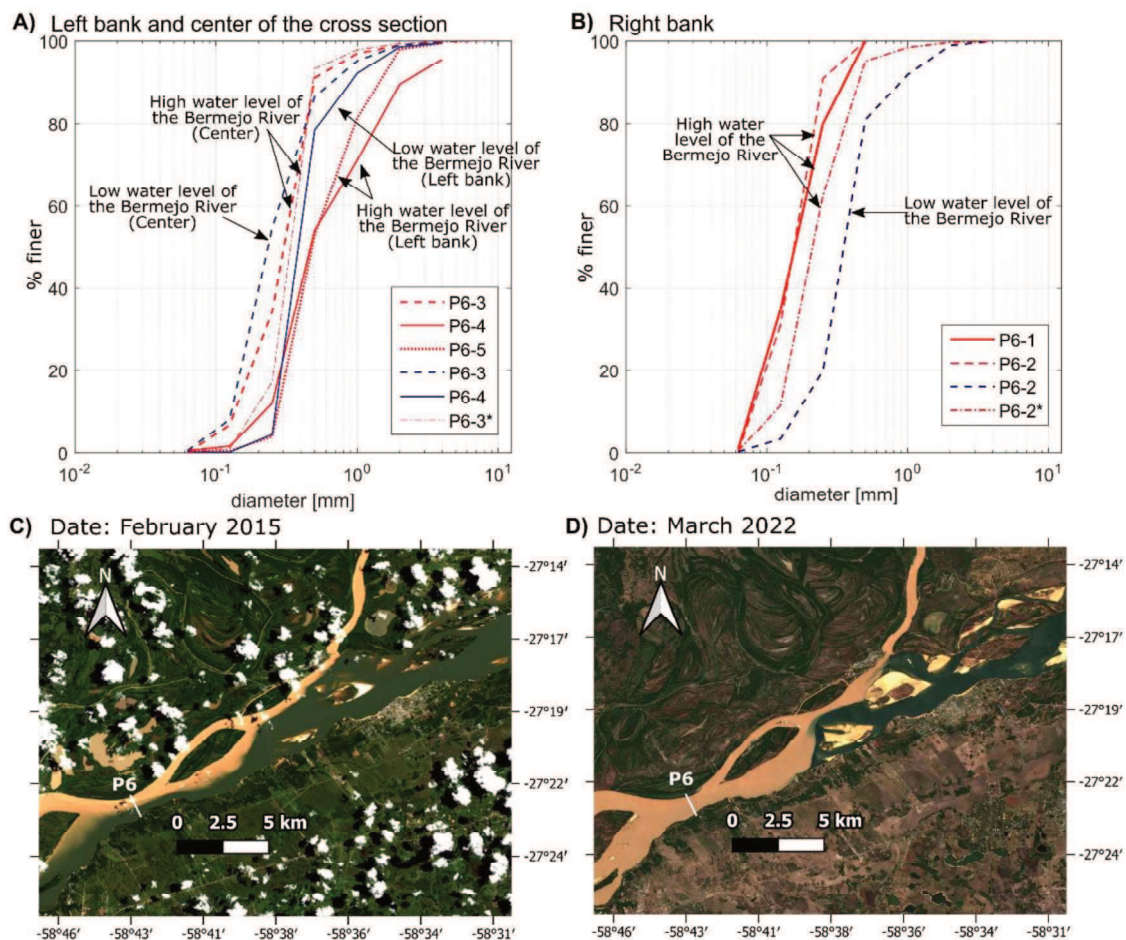


Figure 6 Grain size distribution of bed sediment samples. Paraná River at 13 km downstream Pg-P confluence. A) Samples located near the LB and in the center of the cross-section; B) samples taken near the RB. Samples taken in February 2015 and March 2022 are represented in red (P6-1, P6-2, P6-3, P6-4 and P6-5 correspond to February 2015, and P6-2* and P6-3*, to March 2022), while samples taken in August 2019, are represented in blue (P6-2, P6-3 and P6-4). Background images: C) Landsat 8 real color (Date: 02/12/2015); D) Sentinel 2 real color (Date: 03/07/2022)

A particular behavior occurs during the period 2019-2022, given the occurrence of extremely low water levels of the Paraná River. For this situation, drastic morphological changes (sedimentation) occurred in the right channel branch of the bifurcation located immediately upstream of section P6. At this bifurcation-confluence unit, the discharge ratio between the left and right channel (Q_{BI}/Q_{BD}) increased remarkably between 2015 to 2022 (from 6.24 in 2015 to 11.28 in 2022), resulting from sedimentation on the right branch upstream as depth decreased, causing sediment from the Paraguay River to mix faster and reach the LB in section P6 in 2022 (see Figures 6C and 6D which highlight the differences in the mixing process in 2015 and 2022). The sedimentation that occurred at point P6-5, is supported by the presence of fine material ($d_{50} = 62 \mu\text{m}$), which was not observed in 2015 when the d_{50} was $485 \mu\text{m}$.

Middle Paraná River

Bed channel grain size variations along the middle Paraná sections are more complex due to the different prevailing hydrodynamic conditions. On the one hand, the sediment homogenization is itself a product of the transversal mixing processes. On the other hand, the channel pattern is anabranching (Latrubesse, 2008), and its secondary branches present different hydraulic conditions, producing a selective effect on the grain size distribution of material that is transported.

The non-uniformity of the bed sediment grain size is observed in both periods (higher and lower Bermejo sediment contribution) (Figure 7). Near Bella Vista, Lavalle and Esquina cities (located at 155 km, 206 km and 342 km downstream Pg-P confluence), d_{50} values of the bed sediment are in the range of medium sands. Average d_{50} values are $371 \mu\text{m}$, $353 \mu\text{m}$ and $351 \mu\text{m}$, correspondingly (note that sample P16-0 was not considered in the estimation of the average value). In all cases, an increase in the grain size is observed from the RB to the LB. Note that the Bella Vista and Esquina samples (cross-sections P14 and P16) correspond to the period of high sediment contributions, while the Lavalle samples (cross-section P15) correspond to the period of lower contributions. During a period of extremely low water levels in March 2022 (total discharge of $9998 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, see Table 1), this pattern in grain size was even more evident. Even during this water level stage, there was deposition of fine sediment near the RB, in a low-velocity zone (see d_{50} value at E0 point in Esquina cross-section).

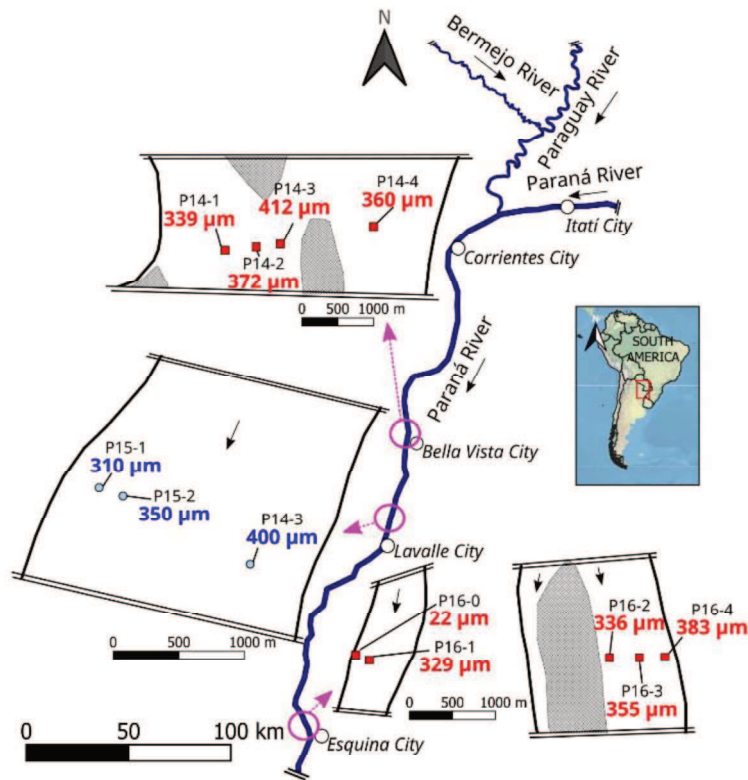


Figure 7 d_{50} values corresponding to bed sediment samples taken in the middle Paraná River. Samples in red correspond to dates with high sediment inputs from the Bermejo River, while samples in blue correspond to dates with low sediment inputs. Samples near Bella Vista and Esquina cities (cross-sections P14 and P16, respectively) were taken in March 2022, while samples near Lavelle City (cross-section P15) were taken in June 2011

Figure 8A presents the d_{50} values of bed sediment samples at different cross-sections placed near Paraná City. As in the previous cases, samples in red and blue correspond to periods of high and low sediment contributions, respectively. Figure 8B presents the cross-section velocity distribution for the transect P20 in March 2021.

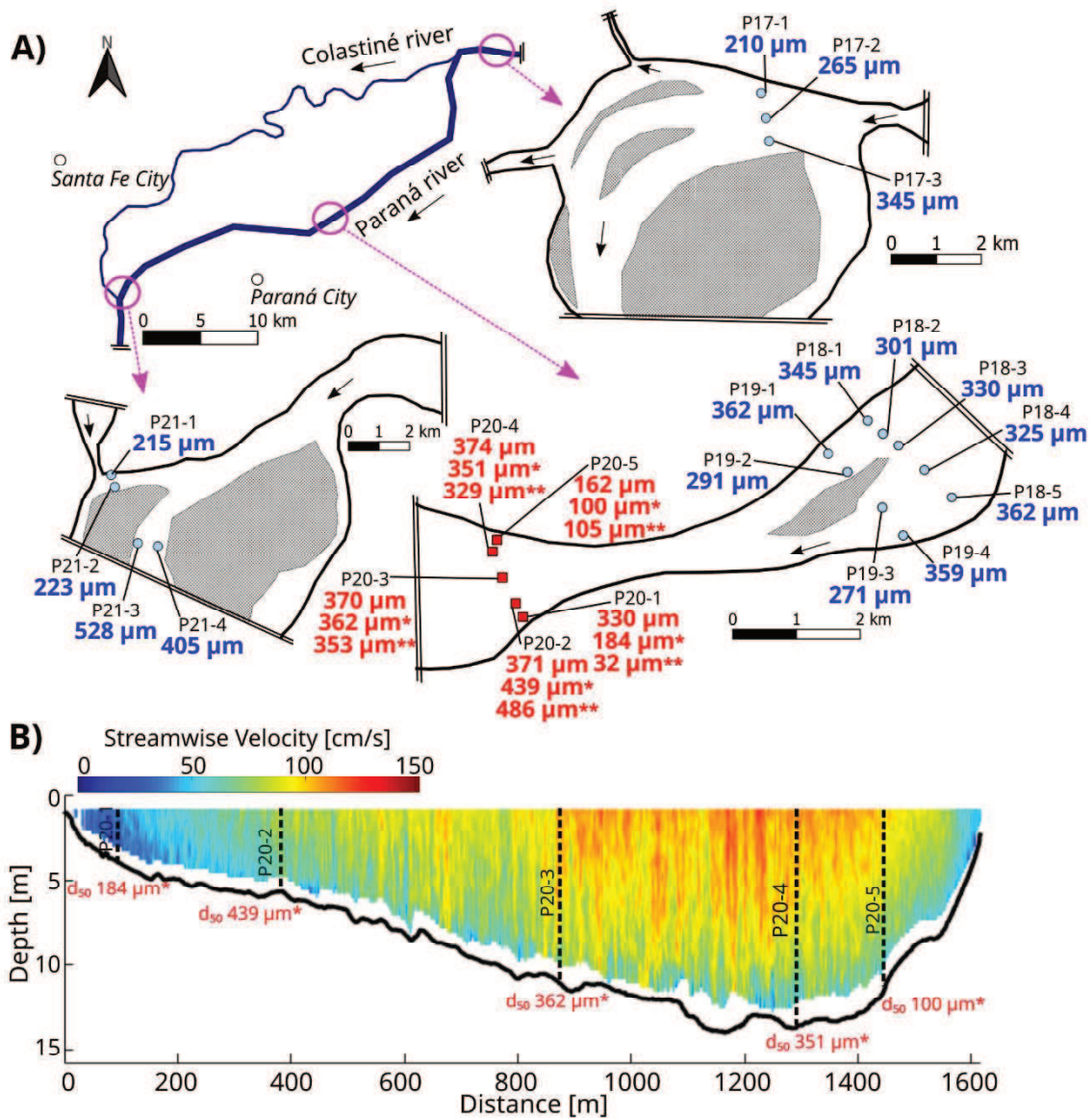


Figure 8 A) d_{50} values of bed sediment samples taken at the middle Paraná River. Samples in red and blue correspond to dates with high and low sediment inputs from the Bermejo River, respectively. Samples from cross-section P17 were taken in December 2016, samples from P18 and P19 in May 2010, and samples from P21 in July 2012. At cross-section P20, samples were taken in March 2018, March 2021 (indicated with *) and March 2022 (indicated with **). B) Streamwise velocity distribution at cross-section P20 surveyed in March 2021. Section are viewed looking downstream with the LB on the left-hand side

As upstream sections located in Bella Vista (P14), Lavalle (P15) and Esquina (P16) (see Fig. 7), there is always a tendency for grain sizes to decrease towards the RB, although not in all cases they could be explained only by the contribution of the Bermejo material on this margin, but also by the hydraulic conditions present in each subsection. In that way, section P20 (located 610 km downstream Pg-P confluence is the most representative and with the greatest amount of available information. On this section, a noticeable

decrease in the d_{50} values towards the RB is produced, opposite to the velocity distribution across the section (Figure 8B) and in agreement with the distribution of suspended sediments (which will be analyzed later).

It is interesting to compare the bed sediment grain size in the middle reach (see Fig. 7 and 8) with those reported at the reach upstream the confluence (see Fig. 2 – cross-sections P1 to P5). Note that d_{50} values are in all cases in the range of medium sands suggesting that the dynamics of exchange with the bed (sedimentation and resuspension) occurs mainly immediately downstream of the confluence. Furthermore, during low water levels, an exchange with the channel bed was observed in different field studies. Such is the case of the RB of the right channel in cross-section P16 (Esquina). Here, during mean water levels, there is sandy material, but during very low discharges, a deposition of fine material was observed, indicating the exchange of this fraction (wash load) with the channel bed, something that does not occur during medium- and high-water conditions. The same is observed on the LB of cross-section P20.

3.1.2. Suspended sediment

Bermejo River

In the Bermejo River, at El Colorado gage station, López Weibel et al. (2022) showed that the increase in the suspended sediment load range from November until May, with a maximum value in March, but after this period decreases abruptly (see Fig. 7B from López Weibel et al., 2022). For the 1990-2018 period, the mean annual transport of suspended coarse and fine sediment was 3.1×10^7 and 9.0×10^7 t year⁻¹ respectively. Regarding monthly values, the maximum transport of suspended coarse and fine sediments corresponds to March, with values equal to 9.9×10^6 and 28.4×10^6 t year⁻¹, respectively. Considering the long-term mean monthly rates of sediment concentrations during 1990-2018, coarse sediment concentrations (≥ 63 μm) varied between 119 mg l⁻¹ and 3170 mg l⁻¹, with the mean annual value being 1238 mg l⁻¹. Fine sediment concentrations (< 63 μm) were in the range of 479 mg l⁻¹ to 9092 mg l⁻¹, with an annual average value equal to 3746 mg l⁻¹. Coarse suspended sediment represents the ~26% of the total suspended sediment concentrations during the peak (March) flow, 20% during minimum (October) flow, and with the mean annual value being 25%.

Bermejo-Paraguay and Paraguay-Paraná confluences

In the Paraguay River downstream of the B-Pg confluence, suspended sediment concentrations display high spatial and temporal variations as a consequence of sediment inputs from the Bermejo River. This can be seen in Figure 9, which presents the coarse- and fine-suspended sediment concentrations near the B-Pg confluence during April 2007 (cross-sections Pg1, Pg2, Pg3 and Pg4), and at 20 km and 22 km upstream and downstream of the confluence, respectively, during October 2007 (cross-sections Pg9, Pg10, Pg11, Pg12, Pg13 and Pg14). Note that for April 2007 the concentrations at surface, particularly at 0.2 of the total depth (h), and at $0.9h$, are presented, while for October only depth-average concentrations are shown.

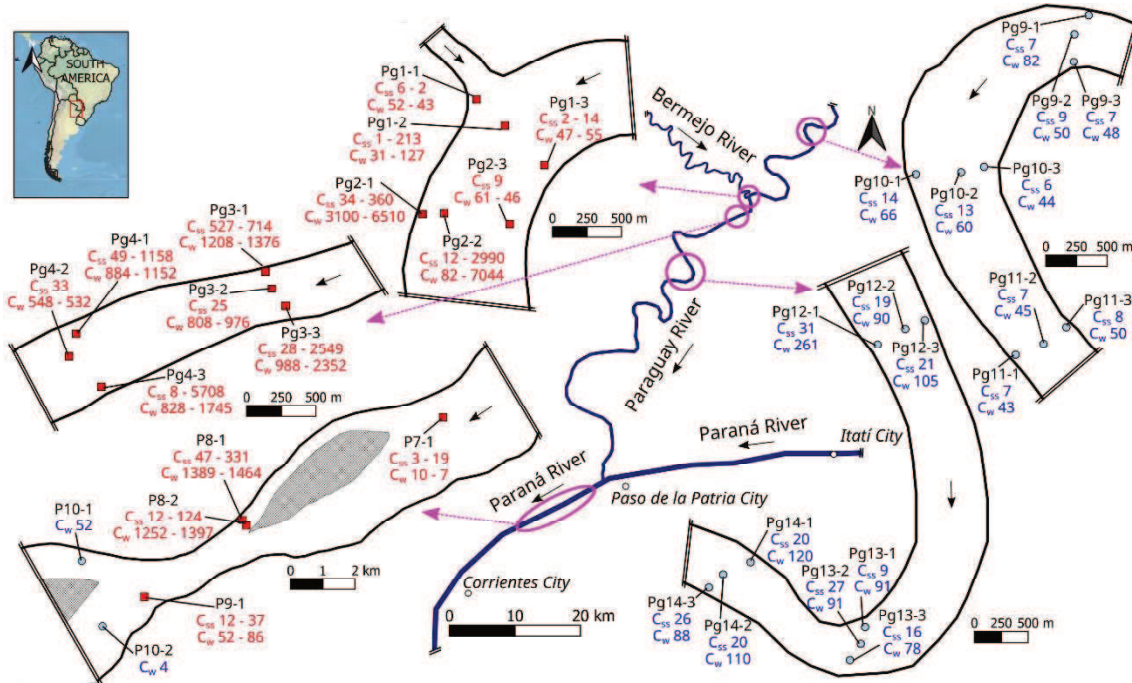


Figure 9 Coarse- and fine-suspended sediment concentrations at Paraguay and Paraná rivers. Values in red and blue correspond to periods with high and low sediment inputs from the Bermejo River, respectively. Cross-sections Pg1, Pg2, Pg3 and Pg4 correspond to April 2007, and reported concentrations are from surface at $0.2h$ and at $0.9h$; concentrations of Pg9, Pg10, Pg11, Pg12 and Pg13 were surveyed in October 2007, and are depth-average concentrations. Cross-sections P7, P8 and P9 correspond to February 2015, and concentrations were measured at $0.2h$ and $0.9h$; concentrations of P10 were surveyed in August 2019 and correspond to surface

In the periods of low sediment input from the Bermejo River (Fig. 9, values in blue), the concentrations downstream from the confluence (Pg12, Pg13 and Pg14) showed a smaller increase than upstream of the confluence (Pg9, Pg10 and Pg11). Upstream of the

confluence, average values of C_{SS} and C_w are 9 mg l^{-1} and 54 mg l^{-1} , respectively, while downstream the confluence are 21 mg l^{-1} and 115 mg l^{-1} , respectively, showing the minimum contribution by the Bermejo River during this month (see López Weibel et al., 2022).

During the period of high sediment inputs (Fig. 9, values in red) the smallest concentrations are observed for the cross-section Pg1, which is close to the confluence. Note that values are similar to those found for the samples taken in October 2007 (Fig. 9, values in blue).

In cross-section Pg2, concentrations are larger near the center and RB of the channel, with maximum values of 2990 mg l^{-1} and 7044 mg l^{-1} for C_{SS} and C_w , respectively. Comparing data of Fig. 9 with the reported d_{50} values of the channel bed (Fig. 2) for cross-sections Pg1 and Pg2, a close relationship can be observed between high concentrations and fine sediment at the channel bed (samples Pg2-1 and Pg2-2), and between lower concentrations and coarser bed sediment (samples Pg1-3 and Pg2-3). This not only indicates that high suspended sediment loads are transported near the RB of the reach immediately downstream the confluence, but it could also indicate a process of sedimentation of these high concentrations. Downstream, at sections Pg3 and Pg4, concentration distributions show a rapid mixing processes with high concentration across the section. However, it is noticeable that lower concentration values are present at the center of the channel (Pg3-2 and Pg4-2) and strong concentration gradient towards the channel bed for both sediment fractions (cross-sections Pg2 to Pg4 - Fig. 9). This behavior suggests complex mixing patterns.

In agreement with López Weibel et al. (2022), it can be seen that the Bermejo River would not only contribute with large concentrations of fine sediment (as were well demonstrated by past authors: Soldano, 1947; Cotta and Silicani, 1963; Bonetto and Orfeo, 1984; Drago and Amsler, 1988; Orfeo, 1995; Prendes et al., 1996; Orfeo and Stevaux, 2002; Amsler and Prendes, 2000; Alarcón et al., 2003; Amsler and Drago, 2009; PEA, 2010; among others), but also important amount of coarse sediment. According with López Weibel et al. (2022) during April, Bermejo River input 7163 kg s^{-1} and 2472 kg s^{-1} of fine and coarse sediment to the Paraguay River, while during October, 31 kg s^{-1} and 8 kg s^{-1} (mean values for 1990-2018 period). This is also evident comparing sediment concentration in Figure 9 both, during the period of important sedimentary contribution by the Bermejo River when downstream Paraguay River present a notable increase in concentrations values (compare transects Pg1 with Pg2, Pg3 and Pg4 – Fig. 9) and during lower Bermejo

contribution period (compare transects Pg9, Pg10 and Pg11 with transects Pg12, Pg13 and Pg14 – Fig. 9).

Figure 9 shows the concentrations of fine- and coarse-suspended sediment fractions measured in the Paraná River immediately downstream of the Pg-P confluence during the period of large sediment input from the Bermejo River (transects P7, P8 and P9) and outside this period (cross-section P10). Note that for February 2015 the concentrations are presented at 0.2h and at 0.9h, while for August 2019 there are only surface concentrations.

The data show important spatial variations in the concentrations of both sediment fractions in agreement with turbidity plume produced by sediment inputs from the Paraguay River (see Figure 6C). Vertical P7-1, located outside the turbidity plume from the Paraguay River at the moment of the measurements, has the lowest concentrations of suspended sediment ($C_{SS} < 20 \text{ mg l}^{-1}$ and $C_w < 11 \text{ mg l}^{-1}$) in agreement with upper Paraná River values. Verticals P8-1 and P8-2, located on the right branch, show the highest concentrations of both sediment fractions (maximum values of C_{SS} and C_w were 331 mg l^{-1} and 1464 mg l^{-1} , respectively). Vertical P9-1, located downstream, in the mixing region of the confluence, registers intermediate concentrations respect to the previous verticals (maximum values of C_{SS} and C_w were 37 mg l^{-1} and 86 mg l^{-1}).

In addition, the spatial variation of both transverse and vertical concentrations (including vertical variation of fine sediment concentration) also indicate particular patterns sediment transport, mixing and, when related to bed particle size data (Fig. 2), a close interaction with channel bed composition.

In the period without high sediment inputs from the Bermejo basin (August 2019), it is observed that the concentrations of fine material are bigger in the right reach of the bifurcation compared with the left reach (Fig. 9 – cross-section P10). This indicate the influence of sediment input from of the Paraguay River, although with lower concentrations than the period of maximum sediment inputs. It should be noted that, given that superficial samples were taken on these points, the concentrations of coarse suspended sediment ($\geq 63 \mu\text{m}$) were negligible.

Middle Paraná River

In the middle Paraná River, sediment concentrations in a cross-section located 610 km downstream from the confluence (see location of P20 at Fig. 8A) are analyzed for different dates and water level conditions. Figure 10 shows the velocity distributions and

depth average concentrations for coarse and fine suspended sediment. Additionally, Fig. 10D and 10F present concentrations at $0.2h$ and at $0.9h$, and Fig. 10A, 10D and 10F present d_{50} values of bed sediment.

For all surveyed dates (all under higher sediment transport periods), average values of C_{ss} increase towards the RB (Fig. 10A, 10B, 10D and 10F). Particularly, the increments are 75 mg l^{-1} , 39 mg l^{-1} , 56 mg l^{-1} and 31 mg l^{-1} , on the RB with respect to the LB, in each case. Also, Fig. 10D and 10F show that the distributions of C_{ss} in depth are more homogeneous near the LB (verticals P20-1 and P20-2) than near the RB (verticals P20-4 and P20-5). Note that in the vertical P20-5, C_{ss} is 90% higher at $0.9h$ than at $0.2h$, that is, the concentration at $0.9h$ is higher by 94 mg l^{-1} and 52 mg l^{-1} , in Figs. 11D and 11F, respectively.

Average values of C_w measured in March increase also towards the RB. For discharges greater than $14000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Fig. 10A and 10B - March 2018 and March 2020), the concentrations increase approximately 100 mg l^{-1} between LB to RB, while for lower water levels (Fig. 10D and 10F – March 2021 and March 2022), differences were lower than 70 mg l^{-1} . Likewise, Fig. 10D and 10F show that C_w present no homogeneity along the water column with an increment from surface to channel bed. Note that for March 2022 (low water levels) (Fig 11F) the increments towards the RB are not as noticeable as for the other surveyed water levels.

For the surveys carried out in February 2021 and April 2021 (Fig. 10C and 10E), C_w do not present a defined behavior throughout the section. Note that although the discharge was higher in February than in April ($15529 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $10238 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively), the measured concentrations were higher in April 2021 (average concentrations equal to 90 mg l^{-1} and 386 mg l^{-1} , respectively), which demonstrates the temporal variability dependent on the regime of the Bermejo River (more details in López Weibel et al., 2022). Given the differences along the depth and cross-section of C_w during March, i.e. when maximum sediment inputs from Bermejo River pass through P20 section (López Weibel et al., 2022), an increment in C_w from the LB to the RB suggests a mixing length greater than 600 km.

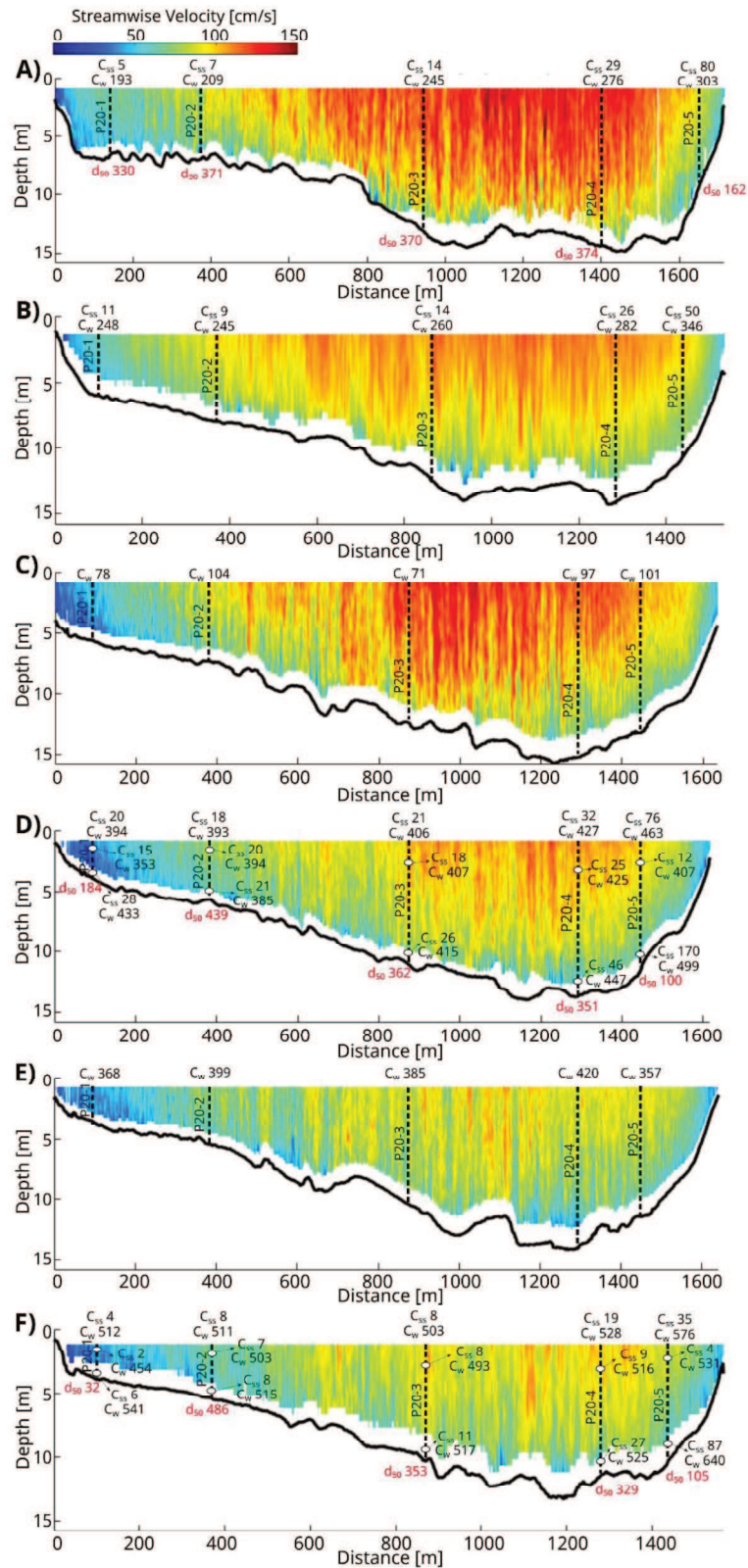


Figure 10 Streamwise velocity [cm s^{-1}], depth average concentration of suspended coarse and fine sediment [mg l^{-1}], and d_{50} values for the bed sediment [μm]. Paraná River at 610 km downstream the confluence. Dates of the surveys: A) March 2018, B) March 2020, C) February 2021, D) March 2021, E) April 2021, and F) March 2022; (water discharges equal to $18185 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $14407 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $11950 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $15529 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $10238 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; and $9998 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively). Note: D) and F) also present concentrations coarse and fine suspended sediment at $0.2h$ and $0.9h$

Velocity distributions present the same behavior for all surveyed dates (Fig. 10), that is, the highest velocities are in agreement with highest depths near the center and RB of the channel. From Fig. 10A, 10B, 10D and 10F (which correspond to March 2018, March 2020, March 2021 and March 2022) it is observed that values of depth average C_{SS} are higher near RB and, moreover, higher values are at P20-5, despite the lower streamwise velocities.

From the mentioned above and in agreement with grain size variations across section, the differences in the distribution of C_{SS} through the cross-section could be independent of the hydraulic conditions across section linked to the large mixing length when higher sediment contributions are produced by the Bermejo River.

Paraná River - Suspended sediment sizes

Immediately downstream from the Pg-P confluence, Szupiany et al. (2019) reported coarse suspended d_{50} values in the range of very fine sands (average value of 106 μm), for a discharge of 16659 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. At 610 km downstream from the confluence, the coarse suspended sediment mainly comprises very fine sands. Particularly, in March 2021, for a discharge equal to 15529 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, a d_{50} value equal to 99.6 μm was determined.

Figure 11 compares the grain size distribution of the coarse sediment present in suspension and in the channel bed, for each measured vertical of cross-section P20, for the same sampling date (March, 2021). The non-overlapping of the grain size distribution curves is notable in verticals P20-2 and P20-3, placed near de LB and center of the channel cross-section with coarse suspended sediment fraction much finer than the material present in the channel bed. For the vertical P20-2 and P20-3, the d_{84} of the suspended sediment represents less than the 2% of the sediment present in the bed of the channel. This is different to the case of vertical P20-5, where the d_{84} of the suspended sediment represents the 43% and 71% at $0.2h$ and $0.9h$, respectively. This behavior would seem to indicate that the coarse suspended load originates from the sediment (fine sands) coming from the Bermejo River, with little exchange with the Paraná channel bed for the hydraulic conditions present in the center of the channel (for the survey dates). On the contrary, nearer the RB, where the concentrations of this fine sand transported along this bank from upstream increase, there is a greater exchange with the bed, even with similar or higher flow velocities than towards the LB where no fine sand are presented.

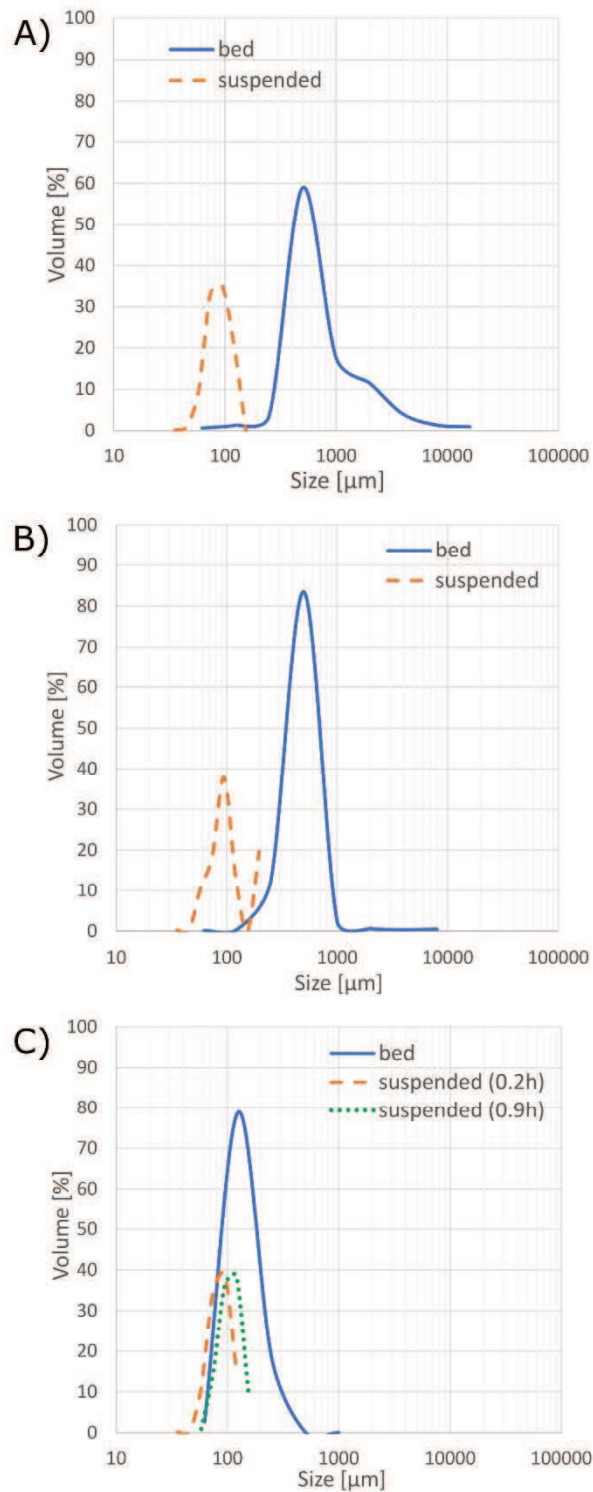


Figure 11 Grain size distribution of the bed and coarse suspended sediment (solid and dashed line, respectively). Paraná River at 610 km downstream the confluence. Date: March, 2021. Verticals: A) P20-2; B) P20-3; C) P20-5

3.1.3. Bar formation in the Paraná River linked to sediment input from the Bermejo-Paraguay rivers

Downstream Pg-P confluence

On the RB of the Paraná River, immediately downstream the Pg-P confluence, there are important morphodynamic features, including high sedimentation along the river bank, numerous secondary channels, and formation of bars. Moreover, as a result of the sediment transport dynamics introduced by the Paraguay River described above, each deposit presents a particular sediment composition. To describe this behavior, sediment samples were collected from three bars in August 2019 at approximately 27 km, 32 km and 40 km downstream Pg-P confluence (P11, P12 and P13 points respectively, see location in Figure 12). Samples P11 and P12 were taken at two exposed bars located in the left channels side (see Fig. 12). Sample P13 was collected in a sand bar located downstream Corrientes City.

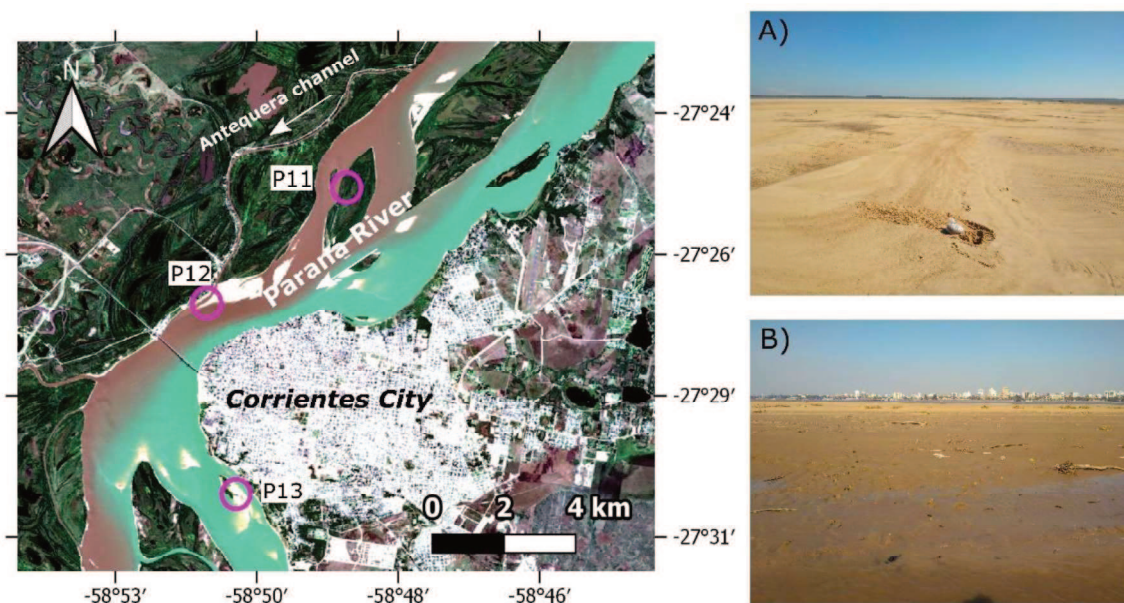


Figure 12 Surveyed bars in August 2019, located approximately at 35 km downstream Pg-P confluence. Background image: Sentinel 2 real color (Date: 08/02/2019). Photograph taken from bars located at: A) P13 and B) P12. See Table 2 for grain size characteristics

Table 2 presents the percentages of sand, silt and clay corresponding to samples collected in points P11 and P12. The grain sizes from the right banks (P11 and P12) were significantly finer than the sample taken on the left channel (P13), reflected by the silt and clay content. At the location P12 two samples were taken, the first one near de surface layer (P12-1, 10 cm layer) and the second in the lower strata (P12-2, ~ 20 cm layer). This first analysis did not have the objective to clarify the exact time when each sublayer was formed but the grain size results show clearly differences in sedimentation processes

depending on the temporal variation of sediment supply from Bermejo and Paraguay rivers and the hydrodynamic condition.

Table 2 Percentages of sand, silt, and clay in samples from bars of the Paraná River immediately downstream of the Pg-P confluence. Date: August 2019

Date	Transect	Sample	Sand %	Silt %	Clay %
Aug-2019	P11	1	72.8	9.9	17.3
	P12	1	68.2	17.8	14.0
		2	16.1	60.7	23.2

Sample P13-1 has coarser grain size that clearly show the no influence of fine sediment input from Paraguay River. It presents a d_{50} value of 363 μm , in the range of medium sands, and standard deviation (σ_g) equal to 1.36 with fine fraction content lower than 5%. Its grain size distribution resembles that of the bed material from the upper Paraná River.

Geochemistry analysis of sediments of the middle Paraná

In order to determine the influence of sediment input from the Bermejo River on the development of bars on the middle reach of the Paraná River, mainly formed by coarse (sand fraction) material, analysis of the provenance of the sands was carried out on two bars, located along the right side of the main channel, characterized by notable differences in stratigraphy structure and sediment composition (Figure 13). The selected bars were located at 580 km (point P22) and 620 km (point P23) downstream the Pg-P confluence, at Chapetón (CH) and Bajada Grande (BG), respectively, near Santa Fe-Paraná cities (Fig. 13). Samples were taken in June and July 2020, respectively. At these locations, we collected sediment samples from multiple layers within stratified sedimentary deposits. In CH, sampling was carried out on an erosive bank zone, which exposed the stratigraphy along a vertical wall approximately 2.5 m high (Fig. 13A). In the case of BG, we dug a 0.5×0.5×0.5 trench (Figure 13B). At both bars, we identified and analyzed variations in the sedimentary strata, with 4 key sedimentary packages in CH and 2 packages in BG (Fig. 13). Because the source of the fine fraction at channel bars along Paraná middle reach is well known (Bermejo inputs), the analysis (grain size and geochemistry) focuses only on the coarse fraction ($\geq 63 \mu\text{m}$).

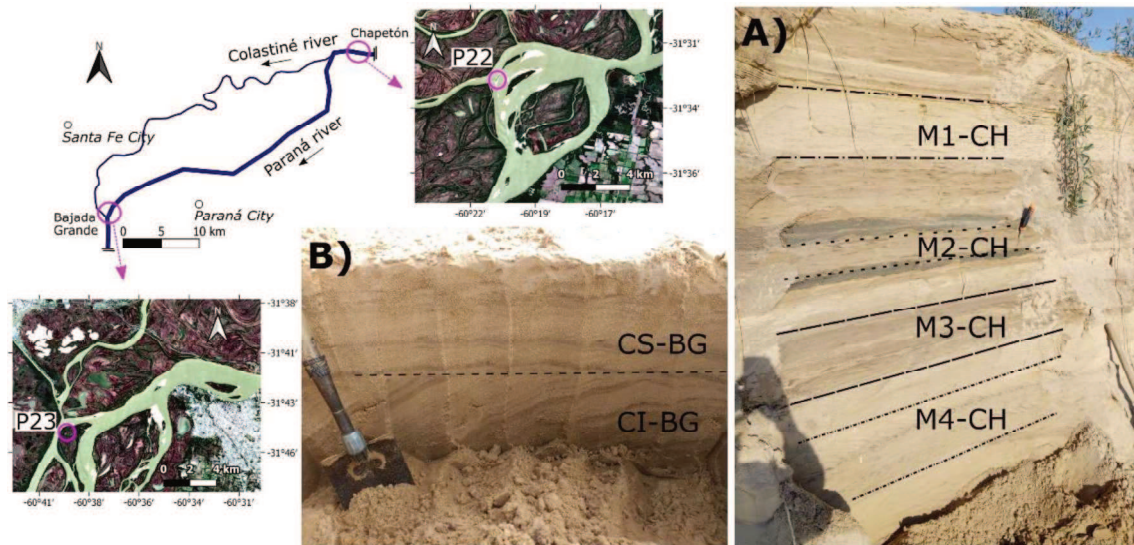


Figure 13 Surveyed bars on the middle Paraná River. Background images: Sentinel 2 real color (Date: 06/25/2020). Location of the samples taken at: A) P22 - Chapetón (CH) in June 2020; B) P23 - Bajada Grande (BG) in July 2020

Grain size and bulk geochemical analyses of the river and bar sediment samples allowed us to characterize the physical and chemical composition of the samples collected from these bars, as well as distinct sediment sources to the middle Paraná River. Our data show that the Chapetón bar sediment samples (M1-, M2-, M3-, and M4-CH) are physically and chemically different from the Bajada Grande bar sediment samples (CI-BG and CS-BG). The d_{50} of the CH samples range from 71 to 86 μm , while d_{50} of the BG samples range from 261 to 295 μm (Table S1). The CH bar samples are also enriched in oxide minerals (e.g., Al_2O_3 , Fe_2O_3), barium (Ba), and strontium (Sr), relative to lower concentrations for the BG bar sediment samples (Table S1). These differences, in addition to the distinctive stratification (i.e., laminar in CH and crossbedding in BG), suggest that these two bars were formed by different sedimentation processes and sediment sources.

We used a three end-member mixing model to determine which sediment sources contributed to bar formation. We defined three primary sediment sources to the middle Paraná: 1) Upper and middle Paraná bed sediment (predominantly sourced from the Ituzaingó formation) (PB), 2) Bermejo River suspended sediment (BSS), and 3) Bermejo River bed sediment (BB). Each of these sediment sources has distinct physical and chemical properties that we used to identify whether the Bermejo or Paraná rivers caused the deposition of these mid-channel sand bars. Unfortunately, we were not able to obtain geochemical data for Paraguay River bed, so our data constraints are limited to these three sediment sources. However, suspended sediment from the upper Paraná reach and Paraguay River upstream Bermejo confluence is negligible (López Weibel et al., 2022).

With respect to physical composition, the grain size of sediment is unique among these three sources. For the samples used in the mixing model, the average d_{50} of Bermejo suspended sediment samples is $22.8 \pm 32.7 \mu\text{m}$ ($n = 25$), Bermejo bed sediment is $187 \pm 85.3 \mu\text{m}$ ($n = 5$), and Paraná bed sediment is $325 \mu\text{m}$ ($n = 1$) (Fig. 14, Table S2). Note that a distinction was not made between fine and coarse material (for both grain size and bulk geochemical analyses).

For chemical composition, we found that these three sediment sources are unique with respect to the percentages of oxide minerals. Bermejo River suspended sediment (higher silt and clay composition) has the lowest concentrations of SiO_2 , and the highest concentrations of TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , Ba , and Sr , suggesting a higher degree of weathering (Fig. 14, Table S2). Bermejo River bed sediment (higher sand composition) has higher concentrations of SiO_2 and lower concentrations of the other geochemical constituents, suggesting that this material is less weathered (Fig. 14, Table S2). Paraná River bed sediment has the highest concentration of SiO_2 , suggesting that this sediment is almost pure quartz, indicative of a granitic or sandstone origin from Ituzaingó Formation. Concentrations of all other chemical constituents are very low in the Paraná bed sediment (Fig. 14, Table S2). These distinctions among the physical and chemical characteristics of the three sediment sources allow us to employ the MixSIAR mixing model to tease apart the sources of sediment in the Middle Paraná River bars.

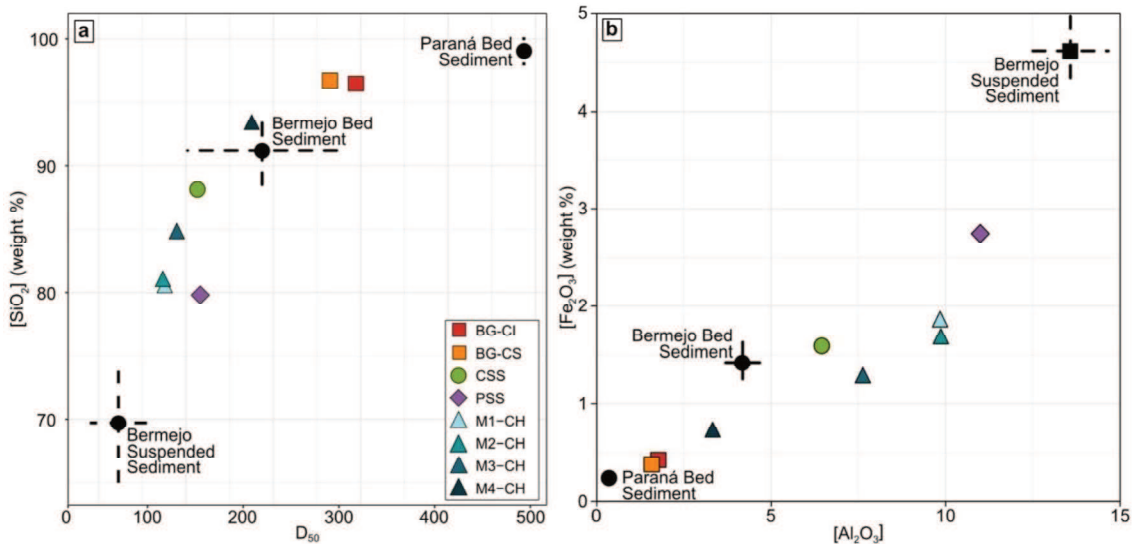


Figure 14 Mixing diagrams showing a) d_{50} and SiO_2 concentrations and b) Aluminum oxide (Al_2O_3) and iron oxide (Fe_2O_3) content for river sediment within the Bermejo-Paraguay-Paraná river network. Black circles with error bars represent the mean and standard deviation of values for the three main sediment sources to the middle Paraná reach (Bermejo bed sediment, Bermejo suspended sediment, and Paraná bed sediment). Colored symbols represent the measured values of suspended and bar sediment samples collected from the middle Paraná River. These plots show that these samples are mixtures of the three sediment sources

Using these grain size and geochemical data for the middle Paraná bar sediment samples and the three sediment sources, we determined the relative contributions of each sediment source by running the MixSIAR mixing model. Results of this model show distinct differences in the sources of sediment to the CH and BG bar deposits (Fig. 15, Table S3). For example, CI-BG and CS-BG are both comprised of ~70% Paraná bed sediment, ~25% Bermejo bed sediment, and ~5% Bermejo suspended sediment (Fig. 15). In contrast, samples M1-CH, M2-CH, and M3-CH from CH bar are comprised of 36-55% Bermejo suspended sediment, 30-45% Bermejo bed sediment, and 17-22% Paraná bed sediment (Fig. 15, Table S3). Sample M4-CH (deeper strata) differs from the other CH bar samples, as it contains $44 \pm 15\%$ Bermejo bed sediment, $7 \pm 4\%$ Bermejo suspended sediment, and $49 \pm 0.11\%$ Paraná bed sediment (Table S3). This difference in sediment source corresponds to different sedimentation processes, such as cross strata in M4 and laminar strata in M1, M2, and M3.

In summary, the MixSIAR results show that the dominant sediment source to the BG bar was mainly Paraná River bed sediment, while the CH bar began forming with a pulse of Bermejo River bed sand and Paraná bed sediment, which slowly dwindled over the course of bar formation (M1-CH to M4-CH) (Fig. 16).

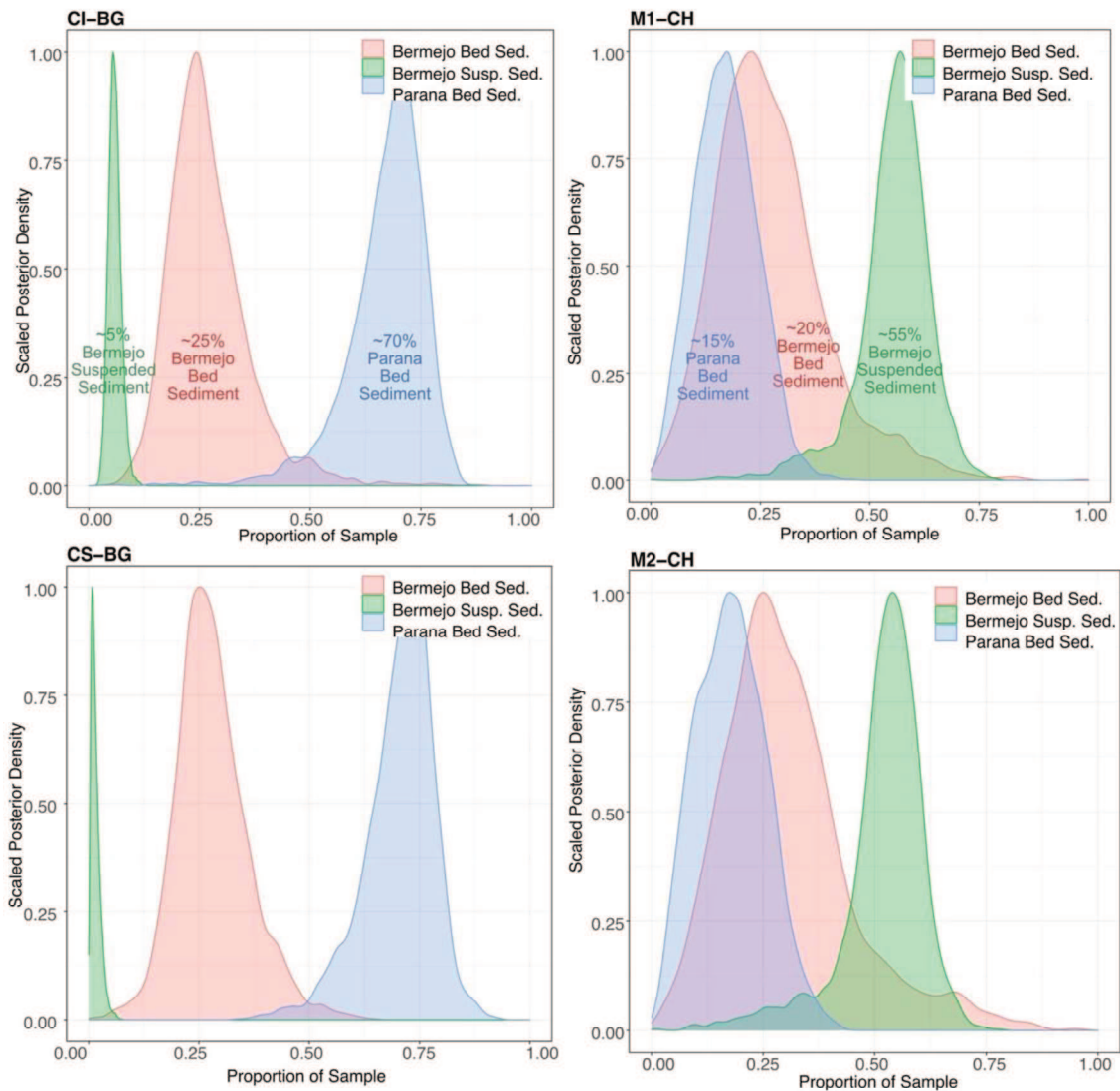


Figure 15 Examples of results from the MixSIAR mixing model analysis. Each peak represents the distribution of possible values for the proportional contribution of each sediment source to the middle Paraná samples (Bermejo suspended sediment = green, Bermejo bed sediment = red, and Paraná bed sediment = blue). The peaks are centered on the highest probable value for the relative proportion of each sediment source, with roughly normal distributions representing the statistically probable ranges of source contributions. Results for all samples are reported in Table S3

We also compare coarse suspended fraction from both Colastiné and Paraná main channel. For the study dates and hydrometric conditions, we observed that Colastiné channel contains more suspended sand from the Bermejo River bed with a much smaller contributions from the Bermejo suspended sediment and Paraná bed sediment. In contrast, the Paraná main channel suspended sediment is mostly derived from Bermejo River suspended and bed sediment. The minute proportion of material in suspension derived from Paraná bed in both the Colastiné and Paraná main channel highlights role of Bermejo River in suspended sediment transport along middle Paraná and its secondary channels.

However, between these two channels, differences in sediment sources are observed (Bermejo bed and Bermejo suspended). This fact could be explained by the notable differences in the sediment supply of the Bermejo River for the different dates (2014 and 2021 for Colastiné and Paraná data, respectively). During the maximum sediment transport period of 2014, the Bermejo River registered water discharges of $1073 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $912 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $527 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (February, March, and April), while for 2021 the discharges were significantly higher at $1068 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $1400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $1341 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectively. This translated into significant differences in sediment transport, with values of 11097 kg s^{-1} , 8541 kg s^{-1} and 2534 kg s^{-1} , respectively, in 2014 and 11283 kg s^{-1} , 18826 kg s^{-1} and 17560 kg s^{-1} , respectively, in 2021.

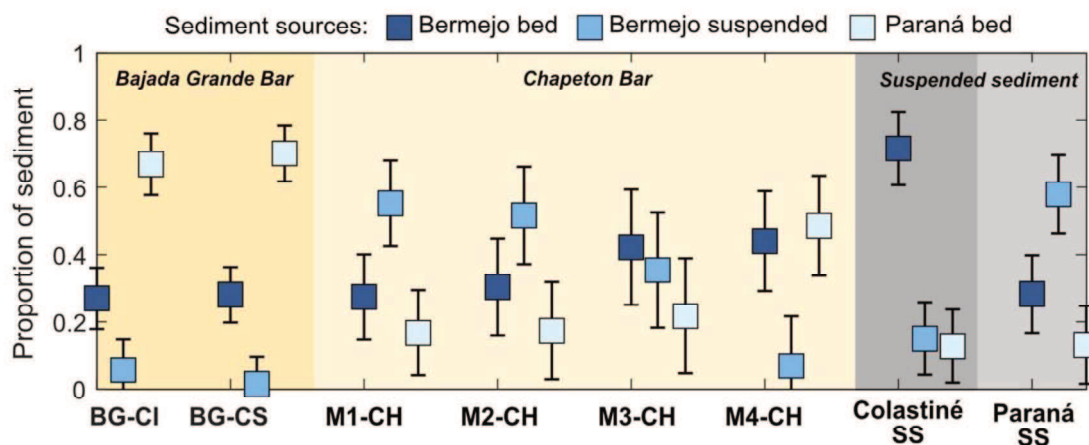


Figure 16 Proportions of each sediment source to the middle Paraná River bar and suspended sediment samples. Samples from the Bajada Grande bar are BG-CI and BG-CS. Samples from the Chapetón bar are M1-, M2-, M3-, and M4-CH. Colastiné SS is suspended sediment from the Colastiné branch of the anastomosing middle Paraná River and Paraná SS represents the suspended sediment from the main channel of the middle Paraná River. Squares with error bars represent the mean and standard deviation for the MixSIAR model results for the proportion of each sediment source in each sample

4. Discussion

Sediment supply from the Bermejo River has a clear temporal-spatial effect on the river bed, suspended sediment transport and bar formation along the Paraguay and Paraná rivers, for at least 600 km downstream their confluence. At the B-Pg rivers confluence, during periods of maximum sediment inflows from the Bermejo River, there is a decrease in the bed grain sizes towards the RB of the Paraguay River downstream from the confluence. This reduction in grain size along the right bank is observed in all cross-sections downstream. However, in periods of low sediment supply, the downstream

reaches are sediment starved and the fine fraction is washed from the river bed. Despite the bed-washing processes, the grain size composition of the river bed along the Paraguay River RB remains finer downstream of the confluence than upstream.

A similar behavior as B-Pg confluence was found at the Pg-P junction. However, the greater river width and the complex and variable flow conditions and morphologic patterns, produce different mixing processes that impact the river bed composition. A clear example of this occurred during 2019-2022, when the low water stage caused a significant amount of sedimentation downstream the confluence along the RB. Despite the extreme conditions, this particular situation clearly demonstrates the exchange between the sediment supply with channel bed and banks of the Paraná River immediately downstream of the Pg-P confluence. These processes created significant heterogeneity across the channel with respect to bed grain size composition and channel morphology, which in turn affect the flow configuration and mixing processes. However, these processes are not constant along the year, produced only during periods of maximum sediment contributions from the Bermejo River (December-May). Following this period, the river tried to restore the initial conditions (washing of the finest fraction of sediments), depending on the Paraná River stage.

Downstream, along the Paraná middle reach, this clear process that occurs immediately downstream of the confluence is losing intensity but is still present throughout the entire reach. Although following the thalweg line, there would be no significant decrease in the bed sediment grain size, there is a constant exchange between the channel bed and the sediments delivered by the B-Pg system, especially along the secondary right branches and/or in areas of lower flow velocities (close to banks). These processes are highly impermanent that depends both, on the hydrological conditions of the Paraná River and on the hydraulic conditions in the secondary channels and near the river banks. The results showed that, especially under low water stages, such as the produced between 2019-2022 periods, important sedimentation processes occurred, including fine material in range of clays and silts (transported usually as wash load) along the Paraná River main channel.

In agreement with the bed sediment variation, the suspended sediment also presents high temporal-spatial changes of both transverse and vertical concentrations (this includes the finest fractions, silts and clays in suspension). All are also evidence of particular patterns of sediment transport, mixing and close interaction with channel bed composition when related to the bed particle size (Fig. 2). Particularly, immediately downstream the B-Pg confluence, during periods of high sediment deliveries from the Bermejo River, the higher

values of coarse and fine sediment concentrations occur on the RB but with a rapid mixing downstream. Furthermore, at points with the highest concentrations, the bed sediment is finer which would be result of strong interactions with the channel bed.

Downstream the Pg-P confluence a similar picture is found, but with sediment concentrations showing an incomplete mixing along hundreds of kilometers. Thus, interactions with the channel bed are expected mainly along strip close to the RB and secondary branches, which also depend on water levels, flow velocities and the sediment inputs from the Bermejo River.

Results show that during March-April the highest sediment transports tend to be carried along the right side of main Paraná channel which has morphological effects, i.e. on channel bifurcations. They are larger immediately after the confluence and decrease downstream as mixing occurs in the cross-section. However, the effects may be noticeable up to 600 km downstream the junction. As an example, it is interesting to analyze the different sediment behavior between the main channel of the Paraná River and one of its main secondary channels, the Colastiné River (see location at Fig. 8A and Table 3). This river presents its mouth in the RB of the middle Paraná, at approximately 600 km downstream Pg-P confluence. Comparing the measured wash load for different months in 2021 and 2022 it is notably that values drastically increase since March-April (when the greatest contributions of suspended sediment from the Bermejo River arrive at the Paraná River). The high wash load of sediment in these months are explained by the location of the mouth of the Colastiné River, which is on the RB of the Paraná River, allowing the input of the higher concentrations along right channel side provided by the Bermejo River.

Table 3 Discharge (Q) and suspended sediment load (fine fraction, Q_w) measured at the middle Paraná and Colastiné rivers, on February, March and April 2021, and March 2022

Date	Middle Paraná River		Colastiné River		Q ratio	Q_w ratio
	Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]	Q_w [kg s^{-1}]	Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]	Q_w [kg s^{-1}]		
21-Feb	15529	1413	1759	226	8.8	6.2
21-Mar	11950	5064	1213	433	9.9	11.7
21-Apr	10238	4004	955.9	356	10.7	11.2
22-Mar	9955	5310	948.6	395	10.5	13.4

The influence of the coarse material (sand) supplied by the Bermejo River has a strong impact on sediment transport along the Paraná River in its middle and lower reaches.

Mainly the grain size distributions of the suspended sands are not related to the material present but to the sands (very fine and fine) delivered by the Bermejo River, at least for the record stages. The sands also affect the morphodynamics along the whole reach since they intervene in the formation of central and lateral bars (Szupiany et al., 2012; Drago et al., 2014).

Following the reasoning of Hill et al. (2017), the case study reveals a spatial-temporal complexity that makes it difficult to extrapolate the conclusions reached. On the one hand, the exchange of suspended sediment with the channel bed is demonstrated, not only in the range of sands but also of the material that has previously been classified as wash load based on a specific grain size (i.e., 60 μm ; Partheniades, 1977). However, this exchange/sedimentation can occur across the entire width of the channel (Paraguay River case) or only in a part of the cross-section on the right side of the channel (Paraná River case). In turn, sedimentation decreases downstream, indicating a longitudinally variable wash load regime. However, it is shown that deposits of this material are also produced in low-velocity zones on the main channel and/or during low water stages, throughout the entire analyzed reach (600 km long), without mentioning the exchange that exists with the alluvial plain, theme that exceeds the objectives of this study. Additionally, this phenomenon is highly variable over time, since the sediment supply reaches a maximum during December-May and a minimal during the rest of the year. As such, depending on the hydrometric state of Paraguay and Paraná, the sediment deposited during the high supply period is re-transported during lower flows, generating a highly variable spatial and temporal transport pattern.

5. Conclusions

This research studies a large fluvial system (Paraná River, Argentina) where the dynamics of sediment transport and channel morphology are heavily influenced by a single tributary (Bermejo River) that supplies a water discharge of only 2% of the total flowing in the middle reach but with a large amount of sediments, both the fine fraction (silts and clays) and the coarse one (fine and very fine sands) as was showed by the numerous studies performed since the 1950's till nowadays. As a consequence of this high sediment volumes delivered by the Bermejo River through the Paraguay River, topics less studied such as the mixing processes, the sediment transport modes, the bed and suspended grain

size, the sediment chemical composition and the different mechanisms of deposition are highly variable downstream.

The spatial and temporal variations in the grain size of the bed sediment immediately downstream of both confluences indicate that the channel bed of the Paraguay and the Paraná rivers are affected by the high sediment supply from the Bermejo River. The bed sediment data showed the presence of finer sediment ($< 63 \mu\text{m}$, usually classified as wash load), in the channel bed downstream of both confluences due to the highly concentrated sediment flux delivered by the Bermejo River. Strong differences in the composition of the channel bed upstream and downstream of the confluences were observed for larger sediment transport periods (December-May). However, the finer sediment fraction (clay, silt, and fine sand) tends to be washed out of the bed during periods of low sediment contributions.

Coarse fraction sediment transported by the Bermejo River have smaller grain sizes than those transported by the Paraguay and Paraná Rivers upstream of the confluences. Portions of these fine sands are also deposited in the channel bed of the Paraguay River during periods of high sediment inputs, but is then washed and re-transported downstream throughout the year. Although there are no records to date about how fast or when this washing occurs, this behavior would indicate a complex sediment transport phenomenon, high spatial and temporal behavior in agreement with Bermejo sediment input and hydrological conditions from Paraguay and Paraná rivers.

Immediately downstream of the confluences, the high sediment loads delivered by the Bermejo River during January-May cannot be transported by the Paraguay and Paraná rivers due to its lower sediment load capacity. Therefore, in those reaches there is a high degree of sediment depositions along the channel bed (Paraguay River) and RB (Paraná River). Downstream, the Paraná reaches equilibrium conditions, transporting sands from its own channel bed and those provided by the Bermejo River, according to its transport capacity. However, this behavior is not constant because of the variations in the annual sediment contributions and variations in hydrometric conditions. Therefore, the downstream distances from the confluence where this equilibrium occurs and the sediment transport capacity varies from year to year. In addition, the annual high-water level in the Paraná River, which is not always produced concurrently with higher contributions from the Bermejo River, can resuspend the sediment deposited in the months of higher contributions, being in a cycle of disequilibrium, deposition, and resuspension of bed material. As it was demonstrated, the sediment transport capacity is

not enough to resuspend the coarse bed material from the upstream reaches of the Paraná, and thus the fine and very fine sands from the Bermejo River are the main source of the suspended sediment load in the middle Paraná.

During low water conditions, we observed an important morphodynamic change along the RB of the Paraná in the bifurcation-confluence unit located immediately downstream of the Pg-P confluence. Sediment transport of very fine sand and high percentages of silt and clay is predominate, producing sedimentation along the right branch. This produced a drastic decrease in the discharge ratio, favoring high mixing rates between water and sediment downstream, which can be observed in satellite images (Figure 6). Nevertheless, in the middle Paraná River (600 km downstream confluence near Santa Fe and Paraná cities), the sediment concentrations show that the fine sediment fraction is not completely mixed across the cross-section during the period of maximum Bermejo sediment input. This behavior suggests mixing lengths greater than those reported by previous studies (Amsler and Prendes, 2000; Lane et al., 2008; Orfeo and Stevaux, 2002). However, this low mixing rate at 600 km downstream is only evident during March, with maximum sediment contributions from the Bermejo River. The grain size characteristics of the suspended sediment along with the composition of the bed also suggest that the very fine sand fraction is not completely mixed either. Our research here shows that sediment from the Bermejo River does not completely mix with the Paraná River sediment load for at least 600 km along the Paraná, despite the size, discharge, and morphodynamics of this large river system. This phenomenon is linked to the high sediment flux from the Bermejo River during the South American Monsoon season (December to May), which is deposited along the RB of this river system and resuspended during the months when the river is sediment starved.

Finally, the significant sediment flux from the Bermejo River also contributes to bar formation and channel bifurcation in downstream reaches of the Paraná. Our comparison of grain size, stratigraphic patterns, and geochemical composition of two bars located 600 km downstream Pg-P confluence show differences in formation mechanisms and sediment sources that highlight the spatial and temporal variability in sediment transport and river hydrodynamics driven by the Bermejo River. Taken together, this research study shows even in large river systems, like the Paraná, smaller tributaries with strong seasonal sediment pulses can have profound impacts on channel morphodynamic, with far reaching effects on channel navigability and floodplain habitability.

Acknowledgments

The authors would like to gratefully acknowledge Marcelo Taleb for providing us with the aerial image of the Paraguay-Paraná confluence (Fig. 2C). This study is part of the project “Estudio geomorfológico, hidráulico y sedimentológico en sistemas secundarios vinculados del Río Paraná: Arroyo Leyes-Laguna Setúbal y Río Colastiné, Santa Fe” funded by the Universidad Nacional del Litoral, Argentina, and "Socioecosistema fluvial Paraná-Paraguay: Estudio Argentino en el escenario de cambios globales", Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación, Argentina.

Supporting information

Table S 1 Measured values of each physical/chemical constituent in samples input into the MixSIAR mixing model for sediment source unmixing

Sample ID	d ₅₀	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	Ba	Sr
	μm	weight %	weight %	weight %	weight %	weight %	weight %	weight %	weight %
CSS	110.00	88.50	0.42	6.46	1.60	0.02	0.56	0.00	25.00
PSS	112.00	80.20	0.56	11.00	2.73	0.04	1.26	147.00	85.30
M1-CH	73.00	80.70	0.47	9.84	1.87	0.02	1.57	268.00	81.60
M2-CH	71.00	81.30	0.43	9.87	1.70	0.02	1.59	243.00	68.60
M3-CH	86.00	85.10	0.41	7.63	1.30	0.02	1.15	188.00	53.80
M4-CH	172.00	93.60	0.21	3.32	0.74	0.01	0.32	160.00	30.80
CI-BG	295.00	96.60	0.19	1.78	0.42	0.01	0.18	120.00	17.40
CS-BG	261.00	97.00	0.10	1.60	0.38	0.01	0.15	94.80	16.80

Table S 2 Mean and standard deviation of each physical/chemical constituent in sediment sources input into the MixSIAR mixing model for sediment source unmixing

Source	d ₅₀ mean	d ₅₀ SD	SiO ₂ mean	SiO ₂ SD	TiO ₂ mean	TiO ₂ SD	Al ₂ O ₃ mean	Al ₂ O ₃ SD	Fe ₂ O ₃ mean	Fe ₂ O ₃ SD	MnO mean	MnO SD	MgO mean	MgO SD	Ba mean	Ba SD	Sr mean	Sr SD	n
	μm		weight %		weight %		weight %		weight %		weight %		weight %		weight %		weight %		
BerSS	22.77	32.65	69.71	4.74	0.65	0.08	13.56	2.16	4.62	0.74	0.07	0.01	1.55	0.28	551.52	76.76	117.92	25.43	2 5
BerBed	187.15	85.30	91.19	2.72	0.25	0.08	4.18	1.20	1.43	0.39	0.02	0.00	0.39	0.10	213.40	58.09	59.20	16.27	5
ParBed	325	1.00	99.23	1.00	0.09	0.01	0.36	0.01	0.24	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	48.00	1.00	16.00	1.00	2

D50 = 50th percentile/median grain size

SD = standard deviation

n = number of samples used to calculate mean and SD

Tabla S 3 MixSIAR Results (Bayesian Markov Chain Monte Carlo (MCMC) mixing model) for Middle Paraná River sediment samples

		Proportion of sediment source in given sample	
Sample Name	Source*	Mean	Standard Deviation
CI-BG	BerBed	0.27	0.09
CI-BG	BerSS	0.06	0.01
CI-BG	ParBed	0.67	0.09
CS-BG	BerBed	0.28	0.08
CS-BG	BerSS	0.02	0.01
CS-BG	ParBed	0.7	0.08
CSS	BerBed	0.72	0.11
CSS	BerSS	0.15	0.06
CSS	ParBed	0.13	0.07
M1-CH	BerBed	0.27	0.13
M1-CH	BerSS	0.55	0.08
M1-CH	ParBed	0.17	0.07
M2-CH	BerBed	0.3	0.14
M2-CH	BerSS	0.52	0.09
M2-CH	ParBed	0.18	0.08
M3-CH	BerBed	0.42	0.17
M3-CH	BerSS	0.36	0.09
M3-CH	ParBed	0.22	0.1
M4-CH	BerBed	0.44	0.15
M4-CH	BerSS	0.07	0.04
M4-CH	ParBed	0.49	0.11
PSS	BerBed	0.28	0.12
PSS	BerSS	0.58	0.07
PSS	ParBed	0.14	0.06

*BerBed = Bermejo bed sediment, BerSS = Bermejo suspended sediment, ParBed = Parana bed sediment

Listado de símbolos

a : radio de la partícula de sedimento

$\langle a \rangle$: radio medio de las esferas equivalentes

A : área de la sección transversal del cauce

A_{BD} : área de la sección transversal del cauce correspondiente al brazo derecho de una bifurcación

A_{BI} : área de la sección transversal del cauce correspondiente al brazo izquierdo de una bifurcación

A_{ij} : área en cada celda de medición, i y j refieren a la profundidad de la celda y al número de ensemble

A_{kj} : área en cada celda de medición en la zona no medida de la superficie

A_{lj} : área en cada celda de medición en la zona no medida del fondo

A_r : coeficiente de regresión

B : ancho de la sección transversal del cauce

B_{BD} : ancho de la sección transversal del cauce correspondiente al brazo derecho de una bifurcación

B_{BI} : ancho de la sección transversal del cauce correspondiente al brazo izquierdo de una bifurcación

B_r : coeficiente de regresión

c_{SS} : concentración puntual de sedimento de fondo en suspensión (tamaño de sedimento $\geq 63 \mu\text{m}$) promediada en el tiempo a una distancia z desde el lecho

C : constante de instrumental ADCP

C_i : concentración de sedimento de una muestra obtenida a una profundidad h_i

C_m : concentración media en la vertical

C_{ref} : concentración de referencia arbitraria que se produce a una distancia desde el fondo igual a z_{ref}

C_s : concentración total de sedimento en suspensión

C_{SS} : concentración de sedimento de fondo en suspensión (tamaño de sedimento $\geq 63 \mu\text{m}$ - arena)

C_w : concentración de carga de lavado (tamaño de sedimento $< 63 \mu\text{m}$ - limos y arcillas)

C_s : coeficiente igual a 0.3535 y 0.91 para márgenes triangulares y rectangulares, respectivamente

d_{16} : diámetro correspondiente al 16% del material pasante

d_{50} : diámetro correspondiente al 50% del material pasante
 d_{84} : diámetro correspondiente al 84% del material pasante
 d_{90} : diámetro correspondiente al 90% del material pasante
 D_i : diámetro medio de la partícula de sedimento
 D_c : diámetro representativo de la fracción de sedimento $\geq 63 \mu\text{m}$
 D_f : diámetro representativo de la fracción de sedimento $< 63 \mu\text{m}$
 e : profundidad de muestreo relativa
 E : señal producida por los sedimentos suspendidos
 EL : intensidad de potencia emitida
 E_r : ruido del instrumento y del ambiente
 E_{ri} : ruido debido al instrumento
 E_{re} : ruido debido al ambiente
 E_{rPSD} : ruido del instrumento y del ambiente considerando la distribución de partículas de sedimento
 E_{rd50} : ruido del instrumento y del ambiente considerando d_{50}
 $\overline{E_r}$: valores de ruido medios
 f : factor de forma de la partícula
 f_1 : factor de forma de la partícula correspondiente a la fracción de sedimento $< 63 \mu\text{m}$
 f_2 : factor de forma de la partícula correspondiente a la fracción de sedimento $\geq 63 \mu\text{m}$
 $g(a)$: cualquier función arbitraria del tamaño de la partícula
 h : profundidad total
 h_i : profundidad a la que fue obtenida una muestra de concentración C_i
 HH : altura hidrométrica
 H_d : altura promedio de las dunas del lecho
 I : intensidad de potencia
 I_0 : intensidad de la potencia de la señal emitida
 I_{ref} : intensidad de referencia arbitraria
 k : número de onda acústica
 k_c : factor de conversión entre counts y dB
 K_{s1} : backscatter de la fracción de sedimento $< 63 \mu\text{m}$
 K_{s2} : backscatter de la fracción de sedimento $\geq 63 \mu\text{m}$
 K_T : constante global (incluye los parámetros: C , P_T , L y E_r)
 L : longitud de transmisión

L_{ml} : distancia a la margen izquierda
 L_{mr} : distancia a la margen derecha
 M_s : masa total de sedimentos en suspensión por unidad de volumen
 M_{s1} : concentración de la fracción de sedimento $< 63 \mu\text{m}$
 M_{s2} : concentración de fracción de sedimento $\geq 63 \mu\text{m}$
 M_{s2ij} : Concentración de sedimento grueso en suspensión en cada celda de medición, donde i y j refieren a la profundidad de la celda y el número de ensemble
 M_{s2kj} : Concentración de sedimento grueso en suspensión en la zona no medida de la superficie
 M_{s2lj} : Concentración de sedimento grueso en suspensión en la zona no medida del fondo
 $n(a)$: distribución de tamaño de partículas en suspensión
 n_b : número de partículas por unidad de volumen
 P : porosidad del material de fondo
 P_T : potencia de transmisión
 q_i : caudal unitario
 $qsfi$: transporte de sedimento por fondo obtenido en un perfil longitudinal
 Q : caudal líquido
 Q_{BD} : caudal líquido que escurre por el brazo derecho de una bifurcación
 Q_{BI} : caudal líquido que escurre por el brazo izquierdo de una bifurcación
 Q_{max} : caudal máximo anual
 $Q_{max\ input}$: caudal máximo anual de entrada (contribuciones de estaciones El Colorado, Puerto Pilcomayo e Itatí)
 $Q_{max\ output}$: caudal máximo anual de salida (estaciones Paraná y Colastiné)
 Q_s : transporte total de sedimento en suspensión
 Q_{ss} : transporte de sedimento de fondo en suspensión
 Q_{ssBD} : transporte de sedimento de fondo en suspensión en el brazo derecho de una bifurcación
 Q_{ssBI} : transporte de sedimento de fondo en suspensión en el brazo izquierdo de una bifurcación
 Q_{ssm} : transporte de sedimento de fondo en suspensión en la zona medida por el ADCP
 $Q_{sskj} \Big|_s$: transporte de sedimento de fondo en suspensión en la zona no medida de la superficie

$Q_{SSj}|_b$: transporte de sedimento de fondo en suspensión en la zona no medida del fondo
 Q_{sf} : transporte de sedimento por fondo
 Q_w : transporte de carga de lavado
 Q_{wBD} : transporte de carga de lavado en el brazo derecho de una bifurcación
 Q_{wBI} : transporte de carga de lavado en el brazo izquierdo de una bifurcación
 \bar{Q} : caudal medio anual
 \bar{Q}_m : caudal medio mensual
 \bar{Q}_{input} : caudal medio anual de entrada (contribuciones de estaciones El Colorado, Puerto Pilcomayo e Itatí)
 \bar{Q}_{output} : caudal medio anual de salida (estaciones Paraná y Colastiné)
 \bar{Q}_{ssm} : transporte medio mensual de sedimento grueso en suspensión
 \bar{Q}_{wm} : transporte medio mensual de sedimento fino en suspensión
 R : distancia radial del beam
 R^2 : coeficiente de determinación de un ajuste
 RL : intensidad de la señal registrada (señal de retorno)
 S : densidad relativa
 S_c : intensidad de señal volumétrica corregida
 S_v : intensidad de la señal dispersada por la partícula en suspensión
 S_T : señal corregida
 T_t : temperatura del agua
 TC : corriente transmitida
 TV : voltaje transmitido
 u : velocidad del flujo
 $\langle u \rangle$: velocidad media en el primer o último ensemble medido
 u_* : velocidad de corte
 u_i : velocidad del flujo correspondiente a una profundidad h_i
 u_{ij} : velocidad del flujo en cada celda de medición, donde i y j refieren a la profundidad de la celda y el número de ensemble
 u_{kj} : velocidad del flujo en cada celda de medición, en la zona no medida de la superficie
 u_{lj} : velocidad del flujo en cada celda de medición, en la zona no medida del fondo
 U_d : velocidad de desplazamiento de las dunas
 v_s : velocidad de caída de una partícula de sedimento en agua quieta

z : distancia medida desde el fondo

Z_R : Número de Rouse

z_{ref} : distancia de referencia medida desde el fondo en la ecuación de Rouse

α_w : coeficiente de absorción debido a la viscosidad del agua

α_s : coeficiente de atenuación debido a la dispersión y efectos viscosos que producen los sedimentos con el fluido

$\langle \alpha_s \rangle$: coeficiente de atenuación debido al sedimento promediado

α_{ss} : coeficiente de atenuación debido a la dispersión del sedimento

α_{sv} : coeficiente de atenuación debido a los efectos viscosos del sedimento

α_{sv1} : coeficiente de atenuación debido a los efectos viscosos del sedimento correspondiente a la fracción de sedimento $< 63 \mu\text{m}$

α_{sv2} : coeficiente de atenuación debido a los efectos viscosos del sedimento correspondiente a la fracción de sedimento $\geq 63 \mu\text{m}$

α_{s1} : coeficiente de absorción del sedimento correspondiente a la fracción de sedimento $< 63 \mu\text{m}$

α_{s2} : coeficiente de absorción del sedimento correspondiente a la fracción de sedimento $\geq 63 \mu\text{m}$

λ : longitud de duna

σ_g : desvío geométrico de la distribución granulométrica

σ_s : intensidad de la señal

$\langle \sigma_s \rangle$: intensidad de la señal promedio en la sección transversal

σ_{s2} : intensidad de la señal correspondiente a la fracción gruesa

σ_{s1} : intensidad de la señal correspondiente a la fracción fina

Δx : desplazamiento

Δh : intervalo de profundidad correspondiente a una muestra tomada a una profundidad h_i

κ : constante de von Karman ($\kappa = 0.4$)

ψ : coeficiente de campo cercano

ρ : densidad del fluido

ρ_s : densidad del sedimento

ν : viscosidad cinemática del agua

ω_s : velocidad de caída de la partícula

Referencias bibliográficas

- Agrawal YC, Hanes DM. 2015. The implications of laser-diffraction measurements of sediment size distributions in a river to the potential use of acoustic backscatter for sediment measurements, *Water Resources Research* 51. DOI:10.1002/2015WR017268.
- Alarcón, J.J., Szupiany, R., Montagnini, M.D., Gaudin, H., Prendes, H.H., Amsler, M.L. 2003. Evaluación del transporte de sedimentos en el tramo medio del río Paraná. In: Primer Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos. Ezeiza, Argentina
- Amsler, M.L. 2006. Evolución de la carga de lavado en el alto Paraná (1968–2004). Incidencia sobre las sedimentaciones en la planicie aluvial del Paraná Medio. In: III Congreso Iberoamericano sobre Control de la Erosión y los Sedimentos. International Erosion Control Association. Buenos Aires, Argentina.
- Amsler, M.L., Drago, E.C. 2009. A review of the suspended sediment budget at the confluence of the Paraná and Paraguay Rivers. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(22), 3230-3235.
- Amsler, M.L., Drago, E.C., Paira, A.R. 2007. Fluvial sediments: main channel and floodplain interrelationships. In: Iriondo, M.H., Paggi, J.C., Parma, M.J. (Eds.), *The Middle Paraná River: limnology of a subtropical wetland*. Springer, Berlin, Heidelberg, 123-142.
- Amsler, M.L., Prendes, H.H. 2000. Transporte de sedimentos y procesos fluviales asociados. In: Paoli, C., Schreider, M. (Eds.). *El Río Paraná en su tramo medio. Contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*, Tomo 1. Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina, 233-306.
- Amsler, M.L., Prendes, H.H., Montagnini, M.D., Szupiany, R.N. 2020. Transporte de Sedimentos. Actualización. In: Paoli, C., Schreider, M. (Eds.). *El río Paraná en su tramo medio. Contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Tomo I. Segunda edición actualizada. Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina, 344-368.
- Ashworth, P. J. 1996. Mid-channel bar growth and its relationship to local flow strength and direction. *Earth surface processes and landforms*, 21(2), 103-123.
- Assine, M.L., Merino, E.R., Pupim, F.D.N., Macedo, H.D.A., Santos, M.G.M.D. 2015. The Quaternary alluvial systems tract of the Pantanal Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 475-489.

- Bertoldi de Pomar, H. 1984. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. V: Caracteres texturales de los sedimentos de fondo. Asociación de Ciencias Naturales del Litoral, Revista 15: 57-78.
- Bertoldi, W. and Tubino, M. 2005. Bed and bank evolution of bifurcating channel, *Water Resour. Res.*, 41,W07001, doi:10.1029/2004WR003333.
- Bertoldi, W., & Tubino, M. 2007. River bifurcations: Experimental observations on equilibrium configurations. *Water Resources Research*, 43(10).
- Bertoldi, W., L. Zanoni, S. Miori, R. Repetto and M. Tubino. 2009. Interaction between migrating bars and bifurcations gravel bed rivers, *Water Resour. Res.*, 45, W06418, doi:10.1029/2008WR007086.
- Best, J. L., Parsons, D. R., Kellman P., Amsler, M. L., Szupiany, R. N., Kostaschuck, R., Lane, S., Hardy, R. y Orfeo, O. (2007), On the influence of density contrasts between mixing flows at channel confluences: the Río Bermejo and Río Paraguay, Argentina, en: *Proceeding del Workshop on Morphodynamic Processes in Large Lowland Rivers*, Santa Fe, Argentina.
- Blettler, M. C. M., et al. 2016. Linking hydro-morphology with invertebrate ecology in diverse morphological units of a large river-floodplain system, *Water Resour. Res.*, 52, 9495–9510, doi:10.1002/2016WR019454.
- Blott SJ, Pye K. 2001. Gradistat: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments, *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 1237–1248. DOI: 10.1002/esp.261.
- Bolla Pittaluga, M., Coco, G., and Kleinhans, M. 2015. A unified framework for stability of channel bifurcations in gravel and sand fluvial systems, *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2015GL065175
- Bolla Pittaluga, M., R. Repetto, and M. Tubino. 2003. Channel bifurcation in braided rivers: Equilibrium configurations and stability, *Water Resour. Res.*, 39(3), 1046, doi:10.1029/2001WR001112.
- Boller Troncoso, I., Yoya, F., Montagnini, M.D., Amsler, M.L. 2017. Distribución especial de sedimentos finos en la planicie aluvial del río Paraná en su tramo medio. In: VIII Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos. Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina.
- Bonetto, A. A. 1975. Hydrologic regime of the Paraná river and its influence on ecosystems. In A. D. Hasler (ed.), *Coupling of Land and Water Systems*. Springer-Verlag. N.Y.: 175-197

- Bonetto, A., Orfeo, O. 1984. Caracteres sedimentológicos de la carga en suspensión del río Paraná entre Confluencia y Esquina (Prov. de Corrientes). *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 15(3-4), 51-61.
- BOTNIA, 2004. Informe Ambiental resumen
- Brea J., Busquets, M., Spalletti, P. 1996. Estudio Sedimentológico Preliminar de la Cuenca Inferior del Río Bermejo. Evaluación del Impacto de las Presas de la Alta Cuenca del Río bermejo en la Morfología del Tramo Inferior, INCyTH-COREBE.
- Bristow, C. S., and J. L. Best. 1993. Braided rivers: Perspectives and problems, in *Braided Rivers*, edited by J. L. Best and C. S. Bristow, *Spec. Publ. Geol. Soc.*, 75, 1–12.
- Capeluto Ware, A., & de los Campos, T. 2010. Distribución de parámetros texturales en sedimentos superficiales de fondo del Río Uruguay entre Km 221 y 254.
- Cardini, J. C., Zabalett, A., & Mársico, D. P. 1999. Evaluación de la sedimentación en el canal de acceso al puerto de Concepción del Uruguay.
- Cardini, J. C., Zabalett, A., & Mársico, D. P. 2000. Modelación matemática de la sedimentación en el canal de acceso al Puerto de Concepción del Uruguay.
- Casterá, M. 2015. Modelación numérica del transporte de efluentes en un curso fluvial: caso Río Uruguay. Tesis de Maestría
- Claude, N., S. Rodrigues, V. Bustillo, J.-G. Bréhéret, P. Tassi, and P. Jugé. 2014. Interactions between flow structure and morphodynamic of bars in a channel expansion/contraction, Loire River, France, *Water Resour. Res.*, 50, 2850–2873, doi:10.1002/2013WR015182.
- Clay CS, Medwin H. 1977. *Acoustical Oceanography: principles and applications*. Wiley, USA.
- Constantinescu, G., S. Miyawaki, B. Rhoads, and A. Sukhodolov. 2012. Numerical analysis of the effect of momentum ratio on the dynamics and sediment-entrainment capacity of coherent flow structures at a stream confluence, *J. Geophys. Res.*, 117, F04028, doi:10.1029/2012JF002452.
- Comisión Administradora del Río Uruguay. 2021. URL <https://www.caru.org.uy/web/> . Consultado en marzo de 2021
- Comisión Administradora del Río Uruguay, 2019. Memoria de Gestión 2017 – 2019
- Cotta, R., Silicani, P. 1963. Influencia sobre el río Paraná del material sólido transportado por el río Bermejo. *Comisión Nacional del Río Bermejo. Publ*, 92.

- Creed, E., Pence, A., Rankin, K., 2001. Intercomparison of Turbidity and Sediment Concentration Measurements from an ADCP, an OBS-3, and a LISST. Dept. Environ. Prot., New Jersey, p. 27
- Dargahi, B. 2004. Three-dimensional flow modelling and sediment transport in the river Klarälven, *Earth Surf. Process. Landforms*, 29, 821–852.
- Davis BE. 2005. A Guide to the Proper Selection and Use of Federally Approved Sediment and Water-Quality Samplers: Vicksburg, MS, U.S. Geological Survey, Open File Report 2005-1087, 20 p.
- Deines KL. 1999. Backscatter estimation using broadband acoustic Doppler current profilers. In *Proceedings, Sixth Working Conf. on Current Measurement*, San Diego, CA. IEEE, 249-253.
- Depetris, P.J., Griffin, J.J., 1968. Suspended load in the Río de la Plata drainage basin. *Sedimentology*, 11(1-2), 53-60.
- Di Persia, D. H., Neiff, J. J. 1986. The Uruguay river system. The ecology of river systems, 599-621.
- Dominguez Ruben, L. 2017. Comportamiento Morfológico, Hidráulico y Sedimentológico del Sistema Cauce Principal (Paraná) y Secundario (Colastiné). Tesis de Doctorado
- Dominguez Ruben, L., Szupiany, R. N., Latosinski, F. G., López Weibel, C., Wood, M., & Boldt, J. 2020. Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET): A software package for calibrating and processing TRDI ADCP data to compute suspended-sediment transport in sandy rivers. *Computers & Geosciences*, 140, 104499.
- Dong, T. Y., Nittrouer, J. A., McElroy, B., Il'icheva, E., Pavlov, M., Ma, H., ... & Moreido, V. M. 2020. Predicting water and sediment partitioning in a delta channel network under varying discharge conditions. *Water Resources Research*, 56(11), e2020WR027199.
- Downing A, Thorne PD, Vincent CE. 1995. Backscattering from a suspension in the near-field of a piston transducer, *Journal of the Acoustical Society of America* 97(3): 1614-1620.
- Drago, E.C., Amsler, M.L., 1988. Suspended sediment at a cross section of the Middle Paraná River: concentration, granulometry and influence of the main tributaries. In: *Sediment Budgets*. IAHS Publication, pp. 381–396, 174.
- Drago E, Amsler ML. 1998. Bed sediment characteristics in the Paraná and Paraguay rivers, *Water International* 23: 174–183.

- Edmonds, D. A., and R. L. Slingerland. 2007. Mechanics of river mouth bar formation: Implications for the morphodynamics of delta distributary networks, *J. Geophys. Res.*, 112, F02034, doi:10.1029/2006JF000574.
- Edmonds, D. A., and R. L. Slingerland. 2008. Stability of delta distributary networks and their bifurcations, *Water Resour. Res.*, 44, W09426, doi:10.1029/2008WR006992.
- Edwards TK, Glysson DG. 1999. Techniques of Water-resources Investigations of the U.S. Geological Survey. Applications of Hydraulics. Field Methods for Measurement of Fluvial Sediment. US Geological Survey: Reston, VA; Book 3, Chapter C2, p. 89.
- Einstein, H. A., and N. Chien. 1953a. Can the rate of wash load be predicted from the bed-load function? *Trans. AGU*,34(6), 876–882.
- Einstein, H. A., and N. Chien. 1953b. Transport of Sediment Mixtures with Large Ranges of Grain Sizes, *Univ. of Calif. Inst. of Eng. Res.*, Berkeley
- Federici, B., and C. Paola. 2003. Dynamics of channel bifurcations in non-cohesive sediments, *Water Resour. Res.*, 39(6), 1162, doi:10.1029/2002WR 001434.
- Ferguson, R. I., P. E. Ashmore, P. J. Ashworth, C. Paola, and K. L. Prestegard. 1992. Measurements in a braided river chute and lobe 1. Flow pattern, sediment transport, and channel change, *Water Resour. Res.*, 28, 1877–1886.
- FICH – IMFIA. 2003. Estudios de Sedimentación en el Embalse de Salto Grande. Primera etapa. Convenio entre FICH (Universidad Nacional del Litoral), IMFIA (Universidad de la República) y la CTM de Salto Grande
- FICH – IMFIA. 2005. Estudios de Sedimentación en el Embalse de Salto Grande. Segunda etapa: Determinación localizada de depósitos. Convenio entre FICH (Universidad Nacional del Litoral), IMFIA (Universidad de la República) y la CTM de Salto Grande
- FICH, 2005. Proyecto Acueducto Centro-Oeste Chaco. FICH-UNL.
- FICH, 2015. Servicio Especializado a Terceros “Estudio Hidráulico del Río Paraná, Aguas abajo de Paso de la Patria, Corrientes, para determinar la alternativa de traza conveniente para el cruce del Gasoducto del NEA”. Estudio: BISA Ingeniería S.A. Subcontratista: FICH_UNL. Año 2015.
- FICH, 2019. Servicio Especializado a Terceros “Determinación de parámetros morfológicos e hidráulicos - Obra de defensa en la localidad de San Pedro

- Pescador, Chaco”. Comitente: GINSA S.A. Período: Agosto – Septiembre de 2019.
- FICH, 2020. Proyecto “Bifurcaciones en el sistema del río Paraná: Estudio de procesos gobernantes e implicancias en su morfodinámica”. Programa CAI+D16, FICH-UNL (<http://fich.unl.edu.ar/investigacion/proyecto.php?id=1380>). Período: 2017-2020.
- FICH, 2022. Proyecto “Socio Ecosistema fluvial Paraná - Paraguay: Estudio argentino en el escenario de cambios globales”. Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación lanzó la convocatoria Proyectos Interinstitucionales en Temas Estratégicos (PITES). Período: 2021-2023.
- Fielding CR. 2007. Sedimentology and stratigraphy of large river deposits: recognition in the ancient record, and distinction from “incised valley fills”. In *Large Rivers: Geomorphology and Management*, Gupta A (ed). John Wiley & Sons: Chichester; 97-113.
- Frings, R., and Kleinhans, M. 2008. Complex variation in sediment transport at three larger river bifurcations during discharge waves in the river Rhine, *Sedimentology*, 55, 1145–1171, doi:10.1111/j.1365-3091.2007.00940.x.
- Garcia, M.H., 2008. Sediment transport and morphodynamics. In: Garcia, M.H. (Ed.), Chapter 2 in *ASCE Manual of Practice 110. Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modelling and Practice*. ASCE, Reston, Va.
- Gartner JW. 2004. Estimating suspended solids concentrations from backscatter intensity measured by acoustic Doppler current profiler in San Francisco Bay, California. *Marine Geology* 211: 169-187.
- Giacosa, R., Paoli, C., Cacik, P., 2020. Conocimiento del Régimen hidrológico. Actualización. In: Paoli, C., Schreider, M. (Eds.). *El río Paraná en su tramo medio. Contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura. Tomo I. Segunda edición actualizada*. Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina, 116-129.
- Glysson, G.D., 1987. Sediment-transport curves. U.S. GEOLOGICAL SURVEY, Open-File Report 87-218.
- Gostiaux L, van Haren H. 2010. Extracting meaningful information from uncalibrated backscattered echo intensity data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 27(5): 943–949.

- Gray J, Glysson D, Edwards T. 2008. Suspended-sediment samplers and sampling methods. In *Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modeling, and Practice*, Garcia M (ed), ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, N°110. American Society of Civil Engineers (ASCE): Reston, VA; 320-339.
- Gray, J.R., Gartner, J.W., 2009. Technological advances in suspended-sediment surrogate monitoring. *Water Resour. Res.* 45. <https://doi.org/10.1029/2008WR007063>. WOOD29.
- Gray JR, Gartner JW. 2010. Surrogate technologies for monitoring bed-load transport in rivers. In *Sedimentology of Aqueous Systems*, Poletto C, Charlesworth S (eds). Wiley-Blackwell: London; Chapter 2; 46-79.
- Guerrero, M., Rütther, N., Szupiany, R.N., 2012. Laboratory validation of acoustic Doppler current profiler (ADCP) techniques for suspended-sediment investigations. *Flow Meas. Instrum.* 23 (1), 40-48. <https://doi.org/10.1016/j.flowmeasinst.2011.10.003>.
- Guerrero M, Rütther N, Szupiany R, Haun S, Baranya S, Latosinski F. 2016. The acoustic properties of suspended sediment in large rivers: consequences on ADCP methods applicability. *Water* 8(1): 13. <https://doi.org/10.3390/w8010013>.
- Guerrero M, Szupiany RN, Latosinski F. 2013. Multi-frequency acoustics for suspended sediment studies: an application in the Paraná River. *Journal of Hydraulic Research* 51(6): 696-707. <https://doi.org/10.1080/00221686.2013.849296>.
- Guy, H., 1969. Laboratory theory and methods for sediment analysis. In: U.S. Geological Survey. *Techniques of Water Resources Investigations*, p. 64. Chapter C1, book 5.
- Guy, H., Norman, V., 1970. Field methods for measurement of fluvial sediment. In: U.S. Geological Survey. *Techniques of Water Resources Investigations*, Chapter C2, p. 59.
- Hackney CR, Darby SE, Parsons DR, Leyland J, Aalto R, Nicholas AP, Best JL. 2018. The influence of flow discharge variations on the morphodynamics of a diffuence-confluence unit on a large river. *Earth Surface Processes and Landforms* 43(2): 349-362. <https://doi.org/10.1002/esp.4204>.
- Hanes DM. 2012. On the possibility of single-frequency acoustic measurement of sand and clay concentrations in uniform suspensions, *Continental Shelf Research* 46: 64-66.

- Hanes DM. 2016. Acoustic attenuation due to bi-modal size distributions of suspended sediment. *Journal of Coastal Research* 75: 23-27.
- Hardy, R. J., S. N. Lane, and D. Yu. 2011. Flow structures at an idealized bifurcation: A numerical experiment, *Earth Surf. Processes Landforms*, 36, 2083–2096.
- Harris, I., Jones, P. D., Osborn, T. J., & Lister, D. H. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—The CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34, 623–642. <https://doi.org/10.1002/joc.3711>
- Haught D, Venditti JG, Wright SA. 2017. Calculation of in situ acoustic sediment attenuation using off-the-shelf horizontal ADCPs in low concentration settings. *Water Resources Research* 53: 5017-5037. <https://doi.org/10.1002/2016WR019695>.
- Hill, K.M., Gaffney, J., Baumgardner, S., Wilcock, P., Paola, C., 2017. Experimental study of the effect of grain sizes in a bimodal mixture on bed slope, bed texture, and the transition to wash load. *Water Resources Research*, 53(1), 923-941.
- Holdaway GP, Thorne PD, Flatt D, Jones SE, Prandle D. 1999. Comparison between ADCP and transmissometer measurements of suspended sediment concentration. *Continental Shelf Research* 19: 421-441.
- Huang, H. 2019. The importance of ADCP alignment with GPS in moving-boat streamflow measurements. *Flow Measurement and Instrumentation*, 67, 33-40.
- Ibañez, F. 1978. *Historia de Salto Grande*. Editorial de la Mesopotamia, 107 págs.
- Ikeda, H. 1984. Flume experiments on the superior mobility of sediment mixtures, *Annu. Rep. Inst. Geosci.* 10, pp. 53–56, Univ. of Tsukuba, Tsu-kuba, Japan.
- Irigoyen, M. I., Simonet, D. M., Zamanillo, E. A., & Prendes, H. H. (1998). Análisis de la sedimentación en el embalse de Salto Grande. En *Congreso Nacional del Agua*, Santa Fé, Argentina (pp. 376-385).
- Iriondo, M. H., Kröhling, D. M. 2008. “Cambios ambientales en la cuenca del río Uruguay. Desde dos millones de años hasta el Presente”. Ed. UNL. Santa Fe, Argentina. pp 15, 22, 249 – 250, 283, 289 – 291
- Iriondo, M. H. and Paira, R. 2007. Physical Geography of the Basin. In Iriondo, M. H., Paggi, J. C. and Parma, M. J. (Eds.) *The Middle Paraná River. Limnology of a Subtropical Wetland*. Springer Science & Business Media, 7-31.

- Iriondo, M. H. 2007. Geomorphology. In Iriondo, M. H., Paggi, J. C. and Parma, M. J. (Eds.) *The Middle Paraná River. Limnology of a Subtropical Wetland*. Springer Science & Business Media, 33-51.
- Iseya, F., and H. Ikeda 1987. Pulsations in bedload transport rates induced by a longitudinal sediment sorting: A flume study using sand and gravel mixtures, *Geogr. Ann. Ser. A*, 69, 15–27.
- Itaipu Binacional, 1990. *Estudios sedimentológicos no sistema de Itaipu*. Report 06/87–12/88, GEA 4/90, Internal Report, Foz do Iguacu, Brazil, 160 pp.
- Iwantoro, A. P., van der Vegt, M., & Kleinhans, M. G. 2021. Effects of sediment grain size and channel slope on the stability of river bifurcations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46(10), 2004-2018.
- Jaime, P., Menéndez, A., Uriburu Quirno, M., & Torchio, J. 2002. Análisis del régimen hidrológico de los ríos Paraná y Uruguay. Informe LHA, 05-216.
- Jansson, M.B., 1997. Comparison of sediment rating curves developed on load and on concentration. *Hydrology Research*, 28(3), 189-200.
- Junes, R., Fossati, M., & Solari, S. 2019. Determinación de los principales patrones de flujo en el Río Uruguay y su variación espacio temporal. II Congreso de agua, ambiente y energía.
- Kästner, K., & Hoitink, A. J. F. 2019. Flow and suspended sediment division at two highly asymmetric bifurcations in a river delta: Implications for channel stability. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(10), 2358-2380.
- Kleinhans, M. G., Jagers, H. R. A., Mosselman, E., & Sloff, C. J. 2008. Bifurcation dynamics and avulsion duration in meandering rivers by one-dimensional and three-dimensional models. *Water resources research*, 44(8).
- Kleinhans MG, Ferguson RI, Lane SN and Hardy RJ. 2013. Splitting rivers at their seams: bifurcations and avulsion. *Earth Surface Processes and Landforms* 38(1): 47–61.
- Kleinhans, M., Cohen, K. Hoekstra, J., and IJmker, J. 2011. Evolution of a bifurcation in a meandering river with adjustable channel widths, Rhine delta apex, The Netherlands, *Earth Surf. Process. Landforms*, 36, 2011–2027, DOI: 10.1002/esp.2222.
- Krepper, C. M., García, N. O., & Jones, P. D. 2003. Interannual variability in the Uruguay river basin. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 23(1), 103-115.

- Kumar R, Strom K, Keyvani A. 2010. Floc properties and settling velocity of San Jacinto estuary mud under variable shear and salinity conditions, *Continental Shelf Research* 30: 2067–2081.
- Landers MN, Straub TD, Wood MS, Domanski MM. 2016. Sediment acoustic index method for computing continuous suspended sediment concentrations. In *US Geological Survey Techniques and Methods*. US Geological Survey: Reston, VA; Book 3, Chapter C5; 63.
- Lane SN, Parsons DR, Best JL, Orfeo O, Kostaschuk RA, Hardy RJ. 2008. Causes of rapid mixing at a junction of two large rivers: Rio Parana and Rio Paraguay, Argentina. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 113(F2).
- Latosinski FG, Szupiany RN, García CM, Guerrero M, Amsler ML. 2014. Estimation of concentration and load of suspended bed sediment in a large river by means of acoustic Doppler technology. *Journal of Hydraulic Engineering* 140(7): 1-15. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0000859,04014023](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000859,04014023).
- Latosinski F., Stürtz E., Szupiany R., López Weibel C. 2021. Comportamiento hidrosedimentológico en bifurcaciones del sistema del río Paraná. Caso de estudio: Bajada Grande. XVII Reunión Argentina de Sedimentología, VII Congreso Latinoamericano de sedimentología. p 54
- Latrubesse EM, Stevaux JC, Sinha R. 2005. Tropical rivers. *Geomorphology* 70: 187–206.
- Latrubesse, E.M., 2008. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology*, 101(1-2), 130-145.
- Latrubesse EM 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.
- López Laborde, J. 2001. Sedimentos superficiales de fondo del río Uruguay: Canal de Navegación y veriles. 3er Seminario de Calidad de Aguas y Contaminación del Río Uruguay. Comisión Administradora del Río Uruguay
- López Laborde, J. 2020. Pensando la hidrovía del río Uruguay. Compendio de artículos publicados en el Boletín Informativo Marítimo N° 11 a 22/2020
- López Weibel, C., Szupiany, R.N., Latosinski, F.G., Amsler, M.L, Repasch, M. 2022. “Sources and temporal dynamics of suspended sediment transport along the middle Paraná River”, *Journal of South American Earth Sciences*. (119)-103968. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103968>

- López Weibel, C., Szupiany, R. N., Latosinski, F., Dominguez Ruben, L., Guerrero, M., Amsler, M. 2015. Evaluación de la teoría acústica para la estimación de concentraciones de sedimento en suspensión en cauces naturales. XXV Congreso Nacional del Agua CONAGUA 2015. Entre Ríos, Argentina.
- Manaster AD, Domanski MM, Straub TD, Boldt, JA. 2016. Estimating Suspended Sediment using Acoustics in a Fine-grained Riverine System on Kickapoo Creek at Bloomington, Illinois, US Geological Survey Open-File Report 2016-1117. US Geological Survey: Reston, VA; 42 pp.
- Mangini, S., Prendes, H., Huespe, J., Amsler, M., & Piedra Cueva, I. 2007. Sedimentación de finos en el entorno del embalse de Salto Grande en el Río Uruguay. *Ingeniería del agua*, 14(4), 307-318.
- Marra, W. A., Parsons, D. R., Kleinhans, M. G., Keevil, G. M., & Thomas, R. E. 2014. Near-bed and surface flow division patterns in experimental river bifurcations. *Water Resources Research*, 50(2), 1506-1530.
- Marsh, H.W., Schulkin, M., 1962. Shallow water transmission loss. *J. Acoust. Soc. Am.* 34, 863.
- McBean, E. A., and Al-Nassri, S., 1988. Uncertainty in suspended sediment transport curves. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 114(1), 63-74.
- McGlue, M. M., Smith, P. H., Zani, H., Silva, A., Carrapa, B., Cohen, A. S., & Pepper, M. B. 2016. An Integrated Sedimentary Systems Analysis of the Río Bermejo (Argentina): Megafan Character in the Overfilled Southern Chaco Foreland Basin. M. M.
- Mendoza, A., Soto-Cortes, G., Priego-Hernandez, G., & Rivera-Trejo, F. 2019. Historical description of the morphology and hydraulic behavior of a bifurcation in the lowlands of the Grijalva River Basin, Mexico. *Catena*, 176, 343-351.
- Miguez, D. 2007. Breve reseña sobre el Río Uruguay. *Publicación anual del Laboratorio Tecnológico del Uruguay. INNOTEC*, (2), 7-9.
- Miori, S., R. Repetto, and M. Tubino. 2006, A one-dimensional model of bifurcations in gravel bed channels with erodible banks, *Water Resour. Res.*, 42, W11413, doi:10.1029/2006WR004863.
- Miori, S., Hardy, R. J., & Lane, S. N. 2012. Topographic forcing of flow partition and flow structures at river bifurcations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(6), 666-679.

- Moate BD, Thorne PD. 2013. Scattering from suspended sediments having different and mixed mineralogical compositions: comparison of laboratory measurements and theoretical predictions. *Journal of the Acoustical Society of America* 133(3): 1320-1334.
- Moore, S.A., Le Coz, J., Hurther, D., Paquier, A., 2012. On the application of horizontal ADCPs to suspended sediment transport surveys in rivers. *Continental Shelf Res.* 46, 50–63.
- Moore SA, LeCoz J, Hurther D, Paquier A. 2013. Using multi-frequency acoustic attenuation to monitor grain size and concentration of suspended sediment in rivers. *Journal of the Acoustical Society of America* 133: 1959-1970.
- Mueller, D.S., Wagner, C.R., Rehmel, M.S., Oberg, K.A., Rainville, F., 2013. Measuring Discharge with Acoustic Doppler Current Profilers from a Moving Boat (Ver. 2.0, December 2013): U.S. Geological Survey Techniques and Methods, Book 3. <https://doi.org/10.3133/tm3A22> chap. A22, 95.
- Mueller DS, Wagner CR, Rehmel MS, Oberg KA, Rainville F. 2014. Measuring discharge with acoustic Doppler current profilers from a moving boat. In *US Geological Survey Techniques and Methods, Vol. 3A-22, Version 2.0*. US Geological Survey: Reston, VA 95 pp.
- Mullison J. 2017. Backscatter estimation using broadband acoustic Doppler current profilers - updated. *Proceedings, ASCE Hydraulic Measurements & Experimental Methods Conference, Durham, NH, July 9-12.*
- Nardin, A., Junes, R., Szupiany, R. N., Arcelus, C. A. 2019. Capacidad de transporte de sedimentos en el canal de navegación del río Uruguay a partir de datos de campo y modelación hidrodinámica. *VI Simposio sobre Métodos Experimentales en Hidráulica*. Paysandú, Uruguay. pp 89-90
- Norman, M. C., Costas, J., Petroni, R. V. 2014. Proyecto de dragado y balizamiento del río Uruguay desde el km 0 al km 187,1, incluyendo el canal de acceso al Puerto de Concepción del Uruguay y los canales entre el km 187,1 y el km 206,8 Puerto de Paysandú. *VIII Congreso Argentino de Ingeniería Portuaria*
- Orfeo, O. 1995. Sedimentología del río Paraná en el área de confluencia con el río Paraguay. Unpublished Ph. D. thesis, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.

- Orfeo, O., Stevaux, J., 2002. Hydraulic and morphological characteristics of middle and upper reaches of the Paraná River (Argentina and Brazil). *Geomorphology*, 44(3-4), 309-322.
- Orfeo, O., Stevaux, J., Best, J., Parsons, D., Szupiany, R., 2023. The Paraná River in the Argentine plain: a review of its evolution and contemporary characteristics. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104115>, 121, 104115, 1-13
- Organización Internacional de Normalización, 2002. *Liquid Flow Measurement in Open Channels: Methods of Measurement of Suspended Sediment*. Ginebra, p. 27. ISO 4363, Ed. 3.
- Paoli, C., Iriondo, M. y García, N. 2000. Características de las cuencas de aporte. En Paoli, C. y Schreider, M. (eds.) *El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral. 22-63.
- Paoli, C., Iriondo, M. y García, N. 2020. Características de las cuencas de aporte. En Paoli, C. y Schreider, M. (eds.) *El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Tomo I. Segunda edición actualizada. Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina, pp. 22–80.
- Parsons, D.R., Jackson, P.R., Czuba, J.A., Oberg, K., Best, J.L., Rhoads, B.L., Engel, F., Riley, J.D., 2012. Velocity mapping toolbox (VMT): a new post-processing suite for acoustic Doppler current profiler data. *Earth Surf. Process. Landforms* 38 (11), 1244–1260. <https://doi.org/10.1002/esp.3367>
- Partheniades, E. 1977. Unified view of wash load and bed material load, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 103, 1037–1057
- Poerbandono, Mayerle, R., 2002. Preliminary result on the estimation of suspended sediment concentration from acoustical profilers. In: *Proceedings ADCP-Anwender Workshop*, pp. 12–15.
- PEA, 2010. *Generación y transporte de sedimentos en la Cuenca Binacional del Río Bermejo. Caracterización y análisis de los procesos intervinientes*. COBINABE, Buenos Aires.
- Prendes, H. H.; Torres, G. R. y Zapata, C. R. 1996. Aspectos Sedimentológicos del Riacho Barranqueras. XIV Congreso Nacional del Agua. Neuquén. Argentina.

- Ragno, N., Tambroni, N., & Bolla Pittaluga, M. 2020. Effect of small tidal fluctuations on the stability and equilibrium configurations of bifurcations. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(8), e2020JF005584.
- Ragno, N., Redolfi, M., & Tubino, M. 2021. Coupled morphodynamics of river bifurcations and confluences. *Water Resources Research*, 57(1), e2020WR028515.
- Ramón CL, Armengol J, Dolz J, Prats J, Rueda FJ. 2014. Mixing dynamics at the confluence of two large rivers undergoing weak density variations. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119: 2386–2402. DOI:10.1002/2013JC009488.
- Ramonell, C.G., Amsler, M.L., y Toniolo, H. 2000. Geomorfología del cauce principal. En Paoli, C. y Schreider, M. (eds.) *El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral 1: 173-232
- Ramonell, C.G. y Montagnini, M.D. 1999. Particularidades del sedimento del lecho en ríos de origen andino y extra-andino de Argentina. *Memorias del Taller Reg. sobre Tópicos Básicos y Aplicados de la Hidráulica Fluvial*, Santa Fe.
- Rantz, S. E., 1968. A note on relating sediment discharge to stream discharge: U.S. Geological Survey Water-Resources Bulletin, July-September, pp. 12-13.
- Rasband W, Ferreira T. 2012. ImageJ. US National Institutes of Health: Bethesda, MD. <http://rsb.info.nih.gov/ij/S>
- Redolfi, M., Zolezzi, G., & Tubino, M. 2019. Free and forced morphodynamics of river bifurcations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(4), 973-987.
- Reichel G, Nachtnebel HP. 1994. Suspended sediment monitoring in a fluvial environment. Advantages and limitations applying an acoustic Doppler current profiler. *Water Research* 28(4): 751-761.
- Repasch, M., Wittmann, H., Scheingross, J.S., Sachse, D., Szupiany, R., Orfeo, O., Fuchs, M., Hovius, N., 2020. Sediment transit time and floodplain storage dynamics in alluvial rivers revealed by meteoric ^{10}Be . *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(7), e2019JF005419. <https://doi.org/10.1029/2019JF005419>
- Salto Grande, 2021. URL <https://www.saltogrande.org/>. Consultado en marzo de 2021.
- Sassi MG, Hoitink AJ, Vermeulen B. 2012. Impact of sound attenuation by suspended sediment on ADCP backscatter calibrations. *Water Resources Research* 48: W09520. <https://doi.org/10.1029/2012WR012008>.

- Schaafsma, A.S., Hay, A.E., 1997. Attenuation in suspensions of irregularity shaped sediment particles: a two-parameter equivalent spherical scattered model. *J. Acoust. Soc. Am.* 50, 326–331.
- Schielen, R. M., & Blom, A. 2018. A reduced complexity model of a gravel-sand river bifurcation: Equilibrium states and their stability. *Advances in water resources*, 121, 9-21.
- Schulkin M, Marsh HW. 1962. Sound absorption in sea water. *Journal of the Acoustical Society of America* 34: 864– 865.
- Schuurman, F., and Kleinhans, M. 2015. Bar dynamics and bifurcation evolution in a modelled braided sand-bed river. *Earth Surf.Process. Landforms*, 40, 1318–1333. DOI: 10.1002/esp.3722
- Simionato, C. G., Moreira, D., Re, M., & Fossati, M. 2011. Estudio de la dinámica hidro-sedimentológica del Río de la Plata: observación y modelación numérica de los sedimentos finos. Proyecto Freplata – FFEM
- Simpson, M.R., 2001. Discharge Measurements Using a Broad-Band Acoustic Doppler Current Profiler (Open File Report 01-01). United States Geological Survey, Sacramento, California.
- Slingerland, R., & Smith, N. D. 2004. River avulsions and their deposits. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 257-285.
- Soldano, F.A., 1947. Regime and Uses of the Argentine Fluvial Systems, 1st Part: Paraná River and its Tributaries. Cimera, Buenos Aires, Argentina.
- Stock BC, Jackson AL, Ward EJ, Parnell AC, Phillips DL, Semmens BX. 2018. Analyzing mixing systems using a new generation of Bayesian tracer mixing models. *PeerJ* 6:e5096 <https://doi.org/10.7717/peerj.5096>
- Szupiany, R. N., M. L. Amsler, D. R. Parsons, and J. L. Best. 2009. Morphology, flow structure, and suspended bed sediment transport at two large braid-bar confluences, *Water Resour. Res.*, 45, W05415, doi :10.1029/2008WR007428.
- Szupiany, R. N., M. L. Amsler, J. Hernandez, D. R. Parsons, J. L. Best, E. Fornari, and A. Trento. 2012. Flow fields, bed shearstresses, and suspended bed sediment dynamics in bifurcations of a large river, *Water Resources Research* 48: W11515. DOI:10.1029/2011WR011677.
- Szupiany, R.N., López Weibel, C., Guerrero, M., Latosinski, F., Wood, M., Dominguez Ruben, L., Oberg, K., 2019. Estimating sand concentrations using ADCP-based acoustic inversion in a large fluvial system characterized by bi-modal suspended-

- sediment distributions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(6), 1295-1308. <https://doi.org/10.1002/esp.4572>
- Tarekul Islam, G. M., M. R. Kabir, and A. Nishat. 2006. Nodal point relation of sediments at channel bifurcation, *J. Hydraul. Eng.*, 132(10), 1105–1109.
- Teledyne RD Instruments 1999. Using the 305A4205 Hydrophone to Identify the RSSI Scale Factors for Calibrating the Echo Strength Output of an ADCP, Technical note, FST-004, San Diego, CA, USA, Available online: <http://www.commtec.com/Library> (accessed on 30 October 2015).
- Teledyne Rd Instruments, 2009. WinRiver II User's Guide. Teledyne RD Instruments, San Diego, CA.
- Thevenot MM, Kraus NC. 1993. Comparison of acoustical and optical measurements of suspended material in the Chesapeake Estuary. *Journal of Marine Environmental Engineering* 1: 65– 79.
- Thomas LP, Marino BM, Szupiany RN, Gallo MN. 2017. Characterization of the suspended particulate matter in a stratified estuarine environment employing complementary techniques. *Continental Shelf Research* 148: 37-43. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.08.024>.
- Thomas, R., D. Parsons, S. Sandbach, G. Keevil, W. Marra, R. Hardy, J. Best, S. Lane, and J. Ross. 2011. An experimental study of discharge partitioning and flow structure at symmetrical bifurcations, *Earth Surf. Processes Land Forms*, 36, 2069–2082.
- Thorne PD, Hardcastle PJ, Soulsby RL. 1993. Analysis of acoustic measurements of suspended sediments. *Journal of Geophysical Research* 98(C1): 899-910.
- Thorne, P.D., Hardcastle, P.J., Flatt, D., Humphery, J.D., 1994. On the use of acoustic for measuring shallow water suspended sediment processes. *J. Ocean. Engi.* 19, 1.
- Thorne PD, Hardcastle PJ, Dolby JW. 1998. Investigation into the application of cross-correlation analysis on acoustic backscattered signals from suspended sediment to measure nearbed current profile. *Continental Shelf Research* 18(6): 695-714.
- Thorne PD, Hanes DM. 2002. A review of acoustic measurements of small-scale sediment processes. *Continental Shelf Research* 22: 603-632.
- Thorne PD, Meral R. 2008. Formulations for the scattering properties of suspended sandy sediments for use in the application of acoustics to sediment transport processes. *Continental Shelf Research* 28(2): 309-317.

- Thorne PD, Hurther D. 2014. An overview on the use of backscattered sound for measuring suspended particle size and concentration profiles in non-cohesive inorganic sediment transport studies. *Continental Shelf Research* 73: 97-118. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.10.017>.
- Topping DJ, Wright SA, Melis TS, Rubin DM. 2007. High-resolution measurements of suspended-sediment concentration and grain size in the Colorado River in Grand Canyon using a multi-frequency acoustic system. In *Proceedings, 10th International Symposium on River Sedimentation*. August 1-4, Moscow, Russia.
- Topping DJ, Wright SA. 2016. Long-term Continuous Acoustical Suspended-sediment Measurements in Rivers—Theory, Application, Bias, and Error, US Geological Survey Professional Paper 1823. US Geological Survey: Reston, VA 98 pp. <https://doi.org/10.3133/pp1823>
- Trevethan M, Martinelli A, Oliveira M, Ianniruberto M, Gualtieri C. 2015. Fluid mechanics, sediment transport and mixing about the confluence of Negro and Solimões Rivers, Manaus, Brazil. *E-Proceedings of the 36th IAHR World Congress*, 28 June-3 July, The Hague; the Netherlands, 12 pp.
- Turnipseed DP, Sauer VB. 2010. Discharge measurements at gaging stations. In *US Geological Survey Techniques and Methods*, Vol. 3-A8. US Geological Survey: Reston, VA 87 pp
- Urick, R.J., 1948. The absorption of sound in suspensions of irregular particles. *J. Acoust. Soc. Am.* 20 (3), 283–289.
- Urick RJ. 1983. *Principles of Underwater Sound*, 3rd edn. McGraw-Hill: New York; 444.
- USGS (2011). Exposure time for ADCP moving–boat discharge measurements made during steady flow conditions. U.S. Geological Survey, Office of Surface Water Technical Memorandum 2011.08. <http://hydroacoustics.usgs.gov/memos/OSW2011-08.pdf>
- van Rijn, L.C., 1984. Sediment transport - Part I: bed load - Part II: suspended load. *J. Hydraulic Div. Proc. ASCE* 110, 1431–1456. HY11, 1613-41.
- Vanoni, V.A., 1975. *Sedimentation Engineering*, ASCE-Manuals and Reports on Engineering Practise-N°54, New York, pp. 74–81, 745 pp. Chapter II-D.27.
- Venditti, J. G., W. E. Dietrich, P. A. Nelson, M. A. Wydzga, J. Fadde, and L. Sklar (2010), Mobilization of coarse surface layers in gravel-bedded rivers by finer gravel bed load, *Water Resour. Res.*, 46, W07506, doi:10.1029/2009WR008329

- Venditti JG, Church M, Attard ME, Haught D. 2016. Use of ADCPs for suspended sediment transport monitoring: an empirical approach. *Water Resources Research* 52(4): 2715-2736. <https://doi.org/10.1002/2015WR017348>.
- Vincent CE, MacDonald IT. 2015. A flocculi model for the acoustic scattering from flocs. *Continental Shelf Research* 104: 15-24. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.05.002>
- Wall GR, Nystrom EA, Litten S. 2006. Use of an ADCP to Compute Suspended-sediment Discharge in the Tidal Hudson River, New York, US Geological Survey Scientific Investigations Report 2006-5055. US Geological Survey: Reston, VA 16 pp.
- Wang, Z. B., R. J. Fokkink, M. De Vries, and A. Langerak. 1995. Stability of river bifurcations in 1D morphodynamics models, *J. Hydraul. Res.*,33(6), 739–750.
- Wang, B., & Xu, Y. J. 2020. Estimating bed material fluxes upstream and downstream of a controlled large bifurcation-the Mississippi-Atchafalaya River diversion. *Hydrological Processes*, 34(13), 2864-2877.
- Wilcock, P. R., S. T. Kenworthy, and J. C. Crowe. 2001. Experimental study of the transport of mixed sand and gravel, *Water Resour. Res.*,37(12), 3349–3358
- Wilcock, P. R., and J. C. Crowe. 2003. Surface-based transport model for mixed-size sediment, *J. Hydraul. Eng.*,129(2), 120–128.
- Wright SA, Topping DJ, Williams CA. 2010. Discriminating silt-andclay from suspended-sand in rivers using sidelooking acoustic profilers. *Proceedings of the Joint Federal Interagency Conference on Sedimentation and Hydrologic Modeling*, June 27-July 1, Riviera Hotel, Las Vegas, NV. https://acwi.gov/sos/pubs/2ndJFIC/Contents/2C_Wright_03_01_10_paper.pdf
- Zolezzi, G., W. Bertoldi, y M. Tubino. 2006. Morphological analysis and prediction of channel bifurcations, in *Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management*, ed: G. Sambrook-Smith et al., *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, 36, 233–256.

Doctorado en Ingeniería
mención Recursos Hídricos

Título de la obra:

**Transporte de sedimentos en los ríos Paraná y Uruguay.
Cuantificación, dinámica e implicancias en bifurcaciones**

Autor: Cecilia López Weibel

Lugar: Santa Fe, Argentina

Palabras Claves:

Grandes ríos, Ríos Bermejo-Paraguay-Paraná, Río Uruguay, aportes y modos de transporte de sedimentos, nuevas técnicas de medición, sedimentología, bifurcaciones.