

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL



DOCTORADO EN INGENIERÍA

# **Comportamiento Morfológico, Hidráulico y Sedimentológico del Sistema Cauce Principal (Paraná) y Secundario (Colastiné)**

Lucas Dominguez Ruben

**FICH**

FACULTAD DE INGENIERÍA  
Y CIENCIAS HÍDRICAS

**INTEC**

INSTITUTO DE DESARROLLO TECNOLÓGICO  
PARA LA INDUSTRIA QUÍMICA

Tesis de Doctorado **2018**

**Doctorado en Ingeniería**  
**mención Recursos Hídricos**

Título de la obra:

**Comportamiento Morfológico, Hidráulico y Sedimentológico del Sistema Cauce Principal (Paraná) y Secundario (Colastiné)**

Autor: Lucas Dominguez Ruben

Lugar: Santa Fe, Argentina

Palabras Claves:

Río meandriforme, estructura de flujo, transporte de sedimento suspendido, morfología, modelación numérica hidrosedimentológica, herramienta computacional





UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL  
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas  
Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química

# **Comportamiento Morfológico, Hidráulico y Sedimentológico del Sistema Cauce Principal (Paraná) y Secundario (Colastiné)**

**Lucas Dominguez Ruben**

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

**2018**

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

## **Comportamiento Morfológico, Hidráulico y Sedimentológico del Sistema Cauce Principal (Paraná) y Secundario (Colastiné)**

**Lucas Dominguez Ruben**

**Lugar de Trabajo:**

FICH-UNL

Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas

Universidad Nacional del Litoral

**Director:**

Dr. Ricardo Nicolás Szupiany

FICH-UNL

**Co-director:**

MSc. Hector Daniel Farias

FCEyT- UNSE

**Jurado Evaluador:**

Dr. Oscar Orfeo

CECOAL-CONICET

Dr. Francisco Pedocchi

IMFIA- UdeLaR, Uruguay

Dr. Pablo Tassi

R4D-LHSV, Francia

Dr. Carlos Vionnet

FICH-UNL

**2018**



## 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 quince días del mes de marzo del año dos mil dieciocho, se reúnen los miembros del Jurado designado para la evaluación de la Tesis de Doctorado en Ingeniería titulada *"Comportamiento Morfológico, Hidráulico y Sedimentológico del Sistema Cauce Principal (Paraná) y Secundario (Colastiné)"*, desarrollada por el Ing. Lucas Gerardo DOMINGUEZ RUBEN, DNI N° 33.137.089. Ellos son: Dr. Pablo Tassi, el Dr. Carlos Vionnet, el Dr. Francisco Pedocchi y el Dr. Oscar Orfeo.

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

*dar por aprobada la tesis teniendo en cuenta la calidad de la presentación pública y del documento escrito; así como los volúmenes de los requerimientos a los cuestionamientos del jurado. Calificación: Sobres (10)*

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

.....  
Dr. Pablo Tassi (su)

*[Firma]*  
.....  
Dr. Francisco Pedocchi

.....  
Dr. Carlos Vionnet

*[Firma]*  
.....  
Dr. Oscar Orfeo

(u) El Dr. Pablo Tassi participó por video conferencia.

Universidad Nacional del  
Litoral  
Facultad de Ingeniería y  
Ciencias Hídricas  
Secretaría de Posgrado

*[Firma]*  
Dr. JOSÉ LUIS MACCARI  
SECRETARÍA DE POSGRADO  
Universidad Nacional del Litoral  
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 LEGAL DEL AUTOR**

La presente tesis ha sido remitida ante la comisión de Posgrado de la *Universidad Nacional del Litoral (UNL)* como parte de los requisitos para la obtención del grado académico de *Doctor en Ingeniería – Mención Recursos Hídricos*. Una copia de la misma permanecerá depositada en la biblioteca de la *Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH)*, su consulta queda supeditada a la normativa legal vigente por el reglamento de la mencionada biblioteca.

Para fines educativos y de investigación, no se requiere autorización especial alguna en lo concerniente a reproducción, copia, distribución o citas de la presente tesis.

Cualquier sugerencia o comentario, sobre los tópicos desarrollados y discutidos en este trabajo de investigación, será altamente apreciada.

Dominguez Ruben, Lucas Gerardo

**Para María Luisa**

## **AGRADECIMIENTOS**

A continuación deseo expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas que directa o indirectamente han sostenido esfuerzos y colaborado en la realización de este trabajo.

En primer lugar, deseo agradecer profundamente por su invaluable dedicación y enseñanzas durante todo el transcurso de la elaboración de la tesis, a mi Director Ricardo Szupiany que, desde todo punto de vista, fortaleció y priorizó mi formación, durante una etapa valiosa de mi vida.

En segundo lugar, a todos los integrantes del grupo de investigación de Hidráulica Fluvial (FICH-UNL) por su apoyo, en los trabajos de campo, gabinete, discusiones y sugerencias brindadas a lo largo de esto 5 años, a Francisco Latosinski, Cecilia Lopez Weibel, Mario Amsler y Carlos Ramonell.

A mi co-director Hector Daniel Farias quien fomento mi formación humana y científica, incentivándome a generar inquietudes y apoyo durante mi ciclo de estudiante de grado en Santiago del Estero y doctoral en Santa Fe.

Quiero expresar además un profundo agradecimiento a Roberto Mir, Santiago Cañete y Cristian Vera por su invaluable ayuda y paciencia durante los preparativos y trabajos de campo.

Quiero expresar también mi gratitud hacia el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) quien me brindó el sustento económico durante los 5 años de realización de la tesis.

Finalmente, quiero expresar mis agradecimientos a las personas que, estando afuera de la FICH, han facilitado la realización de este doctorado. En particular, a Cecilia, quien me brindo el sustento emocional y fuerzas para afrontar esta etapa de esfuerzos y ha sufrido, mi ausencia y cambios de humor durante el desarrollo de la Tesis. A mi papa, Luis, a Luciana, German y Juan, y familiares quienes siempre brindaron su incondicional apoyo hacia todas mis actividades. A mis amig@s, con quienes supimos distender momentos de ocio siempre tan necesarios.

# ÍNDICE GENERAL

	<b>Pag.</b>
<b>RESUMEN</b> .....	<b>IV</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>V</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	<b>VI</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS</b> .....	<b>X</b>
CAPÍTULO 1: Introducción.....	1
1.1 Motivación e importancia de la tesis .....	1
1.2 Hipótesis de trabajo .....	3
1.3 Objetivos .....	5
1.4 Organización de la tesis.....	6
CAPÍTULO 2: Región de estudio, materiales y metodología.....	9
2.1 Introducción .....	9
2.2 Región de estudio.....	9
2.2.1 Río Paraná. Características generales.....	9
2.2.2 Río Colastiné. Características generales .....	11
2.3 Metodología de trabajo.....	12
2.3.1 Tareas de gabinete .....	12
2.3.2 Tareas de campo y equipamiento utilizado.....	14
2.3.3 Procedimiento metodológico .....	16
2.3.4 Descripción de las tareas de campo realizadas .....	19
2.4 El Sistema TELEMAT-MASCARET .....	28
2.4.1 TELEMAT 2D.....	28
2.4.2 TELEMAT 3D.....	30
2.4.3 SISYPHE .....	32
2.4.4 Equipamiento para modelación numérica.....	35
CAPÍTULO 3: Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET): Una Herramienta para la Calibración y Cálculo de Transporte de Sedimento Suspendido usando la Señal Acústica	36
3.1 Introducción .....	36
3.2 Esquema general de procedimiento .....	37
3.3 Aspectos relevantes de la teoría acústica utilizada .....	38
3.4 Módulos de ASET .....	43
3.4.1 Módulo de calibración.....	43
3.4.2 Módulo de aplicación .....	44

3.4.3 Módulo de comprobación .....	50
3.5 Aplicación y validación .....	52
3.6 Conclusiones .....	56
<b>CAPÍTULO 4: Dinámica Hidrosedimentológica en Zona de Embocadura del río Colastiné</b> .....	<b>58</b>
4.1 Introducción .....	58
4.2 Sitio de estudio y relevamientos de campo .....	60
4.3 Modelación Numérica .....	63
4.3.1 Modelo Digital del Terreno (MDT) .....	63
4.3.2 Malla de Elementos Finitos, dominio computacional .....	64
4.3.3 Condiciones de borde modeladas y calibración del modelo .....	66
4.3.4 Análisis multitemporal .....	68
4.4 Resultados .....	69
4.4.1 Relevamientos de campo. Morfología .....	69
4.4.2 Características de formas de fondo .....	71
4.4.3 Análisis granulométrico .....	72
4.4.4 Distribución de caudales y estructura de flujo .....	74
4.4.5 Sedimento suspendido .....	80
4.4.6 Modelación numérica .....	84
4.4.7 Evolución morfológica de la zona de estudio .....	97
4.5 Conclusiones .....	98
<b>CAPÍTULO 5: Morfología, Estructura de Flujo y Transporte de Sedimento Suspendido</b> <b>sobre el río Colastiné</b> .....	<b>101</b>
5.1 Introducción .....	101
5.2 Corrientes secundarias en cauces meandriformes. Marco teórico .....	103
5.2.1 Métodos para la identificación de las corrientes secundarias .....	105
5.3 Tramo de estudio. Características generales .....	107
5.4 Metodología de mediciones .....	109
5.5 Resultados .....	112
5.5.1 Características morfológicas del fondo .....	112
5.5.2 Granulometría .....	115
5.5.3 Estructura del flujo .....	116
5.5.4 Transporte de sedimento suspendido. Interacción con el flujo .....	130
5.6 Consideraciones adicionales .....	136
5.7 Conclusión .....	139
<b>CAPÍTULO 6: Influencia de las corrientes secundarias sobre el sedimento suspendido.</b> <b>Evaluación de un modelo numérico</b> .....	<b>142</b>
6.1 Introducción .....	142
6.2 Marco teórico .....	144



6.2.1	Conceptos generales sobre la modelación de sedimentos suspendidos .....	144
6.2.2	Métodos de corrección de corrientes secundarias aplicados en TELEMAC 2D .....	146
6.3	Metodología .....	148
6.3.1	Evaluación de expresiones empíricas para el cálculo de $E_T$ .....	151
6.4	Resultados .....	152
6.4.1	Mediciones de campo: Estructura de flujo y sedimento suspendido.....	152
6.4.2	Modelación numérica hidrodinámica 2D y 3D. Comportamiento de velocidades medias .....	159
6.4.3	Transporte de sedimento suspendido. Modelación 2D .....	161
6.4.4	Transporte de sedimento suspendido. Modelación 3D .....	162
6.4.5	Comparación de resultados .....	165
6.5	Conclusiones .....	169
CAPÍTULO 7: Conclusiones generales .....		171
7.1	Herramienta de procesamiento de variables hidrosedimentológicas.....	171
7.2	El río Colastiné y su vínculo con el cauce principal del Paraná. ....	172
7.4	Comportamiento morfológico, hidráulico y sedimentológico del río Colastiné .....	174
7.5	Recomendaciones y futuras líneas de investigación.....	177
Lista de símbolos.....		178
REFERENCIA .....		182

## RESUMEN

Los cauces secundarios, estructuras características de un sistema multicanalizado como el Paraná en su tramo medio, juegan un rol clave en la dinámica de relleno de la planicie aluvial y vinculan el cauce principal con los asentamientos poblacionales que se encuentran en las márgenes de la planicie. El río Colastiné es uno de ellos, y se encuentra caracterizado por una forma en planta de tipo meandriforme y elevada relación ancho/profundidad ( $B/H > 50$ ). En relación a esto, un gran número de estudios en la bibliografía global corresponden a modelaciones numéricas, canales de laboratorios y, en menor medida, cauces naturales, todos estos con relaciones  $B/H$  menores a 20. Además, debido a la complejidad numérica (gran costo computacional y ausencia de datos para su validación), de laboratorio y campo, el transporte de sedimentos suspendidos sobre estos cauces presenta un limitado conocimiento. En este sentido se puede indicar que dichos cauces no han sido estudiados lo suficiente, en especial su particular vínculo hidrosedimentológico en la zona de su embocadura con el cauce principal, como su comportamiento aguas abajo. El principal interés sobre estos cauces se centra en el entendimiento del comportamiento hidráulico y sedimentológico, para de esta forma poder gestionarlos, más aún cuando de estos depende el desarrollo socio-económico de una ciudad poblada como Santa Fe, Argentina

De lo mencionado anteriormente, se desprende el objetivo general de la presente tesis. Se pretende aquí indagar sobre los mecanismos hidrosedimentológicos y morfológicos actuantes en un gran cauce meandriforme, el río Colastiné, abarcando desde la partición del flujo y sedimento en su embocadura (bifurcación con cauce principal río Paraná) hasta su comportamiento generalizado de su tramo inicial (meandriforme). Lo novedoso de la presente tesis no solo es el uso de tecnologías acústicas Doppler para cumplir dicho objetivo, sino además el desarrollo de códigos computacionales que permitan la transformación de la señal acústica a datos de concentración y transporte de sedimento suspendido. Adicionalmente se intenta abordar la fenomenología mediante la modelación matemática bi y tridimensionalmente tanto del flujo como del sedimento suspendido mediante el ampliamente usado modelo TELEMAC-MASCARET. Esto permitirá validar la herramienta, como incrementar la resolución espacial y temporal de los parámetros medidos para un mayor y mejor entendimiento de la física imperante.

Todo esto se acoplará a un análisis histórico de la morfodinámica permitiéndonos discernir sobre el comportamiento actual y futuro del río Colastiné. Cabe destacar que se por último se discutirán resultados, recomendaciones y se planificarán líneas de investigación futuras.

## ABSTRACT

In anabranching systems like the Paraná in its middle reach, characteristic geomorphological structures are secondary channels, which play a key role in the filling of the floodplain dynamics. They also link the main channel with riverine settlements into the alluvial plain. The Colastiné River is an excellent example, with a meandering planform and a high width/depth relation ( $B/H > 50$ ). Centered in this relation ( $B/H$ ), most of studies in the international literature are numerical simulations, experiences in laboratory plumes, and, to a lesser extent, experiences in field, all of them with  $B/H$  less than 20. There is also a very important feature in this type of channels, the sediment transport that adds complexity to what is already given in activities linked to numerical simulations, laboratory and fieldwork. The lack of knowledge in this issue is extensive, for example, there is not enough understanding about the hydro-sedimentological link between the reaches and their mouths at the main channel, nor the behavior of sediment transport along the downstream reach. Main interest in these secondary channels is centered on the hydraulic and sedimentological understanding for an appropriated management. Even more, when their monitoring is addressed to the socio-economic development of coastal populated cities, such the case of Santa Fe city.

Therefore, general objectives of the present Thesis are to study the hydro-sedimentological mechanisms acting on a large meandering channel, the Colastiné River, Paraná, Argentina, including process such flow and sediment partition at its mouth as well as flow and sediment transport general behavior within the initial reach of this channel. Innovation is not only given by the use of acoustic Doppler technology, i.e., the acoustic Doppler current profilers, but also by the development of computational codes to process acoustic signal to obtain concentration and suspended sediment transport data. A powerful tool calibrated for the present work is the simulation software TELEMAC-MASCARET, used worldwide in the scientific community to solve governing equations for 2D and 3D free-surface flows through the finite elements method.

In addition to the above mentioned, an historical analyzes of Colastiné River morphodynamics is made to discern about actual and future behaviors. Finally, with the results obtained, the discussion is centered in the recommendations and planning about future research lines.

# ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. 1.- Tramo medio del Paraná cauces secundarios: 1) San Jerónimo, 2) Espinillo, 3) Colastiné, y 4) Pavón. Imagen en coordenadas UTM (Fuente: U.S. Geological Survey, USGS).....	4
Figura 2. 1.- Zona de estudio sobre el cauce principal del río Paraná y cauce secundario Colastiné. ....	10
Figura 2. 2.- Equipamiento utilizado: a) perfilador acústico Doppler (Teledyne RDI 1200 kHz), b) ecosonda, c) notebooks con software para la recopilación de datos, d) estación para el DGPS, e) embarcación hidrográfica y f) muestreador US P61.....	15
Figura 2.3.-Tramo y secciones de aforo tomadas en la campaña 2011 (C2011).....	20
Figura 2.4.-Tramo y secciones relevadas para la campaña 2013 (C2013). Líneas rojas con ADCP y negras con ecosonda. Los puntos indican la posición de la extracción de muestras de fondo.....	21
Figura 2.5.- Región de estudio campaña 2014 (C2014a). ....	22
Figura 2.6- Región de estudio, secciones relevadas y puntos de muestreo de sedimentos y mediciones estáticas durante campaña 2014b (C2014b). ....	24
Figura 2.7.-Región de estudio y secciones relevadas con ADCP (rojas) y ecosonda (negras) en campaña 2015 (C2015). ....	25
Figura 2.8.- Región de estudio, ubicación de secciones relevadas con ADCP (rojas), ecosonda (negras) y localización de muestras de fondo durante la campaña 2016 (C2016). ....	26
Figura 3. 1.- Diagrama de flujo del código computacional ASET. ....	38
Figura 3. 2.- Panel inicial de ASET. ....	45
Figura 3. 3.- Panel de visualización y comprobación de resultados. ....	51
Figura 3. 4.- Secciones transversales medidas en las que se aplicó ASET en el sistema del río Paraná. Secciones P1, P2 y P3 ubicadas sobre el cauce principal y C1, C2 y C3 sobre el río Colastiné.....	52
Figura 3. 5.- Panel de calibración de ASET con todos los PD0 leídos (izquierda), las curvas de calibración logradas siguiendo las Ecs. 3.11 (derecha) y 3.12 (centro) y la tabla con datos sedimentológicos introducidos (inferior). ....	54
Figura 3. 6.- Campo de concentraciones de sedimento suspendido de fondo y velocidad de flujo sobre las secciones del río Colastiné (C1, C2 y C3) generadas por ASET. ....	55
Figura 3. 7.- Campo de concentraciones de sedimento suspendido de fondo y velocidad de flujo sobre las secciones ubicadas sobre el cauce principal del río Paraná (P1, P2 y P3) generadas por ASET. ....	55
Figura 4. 1.- Tramo de estudio y secciones relevadas durante los trabajos de campo (negras: con ecosonda; rojas: con ADCP). Los círculos representan la ubicación de la toma de muestras de fondo y calicata. Imagen del año 2016. ....	62
Figura 4. 2.- Mallas generadas a través del software BlueKenue, a) con Colastiné y b) sin Colastiné. ....	65
Figura 4. 3.- Modelo digital de terreno a) campaña 2009 y b) campaña 2016. Las profundidades están referidas a cotas IGN. ....	70
Figura 4. 4.- Recorridos realizados con la embarcación hidrográfica para la caracterización de las formas de fondo. ....	71
Figura 4. 5.- a,b,c) Formas de fondo del registro gráfico de la ecosonda con detalle de las dunas superimpuesta sobre los recorridos 1, 3 y 5 respectivamente. ....	72
Figura 4. 6.- Diámetros representativos medios ( $D_{50}$ ) de las muestras de fondo y superficie tomadas en la región de estudio. M: muestra de fondo; MXs: diámetro medio del material grueso presente en suspensión cerca de superficie; S, C y I: estrato superficial, central e inferior, respectivamente. ....	74

Figura 4. 7.- Distribución granulométrica de muestras tomadas en la campaña C2016...	74
Figura 4. 8.- Velocidades promediadas en la vertical de las secciones aforadas con ADCP durante la campaña C2016. Bifurcaciones 1, 2 y 3. Ver Figura 4.1. ....	76
Figura 4. 9.- Velocidades primarias y secundarias obtenidas por el método de Rozovskii en secciones relevadas en C2016, bifurcación 1 y 2. ....	78
Figura 4. 10.- Velocidades promediadas en la vertical de las secciones aforadas con ADCP durante la campaña C2016. Bifurcación 3. ....	80
Figura 4. 11.- Velocidades primarias y secundarias obtenidas por el método de Rozovskii en secciones relevadas en C2016, bifurcación 3. ....	82
Figura 4. 12.- Campo de concentraciones del material de fondo en suspensión estimadas con ASET para condición C2016. Bifurcaciones 1 y 2. ....	85
Figura 4. 13.- Campo de concentraciones del material de fondo en suspensión estimadas con ASET para la condición C2016. Bifurcación 3. ....	87
Figura 4. 14.- Resultados hidrodinámicos 2D de TELEMAC 2D para los 4 casos de estudio. a) C2009_CC, b) C2009_SC, c) C2016_CC y d) C2016_SC. Notar escalas de colores similares para una misma condición hidrométrica.....	90
Figura 4. 15.- Campo de velocidades promediadas en planta en la región cercana a la embocadura del río Colastiné. C2009_CC.....	92
Figura 4. 16.- Velocidades modeladas medias en la vertical en secciones de interés sobre bifurcaciones 1 y 2. Efecto de la ausencia del río Colastiné. ....	93
Figura 4. 17.- Hidrograma modelado correspondiente al caudal que ingresa al dominio modelado para el período 2/11/2015 al 31/08/2016. ....	94
Figura 4. 18.- Velocidades de corte en bifurcación 3 (región de banco 2), para la condición inicial de modelación ( $t=0$ ). ....	95
Figura 4. 19.- Velocidades de corte en bifurcación 3 (región de banco 2), para la condición de caudal máximo registrado en el período de análisis ( $t=65$ días).....	96
Figura 4. 20.- Velocidades de corte en bifurcación 3 (región de banco 2), para la condición de final del período de análisis ( $t=303$ días).....	96
Figura 4. 21.- Morfodinámica de la región de estudio sobre los últimos 38 años.....	97
Figura 5. 1.- Definición esquemática del flujo en curvas sobre canales abiertos, $p_f$ es la presión del flujo; $\tau_r$ y $\tau_s$ son las tensiones en la dirección $r$ y $s$ respectivamente; $\tau_{or}$ es tensión transversal en el fondo del cauce; $\Delta_r, \Delta_s$ y $\Delta_z$ son los pequeños incrementos. (Fuente: Zhou et al., 1993).....	104
Figura 5. 2.- Diagrama de tipos flujos en curvas propuesto por Yalin (1992). Fuente: Yalin (1992).....	105
Figura 5. 3.- Evolución temporal del río Colastiné desde 1940 a 2016. Actual condición de línea central en color azul e histórico en color rojo. Modificado de Ramonell y Amsler (2005).....	108
Figura 5. 4.- Línea central del cauce para los años 1977 a 2014 (en coordenadas UTM). La línea A-B-C-D representa una aproximación de la línea de valle y define la dirección dominante de migración. ....	109
Figura 5. 5.- Tramo en estudio y secciones transversales medidas sobre el río Colastiné en las campañas: a) C2011 (09/05/2011: desde S1 a S12), b) C2013 (10-11/06/2013: desde R1 a R12) y C2014b (05-06/11/2014: tramo desde R5 a R12). ....	111
Figura 5. 6.- Morfología del fondo y ubicación de secciones transversales relevadas con ADCP (C2013). ....	113
Figura 5. 7.- Resultados de a) batimetría detallada entre secciones R6 y R8 relevada durante C2014b, b) perfil longitudinal sobre point bar, y c) perfil longitudinal sobre el thalweg. ....	114
Figura 5. 8.- Pendiente y perfiles transversales en secciones correspondientes a los ápices. a, b y c corresponde a secciones R3, R7 y R11 respectivamente relevadas en campaña	

C2013.....	115
Figura 5. 9.-Granulometría región de estudio C2013 y C2014b. Muestras de fondo y márgenes. ....	115
Figura 5. 10.- Distribución granulométrica de muestras de fondo sobre el río Colastiné. ....	116
Figura 5. 11.- Campo de velocidades medias en la vertical para relevamientos C2013 (a) y C2014b (b). ....	117
Figura 5. 12.- Corrientes secundarias para secciones de ápice descompuestas por diferentes métodos distinguidos por colores: i) negro, método de línea central; ii) rojo, Rozovskii y iii) azul, cero caudal. Cabe destacar que las figuras a y b corresponden a las sección R7, y c y d a R11, para C2013 y C2014b, respectivamente. ....	120
Figura 5. 13.- Corrientes secundarias para secciones entre ápices descompuestas por diferentes métodos distinguidos por colores: i) rojo, Rozovskii y ii) azul, cero caudal transversal. Cabe destacar que las figuras corresponden al relevamiento C2013.R5, R6, R8, R9, R10 y R12. ....	123
Figura 5. 14.- Velocidad primaria del flujo ( $u_p$ ), secundaria ( $u_s$ ) de la campaña C2013 y C2014b (margen izquierda y derecha, respectivamente). Ver Figura 5.5b para su ubicación en planta. ....	125
Figura 5. 15.- Características de la rugosidad de margen en cercanía de sección R7. Ubicación de mediciones estáticas. Imagen aérea tomada con un equipo Drone provisto por el Centro de estudios y Tecnología del Aguas de la UNC. ....	129
Figura 5. 16.- Dirección y velocidad del flujo obtenida de mediciones estáticas con ADCP (intervalo de 15 min.) en las verticales a, b y c (ver Figura 5.15a) sobre la sección R7. ....	130
Figura 5. 17.-Variación del caudal líquido ( $Q$ ), sólido ( $G_{ss}$ ) y curvatura ( $1/Radio$ ) desde embocadura hacia aguas abajo (sección R12) para los relevamientos C2011, C2013 y C2014b.....	131
Figura 5. 18.- Campo de concentración de sedimento suspendido de fondo sobre las secciones relevadas en C2013 y C2014b (margen izquierda y derecha, respectivamente).....	132
Figura 5. 19.- Líneas que unen los centros de máximas velocidades y núcleos de concentración de sedimento suspendido para C2013 y C2014b. Coordenadas UTM. ....	135
Figura 5. 20.-Distribución de la fuerza centrífuga ( $u_p^2H$ ), elevación de superficie de agua y concentraciones de sedimento suspendido. La elevación de la superficie de agua se encuentra en un plano de referencia arbitrario propio del sistema de posicionamiento DGPS. ....	135
Figura 5. 21.- Comportamiento de isolíneas de caudal líquido (a) y sólido (b) sobre el tramo relevado en C2013. Cabe destacar que el delta de magnitud utilizado es de 20%.....	137
Figura 5. 22.-Variación de perfiles transversales en canales de laboratorio (Hooke, 1975) y sobre meandros del río Colastiné (C2013). La progresiva cero corresponde a margen convexa (interna), $H$ es profundidad media de toda la sección y $H$ profundidad en la vertical.....	138
Figura 5. 23.- Modelo conceptual de los tipos de flujo presentes en la sección de ápice del río Colastiné.....	138
Figura 6. 1.- Diagramas del perfil de velocidad secundaria, distribución de concentraciones y flujo de sedimento suspendido en la transversal. Modificado de Olesen (1987). ....	143
Figura 6. 2.- Ajuste propuesto por Petkovsek (2015) como simplificación a la Ec. 6.8 (Olesen, 1987). ....	147

<i>Figura 6. 3.- Tramo en estudio, morfología del fondo del cauce y secciones relevadas con ADCP. El lecho esta expresado en cotas IGN (m.s.n.m).....</i>	<i>150</i>
<i>Figura 6. 4.- Comparación de <math>C_{ref}</math> obtenidos del método de extracción de datos en campo y los logrados por ecuaciones empíricas. ....</i>	<i>152</i>
<i>Figura 6. 5.- Estructura de flujo, velocidades primarias y secundarias (Rozovskii, 1957) sobre las secciones medidas en C2015 con ADCP. ....</i>	<i>155</i>
<i>Figura 6. 6.- Mapa de concentraciones calculados por ASET y corrientes secundarias (Rozovskii, 1957) sobre las secciones relevadas en C2015.....</i>	<i>157</i>
<i>Figura 6. 7.- Velocidades medias (a) y de corte (b) en la vertical obtenidas sobre el tramo de estudio del río Colastiné por TELEMAC 2D, sin corrección por efecto de corrientes secundarias. ....</i>	<i>159</i>
<i>Figura 6. 8.- Distribución de velocidades medias en la vertical medidas y modeladas para los distintos casos de estudio y para cada sección analizada y relevada en campo. 160</i>	
<i>Figura 6. 9.- Resultado de la modelación del transporte de sedimento suspendido para la condición Q1, aplicando los diferentes métodos de corrección de corriente secundaria en TELEMAC 2D acoplado a SISYPHE. a) sin corrección de corrientes secundarias, b) con corrección Finnie et al. (1999), y c) con corrección de Petkovsek (2015). ...</i>	<i>162</i>
<i>Figura 6. 10.- Resultado de la modelación del transporte de sedimento suspendido para la condición Q2, aplicando los diferentes métodos de corrección de corriente secundaria en TELEMAC 2D acoplado a SISYPHE. a) sin corrección de corrientes secundarias, b) con corrección Finnie et al. (1999), y c) con corrección de Petkovsek (2015). ...</i>	<i>163</i>
<i>Figura 6. 11.- Estructura de flujo y concentraciones de sedimento suspendido obtenida de TELEMAC 3D. De S1 a S4. ....</i>	<i>164</i>
<i>Figura 6. 12.- Estructura de flujo y concentraciones de sedimento suspendido obtenida de TELEMAC 3D. De S4 a S6. ....</i>	<i>165</i>
<i>Figura 6. 13.- Resultados de modelación numérica de estructura de flujo de TELEMAC 3D (izquierda), y sedimentos suspendidos (Q1+Q2). Notar que las secciones R4, R5 y R6 son coincidentes a las relevadas en C2013. ....</i>	<i>166</i>
<i>Figura 6. 14.- Resultados de modelación numérica de estructura de flujo de TELEMAC 3D (izquierda), y sedimentos suspendidos (Q1+Q2). Notar que las secciones R8, R9 y R10 son coincidentes a las relevadas en C2013. ....</i>	<i>167</i>
<i>Figura 6. 15.-Distribución de concentraciones del sedimento de fondo en suspensión integradas en la vertical, estimadas con ADCP y modeladas (Q1 +Q2) considerando los distintos casos. En línea de puntos se presentan las curvas considerando la incertidumbre en las estimaciones del sedimento suspendido con metodología acústica, i.e. <math>\pm 30\%</math> (Szupiany et al., 2017).....</i>	<i>168</i>

# ÍNDICE DE TABLAS

	<b>Pag.</b>
<i>Tabla 2. 1.- Estaciones de aforo provistas por la subsecretaria de Recursos Hídricos de la Nación Argentina.....</i>	<i>14</i>
<i>Tabla 2. 2.- Detalle sobre las campañas realizadas: Fecha, zona, actividades (resumida). .....</i>	<i>27</i>
<i>Tabla 3. 1.- Características principales del método tradicional de medición llevado a cabo en el río Paraná y Colastiné. ....</i>	<i>53</i>
<i>Tabla 3. 2.- Resultados del transporte de sedimento suspendido con ASET y mediante los métodos tradicionales anteriormente expuestos para las secciones transversales medidas. ....</i>	<i>54</i>
<i>Tabla 4. 1.- Características hidrosedimentológicas relevantes. ....</i>	<i>61</i>
<i>Tabla 4. 2.- Condiciones de bordes y fechas modeladas para los 4 casos de estudio.....</i>	<i>67</i>
<i>Tabla 4. 3.- Valores medios de geometrías de fondo en los recorridos realizados en C2016. .....</i>	<i>72</i>
<i>Tabla 4. 4.- Caudales medios relevados con ADCP en las campañas C2009 y C2016 sobre bifurcación 1 y 2.....</i>	<i>75</i>
<i>Tabla 4. 5.- Caudal sólido del material de fondo transportado en suspensión sobre las secciones relevadas con ADCP y calculadas por ASET. Campaña 2016.....</i>	<i>84</i>
<i>Tabla 4. 6.- Partición de caudales sobre las secciones relevadas.....</i>	<i>89</i>
<i>Tabla 5. 1.- Patrón morfodinámico de las curvas a lo largo del Colastiné (tramo de estudio).....</i>	<i>110</i>
<i>Tabla 5. 2.- Porcentajes de composición de muestras obtenidas de las márgenes del río Colastiné. ....</i>	<i>116</i>



# CAPÍTULO 1: Introducción

## 1.1 Motivación e importancia de la tesis

Los grandes ríos aluviales del mundo están caracterizados en su mayoría por un patrón de cauces múltiples (Latrubesse, 2008) con la presencia de bancos e islas que producen sucesivas bifurcaciones, confluencias y curvas (Bristow y Best, 1993). En ese sentido Nanson (2013) definió a estos sistemas, como aquellos compuestos por múltiples canales donde el flujo se divide por la presencia de bancos vegetados o islas estables.

El río Paraná, noveno más grande del mundo en caudal, es un claro ejemplo de este tipo de sistema (Latrubesse, 2008). Donde se ubica un cauce principal y múltiples canales secundarios entre otras estructuras fluviales (Figura 1.1). En este sentido, Ramonell y Latrubesse (2010) identificaron en el sistema del Paraná 4 subestructuras: un cauce principal, cauces secundarios principales de anchos ( $B$ ) entre 200 y 500 m (cauce secundario Tipo I), cauces secundarios meandriiformes que escurren sobre la planicie aluvial (cauces secundarios Tipo II) y cauces deltaicos de expansión. Los cauces secundarios principales (Tipo I), se originan por la presencia de bancos e islas presentes en el cauce principal, los cuales nacen y vuelven a éste recorriendo distancias ( $Lr$ ) reducidas (i.e.  $Lr > B$ ), sin alcanzar una madurez en su desarrollo (Abad et al., 2010). Los cauces secundario Tipo II, presentan en general la característica de desarrollar una configuración en planta de tipo meandriiforme (sin controles en sus márgenes), y escurren libremente sobre la planicie de inundación por largas distancias ( $Lr \gg B$ ) (de aquí en adelante definidos como Cauces Secundarios Meandriiformes, CSM). Aparentemente, estos cauces tratan de tener un comportamiento morfológico independiente del cauce principal con mayores tasas de migración en comparación de los cauces múltiples del sistema principal. Notar que mientras los CSM tienen una longitud de unos pocos kilómetros, hasta 200 km, los cauces secundarios Tipo I presentan una longitud de hasta 16 km, quedando en evidencia que los Tipo II no forman parte de la estructura de cauces múltiples. En Figura 1.1 se presentan algunos ejemplos de CSM sobre el río Paraná en su tramo medio, donde se distinguen: el río San Jerónimo, el riacho Espinillo, el río Colastiné y Pavón.

Estos cauces son de gran importancia para el desarrollo regional, ya que vinculan al cauce principal con los asentamientos poblacionales cercanos, jugando un importante rol en el desarrollo socio-económico de la región. Por ejemplo en el río Colastiné se localizan obras tales como tomas de agua, acceso al puerto, defensas costeras, puentes, descargas cloacales y clubes náuticos, desarrollándose una importante actividad turística.

Sin embargo, poco se sabe sobre el comportamiento de estos CSM. Sí queda claro que estos cauces abandonan el sistema de cauces múltiples del cauce principal (el río Paraná en este caso) debido a procesos de avulsión y desarrollan su dinámica cuasi independiente produciendo curvas de alta amplitud y curvatura (madurez) en oposición a los canales secundarios no desarrollados Tipo I (Frías et al., 2015).

Menos conocido aún es la vinculación que existe entre CSM con el cauce principal, el cual le suministra agua y sedimentos. Se desprende que cualquier cambio en las condiciones de entrada puede alterar la morfodinámica hacia aguas abajo. Si bien se pueden encontrar una importante cantidad de trabajos que analizan las bifurcaciones en la estabilidad del sistema de cauces múltiples o entrelazados, ellos solo tienen en cuenta aquellas bifurcaciones producto de bancos e islas y no de los cauces secundarios como los CSM (Ashworth, 1996; Bolla Pittaluga et al., 2003; Parsons et al., 2007; Bertoldi et al., 2009; Szupiany et al., 2009). A su vez, y en relación al patrón meandriforme desarrollado por los CSM, existen una gran cantidad de trabajos que han caracterizado y analizado el comportamiento de cauces meandriformes. Odgaard y Abad (2008) presentan una detallada revisión bibliográfica de los últimos 100 años. Se enfatiza aquí que la mayoría de los estudios fueron realizados en pequeños cauces, canales de laboratorio y en simulaciones numéricas con condiciones de borde basados en pequeños cauces (Motta et al., 2012) con relaciones de ancho/profundidad ( $B/H$ ) menores de 20 (Termini y Piraino, 2011) y bajo un régimen de equilibrio. Estos trabajos proporcionan herramientas fundamentales para el desarrollo de un eventual modelo de predicción general de la dinámica fluvial en estos cauces. A pesar del importante avance en el conocimiento aún se requieren de mayores comprobaciones de campo en cauces naturales de mayores dimensiones de los descubrimientos experimentales y teóricos existentes. Notar por ejemplo que los CSM presentan relaciones típicamente mayores a 40. Respecto a esto, muchas veces se ha aplicado sin un sentido crítico, una directa extrapolación de los procesos que operan en cauces de pequeña escala (mucho más estudiados), a aquellos de varios órdenes de magnitud superior. Desde el punto de vista teórico, esta suposición de transferencia es criticable, ya que consideraciones de balance de fuerzas (Hooke, 1975; Dietrich y Smith, 1983; Yalin, 1992; Termini y Piraino, 2011) sugieren una dependencia de la relación  $B/H$  (o razón de aspecto) que no se escala linealmente con el caudal.

La presente tesis busca avanzar en vacíos del conocimiento existentes en lo referente a los mecanismos hidrosedimentológicos y morfológicos que operan en estas unidades, hablamos de los CSM, particularmente aquellos que se producen en la zona de embocadura (interacción cauce principal y secundario) y su complejo escurrimiento hacia aguas abajo, analizando las condiciones geométricas caracterizadas por elevadas relaciones  $B/H$  y el

comportamiento bajo distintos estados hidrométricos, que podrían provocar cambios en los fenómenos gobernantes. Es decir, se trata de adquirir elementos de juicio adicionales claves para comprender aspectos aún no suficientemente dilucidados acerca de esta serie de fenómenos encadenados con origen en las características hidrosedimentológicas y morfológicas de los CSM. Como resultado adicional, se pretende obtener las herramientas necesarias que permitan aumentar la capacidad de predicción a través de modelos numéricos, discutiendo las capacidades y limitaciones de esta herramienta en estos complejos sistemas fluviales.

De lo antes mencionado, y dadas las características de los CSM, la presente tesis trata de avanzar en los vacíos del conocimiento en los siguientes puntos:

- a) Procesos y vínculo entre el cauce principal y los CSM, en especial a lo referente a la división del flujo y el transporte de sedimentos en sus distintos modos (i.e. carga de fondo, de fondo en suspensión y carga de lavado).
- b) La estructura del flujo y transporte de sedimentos que experimentan hacia aguas abajo a lo largo de su recorrido. Efecto de las elevadas relaciones ancho/profundidad y comparación/discusión con sistemas de bajas relaciones ya ampliamente estudiados.
- c) Efecto de punto b en la morfodinámica de los CSM.
- d) Implicancias de los puntos a, b y c para su modelación numérica.

Dada la importante componente de trabajo de campo, y siguiendo con la línea del grupo de investigación en la cual se enmarca la presente tesis, se busca además desarrollar herramientas que faciliten el procesamiento de datos para estimar el transporte de sedimentos con tecnología acústica, variable fundamental y generalmente no tenida en cuenta por la complejidad en su cuantificación.

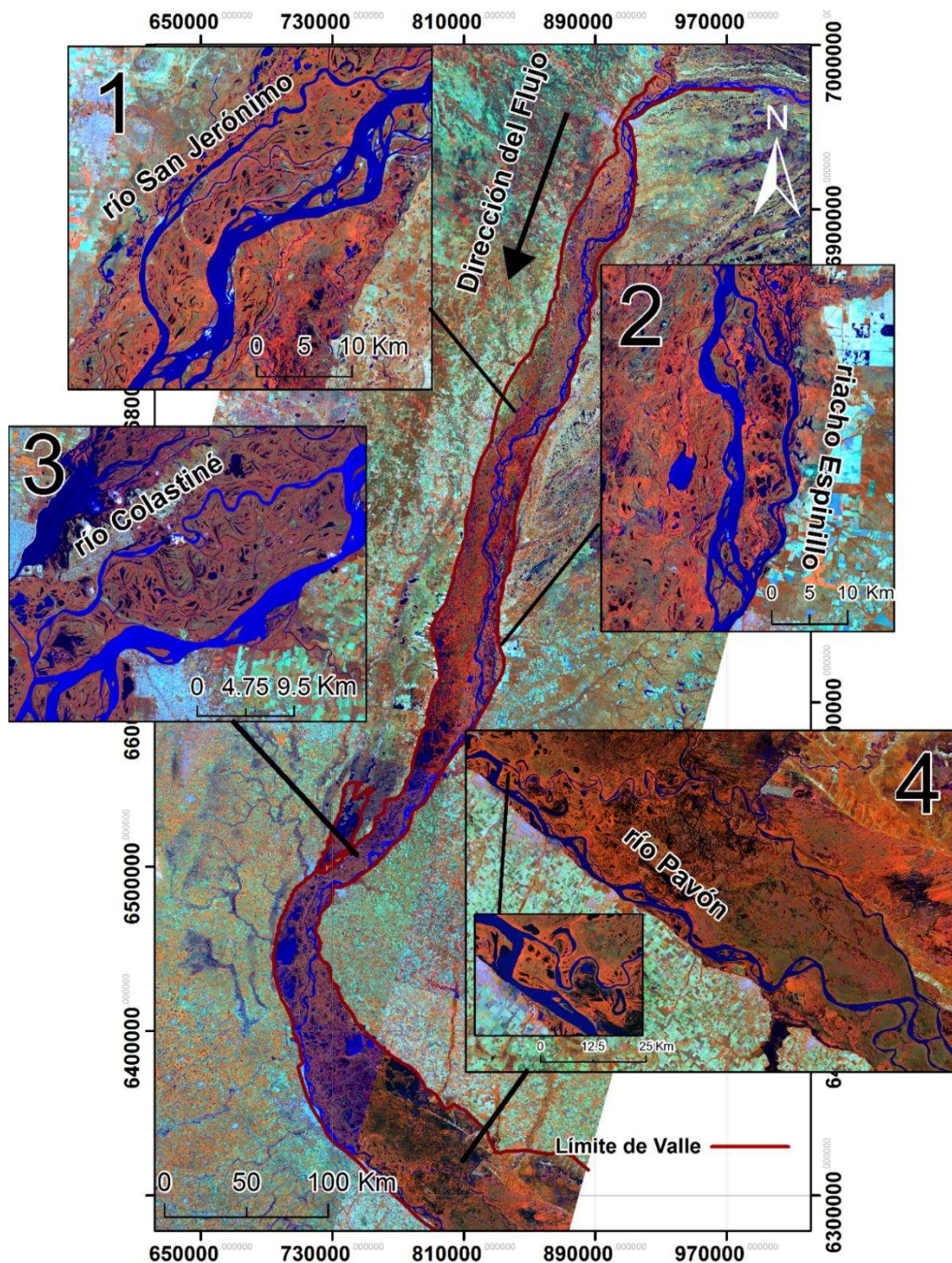
## 1.2 Hipótesis de trabajo

De los antecedentes mencionados, del producto de trabajos previos realizados en la FICH y de los avances logrados durante el desarrollo de la presente tesis, surgen las siguientes hipótesis a ser verificadas:

**H1:** En zona de embocadura de estos CSM se producen complejas interacciones con el cauce principal, tanto hidráulicas como sedimentológicas, que afectan el comportamiento hidrosedimentológico de todo el tramo a fin de adaptarse a la capacidad de los CSM y los cambios propios del cauce principal.

**H2:** Hacia aguas abajo de la embocadura, estos cauces meandriformes caracterizados con elevadas relaciones  $B/H$  (con valores mayores a 50, típicos de cauces de llanura de grandes

ríos como los del sistema Paraná) se producen particulares interacciones entre la morfología, la estructura del flujo y el transporte de sedimentos que se distinguen a los ocurridos en cauces de bajas relaciones de  $B/H$ , ya ampliamente estudiados. Esto conlleva a diferentes procesos de erosión y sedimentación y consecuente morfodinámica de estos cauces, especialmente aquellos que adquieren una configuración meandriformes como los CSM.



**Figura 1. 1-** Tramo medio del Paraná cauces secundarios: 1) San Jerónimo, 2) Espinillo, 3) Colastiné, y 4) Pavón. Imagen en coordenadas UTM (Fuente: U.S. Geological Survey, USGS).

**H3:** La particular división y entrada de sedimentos al sistema secundario, preponderantemente aquel transportado en suspensión, requiere que los modelos numéricos modifiquen su aproximación o bien nuevos esquemas de aplicación.

### **1.3 Objetivos**

El objetivo general de la tesis es analizar el funcionamiento hidráulico, sedimentológico y morfodinámico de un CSM Tipo II del sistema Paraná. Para ello se analizará el río Colastiné, caracterizado por su independencia morfodinámica con el cauce principal y su desarrollo en planta de tipo meandriforme.

Este objetivo general implica otros particulares tendientes a: i) cuantificar las variables hidráulicas y sedimentológicas a través de mediciones en campo, en especial el transporte de sedimentos, ii) caracterizar y analizar los mecanismos hidrosedimentológicos producidos en la zona de embocadura y tramo medio del Colastiné y su dependencia con el cauce principal y, iii) evaluar y adaptar modelos numéricos que permitan representar los complejos fenómenos físicos intervinientes.

A continuación se mencionan los objetivos específicos que se pretenden cumplir:

**O1:** Comprender, a través de mediciones en campo, las interacciones entre la morfología, estructura de flujo y campo de concentraciones del material suspendido (transporte) en zonas seleccionadas que incluyan la bifurcación entre el cauce principal y secundario y el desarrollo de curvas hacia aguas abajo de este último. Se pretende además (en lo posible) llevar a cabo las campañas para tres estados hidrométricos (bajos, medios y altos) y determinar su grado de dependencia a variaciones hidrológicas.

**O2:** Evaluar las metodologías con tecnología acústica, ya desarrolladas por el grupo de investigación en la que se enmarca la presente tesis, para la medición del transporte de sedimentos. Esta evaluación contempla además el desarrollo de códigos computacionales que permitan el tratamiento eficiente del importante volumen de datos recolectados en campo para la transformación de las señales acústicas a concentraciones del material en suspensión. Especial importancia se tomará a los métodos de extrapolación en las zonas no medidas por los instrumentos acústicos (i.e. cerca de superficie y fondo).

**O3:** Con los resultados de O1 y la aplicación de las herramientas para el tratamiento de la información (O2), evaluar el efecto de la elevada relación  $B/H$  típica de estos cauces de llanura, identificando las variables de control y procesos que gobiernan la morfodinámica. Se trata de conocer los mecanismos y condiciones de formación de bancos (margen convexa) y erosión (margen cóncava), que definen la interacción del flujo de agua y sedimento.



Análisis de diferencias con estudios en cauces de menores relaciones  $B/H$  ya ampliamente estudiados (verificación Hipótesis 2).

**O4:** Analizar cuantitativamente los procesos de migración y su comparación con modelos teóricos de estimación ya existentes.

**O5:** Analizar los mecanismos de división del flujo y sedimentos en la bifurcación entre el cauce principal y CSM (Hipótesis 1).

**O6:** Aplicación y validación del modelo numérico open-source TELEMAC-MASCARET ([www.opentelemac.org](http://www.opentelemac.org)) para cuantificar la hidráulica y el transporte de sedimentos en CSM. Desarrollo de esquemas que se adapten a los tipos de transporte presentes (verificación Hipótesis 3). Discusión.

## **1.4 Organización de la tesis**

La presente tesis se organizará en base a las hipótesis y objetivos propuestos en el punto 1.2 y 1.3. El enfoque y desarrollo de los capítulos irá desde una escala de tramo general al estudio de tramos del cauce seleccionados y por último sus secciones transversales. A continuación, de manera resumida, se presenta el contenido de cada uno de los capítulos.

Los motivos que incentivaron la elección de la región de estudio se plantean en el Capítulo 2, en donde se interioriza en los procesos hidrosedimentológicos más relevantes que motivaron a la presente tesis. Se describen las tareas de búsqueda bibliográfica, sus fuentes, el ordenamiento de las imágenes satelitales, sus características, entre otras tareas de gabinete. Una breve reseña general sobre el procedimiento metodológico de las tareas de campo, equipamiento y laboratorio utilizado, acompañan a un listado detallado de fechas y actividades principales de cada campaña, descriptas en términos de los objetivos propuestos. Además se presenta los aspectos generales de las bases del modelo numérico empleado (TELEMAC-MASCARET), detallando las hipótesis para su aplicación y los pasos que sigue para la resolución matemática de un flujo a superficie libre bi o tridimensional y el transporte sedimento (módulo SISYPHE).

El Capítulo 3 describe la herramienta computacional desarrollada en MATLAB, denominada Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET), la cual permite mediante la metodología propuesta por Szupiany et al. (2017) convertir la señal acústica obtenida de los relevamientos en campo con perfiladores acústicos Doppler (ADCP), en valores de concentración y transporte de sedimento suspendido de fondo como así también estimar la carga de lavado. A lo largo de este capítulo se detalla los pasos seguidos por ASET para dicha transformación. Además se describe la metodología de calibración para la aplicación

de la herramienta como así también una serie de ejemplos y resultados de la aplicación. Se destaca además las técnicas evaluadas para extrapolar datos de velocidad y concentración donde los equipos ADCP no registran datos (i.e. cerca de superficie y fondo). Cabe destacar que esta herramienta será usada de manera reiterada a lo largo de los capítulos restantes de la tesis, la cual resulta clave en la cuantificación de dichas variables y su análisis.

El Capítulo 4 se centra en evaluar los diferentes mecanismos de reordenamiento morfológico presentes en la región de la expansión denominada Chapetón y bifurcación del río Colastiné con el cauce principal del Paraná. Una serie de bifurcaciones sucesivas de diferentes jerarquías caracteriza esta región, compuesta por bifurcaciones propias del cauce principal y la bifurcación Paraná-Colastiné, desarrollando esta última condiciones geométricas diferente a las propias del cauce principal (debido a la gran longitud de los brazos bifurcados). Se pretende entonces analizar la hidráulica y sedimentología mediante la evaluación de la partición de flujo y sedimento. Para ello se optó por llevar a cabo dos metodologías, por un lado mediante el relevamiento de datos *in situ* con el uso de un equipo ADCP río Grande Teledyne de 1200 kHz (para la estructura de flujo, señal acústico y por ende sedimento suspendido) y equipamiento para la obtención de datos sedimentológicos (conos de arrastre entre otros) y morfológicos (Ecosonda simple haz Raytheon 200 kHz), y por otro la aplicación del módulo hidrodinámico TELEMAC 2D del sistema TELEMAC-MASCARET. Ambos métodos serán empleados de manera complementaria. En este capítulo se presentan resultados y el análisis de dos campañas (03/2009, estado bajo y 06/2016, estado bajante) llevadas a cabo en la región Chapetón. Desde la modelación y debido a la adaptabilidad de las mallas se pretende evaluar la influencia del río Colastiné sobre toda la región. Por tal motivo se presentan las simulaciones numéricas del modelo TELEMAC 2D para dos estados, uno coincidente con la campaña 2009 (para su calibración), el otro con la última crecida 2016 y ambas bajo condiciones hipotética con y sin presencia del río Colastiné. Todas estas evaluaciones se llevan a cabo bajo la condición de fondo rígido. Esto permite evaluar los fenómenos de partición de flujo con la hidráulica predominante de la región. Por último, se presenta los resultados de la modelación hidrodinámica (2D) del ciclo de completo de crecida 2016 (11/2015-08/2016), con un fondo móvil, para discutir sobre los mayores cambios morfológicos resultantes de la misma y comparar con datos medidos.

Dada la herramienta desarrollada para la cuantificación del flujo y sedimentos suspendidos (Capítulo 3) y los fenómenos hidrosedimentológicos en la zona de la bifurcación, sobre el cauce principal, y su cauce secundario (Capítulo 4), en el Capítulo 5 se describe los procesos que incluyen la interacción entre la morfología, la estructura de flujo y transporte de

sedimento suspendido en el tramo inicial del río Colastiné, caracterizado por presentar una geometría de tipo meandriforme con una elevada relación ancho/profundidad ( $B/H$ ). El principal tópico en este capítulo es la descripción de la estructura de flujo junto a la influencia de las corrientes secundarias sobre el sedimento suspendido y sus implicancias en la redistribución del transporte de sedimentos. Inicialmente se presenta una breve caracterización del sistema Colastiné en donde se detalla su entorno y sus mayores cambios morfodinámicos en los últimos 50 años. Se presentan mediciones de campo en una serie de campañas realizadas en el tramo inicial y medio del río Colastiné, en donde se usó equipos acústicos ADCP (1200 kHz) junto a la ecosonda simple haz Raytheon 200 kHz para de esta manera contar con la estructura de flujo y morfología del tramo. Mediante diferentes métodos de proyección se presentan las componentes transversales de velocidad (i.e. velocidad primaria y secundaria) de las secciones relevadas con el fin de cuantificar y discutir sobre las intensidades y configuración de estas. Junto a la descomposición de la estructura de flujo se estima el sedimento suspendido en las secciones a través del método propuesto por Szupiany et al. (2017) y la aplicación de la herramienta ASET (Capítulo 3) para la obtención del campo de concentraciones y transporte de sedimento suspendido.

El Capítulo 6 presenta resultados de diferentes modelaciones numéricas realizadas con el modelo TELEMAC-MASCARET acoplado al módulo SISYPHE para la modelación de la hidrodinámica y el transporte de sedimentos suspendidos (particularmente arenas finas y gruesas). Se evalúan diferentes módulos para corregir los algoritmos de corrección bidimensional existentes y evaluar los efectos con modelación 3D. Por último se contrasta los resultados de la modelación con los datos medidos *in situ* con ADCP, que permitirán realizar una discusión de los resultados hidrosedimentológico como también sobre las capacidades numéricas para modelar estos grandes cauces.

Para finalizar, en el Capítulo 7 se presentan las discusiones y conclusiones generales de la tesis, discriminando las diferentes regiones de estudio y vinculándolas unas con otras. De esta manera las conclusiones irán describiendo el comportamiento a nivel de tramo general, hasta llegar a nivel de subtramos del cauce secundario Colastiné. Además se plantea una perspectiva de los trabajos a futuros e inconvenientes abordados a lo largo de la investigación.



## **CAPÍTULO 2: Región de estudio, materiales y metodología**

### **2.1 Introducción**

En el presente capítulo se describe la región de estudio, indicando las características hidrosedimentológicas generales, como así también los trabajos de preprocesamiento, las tareas de campo ejecutadas y el posprocesamiento de la información relevada (Dominguez Ruben et al., 2014; Dominguez Ruben et al., 2015a).

Posteriormente, se detalla las características generales del modelo numérico empleado (TELEMAC-MASCARET) con las ecuaciones de gobierno, tanto de la hidrodinámica como del transporte de sedimentos, haciendo especial hincapié, para esto último, en el acoplamiento del módulo SISYPHE (Tassi, 2017). Una mayor descripción se hará en Capítulos 4 y 6 de la presente tesis.

### **2.2 Región de estudio**

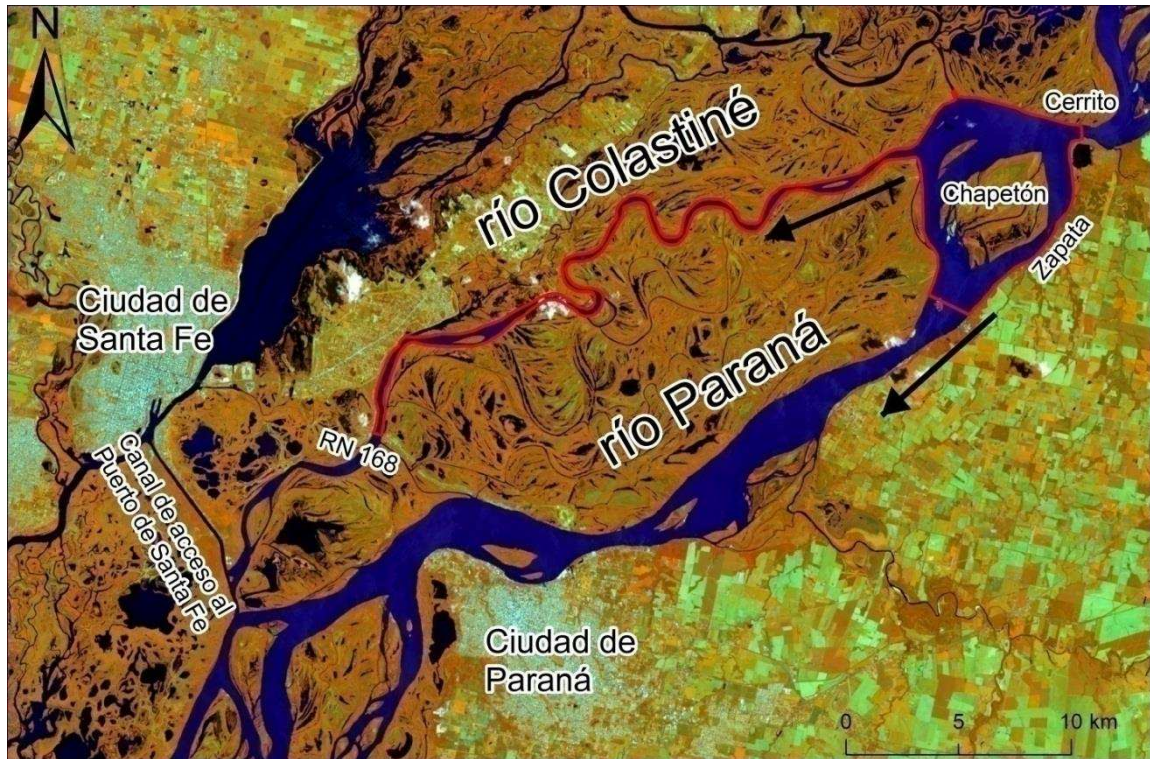
En los criterios de selección de la región de estudio estuvieron contemplados el cumplimiento de los objetivos e hipótesis propuestos en los ítems 1.2 y 1.3 atendiendo diversos puntos como fácil acceso y gran volumen de datos disponibles, adquiridos por proyectos ejecutados en el ámbito de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH) de la Universidad Nacional del Litoral (UNL).

La región de estudio se ubica en el tramo medio del río Paraná (31°32'1.58''S, 60°16'14.07''O) abarcando la contracción denominada Cerrito sobre el cauce principal, la posterior expansión denominada Chapetón (incluyendo el brazo Zapata) y el tramo inicial y medio del río Colastiné hasta la RN 168 (31°39'36.99''S 60°35'49.16''O). Ver Figura 2.1 (línea roja).

#### **2.2.1 Río Paraná. Características generales**

El Paraná en su tramo medio ha sido definido como un sistema multicanalizado o de cauces múltiples (*'anabranching'*, en inglés), por un gran número de autores (Nanson y Knighton, 1996, Orfeo et al., 2006; Latrubesse, 2008). El río Paraná en su tramo medio presenta un ancho de valle de 15 km, un ancho de cauce medio de 1.6 km y una profundidad media de 8 m (variable según el tramo). Su cauce principal escurre un caudal medio de 14100 m<sup>3</sup>/s, un máximo de 39400 m<sup>3</sup>/s y uno de desborde de 17000 m<sup>3</sup>/s. La pendiente de superficie media es de 2 a 5 x10<sup>-5</sup> y valle de 5 a 9 x10<sup>-5</sup>. El comportamiento hidrológico se encuentra dominado por períodos de crecidas entre febrero-marzo (21000 m<sup>3</sup>/s) y mínimos entre agosto-

septiembre (13000 m<sup>3</sup>/s). Giacosa et al. (2000) indica que del total de caudal medido sobre el cauce principal en estación Corrientes (aguas abajo de la confluencia Paraná-Paraguay), un 72% corresponde al Paraná superior y un 28% al río Paraguay.



**Figura 2. 1.-** Zona de estudio sobre el cauce principal del río Paraná y cauce secundario Colastiné.

El sedimento del fondo del Paraná se encuentra conformado por partículas de tipo granular, con una granulometría variable de 0.100 mm a 0.600 mm (Amsler y Prendes, 2000). Sus diámetros característicos son  $D_{16}=0.160$  mm,  $D_{50}=0.300$  mm y  $D_{84}=0.520$  mm, con un desvío estándar de  $\sigma_g=0.55$  (Amsler y Prendes, 2000). Sobre el tramo medio del Paraná se presenta una contracción denominada Cerrito, compuesta por un fondo de roca "dura" con una profundidad media de 35 m. Esta contracción antecede a una expansión de ancho medio 6500 m y de gran movilidad histórica (Ramonell et al., 2000). Estos tipos de nodos son comúnmente observables a lo largo del Paraná (Pereira, 2016) y se encuentran conformadas por grandes islas que ocupan una gran fracción del ancho del cauce. Una de ellas es la isla Chapetón la cual ocupa un total de 16 km<sup>2</sup> y otras formaciones de menor tamaño que parten el flujo y sedimento en brazos de diversas jerarquías (Figura 2.1). Llamaremos a partir de aquí a toda esta región que incluye la isla y el cauce principal del Paraná, zona Chapetón. Sobre esta zona se presentan 3 bifurcaciones sucesivas: Bifurcación 1) inmediatamente aguas abajo a la contracción Cerrito; Bifurcación 2) sobre el brazo derecho de la Bifurcación 1, donde se abren 3 brazos y; Bifurcación 3) la generada por el río Colastiné. El thalweg del

tramo del río se localizó durante las últimas décadas recostado sobre la margen derecha en la expansión y manteniéndose sobre esta hasta la confluencia aguas abajo de la isla. Ramonell et al. (2000) evaluaron la migración lateral sobre dicha región y determinaron tasas anuales cercanas a 53 m/año. Amsler y Prendes (2000) indican que las formas de fondo en una región aledaña a Chapetón se presentan dunas con alturas medias ( $H_d$ ) de 1.8 m y longitudes ( $L$ ) de 45 m. Estos mismos autores indicaron que las tasas de transporte de fondo varían en un rango entre 0.08 kg/m/s a 0.41 kg/m/s. Dichos autores compararon las diferentes ecuaciones teóricas de transporte, concluyendo que el mejor ajuste lo generaba la expresión de Engelund y Hansen (1967).

En cuanto al sedimento suspendido se puede indicar que la fracción fina o carga de lavado (Drago y Amsler, 1988; Drago y Amsler, 1998; Amsler y Prendes, 2000; Orfeo y Stevaux, 2002; Orfeo et al., 2006) transportada por el Paraná es influenciada por los aporte del río Bermejo, que vuelca cerca del 90% de la carga de lavado transportada por el Paraná aguas abajo. Alarcon et al. (2003) ha demostrado que la relación entre el sedimento suspendido y el transporte de fondo es de 10, mientras que la carga de lavado representa el 91% del sedimento total transportado. La composición del material del fondo es de arena cuarzosas (>90%), con pequeñas fracciones de limos y arcillas (<4%) (Drago y Amsler, 1998). Estos autores han reportado que entre un 11% y un 51% lo conforman arena gruesa y fina (con un tamaño medio de 0.320 mm y una desviación estándar de  $\sigma_g=1.43$ ). Cabe destacar que el material suspendido del fondo se encuentra en el orden de  $\sim 0.110$  mm (Latosinski et al., 2014; Lopez Weibel et al., 2015). Se describirá con mayor detalle el río Paraná en el Capítulo 4.

### **2.2.2 Río Colastiné. Características generales**

El río Colastiné es uno de los cauces secundarios de mayor jerarquía presentes en el tramo medio del río Paraná. Nace sobre la zona Chapetón, detallada anteriormente, y reingresa nuevamente al Paraná a través del canal de acceso al puerto de Santa Fe (Figura 2.1). Su comportamiento hidráulico, similar al del Paraná (pendiente superficial  $1 \times 10^{-5}$ ), se caracteriza por un caudal medio anual de 1800 m<sup>3</sup>/s, un máximo de 7900 m<sup>3</sup>/s y un caudal de desborde de 2000 m<sup>3</sup>/s. De los  $\sim 50$  km totales de longitud presenta los primeros  $\sim 30$  km sin intervención notable antrópica, desarrollando sobre estos una forma en planta de tipo meandriforme. Su geometría se describe por un ancho medio ( $\bar{B}$ ) de 390 m y una profundidad media ( $\bar{H}$ ) de 6.5 m (aunque sobre sus curvas la profundidad puede variar entre 0.5 m a 15 m, desde el point bar a thalweg, respectivamente). Esta condición geométrica conforma una relación de aspecto ( $B/H$ ) elevada mayor a 50.

Su fondo se conforma de un diámetro característico de  $D_{50}=0.250$  mm. Este material granular se presenta hasta una profundidad de ~18 m en donde se observa una capa de material fino compuesto por limos y arcillas (Ramonell, 2005). Se describirá con mayor detalle el río Colastiné en el Capítulo 5.

## **2.3 Metodología de trabajo**

La metodología de la presente tesis abarca un enfoque multidisciplinario atravesando por las áreas de hidráulica fluvial, sedimentología, geomorfología y mecánica computacional. Cabe resaltar que en ocasiones se reiterará, de acuerdo a los objetivos de cada capítulo, los pasos seguidos en los relevamientos de campo. A continuación se detalla los trabajos previos de gabinete, el trabajo en campo y el postratamiento de los datos y muestras (en gabinete y laboratorio sedimentológico).

### **2.3.1 Tareas de gabinete**

#### **2.3.1.1 Revisión bibliográfica**

La primera etapa de esta tesis consistió en la recopilación de datos bibliográficos sobre grandes cauces meandriformes. Esta se centró en la búsqueda de aquellos estudios que describen el comportamiento hidrosedimentológico ya sea en laboratorio, modelación numérica y datos de campo sobre curvas. El objetivo de esta etapa fue reunir los antecedentes necesarios a nivel mundial como punto de partida para poder comparar con las características de la región de estudio. De esta manera se pudo establecer el alcance de la tesis.

Cabe destacar además que debido a la necesidad de contar con los recientes avances en el desarrollo numérico (particularmente los relacionados al cálculo de transporte de sedimento) en cauces naturales, se llevó a cabo una estancia de 6 meses en la Universidad de Pittsburgh (Estados Unidos), bajo la tutoría del Dr. Jorge Abad. En la misma se calibró el modelo numérico TELEMAC-MASCARET para su uso en el Paraná y sus cauces secundarios.

#### **2.3.1.2 Recopilación cartográfica**

La recopilación cartográfica consistió en la organización de imágenes satelitales de la región, de diferentes períodos y fuentes. La principal fuente de información satelital fue el Servicio Geológico de Estados Unidos (United State Geological Survey, USGS) que en su portal web <https://earthexplorer.usgs.gov>, pone a disposición un gestor que permite descargar de manera gratuita las imágenes satelitales de las distintas misiones realizadas. Para esta tesis se utilizaron las siguientes imágenes con la resolución otorgadas por la misma:

- TM Mosaics (1983-1999)
- L1-5 MSS (1986- 1992) 60x60m
- L4-5 TM (2008-2011) 30x30m
- L7 ETM+SLC-on (1999-2003) 30x 30m
- L7 ETM+SLC-off (2003-presente) 30x30m
- L8 OLI/TIRS Pre-WRS-2 (2011-presente) 30x30m

Otra fuente de imágenes satelitales fueron las CBERS, disponibles en la página [www.cbears.inpe.br](http://www.cbears.inpe.br) de manera gratuita:

- CBERS 2 con resolución espacial de 20 m (2004-2007).

Y además se contó con la aplicación:

- Google Earth® (2002-actualidad).

Las imágenes satelitales permitieron realizar una descripción de la geometría de los diferentes tramos de estudio y así extraer de las mismas variables como: ancho, largo, sinuosidad, amplitud de onda, ápice, longitud aguas arriba del ápice y longitud aguas abajo del ápice. Se destaca que para esta etapa fue útil la aplicación de Meander Statistics Toolbox *MStAT* (Dominguez Ruben et al., 2017), una herramienta computacional desarrollada en MATLAB que permite mediante la incorporación en diferentes formatos (.txt, .csv o .dat) de la línea central del cauce digitalizada previamente, calcular los parámetros geométricos anteriormente indicados. Las imágenes satelitales permitirán además, mediante un análisis multitemporal, cuantificar las migraciones laterales, definir la región de erosión y deposición, como así también la formación de bancos y cambios geomorfológicos de la región.

### **2.3.1.3 Recopilación de datos hidrológicos**

Parte de los datos hidrológicos fueron extraídos de la Base de Datos Hidrológica Integral (BDHI) provista por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación Argentina, disponibles en la página web <https://www.mininterior.gov.ar/obras-publicas/rh-base.php>. La BDHI cuenta con una interfaz de fácil manejo para la extracción y descarga de los datos hidrológicos requeridos, disponibles en las distintas estaciones de mediciones de interés. Particularmente para esta tesis se escogieron un total de 4 estaciones que se irán presentando a lo largo de esta (Ver Tabla 2.1).

Las variables extraídas de BDHI para las estaciones seleccionadas fueron tanto aforos diarios como mensuales de: altura ( $H$ ), caudal líquido ( $Q$ ), caudal sólido fino ( $G_w$ ) y grueso ( $G_{ss}$ ). Por último cabe destacar que se cuenta con aforos líquidos con ADCP logrados del proyecto titulado “Análisis de procesos de construcción de la planicie aluvial en un gran río de

llanura: el río Paraná en su tramo medio”, Programa CAID+09, FICH-UNL. Dirigido por el Lic. Carlos Ramonell. Estos aforos se llevaron a cabo en diferentes cauces del sistema Paraná, pero los aquí utilizados corresponde a la región del Chapetón, efectuados en el año 2009 y serán nuevamente citados en el Capítulo 4.

### 2.3.2 Tareas de campo y equipamiento utilizado

El soporte técnico y equipamiento como así también el personal de apoyo necesario para llevar a cabo las diferentes tareas de campo fue provistos por la FICH y el grupo de investigación en el cual se enmarca la presente tesis, lo que facilitó y agilizó la captura de datos.

**Tabla 2. 1.-** Estaciones de aforo provistas por la subsecretaria de Recursos Hídricos de la Nación Argentina.

Estaciones	Río
RN 168	Colastiné
Puerto Paraná (km 601*)	Paraná medio
Hernandarias (km 689*)	Paraná medio
Corrientes (km 1208*)	Paraná medio

\*kilómetro de la ruta de navegación fluvial.

A continuación se enumeraran los equipos e instrumental con los que contamos y posteriormente se detallarán las metodologías de las campañas y los equipos usados en cada una de ellas.

Para la determinación de caudales, estructura de flujo y señal acústica:

- Perfiladores acústicos Doppler (Acoustic Doppler Currents Profilers, ADCP) Río Grande 600 kHz y 1200 kHz. Marca Teledyne RD Instruments (Figura 2.2a).
- Sistema de posicionamiento global con modo diferencial y corrección en tiempo real (DGPS-RTK). Marca Leica 1200 (Figura 2.2d), el cual provee el posicionamiento de la embarcación con errores del orden de  $\pm 2$  cm en la horizontal

Para el relevamiento batimétrico:

- Sonda ecógrafa de haz único (SBES, por su siglas en inglés) Raytheon. Frecuencia 200 kHz (Figura 2.2b).

Para la toma de muestras de sedimento de fondo, suspendido y carga de lavado:

- Conos muestreadores de fondo.
- Muestreador US P-61 puntual en la vertical (Figura 2.2f).
- Botellas de vidrio de 900 ml para la toma de muestras superficiales o carga de lavado.

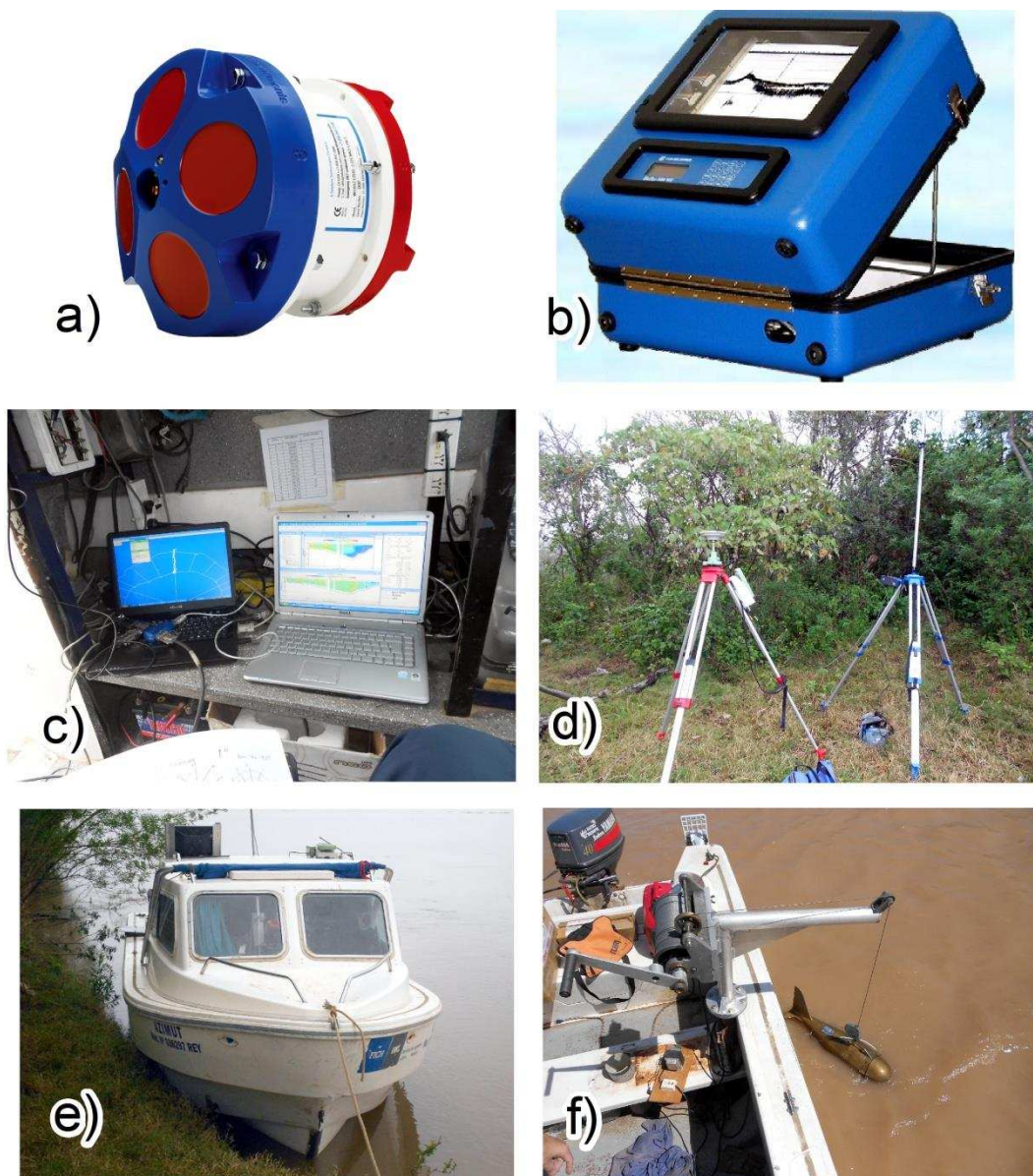


## Sistemas de navegación y de recopilación en la toma de datos

- IFANAV. Software de navegación a tiempo real que permite integrar los datos provistos por los equipos GPS (Leica 1200) y sonda ecógrafa Raytheon (Figura 2.2c).
- WinRiver v7.17. Software propietario de Teledyne RDI. Permite la captura y visualización de los datos de los equipos acústicos ADCP río Grande 600 kHz y 1200 kHz (Figura 2.2c).

## Equipamiento extra para cumplimentar los datos de estudio:

- Distanciómetro óptico.
- 2 computadoras portátiles.
- Equipamiento necesario para la derivación de datos.



**Figura 2. 2.-** Equipamiento utilizado: a) perfilador acústico Doppler (Teledyne RDI 1200 kHz), b) ecosonda, c) notebooks con software para la recopilación de datos, d) estación para el DGPS, e) embarcación hidrográfica y f) muestreador US P61.

Por último cabe destacar que todo este instrumental fue montado en la embarcación hidrográfica, la cual permite la maniobrabilidad necesaria para la recolección de datos en las zonas de estudio.

### **2.3.3 Procedimiento metodológico**

En términos generales, la metodología de trabajo para las diferentes campañas realizadas puede resumirse de la siguiente manera:

- i) Recopilación y análisis de información y antecedentes: de los archivos y datos hidrosedimentológicos con que cuenta la FICH y el grupo de investigación. Ordenamiento de dicha información según criterios relacionados a los objetivos e hipótesis de la presente tesis.
- ii) Planificación de la campaña. Determinación de las variables a relevar, los equipos a utilizar y los tramos o secciones de estudio.
- iii) Ejecución de trabajos de campo específicos. Las mediciones con ADCP, toma de muestras sedimentológicas y relevamiento del fondo con ecosonda. Al relevamiento con equipos ADCP se lo realizó con un mínimo de dos trayectorias sobre cada sección definida, a una velocidad de 0.5 m/s. Las secciones para el relevamiento acústico fueron elegidas de manera que se pueda obtener el mayor grado de información dependiendo del posanálisis (i.e. métodos de descomposición de la estructura de flujo) y repetidas con el fin de comparar resultados. Las formas del fondo se obtuvo con la ecosonda de haz simple Raytheon acoplada al DGPS. Ambas operaciones fueron controladas con el software de navegación IFANAV (desarrollado en la FICH) que permite visualizar a tiempo real la trayectoria de la embarcación junto con el área, y secciones previamente digitalizadas e incluidas en el mapa navegador.
- iv) Análisis de laboratorio. El Laboratorio de Sedimentología de la FICH fue utilizado para el procesamiento de las muestras de sedimento recolectadas en campo. Este cuenta con el equipamiento e infraestructura necesarios para el análisis de concentración y granulometría de sedimentos fluviales. El equipamiento aquí empleado fue:
  - Difractómetro (analizador de tamaño de partículas) láser HORIBA LA-910
  - tamizadora,
  - batería de tamices completas (de 0.063 mm a 4 mm),
  - dos balanzas (analítica y de precisión),
  - bomba de vacío,
  - estufa de secado,



- destilador,
- baños de vapor,
- vaso precipitado, vaso Erlenmeyer y demás material vidriado.

Todo este instrumental se utilizó en distintos tiempos según las necesidades de procesamiento y a medida que se fue avanzando sobre los objetivos planteados para la tesis. El procesamiento sedimentológico se llevó a cabo para dos tipos de muestras: sedimentos en suspensión, separando carga de lavado y arenas finas y por otro lado sedimentos del lecho o márgenes. En el primer caso, el objetivo ha sido la determinación de valores de concentración de sedimentos finos (limos y arcillas) y de sedimentos gruesos (arenas) por separado. En el segundo, la obtención de la distribución granulométrica y frecuencias del material de fondo. Cabe resaltar que para este último análisis dependiendo del volumen de muestra con la que se contaba y el diámetro, se optó por realizar el ensayo con el difractor láser o a través de tamizado seco.

El procedimiento para el análisis de sedimento en suspensión (primer método) ha sido el siguiente:

Todas las muestras se estacionaron por más de siete días antes de la extracción del líquido sobrenadante, con bomba de vacío. Del sobrenadante se extrajeron 250 ml, para la determinación de la concentración de sólidos disueltos (CSD), incorporándole 5 ml de agua oxigenada al 10% en volumen (para eliminación de materia orgánica) y puesto en cápsula tarada a desecar en estufa durante 24 hs. El resto se descartó, registrando previamente el volumen. El volumen decantado en cada muestra fue medido y luego, se pasó su contenido por el tamiz 230 (el cual retiene partículas mayores a 0.063 mm de diámetro). Cada uno de los dos productos de esta división (“finos” y “gruesos”) se ubicó en diferentes cápsulas taradas, tratado con agua oxigenada (5 ml, 10%) y puesto a desecar a baño maría. Luego del desecado a baño maría, cada cápsula se introdujo en estufa, a 100°C durante tres horas y más tarde, llevado a desecador por dos horas para la estabilización, para su posterior pesado en balanza de precisión. Con el peso de cada clase de sedimento y el volumen total de muestra, se computó el valor de concentración de cada fracción.

Para la obtención de las distribuciones granulométricas se empleó el método de difractor láser o tamizado seco, de acuerdo al tipo y cantidad de muestra recolectada. El ensayo con el difractor consta de introducir una muestra sobre una solución líquida (Hexametáfosfato al 5%) e introducirlo en el recipiente agitador que cuenta el equipo LA-910. Dentro del recipiente la muestra es bombeada y sometida durante 20 seg a ultrasonido para separar las partículas. Llevado a cabo esto el equipo mide el tamaño del grano a través de la reflexión de la luz que genera y se obtiene así la distribución granulométrica como la

frecuencia de la muestra.

Para las demás muestras se llevó a cabo el tamizado seco como se detalla a continuación:

Inicialmente se colocó cada muestra húmeda en bandejas de aluminio y en estufa a 110°C durante 8 hs. Posteriormente al secado se prosiguió con el mezclado y cuarteo de las muestras, previa estabilización de las mismas a la temperatura ambiente. Una vez hecho el cuarteo, se colocó la muestra resultante en una cápsula tarada y se procedió al pesaje de la misma en balanza de precisión. Para el tamizado de cada muestra resultante se utilizó un tamizador automático, con tamices sucesivos, y dispuestos en forma descendente, de 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0.500 mm, 0.250 mm, 0.125 mm y 0.0625 mm, colocando la muestra sobre el tamiz de 4 mm y haciendo funcionar el tamizador durante 5 min. Luego del tamizado se procedió con el registro del peso acumulado retenido en cada tamiz con la balanza de precisión, volcando el contenido de cada tamiz en la cápsula tarada. Con los datos de peso acumulado se confeccionó la curva granulométrica y de frecuencia de cada muestra.

Por último cabe resaltar que para muestras tomadas sobre las márgenes se llevó a cabo el método de densímetro o hidrómetro. Este método consiste en determinar la cantidad de material en suspensión, midiendo su densidad mediante un densímetro o hidrómetro (ASTM D422, 152-h) cuyo vástago está calibrado en gramos/litro. El densímetro se hunde más o menos en una suspensión de densidad variable colocada en una probeta. Entonces para un densímetro de forma y peso dado, se puede calcular la profundidad efectiva en función de la densidad del líquido. El método consiste en pesar 50 g de muestra y preparar en un vaso precipitado 100 ml de solución de hexametáfosfato de sodio al 5%. Dejan reposar esta solución 12 hs. Trasvasar el contenido del vaso a un agitador eléctrico y agitar durante 3 min. Luego trasvasar a un vaso precipitado el contenido agitado y agitar nuevamente este por 30 seg. con una varilla metálica. Mas tarde, introducir el hidrómetro y leer a los 40 seg. exactos (esta lectura corresponde a las sumas de las fracciones de arcilla y limo en suspensión). Volver agitar y dejar en reposo 2 hs. Luego introducir el hidrómetro y leer (esta lectura corresponde a la fracción de las arcillas en suspensión). Cabe destacar que por diferencia se encuentra el porcentaje de arenas presentes en la muestra.

v) *Procesamiento de la información obtenida en las mediciones de campo.* Para el tratamiento de la información recolectada se utilizaron software propios de los equipos acústicos (e.g. WinRiver II) y el software que promedia y proyecta los recorridos del relevamiento con ADCP (Velocity Mapping Toolbox, VMT) (Parsons et al., 2012). Se destaca en este punto el desarrollo de una herramienta computacional que se detallará en el Capítulo 3, *Acoustic Sediment Estimation Toolbox* (ASET), que permite transformar la señal acústica en valores de concentración a través de la metodología propuesta por Szupiany et

al. (2017). Otros software comerciales (tales como TecPlot, Corel Draw, Microsoft Excel, MATLAB) y libres (planillas de cálculo Libre Office), fueron utilizados para graficar distintas variables de interés.

### **2.3.4 Descripción de las tareas de campo realizadas**

Debido a la gran extensión de la zona y a la planificación sectorizada de los estudios, los relevamientos se realizaron en diferentes períodos y subtramos específicos. A continuación se listan y detallan las diferentes campañas, incluyendo los tipos de relevamientos realizados en cada una de ellas.

#### **2.3.4.1 Campaña 2011 (C2011)**

*Fecha de relevamiento: 9/05/2011*

Altura hidrométrica en río Colastiné RN 168 ( $H_{Col}$ ) = 4.8 m

Esta primera campaña, si bien no fue realizada dentro del período de estudio, fue muy importante para los objetivos perseguidos. La misma se llevó a cabo por el grupo de investigación del cual formo parte, en el marco del proyecto PICT2006-00758 titulado "MEDICIÓN Y CÁLCULO DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS FLUVIALES", y dirigido por el Ing. Alfonso Pujol.

El objetivo del procesamiento de la información, realizado en el marco de la tesis, fue identificar el comportamiento generalizado del tramo de estudio caso particular cuantificar la estructura de flujo y el transporte de sedimento suspendido proveniente del fondo. El lugar que se llevó a cabo esta campaña incluye al tramo inicial del río Colastiné (bifurcación Paraná-Colastiné) y unos 20 km aguas abajo sobre este hasta el puente de la RN 168 (Figura 2.3).

El valor del caudal líquido medido sobre el río Colastiné corresponde a un nivel de desborde de 2512 m<sup>3</sup>/s.

Para esta campaña se llevaron a cabo mediciones con ADCP Teledyne RDI Río Grande 1200 kHz. Para esto se definieron un total de 29 secciones transversales coincidentes con los ápices y tramos intermedios entre curvas (línea roja, Figura 2.3). Estas secciones sirvieron para evaluar la variación de caudales líquidos (por desborde), sólidos, definir la morfología y la estructura del flujo a lo largo del tramo. La metodología de medición consistió en la realización de 2 recorridos por sección, de esta manera se logra obtener una única sección promediando los recorridos y las variables medidas (velocidades e intensidad) con el software VMT (Parsons et al., 2012).

### 2.3.4.2 Campaña 2013 (C2013)

*Fecha de relevamiento: 10-11/07/2013*

$H_{Cot}=4.22\text{ m}$

Los motivos que motorizaron a dicha campaña rondan en interiorizar el análisis global realizado en C2011 escogiendo un subtramo del río Colastiné con la presencia de una serie de curvas consecutivas con diferente radio de curvatura, para ser monitoreadas a mayor resolución espacial y temporal. Esta campaña permitió evacuar dudas respecto a la presencia de corrientes secundarias y gracias a la transformación de la señal acústica a concentraciones, determinar su influencia sobre los sedimentos suspendidos. Dicha campaña fue llevada a cabo para un estado de desborde con un caudal promedio de  $2486\text{ m}^3/\text{s}$ .

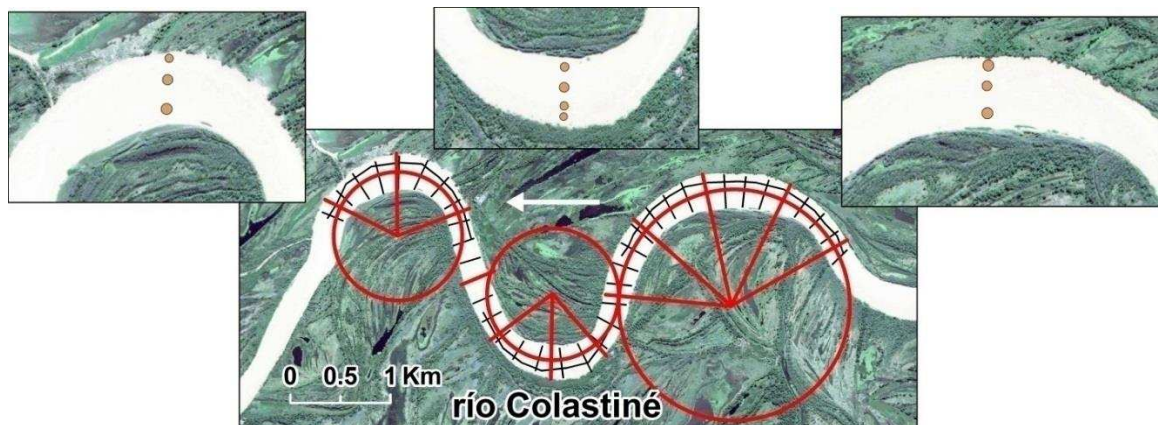


**Figura 2.3.-**Tramo y secciones de aforo tomadas en la campaña 2011 (C2011).

Basados en los objetivos propuestos para la campaña, se definieron 12 secciones de aforo líquido (línea roja, Figura 2.4), 700 m equidistante, coincidente con los ápices, punto de inflexión entre curvas y tramos anterior y posterior a las mismas. El instrumental acústico utilizado para esta campaña fue el perfilador Río Grande de 1200 kHz acoplado a un sistema de posicionamiento global en forma diferencial y a tiempo real (RTK-DGPS). Durante las mediciones el ADCP se configuró con Modo 1 (WM1, Teledyne RD Instruments, 2007) y se trabajó con celdas de 0.25 m de altura e intervalos de medición de aproximadamente 0.70 seg. Dado el característico transporte de fondo que presentan este cauce, se utilizó al sistema DGPS de referencia para el cálculo de la velocidad de la embarcación. Además se destaca que para el cálculo de pendiente superficial se midió el pelo de agua realizando recorridos longitudinales en las regiones externas a la curva (línea negra).

La batimetría general del tramo se llevó a cabo con la ecosonda simple haz Raytheon, en este caso recorriendo secciones transversales distanciadas por 200 m (líneas negra, Figura 2.4).

En las secciones transversales correspondientes al ápice de las curvas se tomaron muestras de sedimento de fondo (puntos marrones en Figura 2.4) con muestreadores tipo conos de arrastre, para la determinación de la distribución granulometría. En particular sobre la segunda curva, se realizaron mediciones estáticas, i.e. embarcación anclada, durante intervalos de 15 min. con ADCP en tres puntos en la transversal (zona exterior, central e interior, del ápice de la curva) como así también en la zona de influencia de la rugosidad de márgenes y vegetación.



**Figura 2.4.**-Tramo y secciones relevadas para la campaña 2013 (C2013). Líneas rojas con ADCP y negras con ecosonda. Los puntos indican la posición de la extracción de muestras de fondo.

La distribución de las concentraciones de sedimento de fondo en suspensión se obtuvo a través de calibraciones que relaciona la intensidad de la señal acústica de retorno medida por el ADCP y concentraciones de este material (ver metodología en Szupiany et al., 2017), toda esta incorporada en el código ASET (Capítulo 3).

#### **2.3.4.3 Campaña 2014a (C2014a)**

*Fecha de relevamiento: 17/03/2014*

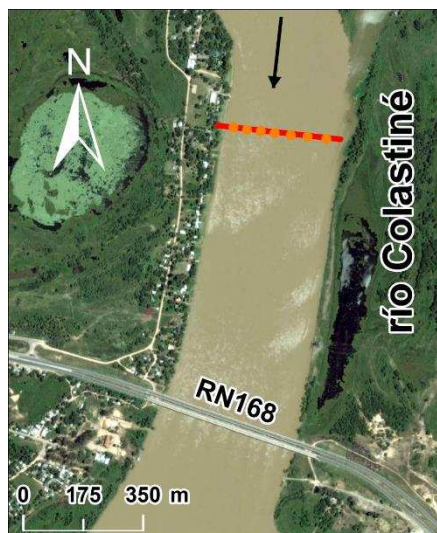
$H_{Col}=2.77\text{ m}$

Se destaca que esta campaña se enmarcó conjuntamente con actividades dentro de la pasantía de la Ing. Cecilia López Weibel, integrante del grupo de investigación, titulada "Uso de perfiladores acústicos Doppler para la estimación del transporte de sedimentos en cauces fluviales", realizada durante el periodo 2013-2014 con el objetivo primario de lograr la calibración de los datos sedimentológicos con la señal acústica sobre el cauce Colastiné. Los

resultados de dicha calibración ya fueron presentados por Lopez Weibel et al. (2015) y fueron claves para la validación del código ASET que se desarrollará en el Capítulo 3 de la presente tesis. Con este fin, se llevaron a cabo los trabajos en una sección cercana al puente de la RN 168, debido al fácil acceso. El estado hidrométrico de esta campaña corresponde a un estado de aguas bajas ( $Q = 1488 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

Dado los objetivos propuestos por dicha campaña se acoplo a la embarcación hidrográfica el equipo US-P61 provisto por el Instituto Nacional de Limnología (INALI-CONICET). Este cuenta con la propiedad isocinética, la cual permite el ingreso del flujo y sedimento a la misma velocidad del medio, propiedad necesaria para la correcta cuantificación de las concentraciones del material grueso (arenas) transportadas en suspensión. De esta manera se tomaron muestras puntuales a diferentes profundidades ( $0.2H$ ,  $0.4H$ ,  $0.6H$ ,  $0.8H$  y  $0.9H$ ) sobre diferentes verticales. En este caso se estableció la ubicación de 5 verticales (puntos marrones, Figura 2.5) a través del método de incrementos de igual caudal (Equal Discharge Increment, EDI, en sus siglas en inglés, WMO, 1994). Adicionalmente, se relevaron 2 verticales para incrementar el volumen de datos. Además, mientras se realizaron la toma de muestras puntuales de sedimento suspendido, se registraron las velocidades e intensidades acústicas con ambos equipos ADCP (600 kHz y 1200 kHz) Río Grande Teledyne RDI. Esto último permite correlacionar la muestra adquirida con los datos acústicos relevados para así realizar la calibración de la señal acústica.

Finalmente, se relevó la sección realizando 4 recorridos en forma dinámica con ADCP para, una vez efectuada la calibración, determinar mediante la metodología propuesta por Szupiany et al. (2017) el transporte de sedimento suspendido sobre la misma.



**Figura 2.5.-** Región de estudio campaña 2014 (C2014a).



#### **2.3.4.4 Campaña 2014b (C2014b)**

*Fecha de relevamiento: 5-6/11/2014*

*$H_{cot} = 3.64 \text{ m}$*

En función de los resultados de los relevamientos anteriores, el motivo de realización de esta campaña fue: i) detallar la estructura de flujo sobre las curvas ya estudiadas en C2013 para un estado hidrométrico medio (por debajo del nivel de desborde relevado en 2013), ii) cuantificar con mayor resolución la morfología de fondo, iii) cuantificar el efecto de la rugosidad y presencia de vegetación en márgenes externas de las curvas y, iv) analizar la composición sedimentológica de bancos formados en la zona interna de las curvas y márgenes. El caudal medio registrado para esta campaña fue de  $1921 \text{ m}^3/\text{s}$ .

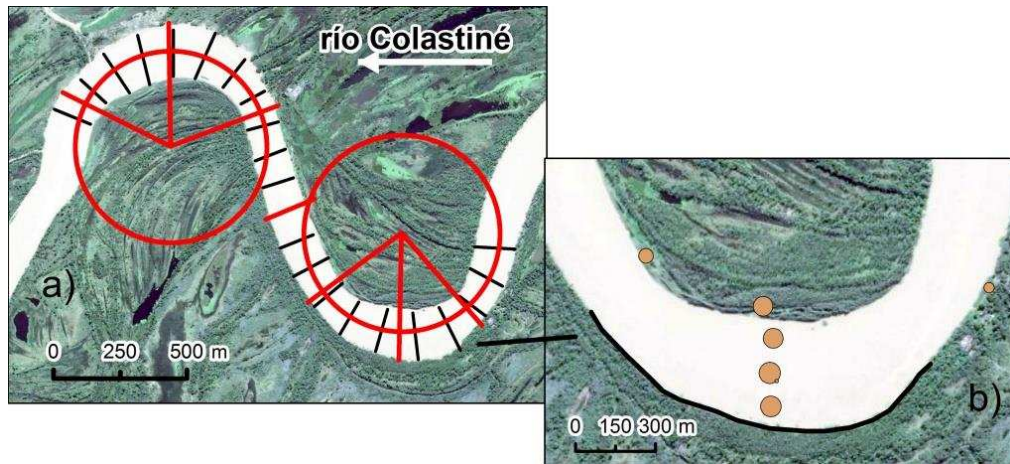
Para lograr los objetivos indicados anteriormente, y con el motivo de poder comparar con datos previos, la metodología llevada a cabo fue similar a C2013. Se realizaron aforos con el equipo ADCP Río Grande Teledyne RDI de 1200 kHz sobre las curvas seleccionadas (línea roja, Figura 2.6a). En este caso se optó por llevar a cabo 4 recorridos por sección para tener una mayor resolución.

Para la caracterización de la turbulencia generada por la rugosidad y vegetación en márgenes, se realizaron mediciones con un dron (modelo DJI Phantom +2 vision) a la altura aproximada de 50 m lo que permitió la captura de imágenes para el postanálisis. Las mediciones consistieron en la captura de videos, durante aproximadamente 10 min de la región externa a la curva que se muestra en Figura 2.6b. Para la caracterización se lanzó rodamina lo que permitió visualizar las estructuras o remolinos superficiales presentes en la región de la curva. Este relevamiento se pudo llevar a cabo gracias a la colaboración lograda con el laboratorio CETA (Centro de Estudios y Tecnología del Agua) perteneciente a la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba. En esa colaboración participaron el Dr. Carlos Marcelo Garcia y el Dr. Horacio Herrero (ambos miembros de CETA-UNC).

En cuanto al relevamiento del fondo, se realizaron 2, por un lado el tramo general con secciones determinadas cada 200 m y por otro uno detallado sobre la primer curva (Figura 2.6b) con secciones equiespaciadas por 20 m.

En cuanto a las muestras de sedimento de fondo, se tomaron en puntos coincidentes con los ya determinado en C2013 (puntos marrones, Figura 2.6b) y mediante el posprocesamiento en laboratorio permitirá obtener en detalle la granulometría de fondo y los estadísticos y frecuencias correspondientes. En el caso de los finos se tomaron muestras superficiales (desde la embarcación) para luego realizar las determinaciones de las concentraciones y sólidos disueltos. Ambos datos sedimentológicos permitirán calcular las tasas de transporte

de sedimento suspendido mediante la correlación entre señal acústica y concentraciones con la herramienta ASET (Capítulo 3).



**Figura 2.6-** Región de estudio, secciones relevadas y puntos de muestreo de sedimentos y mediciones estáticas durante campaña 2014b (C2014b).

Para evaluar los mecanismos de erosión y deposición de las márgenes sobre la curva de análisis, se extrajeron muestras de una calicata de 1 m x 1 m en la región interna de la curva como así también se tomaron muestras de superficie de la margen de un tramo previo y posterior al ápice (puntos marrones, Figura 2.6b).

Por último, para relevar la ubicación y forma de la margen sobre la curva en estudio, se llevó a cabo un relevamiento de esta con el equipo GPS. En total se cuantifico 1400 m con el equipo GPS móvil (línea negra, Figura 2.6b).

#### **2.3.4.5 Campaña 2015 (C2015)**

*Fecha de relevamiento: 12/02/2015*

$H_{Col} = 3.97m$

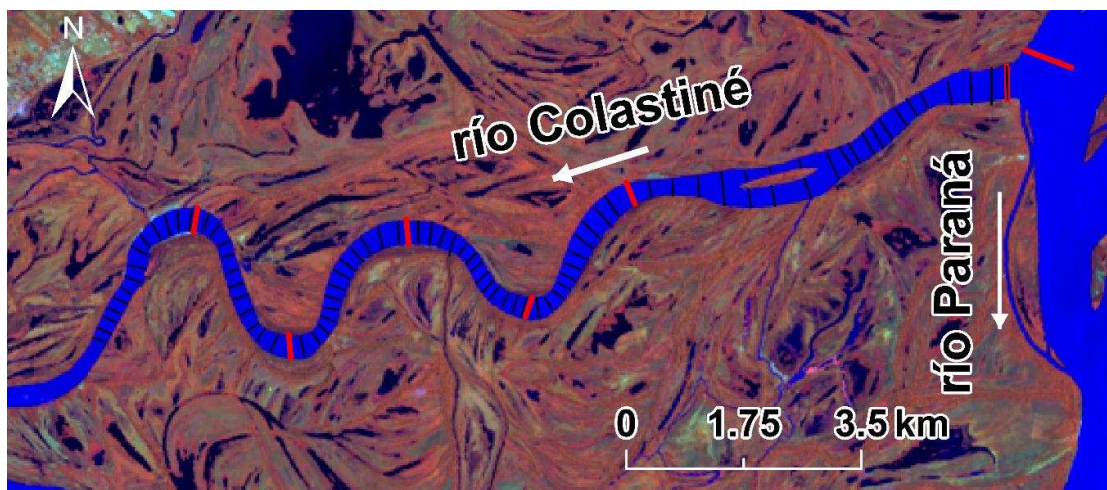
El objetivo de esta campaña fue relevar la morfología, hidráulica y transporte de sedimento suspendido desde la embocadura hasta unos ~20 km aguas abajo sobre el río Colastiné, con el fin de generar una base de datos a utilizar en la modelación numérica hidrosedimentológica 2D y 3D del tramo. Dicha modelación se llevará a cabo con el modelo TELEMAC-MASCARET (descrito más adelante) a fin de evaluar la fenomenología con mayor resolución espacial y temporal sobre el tramo de estudio. La campaña se desarrolló bajo un estado de desborde con un caudal medio de 2110 m<sup>3</sup>/s.

El campo de velocidades y señal de retorno acústica se la obtuvo a través de mediciones con ADCP 1200 kHz Río Grande Teledyne RDI, en este caso dos trayectorias por sección,



relevándose un total de 7 secciones coincidentes con los ápices del tramo de estudio (línea roja, Figura 2.7).

El fondo se midió con la ecosonda simple haz Raytheon, de la misma manera que en los relevamientos previos (cocido batimétrico) en secciones distanciadas por 200 m (línea negra, Figura 2.7).



**Figura 2.7.**-Región de estudio y secciones relevadas con ADCP (rojas) y ecosonda (negras) en campaña 2015 (C2015).

#### **2.3.4.6 Campaña 2016 (C2016)**

*Fecha de relevamiento: 12-14/12/16*

*Altura hidrométrica en río Paraná. Estación el Puerto Paraná ( $H_{pp}$ )= 4.92 m*

Esta campaña se efectuó con el fin de analizar los procesos hidrosedimentológicos que se producen en una serie sucesivas de bifurcaciones sobre la expansión (Figura 2.8) que incluyen la bifurcación Colastiné-Paraná. Para ello se relevó la región denominada Chapetón la cual comprende tres tipos de bifurcaciones: Bifurcación 1) aguas abajo de la contracción producida por la sección Cerrito (Figura 2.8) la cual divide entre el brazo derecho e izquierdo denominado este último Zapata; Bifurcación 2) sobre el brazo derecho producto de la presencia de 2 bancos/islas las cuales producen una bifurcación múltiple y Bifurcación 3) la producida por el río Colastiné. De esta manera se pretende entender los mecanismos de captación de flujo y sedimento por parte del Colastiné y la influencia que genera su presencia tanto en la división de estas variables como en la morfología de la zona. Dicha medición se llevó a cabo para un estado de aguas medias con un caudal para la sección del Paraná de  $16250 \text{ m}^3/\text{s}$  y de  $1700 \text{ m}^3/\text{s}$  en el río Colastiné.

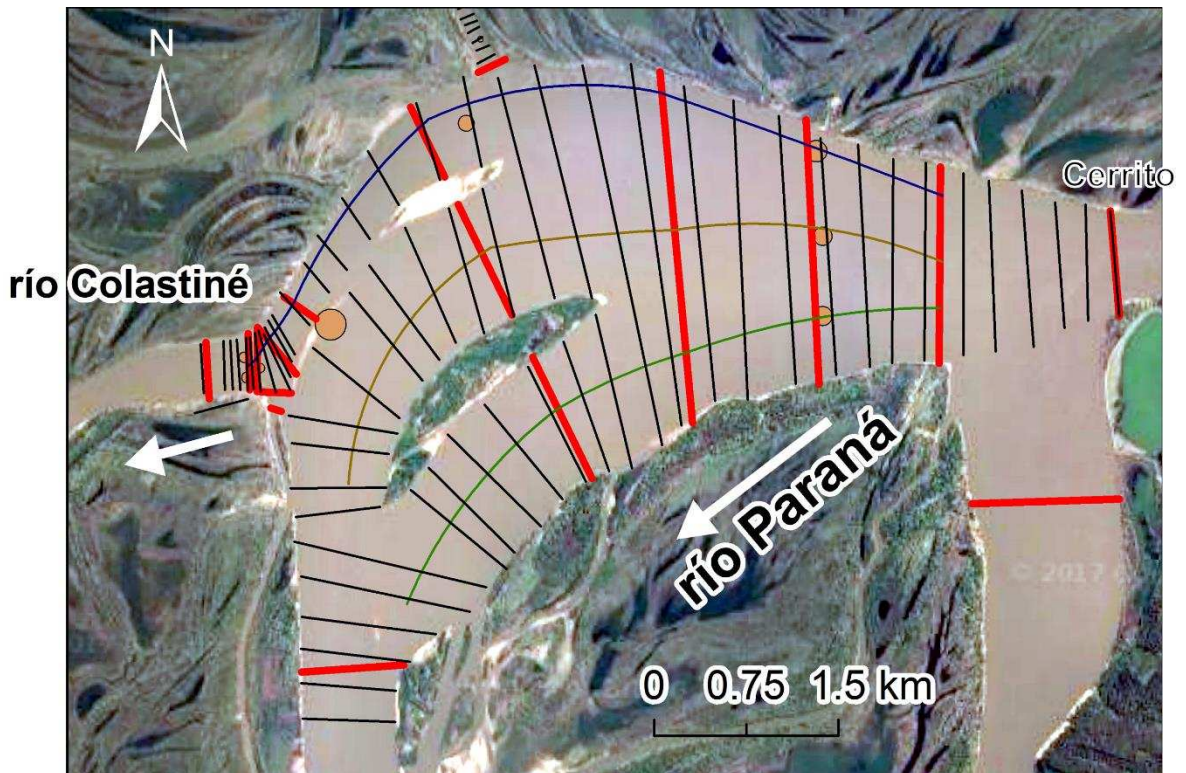
Se tomaron un total de 17 secciones para realizar los aforos con el equipo acústico Río Grande ADCP 1200 kHz y 62 secciones con ecosonda para el relevamiento batimétrico (ver

Figura 2.8). Además y con el fin de indagar en los mecanismos de partición de sedimento transportado, se tomaron muestras del fondo del cauce en diferentes regiones de la bifurcación (puntos marrones en Figura 2.8).

En cuanto a la rugosidad del fondo, como así también la pendiente de pelo de agua, se relevaron perfiles longitudinales siguiendo trayectorias de isolíneas de caudal previamente calculadas (1000 m<sup>3</sup>/s, 4500 m<sup>3</sup>/s y 6500 m<sup>3</sup>/s). De esta manera se definieron 3 líneas coincidentes con el brazo derecho, central e izquierdo de la expansión (líneas azul, marrón y verde).

Se efectuó una calicata sobre el banco frente a la embocadura del Colastiné, donde se extrajo una muestra por estrato identificado (3 estratos).

Para finalizar, en la Tabla 2.2 se sintetizan los relevamientos, las fechas, las zonas relevadas y el tipo de relevamiento realizado.



**Figura 2.8.-** Región de estudio, ubicación de secciones relevadas con ADCP (rojas), ecosonda (negras) y localización de muestras de fondo durante la campaña 2016 (C2016).

**Tabla 2. 2.-** Detalle sobre las campañas realizadas: Fecha, zona, actividades (resumida).

Campañas	Fecha	Nivel hidrométrico	Zona	Actividades
C2011	09/05/2011	$H_{Col}=4.8m$ (nivel alto)	Desde Embocadura río Colastiné hasta 16 km aguas abajo	29 secciones de aforo con equipo ADCP 1200kHz.
C2013	10-11/07/2013	$H_{Col}=4.22m$ (nivel alto)	Tramo medio de Colastiné (hasta 12 km aguas abajo de la embocadura)	12 secciones de aforo y mediciones estáticas con ADCP 1200 kHz, 38 secciones de relevamiento batimétrico (ecosonda). Muestras de fondo y márgenes.
C2014a	17/3/14	$H_{Col}=2.77m$ (nivel bajo)	Aguas arriba de Puente RN 168 (frente club Caza y Pesca)	Aforo con equipo ADCP (600 kHz y 1200 kHz) y toma de muestras puntuales de sedimento suspendido. Equipo de muestreo US-P61. Calibración de señal acústica.
C2014b	5-6/11/2014	$H_{Col}=3.64m$ (nivel medio)	Tramo medio del río Colastiné (hasta 12 km aguas abajo de la embocadura)	7 secciones de aforo, pendiente de superficie (ADCP 1200 kHz). Relevamiento batimétrico general y detallado de curvas (ecosonda). Toma de muestras de fondo, calicata y márgenes.
C2015	12/02/2015	$H_{Col}=3.97m$ (nivel medio)	Desde Embocadura río Colastiné hasta 16 km aguas abajo	7 secciones de aforo con ADCP 1200 kHz. Relevamiento batimétrico general (ecosonda). Toma de muestra de fondo y superficie.
C2016	12-14/12/2016	$H_{pp}=4.92m$ (nivel medio)	Zona de expansión sobre el río Paraná en Chapetón y bifurcación Paraná- Colastiné.	17 secciones de aforo con ADCP 1200 kHz. Medición detallada de fondo. 62 secciones para el relevamiento batimétrico del tramo (ecosonda). Toma de muestra de fondo, superficie y calicata sobre banco.

## 2.4 El Sistema TELEMAC-MASCARET

El sistema numérico TELEMAC-MASCARET ha sido creado para la representación del escurrimiento de un flujo a superficie libre utilizando la metodología de Elementos Finitos y volúmenes finitos. El consorcio de desarrolladores se encuentra compuesto por: **Artelia** (Francia), **Bundes Anstalt für Wasserbau** (BAW, Alemania), **Centre d'Etudes et d'Expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement** (CEREMA, Francia), **Daresbury Laboratory** (Reino Unido), **Electricité de France R&D** (EDF, Francia), and **HR Wallingford** (Reino Unido). Su actual desarrollo y gran uso a nivel mundial se debe a las facilidades que el mismo ofrece para su puesta en funcionamiento. Actualmente el código se encuentra liberado y es posible descargarlo para diferentes sistemas operativos (Windows o de base Linux). Además cuenta con una página web <http://www.opentelemac.org/>, en donde se puede acceder a manuales y casos prácticos sobre los diferentes módulos con lo que cuenta TELEMAC-MASCARET. Estos son los siguientes:

- **TELEMAC 2D**. Hidrodinámica bidimensional.
- **TELEMAC 3D**. Hidrodinámica tridimensional.
- **SISYPHE**. Transporte de fondo y sedimento suspendido.
- **NESTOR**. Modelación de operaciones de drenaje en ríos.
- **MASCARET 1**. Modelación hidrodinámica unidimensional.
- **TOMAWAC**. Propagación de olas en áreas costeras.
- **ARTEMIS**. Simulación numérica de propagación de ondas y agitación en puertos.

Cabe aclarar que en esta tesis solo se utilizaran los tres primeros módulos indicados anteriormente.

TELEMAC-MASCARET se encuentra codificado en FORTRAN90 y es posible modificar sus algoritmos para los casos que sean necesarios. Cabe destacar que se encuentra potenciando debido a la capacidad de paralelización de los diferentes módulos.

### 2.4.1 TELEMAC 2D

El módulo TELEMAC 2D se utiliza para el cálculo de flujo en superficie libre bidimensional en el plano horizontal. Las principales variables que se obtienen son profundidad de agua y velocidad sobre las dos componentes del plano ( $x,y$ ). TELEMAC 2D resuelve las ecuaciones de Saint Venant (1871) usando el método de elementos finitos sobre una malla triangular. TELEMAC 2D resuelve las siguientes 4 ecuaciones:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla}(H) + H \text{div}(\vec{u}) = S_h \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla}(u) = -g \frac{\partial Z_s}{\partial x} + S_x + \frac{1}{H} \text{div}(H v_f \vec{\nabla} u) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla}(v) = -g \frac{\partial Z_s}{\partial y} + S_y + \frac{1}{H} \text{div}(H v_f \vec{\nabla} v) \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla}(T) = S_{Tr} + \frac{1}{H} \text{div}(H v_T \vec{\nabla} T) \quad (2.4)$$

Donde:

$x, y$  (m) coordenadas globales

$H$  (m) profundidad en el nodo

$Z_s$  (m) cota de superficie de agua (sistema de referencia arbitrario), donde  $Z_s = Z_b + H$

$Z_b$  (m) cota de fondo

$\vec{u} = (u, v)$  vector velocidad

$u, v$  (m/s) componentes de velocidad

$T$  (g/l o °C) trazador pasivo o activo

$g$  (m/s<sup>2</sup>) aceleración gravitatoria

$v_f, v_T$  (m<sup>2</sup>/s) coeficiente de difusión turbulenta del flujo y trazador (respectivamente)

$t$  (s) tiempo

$S_h$  (m/s) fuente o sumidero de fluido

$S_x, S_y$  (m<sup>2</sup>/s) fuente o sumidero en la ecuación dinámica

$S_{Tr}$  (g/l/s) fuente o sumidero de trazador

donde  $H, u, v$  y  $T$  son nuestras variables desconocidas.

Los términos de las ecuaciones previas son calculados en uno o más pasos (en el caso del término de advección por el método de las características) de la siguiente manera.

- Advección de  $H, u$  y  $v$ .
- Propagación, difusión y términos fuentes de la ecuación de conservación (Ec. 2.1).
- Difusión y términos fuentes de la ecuación de transporte de trazadores.

En cuanto a la viscosidad turbulenta puede ser ingresada por el usuario (viscosidad constante) o determinada a través del modelo de cierre de turbulencia  $k-\varepsilon$  en donde se evalúa la generación de energía turbulenta con la disipación (Hervouet, 2007) o por el método de Smagorinski (1963).

Diferentes métodos para la representación de rugosidad de fondo es posible aplicar en TELEMAC 2D, entre los que se encuentran:

- Ley de Haaland

- Ley de Chézy
- Ley de Strickler
- Ley de Manning
- Ley de Nikuradse
- Ley de la pared (solo en condiciones de borde)
- Ley de Colebrooke-White

Todas las leyes presentadas anteriormente se encuentran detalladas en Hervouet (2007). Nótese que el valor de rugosidad para algunos de estos métodos anteriormente debe ser impuesto por el usuario. Mas detalles se presentan en los Capítulos 4 y 5 de esta tesis.

### 2.4.2 TELEMAC 3D

El código TELEMAC 3D resuelve las ecuaciones tridimensionales para un flujo en superficial libre (con o sin la hipótesis de la presión hidrostática) y el transporte-difusión con las ecuaciones de cantidad de trazadores (e.g. temperatura, salinidad, sedimento). De esta manera se obtiene la velocidad en las tres direcciones  $(x,y,z)$  y las concentraciones de cantidades transportadas. TELEMAC 3D puede resolver mediante dos metodologías el termino de presión, por un lado hidrostática y por otro no hidrostática. En el primer caso utiliza las ecuaciones tridimensional de Navier-Stokes con superficie libre, despreciando la variación de la densidad en la conservación de masa, plantea la hipótesis de presión hidrostática (la presión en un punto dado es la suma de la presión de la atmosfera más el peso del agua por arriba del punto) y desarrolla las aproximaciones de Boussinesq para resolver la ecuaciones de momento. Debido a estas hipótesis las ecuaciones resultantes son las siguientes:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -g \frac{\partial Z_s}{\partial x} + \nu_f \Delta(u) + S_x, \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -g \frac{\partial Z_s}{\partial y} + \nu_f \Delta(v) + S_y, \quad (2.7)$$

$$p = p_{atm} + \rho_0 g (Z_s - z) + \rho_0 g \int_z^{Z_s} \frac{\Delta \rho}{\rho_0} dz, \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \nu_T \Delta(T) + S_{Tr} \quad (2.9)$$

Donde:

$x, y, z$  (m) componentes del sistema cartesiano

$Z_s$  (m) cota de superficie de agua (sistema de referencia arbitrario), donde  $Z_s = Z_b + H$

$Z_b$  (m) cota de fondo

$H$  (m) profundidad

$u, v, w$  (m/s) componente de velocidad en coordenadas  $x, y, z$  respectivamente

$T$  (°C, g/l) trazador

$p$  presión

$p_{atm}$  presión atmosférica

$\nu_f$  (m<sup>2</sup>/s) coeficiente de difusión turbulenta del flujo

$\nu_T$  (m<sup>2</sup>/s) coeficiente de difusión turbulenta del trazador

$\rho_0$  densidad de referencia

$\Delta\rho$  delta de densidad

$t$  (s) tiempo

$S_x, S_y$  (m/s<sup>2</sup>) términos fuentes o sumidero en las coordenadas  $x$  e  $y$

$S_{Tr}$  (unidades del trazador) fuentes o sumideros del trazador

En este caso  $H, u, v, w$  y  $T$  son cantidades desconocidas y que los trazadores pueden ser activos o pasivos (i.e. afectan o no a la hidrodinámica). De manera generalizada los pasos seguidos por TELEMAC 3D son los siguientes:

- El primer paso consiste en calcular la velocidad advectiva resolviendo solo los términos de advección en las ecuaciones de momento.
- En el segundo paso se calcula las nuevas componentes de velocidad utilizando los componentes de velocidad advectivas calculadas en el paso anterior, y teniendo en cuenta los términos difusivos y fuentes de la ecuación de momento. Esto permite obtener un campo de velocidades intermedias.
- En el tercer paso se obtiene la profundidad de agua por la integración vertical de la ecuación de continuidad y de momento, solamente incluyendo el termino de presión (todos los demás términos ya han sido tomados en cuenta en los pasos previos). Esto resulta en las siguientes ecuaciones:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(uH)}{\partial x} + \frac{\partial(vH)}{\partial y} = 0 , \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial Z_s}{\partial x} , \quad (2.11)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial Z_s}{\partial y} \quad (2.12)$$

donde  $u$  y  $v$  son las variables bidimensional de velocidad en  $x$  e  $y$  (respectivamente) producto de la integración vertical. Estos pasos lo resuelve a través de TELEMAC 2D. Por último,  $u$  y  $v$  son calculadas por la combinación de ecuaciones (Ecs. 2.6 y 2.7) y  $w$  es computada de la ecuación de continuidad (Ec. 2.5). Para el caso no hidrostático, TELEMAC 3D utiliza la ecuación de continuidad y momento indicada previamente (Ecs. 2.5, 2.6 y 2.7), aunque introduce una tercera ecuación para  $w$ :

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + \nu_f \Delta(w) + S_z \quad (2.13)$$

donde  $S_z$  termino fuente o sumidero en la coordenada  $z$ . Además, para este caso no hidrostático, TELEMAC 3D modifica la Ec. 2.8 introduciendo el cálculo de presión una de tipo dinámica ( $p_d$ ):

$$p = p_{atm} + \rho_0 g (Z_s - z) + \rho_0 g \int_{Z_f}^{Z_s} \frac{\Delta \rho}{\rho_0} dz + p_d \quad (2.14)$$

La resolución para esta condición no hidrostática es similar a la hidrostática con la única diferencia en el paso de continuidad (paso de "proyección" en la que el gradiente de presión dinámica modifica el campo de velocidad para proporcionar la divergencia cero requerida de velocidad) y el cálculo de la superficie libre.

### 2.4.3 SISYPHE

Nótese que TELEMAC 2D permite acoplarse a un módulo de cálculo de transporte de sedimento denominado SISYPHE (Tassi, 2017). De esta manera es posible realizar cálculos del transporte de sedimento para los mecanismos existentes, hablamos de fondo, en suspensión o carga de lavado. Uno de los parámetros más importantes que vincula ambos módulos (TELEMAC 2D y SISYPHE) es la tensión de corte de fondo ( $\tau_b$ ), definida:

$$\tau_b = 0.5 \rho C_f (u^2 + v^2)^{0.5} \quad (2.15)$$

donde  $u$  y  $v$  es la velocidad promediada en la vertical en las direcciones  $x$  e  $y$ , respectivamente (extraídas de TELEMAC 2D), y  $C_f$  es el coeficiente de fricción relacionado a la rugosidad del fondo (ver Tassi, 2017). La velocidad de corte queda definida de la siguiente manera



$$u_* = \sqrt{\tau_b / \rho}.$$

Para el cálculo del caudal transportado en fondo ( $Q_b$ ), SISYPHE pone a disposición diferentes ecuaciones, muchas de ellas asume la existencia de una capacidad transporte, iniciada con el desplazamiento de la partícula. Estas fórmulas relacionan la tensión adimensional de corte de fondo debida al flujo y la tensión crítica de corte o parámetro de Shields para el cálculo de una tasa de transporte adimensional, como:

$$\Phi_b = \frac{Q_b}{\sqrt{g(s-1)D_{ch}^3}} \quad (2.16)$$

donde  $\rho_s$  es la densidad del sedimento,  $s = \rho_s / \rho$  la densidad relativa,  $D_{ch}$  ( $=D_{50}$ ) diámetro medio del sedimento y  $g$  gravedad. En ocasiones  $\Phi_b$  se encuentra correlacionado al parámetro adimensional conocido Shields  $\theta'$ , definido como:

$$\theta' = \frac{\mu\tau_b}{(\rho_s - \rho)gD_{50}} \quad (2.17)$$

siendo  $\mu$  un factor de corrección de la rugosidad del fondo (dependiente de las formas del fondo presentes, ver Tassi, 2017).

Existen diferentes formulaciones semiempíricas (Garcia, 2008) para el cálculo de  $Q_b$ , entre las que SISYPHE se encuentran: basadas en la capacidad de transporte, Meyer-Peter y Muller, 1948; van Rijn, 1984; Hunziker, 1995), basadas en conceptos de energía (Engelund y Hansen, 1967) o de derivaciones estadísticas (Einstein, 1950; Bijker, 1968). Cabe destacar que el rango de aplicabilidad de estas formulaciones se encuentra limitado por el tamaño del grano que se quiere modelar (Tassi, 2017).

En cuanto al transporte de sedimento suspendido ( $D_{50} > 0.060\text{mm}$ , material no cohesivo), SISYPHE asume que el perfil vertical de concentraciones desarrollado por la partícula es el propuesto por Rouse (1937):

$$C(z) = C_{ref} \left( \frac{z-H}{z} \frac{a}{a-H} \right)^{N_R} \quad (2.18)$$

donde  $C_{ref}$  es la concentración de referencia (a la altura de referencia  $a = \chi H$ , con  $\chi = 0.05$ ) y  $N_R$  es definido como el número de Rouse de la siguiente manera:

$$N_R = \frac{w_s}{\kappa u_*} \quad (2.19)$$

siendo  $w_s$  la velocidad de caída de la partícula (van Rijn, 1984) y  $\kappa$  la constante de von Karman (=0.4).

La ecuación bidimensional de transporte para una concentración media en la vertical se obtiene de la integración de la ecuación de transporte 3D. Si aplicamos la regla de Leibniz adoptando adecuadas condiciones de borde y asumiendo un fondo suficientemente delgado la ecuación de transporte de sedimento suspendido resulta:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U_{ADV} \frac{\partial C}{\partial x} + V_{ADV} \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \nu_T \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \nu_T \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{(E_T - D_T)_{z=a}}{H} \quad (2.20)$$

Donde  $C$  es la concentración media en la vertical,  $U_{adv}$  y  $V_{adv}$  es la velocidad advectiva y  $\nu_T$  es el coeficiente de difusión turbulenta del trazador (en nuestro caso del sedimento). SISYPHE utiliza para el cálculo del termino advectivo el método de las características (Courant y Hilbert, 1962) por defecto, aunque permite optar por otros como SUPG (por siglas en inglés, Streamline Upwind Petrov Galerkin.), Esquema Conservativo, entre otros (para mas detalles ver, Hervouet, 2007).

En cuanto al termino difusivo, el valor de  $\nu_T$  puede ser calculado de manera constante longitudinal y transversalmente (ingresado por el usuario), utilizar el mismo que para flujo (trazador pasivo),  $\nu_T = \nu_f$  extraído de TELEMAC 2D o puede ser calculado en base al modelo de Elder (Tassi, 2017).

$E_T$  y  $D_T$  son tasas de erosión y deposición respectivamente, calculadas sobre el nivel de referencia ( $ref=a$ ). Para esto se acepta la formulación de Celik y Rodi (1988) la cual se basa en el concepto de concentración de equilibrio:

$$(E_T - D_T)_{ref} = w_s (C_{eq} - C_{ref}) \quad (2.21)$$

donde  $C_{eq}$  es la concentración de equilibrio posible de calcular mediante diferentes ecuaciones empíricas, entre las que se encuentran: i) Zyserman y Fredsoe (1994), ii) Bijker (1968), iii) van Rijn (1984), y iv) Soulsby (1997). Cabe destacar que para el cálculo de  $C_{ref}$  se utiliza la integración en la vertical de la ecuación de Rouse (Ec. 2.18). Mas detalles son presentados en Tassi (2017). Esto se reiterará en los Capítulos 4 y 6.

#### **2.4.4 Equipamiento para modelación numérica**

Es importante destacar que la estación de trabajo con la que contamos tiene un total de 12 núcleos, dadas por las características de un procesador Intel Xeon Processor E5-2620 v3 (6C, 2.4GHz, Turbo, HT, 15M, 85W). Dicho procesador se encuentra paralelizado para la optimización del cómputo a gran escala con el uso de la subrutina OPENMPICH. Además la estación cuenta con un total de 64Gb de RAM y un RAID 10 para la optimización de lectura y escritura de datos.

# **CAPÍTULO 3: Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET): Una Herramienta para la Calibración y Cálculo de Transporte de Sedimento Suspendido usando la Señal Acústica**

## **3.1 Introducción**

La cuantificación de sedimento suspendido es sumamente importante para la gestión y manejo de los cauces naturales. Su correcta medición genera desafíos en el ámbito ingenieril y científico. Más aún sobre grandes ríos, donde los procesos de erosión y deposición interactúan fuertemente con los proyectos ingenieriles tales como tomas de agua, rutas de navegación, puertos, puentes, diques, que se vinculan al desarrollo de los asentamientos poblacionales.

Los relevamientos tradicionales para el cómputo del transporte de sedimento suspendido requieren de la toma de muestras, el subsiguiente análisis en laboratorio y la medición en simultáneo del flujo. Estos métodos son laboriosos, y demandan un tiempo considerablemente elevado, ya sea de trabajos de campo, como de posprocesamiento en laboratorio (Anderson et al., 2010). Cabe resaltar además que aunque los métodos tradicionales representan una medición directa del transporte de material, la resolución que ofrecen es limitada espacial y temporalmente, más aún en grandes ríos.

Dadas estas limitaciones, en las últimas décadas han surgido nuevas tecnologías para el monitoreo de transporte de sedimento (Anderson et al., 2010; Gray y Gartner, 2009). En este sentido, el uso de los perfiladores acústicos Doppler (ADCP), los cuales originalmente fueron desarrollados para medir el caudal, han sido reconocidos para proveer información cuantitativa de las concentraciones de sedimento suspendido (Reichel y Nachtnebel, 1994; Gartner, 2004; Szupiany et al., 2007; Latosinski et al., 2014; Venditti et al., 2016). Además del buen rendimiento ya demostrado por estos equipos (Gartner, 2004; Moore et al., 2012; Latosinski et al., 2014; Lopez Weibel et al., 2015, entre otros), se encuentran los beneficios asociados a la obtención en simultáneo del flujo y concentración del sedimento, con una elevada resolución espacial y temporal.

A pesar de las evaluaciones del uso de la tecnología acústica para la estimación del transporte de sedimentos, no existe hasta el momento una herramienta que permita el procesamiento de la información tanto para la calibración e implementación, a fin de agilizar el tratamiento, obteniendo similares resoluciones espacio-temporal que la del flujo. En este sentido, ya existen herramientas que permiten el posprocesamiento de los datos del ADCP (Velocity Mapping Toolbox, VMT, Parsons et al., 2012).

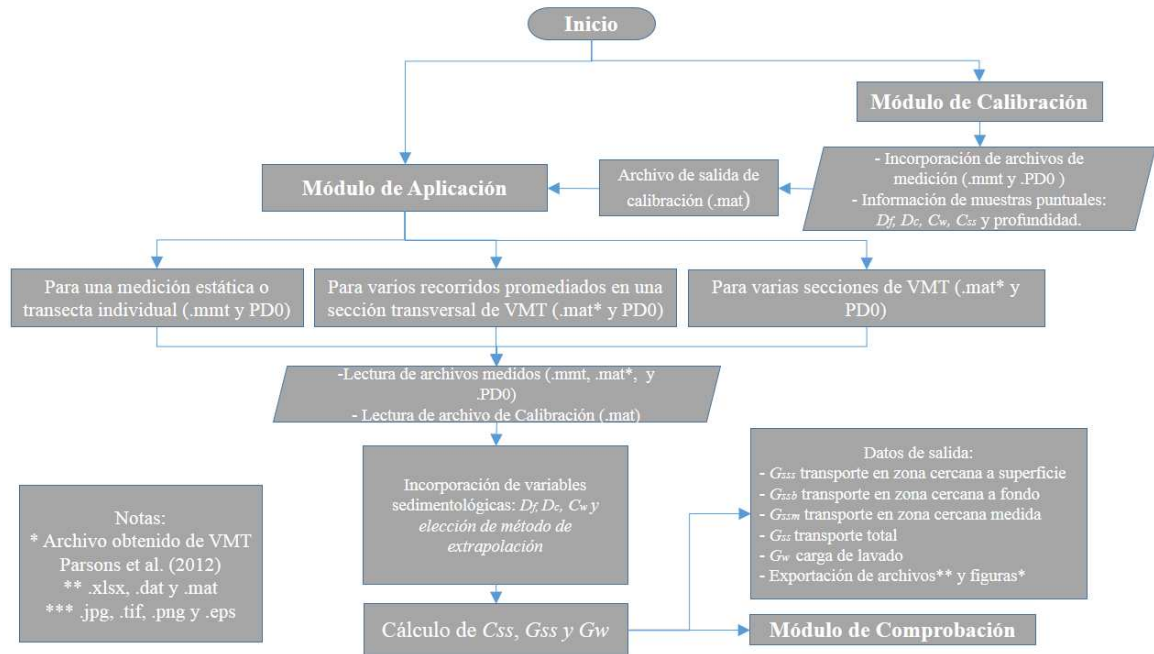
Por lo indicado anteriormente en este capítulo se presenta una nueva herramienta computacional, la cual llamaremos Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET). Desarrollado en MATLAB, ASET estima las concentraciones del sedimento suspendido del fondo a través del análisis de la señal acústica utilizando metodologías ya desarrolladas por el grupo de investigación marco (Latosinski et al., 2014; Lopez Weibel et al., 2015; Szupiany et al., 2017). ASET combina la velocidad de flujo, intensidad acústica e información batimétrica medida por los ADCP para calcular el transporte total de sedimento suspendido de fondo ( $G_{ss}$ ) en una sección transversal a través de mediciones en forma dinámica. A la vez permite la visualización de todas las variables de interés, hablamos de la distribución de sedimento suspendido de fondo ( $C_{ss}$ ), la velocidad en la dirección del flujo ( $u$ ) y el transporte ( $G_{ss}$ ). Cabe destacar que ASET usa algoritmos que permiten el cálculo de variables hidrodinámicas y sedimentológicas en zonas no medidas por el equipo ADCP (cerca de fondo y superficie), mediante diferentes métodos de extrapolación sobre los datos medidos. A continuación se describen las operaciones más relevantes de la herramienta computacional ASET. Para finalizar, se evalúa su rendimiento sobre 6 secciones transversales del cauce principal del río Paraná y su tributario (río Colastiné) y se contrastan dichos resultados con los datos medidos por métodos tradicionales.

### **3.2 Esquema general de procedimiento**

ASET es una herramienta de cálculo matemático que permite el procesamiento conjunto de la señal acústica, velocidad de flujo e información batimétrica extraídos del equipo ADCP, para estimar la distribución de las concentraciones del sedimento suspendido de fondo ( $C_{ss}$ ) y su transporte ( $G_{ss}$ ) sobre secciones transversales del cauce (cuando las mediciones se realizan con la embarcación en movimiento) o sobre verticales, cuando se las realiza con la embarcación estática (anclada). Cuenta además con un módulo de calibración el cual, basado en la metodología presentada por Lopez Weibel et al. (2015) y Szupiany et al. (2017), permite obtener los parámetros acústicos necesarios para luego realizar la transformación de la intensidad de la señal acústica a concentración de sedimento. Un breve resumen de la teoría acústica se presentará en la siguiente sección.

Un factor crítico del uso de ADCP es estimar las velocidades y concentraciones en zonas no medidas por este instrumento (cerca de fondo y superficie, Simpson, 2001). En este sentido, ASET utiliza diferentes criterios/métodos de extrapolación a ser elegidos por el usuario de acuerdo a las características del cauce (detalles sobre los métodos serán presentados en ítem 3.4.2.4).

La Figura 3.1 muestra el diagrama de flujo de ASET, allí se resume los pasos que realiza el código desde la incorporación de archivos hasta la obtención de resultados, como los distintos módulos que integran a la herramienta.



**Figura 3. 1.-** Diagrama de flujo del código computacional ASET.

Cabe destacar que hasta el momento ASET solo procesa señales de dos frecuencias de equipos provistos por Teledyne RD Instruments (i.e. ADCP 600 kHz y 1200 kHz), futuras mejoras están previstas en cuanto a la incorporación de datos de diferentes frecuencias y fabricantes.

### 3.3 Aspectos relevantes de la teoría acústica utilizada

A continuación se ofrece un análisis breve de las características de interés de estos instrumentos para la estimación de concentraciones de material en suspensión. Para más detalles ver Lopez Weibel et al. (2015) y Szupiany et al. (2017).

El pulso acústico que transmite cada transductor del ADCP se propaga a través de la columna de agua y rebota ante la presencia de cualquier partícula presente en suspensión (i.e. sedimentos, materia orgánica, burbujas de aire, flóculos, etc.) y por lo tanto la intensidad de retorno es función de las distintas concentraciones y tamaños de estas partículas. A su vez, esta intensidad es función de las características propias del instrumento (frecuencia, energía transmitida, rango de volumen medido, sensibilidad de recepción) (Deines, 1999). Por lo tanto, para un dado instrumento y suponiendo un tamaño y tipo (mineralogía) de partícula (ausencia de cualquier otro tipo de material en suspensión) similar, la intensidad de la señal

de retorno estará en directa relación con la concentración de sedimentos.

Las ecuaciones que gobiernan el rebote acústico producido por las partículas presentes en suspensión fueron publicadas en las últimas décadas por diferentes autores (Thorne et al., 1993; Schaafsma y Hay, 1997; Holdaway y Thorne., 1997; Creed et al., 2001; Poerbandono y Mayerle, 2002; Thorne y Hanes, 2002; Gartner, 2004; Wall et al., 2006; Topping et al., 2007; Wright et al., 2010).

La intensidad de la señal dispersada por una nube de partículas en suspensión (denominada comúnmente como backscatter volumétrico),  $S_v$ , se define como la suma del backscatter de las partículas individuales por unidad de volumen. Además, para usos prácticos, se consideran las propiedades medias de las partículas. Por lo tanto,  $S_v$  puede ser definido a través de la Ec. 3.1.

$$S_v = 10 \log_{10} n_b \langle \sigma_s \rangle \quad (3.1)$$

Donde los valores medios esperados se indican entre paréntesis  $\langle \rangle$  y, por lo tanto, el término  $\langle \sigma_s \rangle$ , es el backscatter promedio de la sección transversal (en  $m^2$ ), mientras que,  $n_b$  es el número de partículas por unidad de volumen (en  $m^{-3}$ ).

Teniendo en cuenta la masa total de los sedimentos en suspensión por unidad de volumen,  $M_s$ , igual a la suma de las esferas equivalentes  $n_b$  caracterizados con el radio medio  $\langle r_m \rangle$  y densidad  $\rho_s$  Ec. 3.2, se deduce la relación entre la intensidad del backscatter y la masa de sedimentos en suspensión en la unidad volumen (es decir, la concentración de sedimentos) tal como se presenta en Ec. 3.3.

$$M_s = \frac{4}{3} \pi \rho_s n_b \langle r_m^3 \rangle \quad (3.2)$$

$$S_v = 10 \log_{10} \frac{3 M_s \langle \sigma_s \rangle}{4 \pi \rho_s \langle r_m^3 \rangle} \quad (3.3)$$

El modelado de la intensidad de backscatter sobre la base de las características de sedimentos en suspensión se conoce en la literatura como “problema directo”, mientras que la solución del “problema inverso” se refiere a la evaluación de la concentración y tamaño de partículas a través de los ecos acústicos medidos. Por lo tanto, dada una cierta distribución de los sedimentos en suspensión, la intensidad de backscatter puede ser evaluada mediante la aplicación de la Ec. 3.3, el backscatter promedio de la sección transversal y el radio

equivalente promedio. En cuanto al problema inverso, dada una intensidad de backscatter medida, y un tamaño de partícula promedio asumido, la misma Ec. 3.3 puede ser resuelta para evaluar la concentración de sedimentos.

En todos los casos, la intensidad de backscatter está relacionada a la sección transversal de una partícula individual a través de una función de dispersión, Ec. 3.4.

$$\sigma_s = (r_m^2 f^2)/4 \quad (3.4)$$

Donde  $f$  es el denominado factor de forma (Thorne y Hanes, 2002). Para un radio de partícula dado, el factor de forma sólo depende de la frecuencia acústica aplicada y su variación se describe como el producto entre el radio de la partícula y el número de onda acústica ( $k$ ) (Thorne y Hanes, 2002) denominado como  $kp$ .

Cuando se hace referencia a una nube de partículas de forma irregular, típico caso del material de fondo en suspensión en corrientes naturales, la formulación presentada por Thorne y Meral (2008) se puede aplicar para estimar  $f$ , i.e.  $f = 1.25kp^2$  y  $f = 1.1$  para régimen de Rayleigh ( $kp < 1$ ) y dispersión geométrica ( $kp \gg 1$ ), respectivamente.

Combinando las Ecs. 3.3 y 3.4 e introduciendo la función de intensidad de backscatter por sedimentos, Ec. 3.5. Donde  $t$  es tiempo,  $R_t$  la profundidad (descompuesta por el ángulo del haz  $20^\circ$ ) y  $S_v$  es la intensidad de backscatter volumétrico, puede ser escrita como la Ec. 3.6:

$$K_s(t, R_t)^2 = \frac{3\langle\sigma_s\rangle}{16\pi^2\rho_s\langle r_m^3\rangle} = \frac{3\langle r_m^2 f^2\rangle}{16\pi\rho_s\langle r_m^3\rangle} \quad (3.5)$$

$$S_v = 10 \log_{10}(K_s(t, R_t)^2 M_s) \quad (3.6)$$

Donde  $K_s$  es un coeficiente que depende de las características de la partícula y el factor de forma ( $f$ ) como lo expreso (Thorne y Meral, 2008). Dado el modelo de intensidad de backscatter, Ec. 3.6, el nivel de intensidad del eco registrado por un ADCP se puede aplicar para caracterizar a las partículas (es decir, la solución del problema inverso) o para calibrar los parámetros del instrumento y del medio ambiente que afectan a los niveles medidos mediante los valores de referencia de la concentración y el tamaño de grano (es decir, el problema directo).

Para estos fines, la propagación de una señal emitida con intensidad de potencia  $I_0$  ( $EL$  en dB con una intensidad de referencia arbitraria  $I_{ref}$ ) es usualmente modelada teniendo en cuenta las pérdidas de sonido y dispersión esférica, la cual se denomina como intensidad de



backscatter volumétrica corregida ( $S_c$  en dB), recibiendo una intensidad de potencia  $I$  ( $RL$  en dB con la misma intensidad de referencia arbitraria  $I_{ref}$  que  $EL$ ). En condiciones ideales, la intensidad recibida es proporcional al nivel emitido y la intensidad de backscatter corregida (i.e.  $S_v - S_c$  en dB). Por lo tanto, una simple igualdad puede ser escrita en escala de dB (Ecs. 3.7 y 3.8):

$$EL + S_v - S_c = RL \quad (3.7)$$

$$10 \log_{10} \left( \frac{I_0}{I_{ref}} \right) + S_v - S_c = 10 \log_{10} \left( \frac{I}{I_{ref}} \right) \quad (3.8)$$

Donde la corrección  $S_c$  se expresa por medio de: i) el coeficiente de absorción ( $\alpha_w$ ) debido a la viscosidad del agua, que puede expresarse en dB/m siguiendo, entre otros, a Marsh y Schulkin (1962), ii) el coeficiente de absorción debido a la dispersión y efectos viscosos ( $\alpha_s$ ) que producen los sedimentos (Urlick, 1948; Thorne y Hanes, 2002; Latosinski, et al., 2014), iii) corrección de la dispersión del haz en la zona de campo cercano del transductor mediante el coeficiente  $\psi$  (Downing et al., 1995).

Sin embargo, es importante tener presente algunos conceptos básicos: i) la señal recibida en el transductor se modela utilizando la definición de backscatter que dan cuenta de la dispersión geométrica en el camino de regreso, por lo tanto, el balance debe dar cuenta de la dispersión esférica en el camino desde el emisor hacia las partículas; ii) los dos caminos de propagación de la señal desde el emisor a las partículas y su regreso implica la absorción del sonido en los caminos que no se contabiliza en la definición de backscatter y por lo tanto debe ser contabilizada en el balance; iii) el coeficiente  $K_s$  Ec. 3.11 modela el backscatter de los sedimentos, pero no tiene en cuenta otras posibles fuentes de reverberación del sonido bajo el agua (por ejemplo, la dispersión de burbujas de aguas, materia orgánica, flóculos, etc.).

Un concepto importante es que la señal recibida puede ser dividida en una porción deseada y otra no deseada. Esta última se conoce comúnmente como el nivel de ruido de fondo o enmascaramiento,  $I_{bn}$ . Este nivel de ruido, producto del instrumento mismo y de las condiciones de ambiente, deteriora la señal de interés producto de las partículas suspendidas,  $I_{sd}$ . De hecho la señal de retorno obtenida por el ADCP (en unidades “counts”), representa estas dos porciones de la señal (Mullison, 2017) Ec. 3.9.

$$RL = 10 \log_{10} \left( 10^{\frac{k_c(E-Er)}{10}} - 1 \right) \quad (3.9)$$

Donde  $E$  es la señal producida por los sedimentos suspendidos,  $E_r$  es el ruido del instrumento y del ambiente y  $k_c$  es un factor de conversión entre counts y dB, que está disponible por requerimiento al fabricante (RD Instruments, 1999).

Dado que para cada ambiente fluvial se desconoce la parte no deseada de la señal recibida, la Ecs. 3.7 a 3.9 se deben corregir para la intensidad de backscatter que no dependen de los sedimentos de interés. Por lo tanto, se propone una expresión general del equilibrio entre la señal recibida en el transductor y señal propagada:

$$EL + S_v - S_c = 10 \log_{10} \left( 10^{\frac{k_c(E-E_r)}{10}} - 1 \right) \quad (3.10)$$

La variabilidad medida del nivel de intensidad permanece correlacionada con la intensidad de backscatter corregida ( $S_v - S_c$ ). De esta manera se puede realizar una calibración entre la intensidad corregida según la evaluación de muestras de campo y el nivel de intensidad medido. Donde el parámetro  $E_r$  es un parámetro de calibración.

Para el caso de un ADCP Teledyne RDI, los parámetros del instrumento fueron definidos en detalle en Deines (1999) y Mullison (2017). En particular, con respecto al nivel emitido,  $EL$  en dB, se puede expresar por medio de la potencia,  $P_t$ , y la longitud,  $L$ , de transmisión y el parámetro  $C_r$  en función de la geometría y la eficiencia de los transductores. Por lo tanto, a través de la descripción detallada de las características ADCP y la expresión de la intensidad corregida en la forma exponencial, la concentración de sedimentos en suspensión puede ser calculada por Ec. 3.11.

$$10 \log_{10}(K_{s1}M_{s1} + K_{s2}M_{s2}) = 10 \log_{10} \left( 10^{\frac{k_c(E-E_r)}{10}} - 1 \right) + 2(\alpha_w + \alpha_s)R_t + 10 \log_{10} \left( \frac{T_t R_t^2 \psi^2}{L P_t} \right) + C_r \quad (3.11)$$

Los subíndices 1 y 2 representan la fracción fina (carga de lavado) y gruesa (arenas) presentes en suspensión, las cuales actúan en forma diferente en el rebote de la señal y atenuación (Latosinski et al., 2014; Lopez Weibel et al., 2015; Szupiany et al., 2017).

La Ec. 3.11 puede escribirse en forma simplificada, considerando  $K_{s2} \gg K_{s1}$  y asumiendo que  $k_c(E-E_r) > 10$  (Mullison, 2017).

$$\log_{10}[M_{s2}(R_t)K_{s2}] = 0.1 [S_T(R_t)] + K_T \quad (3.12)$$

Donde  $K_T$  incluye los parámetros del instrumento (i.e.,  $Cr$ ,  $P_t$ ,  $L$ , y  $Er$ ) y  $S_T$  es la señal corregida Ec. 3.13.

$$S_T = k_c E + 2(\alpha_w + \alpha_s)R_t + 10\log_{10}(T_t R_t^2 \psi^2) \quad (3.13)$$

La Ec. 3.13 es lineal e indica que si se utilizan los valores de la señal del equipo corregida y los de concentración de sedimentos, se puede obtener la pendiente y ordenada al origen de su regresión (iguales a 0.1 y a la constante  $K_T$ , respectivamente).

La potencia de transmisión ( $P_t$ ) depende de la corriente ( $TC$ ) y el voltaje ( $TV$ ) transmitido, los cuales cambian en función de la fuente de alimentación de energía utilizada (i.e. baterías o corriente alterna). La longitud transmitida ( $L$ ) es proporcional al pulso acústico emitido.

De lo presentado anteriormente, se desprende que la característica de los instrumentos acústicos más importante es la frecuencia de la señal emitida. La sensibilidad del rebote de la señal en las partículas y la atenuación del sonido que se produce por la presencia de las mismas depende de la frecuencia, jugando un papel relevante. De hecho, el factor de forma ( $f$ ) el cual representa la sensibilidad de la señal en el rebote de las partículas y el coeficiente de absorción de sonido debido a la suspensión de sedimentos ( $\alpha_s$ ) depende del producto entre el número de onda y radio de la partícula (Thorne y Meral, 2008).

## 3.4 Módulos de ASET

### 3.4.1 Módulo de calibración

Sobre la barra de menú, en el panel inicial de ASET (Figura 3.2), se puede acceder al módulo de calibración, el cual relaciona el retorno acústico con las concentraciones y las características granulométricas de sedimento suspendido obtenidas del muestreo en campo en forma puntual. Por lo tanto este módulo resuelve la Ec. 3.11 a fin de calcular el único parámetro desconocido  $Er$  (ver más detalles en Lopez Weibel et al. 2015 y Szupiany et al. 2017).

Para lograr la calibración acústica es necesario realizar la toma de muestra de sedimento de manera simultánea al relevamiento acústico. En cuanto al formato y al programa utilizado para la generación de dichos archivos durante la medición se destaca que el ADCP usa el denominado WinRiver II (programa propietario de Teledyne RDI Instrument, 2009). Este programa permite crear dos tipos de archivos de medición: i) el primero de formato \*.mmt (llamado desde aquí mmt) que incluye datos de la configuración del equipo y variables geométricas adoptadas para la medición (e.g. distancia de calado, profundidad máxima,

declinación magnética), ii) y el segundo \*.PDO (llamado desde aquí PDO) que guarda todos los parámetros medidos en cada relevamiento realizado, necesarios para la resolución de la Ec. 3.11 (e.g. retorno acústico, velocidades, temperatura del agua, entre otros). La secuencia de lectura es la siguiente: primero el archivo mmt es leído y luego el usuario escoge él o los archivos PDO que se correlacionan con los datos de cada muestra extraída. Para la lectura de este último ASET utiliza un código desarrollado por el USGS llamado *pd0read.m* (David Mueller, comunicación personal). Una vez leído el PDO, es necesario incorporar los datos sedimentológicos correspondientes a cada medición acústica (esto se verá de manera detallada a través de un ejemplo en la Sección 3.5 de este capítulo). Los datos sedimentológicos necesarios para esta calibración son: i) diámetro medio de la fracción fina  $D_f$  (i.e., carga de lavado con  $D < 0.063$  mm), ii) concentración de fracción fina suspendida  $C_w$ , iii) diámetro medio de la fracción gruesa ( $D_c$ ) (i.e., arenas con  $D > 0.063$  mm), iv) concentración de fracción gruesa suspendida ( $C_{ss}$ ) y v) profundidad correspondiente de la muestra. Nótese que  $D_f$  y  $D_c$  se refieren a un diámetro representativo  $D_{50}$  para cada fracción (i.e. fracción fina y gruesa, respectivamente).

Posteriormente se realiza dos tipos de evaluaciones. La primera consiste en corroborar que, de acuerdo a la distribución granulométrica del material en suspensión, la señal de retorno este gobernada por la fracción gruesa de acuerdo a las suposiciones de la metodología planteada (Ec. 3.12). La segunda evaluación trata de calcular el coeficiente de determinación  $r^2$  (Miles, 2014) de la relación entre la concentración puntual medida y calculada por Ec. 3.11, considerando en esta un valor medio de  $Er$  (promedio de los valores  $Er$  obtenido para cada muestra puntual). El usuario deberá realizar la evaluación de la calibración, sin embargo ASET define (y guarda la información correspondiente) la calibración como aceptable si  $r^2 > 0.8$ .

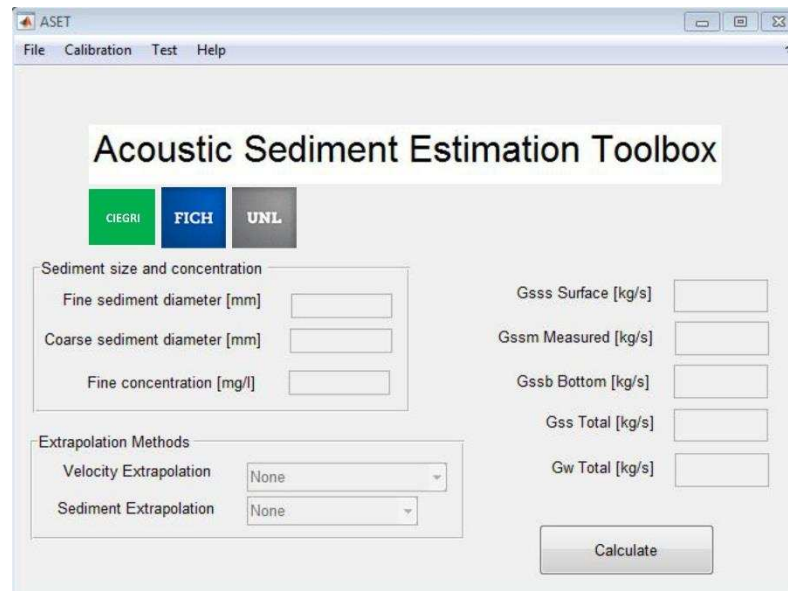
### **3.4.2 Módulo de aplicación**

Una vez que la calibración ha sido efectuada, ASET puede calcular el transporte de sedimento suspendido de fondo para distintos modos de medición (con embarcación fija o estáticas, con embarcación en movimiento o dinámicas sobre secciones transversales). Este panel inicial permite de manera sencilla la incorporación de los archivos de entrada tales como el resultado de la calibración y los archivos registrados con ADCP para: i) una sección transversal individual o medición estática, ii) varias secciones transversales previamente promediadas en una sección mediante el programa VMT, o iii) para varias secciones promediadas de manera separada con VMT. Además sobre dicho panel se encuentran las cajas de diálogo editables para la incorporación de las variables sedimentológicas i.e.,

diámetro de sedimento fino y grueso ( $D_f$  y  $D_c$ , respectivamente), concentración de sedimento fino  $C_w$  y método de extrapolación en zonas no medidas tanto para la velocidad como la concentración de sedimento.

Para una rápida visualización de los resultados, el panel inicial muestra las variables de transporte calculando uno a uno en transporte total de carga de lavado ( $G_w$ ), el suspendido de fondo en zona medida ( $G_{ssm}$ ) y estimadas en superficie ( $G_{sss}$ ) y fondo ( $G_{ssb}$ ). Esta opción es obviada para el caso de una medición estática.

En las siguientes secciones se detalla como el usuario debe incorporar los archivos de entrada y los datos sedimentológicos. Además, se explica detalladamente los métodos de extrapolación para el cálculo de concentraciones y velocidades en las zonas no medidas. Para finalizar, se presentan los tipos de archivos de salida, sus formatos y el módulo de comprobación de resultados.



**Figura 3. 2.-** Panel inicial de ASET.

### 3.4.2.1 Archivos de entrada

El ASET admite tres tipos de archivos de entrada dependiendo de los resultados que se buscan (mediciones estáticas, en movimiento, entre otros). Para el primero de ellos es necesario la lectura del archivo “.mmt” generado por WinRiver II (Teledyne RDI, 2009). El usuario debe elegir el archivo correspondiente a la campaña y seguido a este el archivo “.PD0” asociado al relevamiento realizado, ya sea de un relevamiento estático o de una sección transversal. Para la lectura del “.PD0”, ASET usa el código llamado *pd0read.m* (USGS, comunicación personal).

El segundo método de lectura es a través de los archivos generados por el programa VMT

(Parsons et al., 2012) que es útil cuando se cuenta con varios recorridos individuales sobre una misma sección transversal, ya que este proyecta y promedia todos los recorridos. Cabe destacar que para este segundo método también es necesario incorporar al menos un archivo “.PD0” correspondiente a uno de los recorridos promediados en VMT.

El tercero y último, permite el cálculo de varias secciones transversales preprocesadas con VMT por separado. Esta opción, se encuentra disponible en la barra de menú 'MultiSelect' y para su aplicación es necesario realizar la lectura de los archivos de VMT y sus “.PD0” correspondientes.

Por último, se destaca que para todas las metodologías de lectura disponibles, y presentadas anteriormente, es necesario realizar la incorporación por única vez el archivo de calibración descrito en la sección 3.4.1. Solo cuando se cambie de sistema en estudio será obligatorio llevar a cabo una nueva calibración.

#### **3.4.2.2 Parámetros sedimentológicos de entrada**

Los parámetros sedimentológicos necesarios para la resolución de la ecuación del sonar (Ec. 3.11) y cálculo del transporte de sedimento suspendido son  $D_c$ ,  $D_f$  y  $C_w$ . Dichos valores deben ser incluidos en las cajas de diálogo editable del panel inicial de ASET (Figura 3.2).

#### **3.4.2.3 Estimación de $C_{ss}$ y $G_{ss}$ en zona medida**

La Ec. 3.11 permite el cálculo de  $C_{ss}$  en cada celda medida con el equipo ADCP. Debido a que el compute de la concentración del sedimento suspendido de fondo incluye la determinación del coeficiente de atenuación  $\alpha_s$  (Thorne y Meral, 2008; Latosinski et al., 2014), ASET realiza un proceso de iteración para su obtención. Este bucle converge cuando la diferencia del valor de  $\alpha_s$  es menor a  $10^{-3}$ , en un máximo de 50 pasos sobre la primer celda válida (cercana a la superficie) para el ADCP de 1200 kHz. Para las celdas subsiguientes calcula la concentración utilizando el promedio de los coeficientes de las celdas previas. Cuando se utiliza un ADCP de 600 kHz de frecuencia, esta iteración se inicia en la segundo celda valida, descartando la información de la primera celda (incrementando la zona no medida) debido a los efectos del campo cercano observados por López Weibel et al. (2015) y Szupiany et al. (2017).

Los restante términos de la derecha de la Ec 3.11 son determinados de la lectura de los archivos de entrada. Queda solo leer e incorporar todos los parámetros necesarios en la Ec. 3.11 y calcular el transporte de sedimento suspendido de fondo, como el producto de  $C_{ss}$  por la magnitud de la velocidad del flujo  $u$  medida en cada celda de medición sobre la zona medida,  $gSS_{ij}|_m$ :

$$g^S S_{ij}|_{zona\ medida} = C^S S_{ij} u_{ij} A_{ij}|_{zona\ medida} \quad (3.14)$$

donde  $i$  y  $j$  son los subíndices que indican la ubicación de la celda, en profundidad y número de vertical, respectivamente,  $C^S S_{ij}$  es la concentración del sedimento suspendido (de Ec. 3.11),  $u_{ij}$  es la velocidad en la dirección del flujo (dato de ADCP) y  $A_{ij}$  es el área de la celda en cálculo.

#### **3.4.2.4 Cálculo de $C^S S$ y $G^S S$ en la zona no medida con el ADCP. Métodos de extrapolación**

Los ADCP no son capaces de medir en la zona cercana a los transductores debido al efecto del campo cercano (Wall et al., 2006). Sumado a esta zona, se debe considerar el calado del equipo, el cual debe estar sumergido una profundidad tal que la generación de turbulencia e incorporación del aire no interfiera en la propagación de la onda acústica. Ambos efectos generan una pérdida de datos en la zona cercana a la superficie cuya longitud depende de la frecuencia del ADCP, la configuración seleccionada y el calado introducido por el usuario. Por otro lado, el efecto de interferencia de los lóbulos laterales de la señal acústica, producen una pérdida de información en la zona cercana al fondo de aproximadamente un 10% de la profundidad (Simpson, 2001).

Con el objetivo de estimar  $G^S S$  en la zona no medida, i.e. cerca de la superficie y fondo, ASET aplica diferentes métodos de extrapolación tanto sobre la velocidad como en las concentraciones del sedimento suspendido de fondo medidas y estimados en la zona no medida, respectivamente. Para ello, se divide esta zona sin datos (a partir de aquí llamaremos no medida de superficie y no medida de fondo), en celdas geoméricamente iguales a las ya establecidas de la zona medida. Cabe resaltar que la geometría de las celdas en la zona medida depende de la frecuencia del ADCP como del preprocesamiento realizado en VMT, las cuales son definidas por el usuario. Estos métodos de extrapolación deben ser evaluados por el usuario, seleccionando el que mejor se ajusta a las condiciones del flujo y sedimento presentes. Los mismos son aplicados para cada vertical de datos con los que se cuente. A continuación se presenta una descripción de los métodos introducidos al ASET.

##### **3.4.2.4.1 Método Lineal**

El método de extrapolación lineal (LE) extrapola, tanto para el flujo como las concentraciones, las celdas cercanas a la superficie y fondo usando las primeras y últimas

tres celdas válidas de las zona adyacente, tanto para la velocidad como para las concentraciones. Así, por cada vertical, las primeras y últimas tres celdas válidas son utilizadas para realizar un ajuste lineal y luego la extrapolación en las celdas generadas en la zona no medida. En el caso que la vertical no presente celdas validas suficientes para la extrapolación, i.e. un mínimo de tres puntos, ASET extrapola con un valor constante igual al promedio de las celdas medidas en la vertical.

#### 3.4.2.4.2 Ley de la pared

Otro método para la extrapolación del perfil de velocidades es la ley de la pared (LW), el cual resuelve, utilizando los datos de velocidad medida en cada celda sobre una vertical, la siguiente ecuación:

$$u = A_r \ln z + B_r \quad (3.15)$$

donde  $u$  es la velocidad del flujo de cada celda a una altura  $z$  (dato medido por el ADCP) y  $A_r$  y  $B_r$  son los coeficientes de la expresión lineal (pendiente y ordenada al origen del ajuste logrado con los datos, respectivamente).

Para cada vertical, se calcula las variables  $A_r$  y  $B_r$  utilizando todos los datos de velocidad medidos en cada vertical para luego extrapolar el ajuste a la zona no medida tanto de superficie como de fondo. Cuando la Ley de la Pared no es válida (tomando como criterio cuando el coeficiente de regresión  $r^2 < 0.8$ ) ASET automáticamente utiliza para esa vertical el método de LE o un valor promedio, como se indicó en el ítem anterior.

#### 3.4.2.4.3 Método de Rouse

Otro método para la extrapolación de las concentraciones de sedimentos suspendidos consiste en plantear la distribución de Rouse (Vanoni, 1975) de la siguiente forma:

$$CSS = C_{ref} \left[ \frac{(H-z)/z}{(H-a)/a} \right]^{N_R} \quad (3.16)$$

donde  $N_R$  es el número de Rouse (Ec. 3.17):

$$N_R = \frac{w_s}{\kappa u_*} \quad (3.17)$$

donde  $w_s$  es la velocidad de caída de la partícula, la cual es calculada por la expresión



propuesta por van Rijn (1984),  $\kappa$  la constante de von Karman ( $\kappa=0.4$ ),  $u_*$  velocidad de corte,  $H$  profundidad,  $C_{ss}$  concentración de sedimento suspendido de fondo a la altura  $z$  y  $C_{ref}$  la concentración de referencia a la altura de la interfaz entre el transporte de fondo y suspendido, aquí adoptado como  $a=\chi H$  con  $\chi=0.05$ .

Aplicando el logaritmo a la Ec. 3.16 y reordenándola, obtenemos:

$$\log(C_{ss}) = \log(C_{ref}) + N_R \log \left[ \frac{(H-z)/z}{(H-a)/a} \right] \quad (3.18)$$

Se logra así una ecuación lineal, donde es posible ajustar el primer término de la derecha, y la pendiente  $N_R$  (Ec. 3.18). Con el ajuste de la Ec. 3.18 se extrapola  $C_{ss}$  en la zona no medida cercana a superficie y fondo.

Cabe destacar que el método de Rouse (RoD) no puede ser aplicado en el caso que se cuente con menos de 3 celdas validas por vertical, en ese caso ASET extrapola con un valor promedio obtenido de las celdas disponibles.

Los métodos de extrapolación previamente detallados, pueden ser combinados de manera independiente para cada variable (velocidad o concentraciones de sedimento suspendido de fondo). Por lo tanto, el usuario debe evaluar el método que mejor se ajuste a las condiciones del cauce.

Una vez calculada la velocidad del flujo y las concentraciones de sedimento suspendido de fondo en la zona no medida de superficie y fondo, se aplica las Ecs. 3.19 y 3.20, para el cálculo de transporte en las zonas no medidas ( $g_{SS_{kj}|s}$  y  $g_{SS_{lj}|b}$ ):

$$g_{SS_{kj}|s} = C_{SS_{kj}} u_{kj} A_{kj} \Big|_{\substack{\text{zona no medida} \\ \text{cercana a superficie}}} , \quad (3.19)$$

$$g_{SS_{lj}|b} = C_{SS_{lj}} u_{lj} A_{lj} \Big|_{\substack{\text{zona no medida} \\ \text{cercana a fondo}}} \quad (3.20)$$

donde  $k$  y  $l$  representan la profundidad de la zona no medida y  $j$  cada vertical de la zona medida.

#### 3.4.2.5 Transporte total de fracción gruesa y fina

Calculado el transporte de sedimento suspendido para la zona medida y no medida, ASET obtiene el transporte total para cada zona mediante la sumatoria de las correspondientes celdas:

$$GSS|_s = \sum gSS_{kj} | \begin{array}{l} \text{zona no medida} \\ \text{cerca a superficie} \end{array} \quad (3.21)$$

$$GSS|_b = \sum gSS_{lj} | \begin{array}{l} \text{zona no medida} \\ \text{cerca a fondo} \end{array} \quad (3.22)$$

$$GSS|_m = \sum gSS_{ij} | \text{zona medida} \quad (3.23)$$

Posteriormente el transporte total de sedimento suspendido de fondo y carga de lavado como:

$$GSS|_{Total} = GSS|_s + GSS|_m + GSS|_b, \quad (3.24)$$

$$Gw|_{Total} = Cw \sum (u_{kj}A_{kj} + u_{ij}A_{ij} + u_{lj}A_{lj}) \quad (3.25)$$

Cabe destacar que  $Gw$  se calcula con el valor de  $Cw$  ingresado por el usuario en el panel inicial. Esta simplificación se basa en que la distribución en la vertical y a lo largo de la sección, el perfil de concentraciones es constante para el material fino (Amsler y Prendes, 2000).

#### 3.4.2.6 Generación de figuras

ASET permite generar figuras de las variables calculadas tanto para los resultados de secciones transversales o mediciones estáticas. El usuario puede elegir las variables de velocidad, concentraciones y transporte de sedimento suspendido de fondo. Esta opción se encuentra disponible en el panel inicial en “Plot Cross Section” o “Plot Static Measurement”. Las figuras pueden ser guardadas en diferentes formatos provistos por MATLAB (.jpg, .tif, .png, entre otros).

#### 3.4.2.7 Exportación de variables

En muchos casos es necesario posprocesar la información calculada por ASET en otros programas. Debido a esto, ASET permite al usuario exportar en diferentes formatos las variables calculadas como: .dat para la visualización en Tecplot, en .xlsx de Excel y .mat de MATLAB.

#### 3.4.3 Módulo de comprobación

ASET cuenta con un módulo que permite visualizar los datos calculados tanto de la región

medida como no medida. En este módulo de comprobación de resultados (Figura 3.3) es posible realizar un análisis exploratorio de los perfiles de velocidad y concentración, y el parámetro estadístico de los respectivos ajustes para cada vertical.

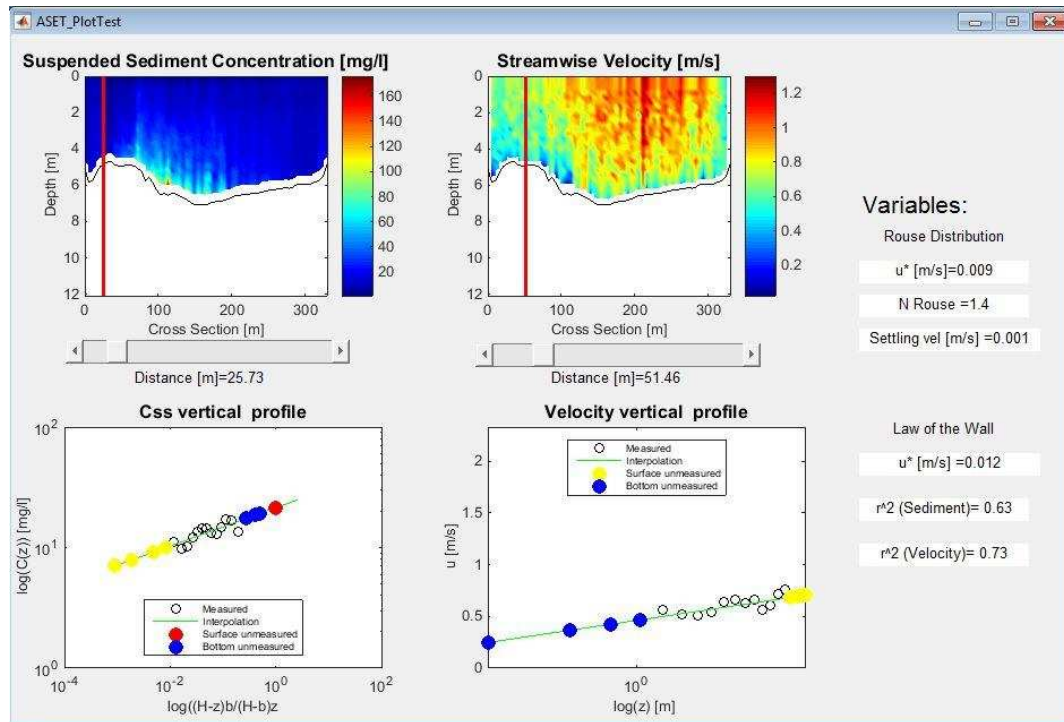
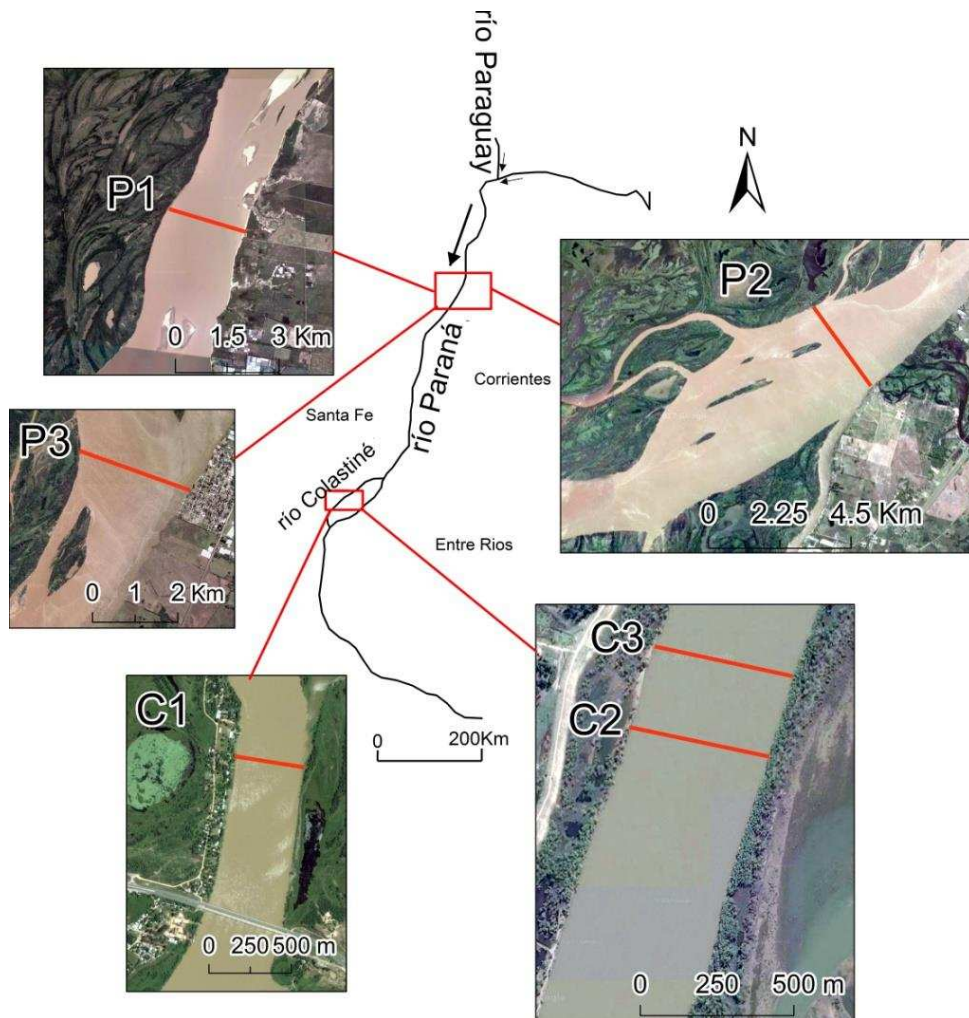


Figura 3. 3.- Panel de visualización y comprobación de resultados.

El módulo de comprobación consiste de un panel con 4 gráficos, dos de ellos en la zona superior de los mapas de colores de variables  $C_{ss}$  y  $u$ , y los otros dos ubicados en la zona inferior correspondientes a los perfiles de  $C_{ss}$  y  $u$  (Ecs. 3.15 y 3.18, respectivamente). Respecto a estos últimos,  $C_{ss}$  es representado en escala doble logarítmica y los círculos de colores representan: negro a la zona medida, amarillo a la zona extrapolada cercana a la superficie, azul a la zona extrapolada de fondo y rojo a la concentración de referencia  $C_{ref}$ . En cuanto a  $u$  también es presentada en cada vertical, en este caso en escala semilogarítmica y de manera idéntica a las concentraciones los círculos de colores representan las distintas zonas no medidas y medida. La representación de cada perfil es posible mediante una barra desplazable ubicada en el panel, la cual permite moverse dentro del mapa de colores y seleccionar el vertical (o perfil) que se desee evaluar. Diferentes parámetros se muestran sobre el panel del módulo de comprobación correspondientes a cada vertical: la velocidad de corte ( $u_*$ ) determinada por la Ley de la Pared y por el perfil de Rouse (asumiendo un fondo rugoso), el número de Rouse ( $N_R$ ), la velocidad de caída de la partícula ( $w_s$ ) y los parámetros de ajuste estadístico como  $r^2$  de las Ecs 3.15 y 3.18.

### 3.5 Aplicación y validación

En esta sección se presenta la aplicación y validación del ASET correspondiente a relevamientos realizados sobre 6 secciones transversales en el río Paraná en su tramos medio en las cercanías de la localidad de Lavalle (Corrientes) (secciones P1-P3) y sobre su cauce secundario (Río Colastiné) cerca de la localidad de Santa Fe (secciones C1-C3) (Figura 3.4).



**Figura 3. 4.-** Secciones transversales medidas en las que se aplicó ASET en el sistema del río Paraná. Secciones P1, P2 y P3 ubicadas sobre el cauce principal y C1, C2 y C3 sobre el río Colastiné.

Sobre cada una de estas secciones se determinó el transporte de sedimento suspendido a través de los métodos tradicionales, i.e. toma de muestras puntuales o integrales en la vertical y medición de la velocidad del flujo con ADCP sobre cada vertical. Para mayores detalles del procedimiento ver Latosinski et al. (2014). El método de Iguales Incrementos de Caudales (WMO, 1994) fue utilizado para la ubicación de las verticales de toma de muestra y el cálculo de caudales líquidos y sólidos.

La Tabla 3.1 presenta características generales de los relevamientos, las condiciones

hidrométricas presentes y los detalles de los aforos sólidos empleando métodos tradicionales.

**Tabla 3. 1.-** Características principales del método tradicional de medición llevado a cabo en el río Paraná y Colastiné.

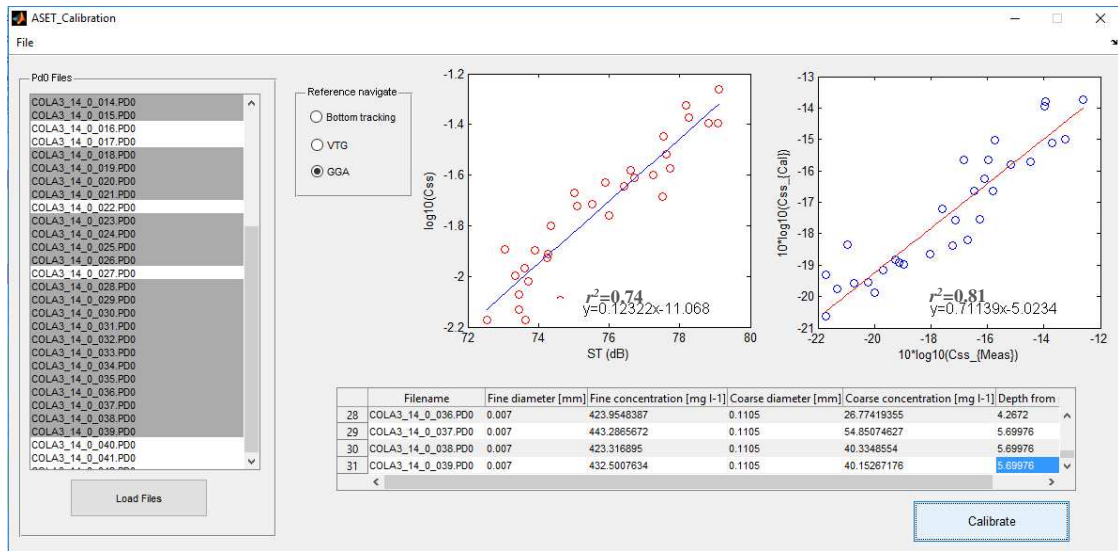
Sección transversal	Lugar	Fecha	NH [m]	$Q$ [m <sup>3</sup> /s]	$H$ [m]	$B$ [m]	Método de extracción de muestras	Número de verticales
Paraná (P1)	Lavalle	31/05/11	3.5	17921	5.2	2000	*Integrada	8
Paraná (P2)	Lavalle	20/07/11	3.67	18753	5.8	2580	*Integrada	8
Paraná (P3)	Lavalle	24/08/11	5.2	23346	6.3	2520	*Integrada	8
Colastiné (C1)	Santa Fe	17/03/14	2.81	1513	3.2	345	US P-61, puntual**	7
Colastiné (C2)	Santa Fe	26/04/10	4.67	2607	3.6	400	*Integrada	8
Colastiné (C3)	Santa Fe	08/09/10	2.53	1650	3.7	380	*Integrada	8

\*Muestras tomadas de manera integral sobre cada vertical (Latosinski et al., 2014).

\*\*Muestras puntuales con US P-61 (5 puntos sobre 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, y 0.9 de la profundidad total  $H$ , Szupiany et al., 2017).

Lo primero que se llevó a cabo fue la calibración con el módulo integrado de ASET, descrito previamente en ítem 3.4.1. Para ello, y de acuerdo al grado de detalle de los relevamientos realizados, se utilizaron los correspondientes a la campaña C1, con un total de 35 muestras (ver detalles en Szupiany et al., 2017). La Figura 3.5 muestra el resultado de la calibración para los datos correspondientes. En esa figura se observan dos gráficas: la primera correspondiente a la relación entre las concentraciones de las muestras puntuales con los datos de la señal acústica corregida, i.e.  $C_{ss}$  vs.  $ST$  (Ec. 3.12). La segunda la relación entre las concentraciones de sedimento suspendido de fondo calculado y medido (utilizando el valor calibrado de  $E_r$  en Ec. 3.11). Cabe destacar que la calibración lograda por ASET coincide con cálculos realizados con planillas de cálculo (Szupiany et al., 2017), validando el esquema de cálculo utilizado por ASET.

Lograda la calibración, se llevó a cabo el cálculo de  $G_{ss}$  sobre las 6 secciones transversales. La Tabla 3.2 muestra  $C_{ss}$ ,  $C_w$  y  $G_{ss}$  calculados por el método tradicional (columnas 2, 3 y 4, respectivamente). En columnas 5 a 11 de la Tabla 3.2 se presentan los resultados de ASET para las zonas medidas y extrapoladas (en superficie y fondo) utilizando diferentes combinaciones de los métodos de extrapolación. Cabe destacar que en secciones P1, P2, P3 y C2-C3 las muestras integrales en la vertical no cubrieron las zonas no medidas en la cercanías del fondo (Latosinski et al., 2014), por lo que la comparación del transporte calculados por el método acústico (ASET) se debe realizar solo con la suma del transporte en zona medida ( $G_{ssm}$ ) y estimada en superficie ( $G_{ss_s}$ ).



**Figura 3. 5.-** Panel de calibración de ASET con todos los PD0 leídos (izquierda), las curvas de calibración logradas siguiendo las Ecs. 3.11 (derecha) y 3.12 (centro) y la tabla con datos sedimentológicos introducidos (inferior).

En Tabla 3.2 se destaca los buenos resultados del método acústico y la aplicación del ASET cuando el valor de transporte es comparado con el método tradicional (columnas 12 y 13) con desvíos menores al 50 %, aceptable de acuerdo a la incertidumbre en la estimación y medición del transporte de sedimentos. La combinación de los métodos de extrapolación RoD/LW produce los mejores resultados, con una diferencia de  $\pm 19\%$  en promedio y un máximo de + 43%, mientras cuando se aplica el método LE, con diferencias  $\pm 26\%$  y máximo de + 50%.

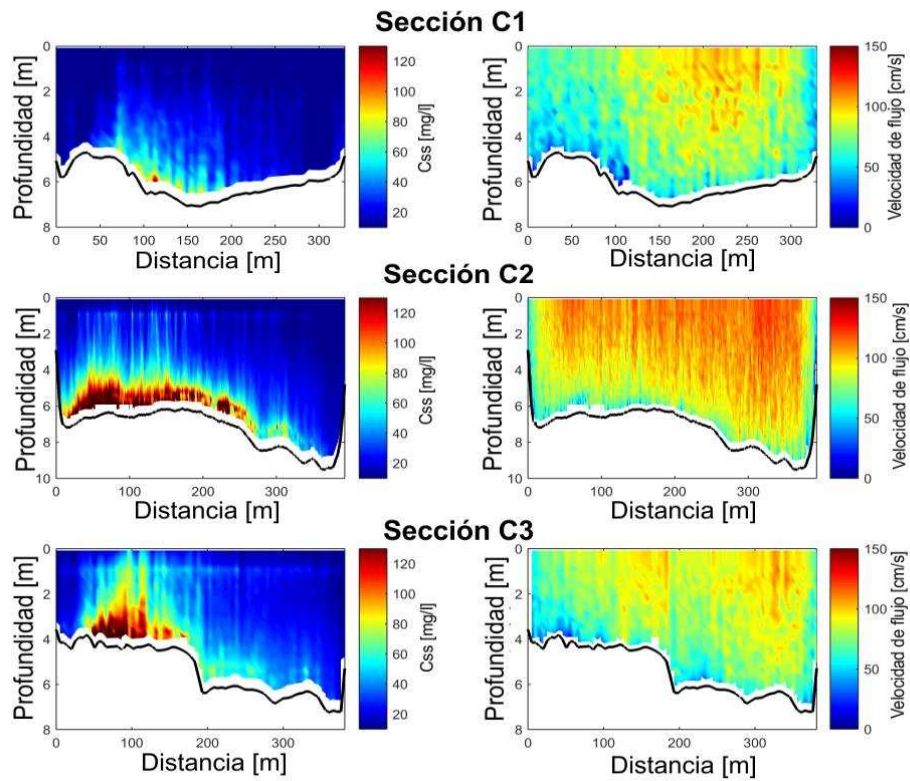
**Tabla 3. 2.-** Resultados del transporte de sedimento suspendido con ASET y mediante los métodos tradicionales anteriormente expuestos para las secciones transversales medidas.

Variable	Método tradicional			ASET						Diferencia			
	$C_{ssm}$ [mg/l]	$C_w$ [mg/l]	$G_{ssm}$ [kg/s]	$G_{ssm}$ [kg/s]	$G_{ss_s}$ [kg/s]	$G_{ss_b}$ [kg/s]	$G_w$ [kg/s]			ASET / EDI [%]			
Método	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	RoD- LW	LE	
Sección	C1	29.0	422.2	44	23	2	4	7	6	669	694	-29	-27
	C2	35.9	113.4	80	77	4	12	19	29	316	335	0.2	10
	C3	59.4	101.3	56	48	6	12	7	12	161	172	-2	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

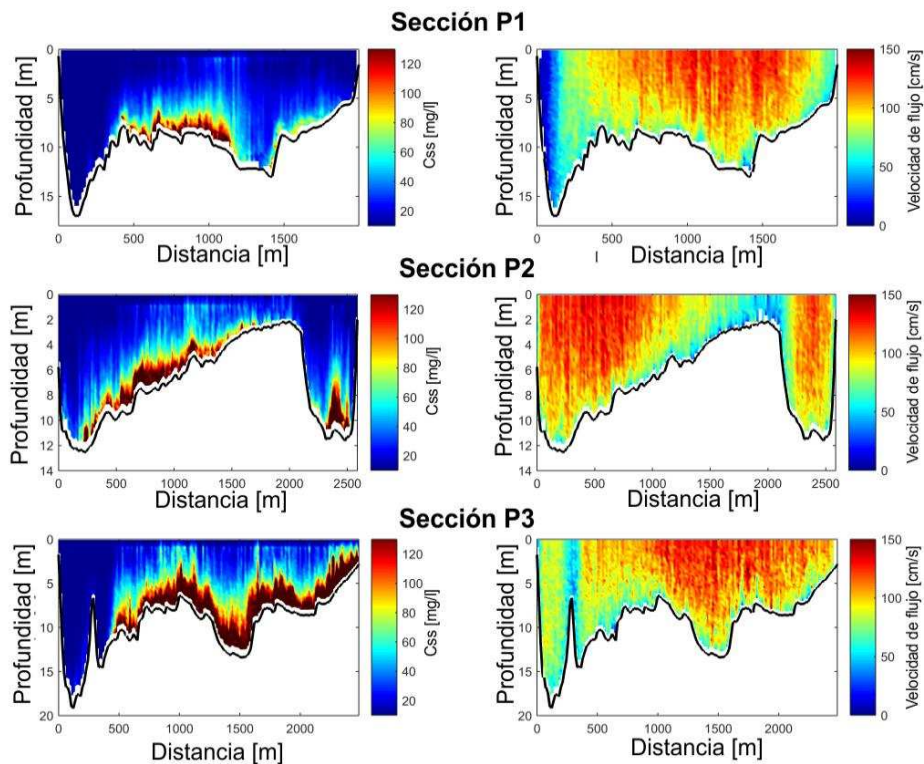
Las Figuras 3.6 y 3.7 muestran los campos de concentraciones de sedimento suspendido de fondo y velocidad del flujo para todas las secciones transversales analizadas. Es de destacar la elevada resolución espacial lograda, lo cual permite el estudio de la dinámica hídrica y



sedimentológica con un detalle imposible de alcanzar con método tradicionales. En este sentido ASET, brinda una forma eficiente y rápida para el tratamiento de la información.



**Figura 3. 6.-** Campo de concentraciones de sedimento suspendido de fondo y velocidad de flujo sobre las secciones del río Colastiné (C1, C2 y C3) generadas por ASET.



**Figura 3. 7.-** Campo de concentraciones de sedimento suspendido de fondo y velocidad de flujo sobre las secciones ubicadas sobre el cauce principal del río Paraná (P1, P2 y P3) generadas por ASET.

### 3.6 Conclusiones

En el presente capítulo se presenta la herramienta computacional, denominada Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET), la cual permite el procesamiento de mediciones con ADCP para estimar el transporte de sedimentos de fondo en suspensión, de acuerdo a la metodología propuesta por Szupiany et al. (2017). Esta útil interfaz fue desarrollada en MATLAB, para obtener de manera sencilla y rápida la calibración y aplicación a fin de relacionar las concentraciones del material que se encuentra en suspensión con la intensidad del rebote acústico registrados (Deines, 1999; Latosinski et al., 2014; Szupiany et al., 2017, entre otros) por los equipos ADCP Río Grande Teledyne RDI de 600 kHz y 1200 kHz. ASET calcula la concentración de sedimentos suspendidos y el transporte de dicho material ya sea de una medición estática, transectas individuales, individuales o múltiples transectas procesadas previamente con VMT. Es de destacar que esta herramienta fue fundamental y necesaria para lograr los objetivos de la presente tesis, lo cual involucran el procesamiento de un importante volumen de información recolectada en campo.

Los métodos de extrapolación proporcionados por ASET para las velocidades de flujo (LE o LW) y las concentraciones (LE o RoD) permiten la estimación en la zona no medida por los ADCP. En este sentido, y de acuerdo a las características de los cauces analizados, los métodos no lineales (RoD, LW) presentaron mejores resultados en la estimación del transporte. Sin embargo, se recomienda una evaluación previa por parte del usuario sobre que método se ajusta de la mejor manera en el cauce a analizar.

La comparación del método de aforo sólido tradicional y el ASET muestra un rendimiento aceptable de esta técnica, con diferencias máximas inferiores al 50% para todos los casos. Este resultado presenta un gran impacto para la comunidad científica que trabaja en los grandes ríos del mundo, donde las mediciones tradicionales a menudo resultan operativamente difíciles de llevar a cabo, con altos costos, bajas resoluciones espaciales, peligrosidad en las maniobras involucradas y elevados tiempos de procesamiento de la información.

Finalmente, ASET proporciona una alta resolución espacial y temporal para la distribución de las concentraciones de sedimentos suspendidos de fondo, como se ve en las Figuras 3.6 y 3.7. Esta resolución lograda permite un mayor entendimiento de los procesos sedimentológicos y su interacción con la hidrodinámica, requisito para el avance del conocimiento de, en especial, grandes sistemas como el del río Paraná.

Como actividades futuras, se prevé aumentar el rango de aplicabilidad del ASET a otros instrumentos acústicos, abarcando más frecuencias de trabajo y compañías (e.g. equipos marca Sontek). También se pretende incorporar al código el cálculo de variables



sedimentológicas e hidráulicas, tales como tensiones de corte, que permitan una mayor comprensión de los procesos físicos actuantes en cauces naturales.

# **CAPÍTULO 4: Dinámica Hidrosedimentológica en Zona de Embocadura del río Colastiné**

## **4.1 Introducción**

Los ríos de cauces múltiples (denominados 'anabranching' en la literatura en inglés) han sido definidos como sistemas multicanalizados o de cauces múltiples debido a la división del flujo por la presencia de bancos e islas (Nanson y Knighton, 1996; Nanson, 2013). La particularidad de éstos se encuentra en su activa dinámica morfológica caracterizada por un continuo reordenamiento producto de los procesos que ocurren en sus unidades de expansión, bifurcación, confluencia y curvas. Un claro ejemplo de este tipo de sistemas fluviales es el río Paraná (Latrubesse, 2008), donde el flujo sufre continuos cambios debido a las unidades geomorfológicas antes mencionadas. Particularmente las bifurcaciones son unidades fundamentales, y tal vez las más importantes en el comportamiento de estos sistemas. Como se dijo anteriormente (Figura 1.1), en el Paraná se generan sucesivas divisiones del flujo producto de la presencia de bancos e islas (Bifurcaciones Tipo I), características de su configuración entrelazada, como así también de sus cauces secundarios que escurren sobre la planicie de inundación (Bifurcaciones Tipo II) y que transfieren agua y sedimento desde el cauce principal hacia y desde ella.

Estas unidades son extremadamente inestables (Hoey, 1992; Bolla Pitaluga et al., 2003), en donde pequeños cambios en la geometría de la bifurcación o condiciones aguas arriba pueden afectar fuertemente la partición del flujo y sedimento hacia los cauces aguas abajo, modificando la morfodinámica del conjunto de las unidades expansión-bifurcación-cauces secundarios-confluencia. Por lo tanto, la estabilidad y el desarrollo de las bifurcaciones pueden llevar a cambios sustanciales hacia aguas abajo con pérdida o ganancia de tierras que amenazan e impactan los asentamientos poblacionales y los hábitats ecológicos del sistema fluvial.

En particular, los cauces secundarios del río Paraná pueden dividirse en: i) aquel producto de las Bifurcaciones Tipo I, que dependen del cauce principal, y ii) en cauces secundarios producto de las Bifurcaciones Tipo II que nacen en el cauce principal y escurren sobre la llanura aluvial con longitudes mucho mayores que los primeros.

El tramo en donde se centran los estudios del presente capítulo (zona denominada Chapetón, río Paraná), presenta la particularidad de comprender ambos tipos de cauces secundarios, i.e. la presencia de bifurcaciones múltiples sobre su cauce principal (producto de islas y bancos) y aquella producida por el río Colastiné.

Por lo tanto, cualquier cambio que se produzca en esta compleja configuración, puede afectar notablemente las condiciones en el cauce principal (con impacto, por ejemplo, en la navegabilidad), el ingreso del flujo y sedimento al río Colastiné, o los asentamientos poblacionales ubicados aguas abajo (Santa Fe, Colastiné, y Rincón, entre las localidades relevantes de la región), donde se localizan además obras estratégicas como ser la toma y conducción de agua potable, cloaca mayor de la ciudad de Santa Fe, autovías nacionales e importantes conexiones viales provinciales, puentes y obras de protección de márgenes.

A pesar de su rol clave en este tipo de sistemas fluviales, las bifurcaciones han sido históricamente postergadas en investigación (Best et al., 2007; Szupiany et al., 2012), donde la mayoría de los trabajos publicados en materia de nodos de ríos se han centrado en la interacción entre morfología y flujo, pero en confluencias de dos cauces, es decir, el proceso posterior a la bifurcación (Klaassen y Vermeer, 1988; Bristow y Best, 1993; Best y Ashworth, 1997; Szupiany et al., 2009; Constantinescu et al., 2012; entre otros).

Recién en la última década se han producido importantes avances científicos (ver Kleinhans et al., 2012 para mayores detalles), en los cuales se abordó la temática a partir de experimentos en laboratorio (Federici y Paola, 2003; Islam et al., 2006; Bertoldi y Tubino, 2007; Bertoldi et al., 2009; Thomas et al., 2011), empleo de modelos numéricos (Bolla Pittaluga et al., 2003; Miori et al., 2006; Hardy et al., 2011; Kleinhans et al., 2012; Schuurman et al., 2013; Dutta et al., 2017) y, en menor medida, observaciones de campo (Dargahi, 2004; Zolezzi et al., 2006; Frings y Kleinhans, 2008; Edmonds y Slingerland, 2007, 2008; Szupiany et al., 2012; Morell et al., 2014).

Cabe destacar que la mayoría de los trabajos numéricos y de laboratorio se realizaron con geometrías simplificadas (i.e. canales rectos, simétricos, ver por ejemplo Bolla Pittaluga et al., 2003; Edmonds y Slingerland, 2007), sobre cauces menores, caracterizados por bajas relaciones ancho/profundidad ( $B/H$ ) desde lo cual, la extrapolación a cauces naturales es limitada. En cuanto a los trabajos de campo, las investigaciones se llevaron a cabo en su mayoría en cauces deltaicos (Edmonds y Slingerland, 2007; Frings y Kleinhans, 2008) y con fondo de lechos gravosos con transporte predominante de fondo (Kleinhans et al., 2012). Todos los trabajos mencionados se realizaron en bifurcaciones del cauce principal a secundarios, dejando un gran vacío en el conocimiento de aquellos sistemas multicanalizados con dos o más brazos como los nodos propuestos en el presente capítulo.

Los estudios antes mencionados han demostrado que la división del flujo está gobernada por el ángulo de bifurcación, las pendientes de sus cauces, la presencia de curvas aguas arriba, la forma de la sección transversal, y la presencia de lechos discordantes entre otros factores menores. Sin embargo, se desconoce cómo interactúan estos factores bajo condiciones

naturales con geometría compleja y, en especial, en ríos multicanalizados donde la división del flujo se produce en dos o más partes. A este ya complejo problema, se suma el efecto o control que producen las bifurcaciones de cauces secundarios (Tipo II) sobre el principal y qué procesos mantienen su embocadura libre de fenómenos de deposición, garantizando en muchos casos su apertura constante.

El presente capítulo pretende avanzar en el conocimiento y comprender los procesos hidrodinámicos y sedimentológicos presentes en bifurcaciones complejas, i.e. múltiples divisiones del flujo (Tipo I) y, en particular, que efecto presenta la embocadura del cauce secundario Colastiné en la morfodinámica de la unidad y división de caudales aguas arriba. Es de destacar que tanto el río Paraná como Colastiné cuentan con un fondo arenoso ( $D_{50} \sim 0.250$  mm), bajos gradientes y con predominio de transporte de sedimentos en suspensión, condiciones muy distintas a las investigaciones realizadas hasta el momento (Kleinhans et al., 2012).

Para el análisis se plantea una combinación entre estudios de la morfodinámica histórica, datos medidos *in situ* (relevamientos batimétricos, campo de velocidades, transporte de sedimentos y características de sedimentos de fondo y en bancos e islas aledañas) y a través de modelación numérica hidrodinámica bidimensional, la cual permite mayor resolución espacial y temporal de los fenómenos bajo situaciones hidrométricas no medidas y durante eventos hidrológicos extremos.

## **4.2 Sitio de estudio y relevamientos de campo**

La región de estudio se ubica sobre el río Paraná en su tramo medio en cercanías de las ciudades de Santa Fe y Paraná, Argentina (Figura 4.1). Este tramo, denominado Chapetón, contempla tres bifurcaciones: Bifurcación 1) inmediatamente aguas abajo de la contracción producto de la isla Chapetón; Bifurcación 2) aguas abajo de ésta sobre el brazo derecho, producto de la presencia de dos islas centrales y Bifurcación 3) producida por el brazo secundario, río Colastiné, aguas abajo de la bifurcación 2 (ver Figura 4.1).

En la Tabla 4.1 se presentan las características hidrosedimentológicas más relevantes de ambos sistemas que muestra el grado de vinculación de ambos.

Las tareas de campo se realizaron bajo un estado hidrométrico de aguas medias ( $Q=16250$  m<sup>3</sup>/s) el 12-14/12/2016 (denominado de aquí en adelante como C2016). Se cuenta además con un relevamiento en estado hidrométrico bajo ( $Q=12223$  m<sup>3</sup>/s) durante el 03/2009, llevado a cabo por integrantes del grupo de investigación, en la cual se enmarca la presente tesis (denominado de aquí en adelante como C2009).

Las mediciones consistieron por un lado del relevamiento del fondo con una ecosonda de haz simple (SBES, marca Raytheon de 200 kHz de frecuencia) en secciones transversales 200 m equidistantes aproximadamente (línea negra, Figura 4.1), con mayor detalle sobre la zona cercana a la bifurcación 3.

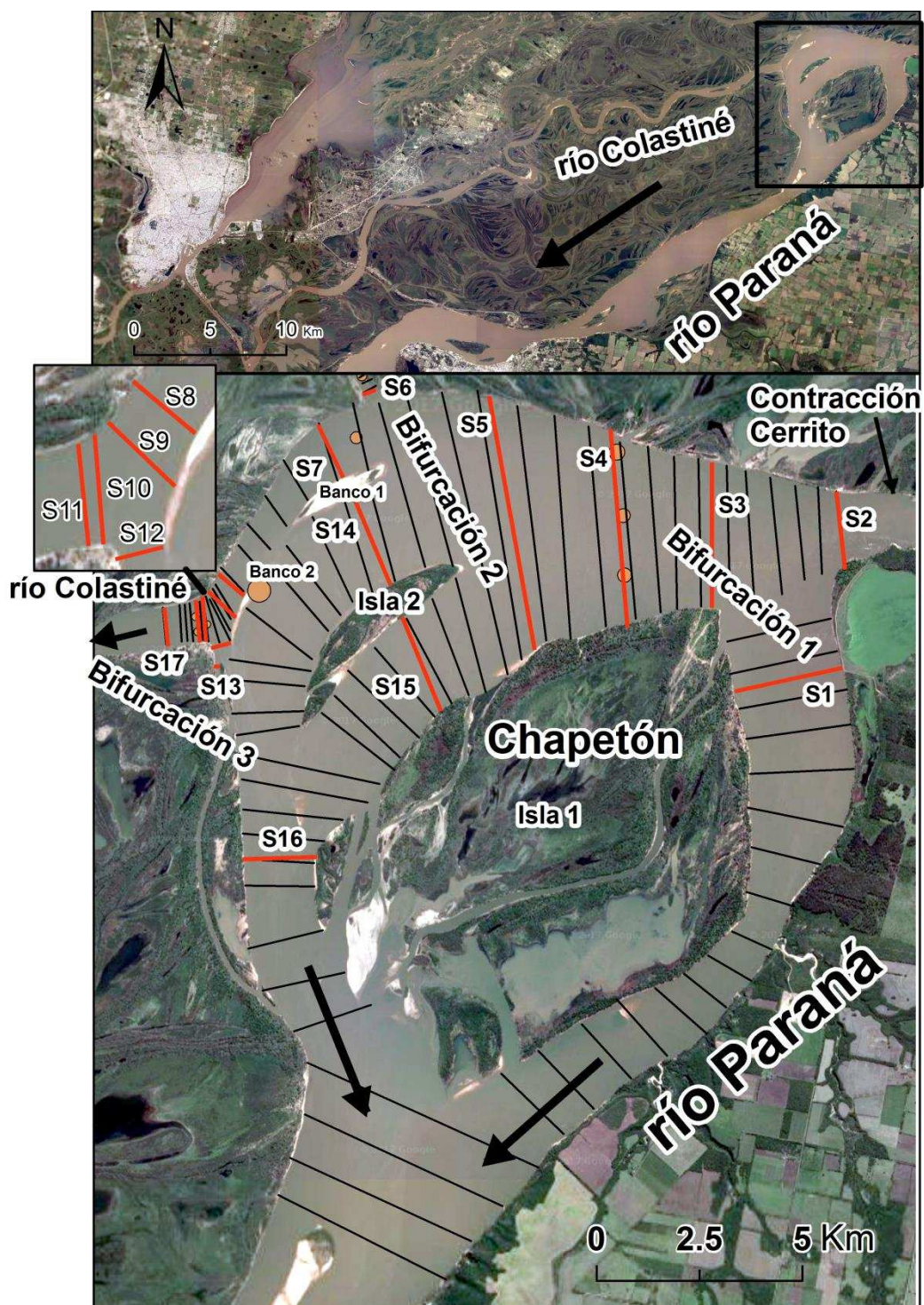
Además, se realizaron aforos líquidos y medición del campo de velocidades en el brazo principal y bifurcado (utilizando un ADCP Teledyne RDI de 1200 kHz). Se destaca que las mediciones con ADCP se utilizaron para la cuantificación de concentraciones y transporte del material de fondo en suspensión, utilizando la metodología propuesta por Szupiany et al. (2017) a través del código computacional ASET (Capítulo 3). Todos los equipos fueron acoplados a un GPS diferencial a tiempo real (DGPS-RTK) debidamente montados sobre la embarcación hidrográfica (ver más detalles en ítem 2.3.2).

**Tabla 4. 1.-** Características hidrosedimentológicas relevantes.

	<b>río Paraná</b>	<b>río Colastiné</b>
	<b>Tramo medio</b>	
Patrón en planta	Cauce múltiple	Meandriforme
Ancho de valle, $B_v$ (m)	15000	---
Ancho de cauce, $B$ (m)	1600	390
Profundidad media, $H$ (m)	8	6.5
Caudal, $Q_{mód}$ ( $m^3/s$ )	14100	1686
Máximo caudal, $Q_{máx}$ ( $m^3/s$ )	39500	7900
$Q_{máx}/Q_{mínimo}$	9	12
Caudal de desborde, $Q_{bf}$ ( $m^3/s$ )	17000	2000
Pendiente superficial, $S$ (cm/km)	2 - 5	2 - 4.5
Sedimento de fondo	Arenas finas y medias	Arenas finas y medias

Las mediciones de la estructura de flujo se llevaron a cabo de manera dinámica (bote en movimiento), realizando 2 trayectorias por sección (línea roja, Figura 4.1). La velocidad del bote y la trayectoria de la medición fueron monitoreadas por el timonel de la embarcación por medio del software IFANAV a tiempo real. La velocidad se mantuvo constante cómo fue posible y menor a  $\sim 1.5$  m/s (ver Szupiany et al., 2012 para mayores detalles). El ADCP fue configurado con el Modo 1 para obtener el perfil de velocidades con un tamaño de celda de 0.25 m y alrededor de medio segundo como intervalo de tiempo entre mediciones (sin promediado de ping a ping). En cada sitio de estudio fue llevada a cabo la calibración correspondiente de la brújula interna del ADCP con el DGPS-RTK (Teledyne RD

Instruments, 2009). Se destaca que tanto las secciones de aforo como batimétricas (línea roja y negra Figura 4.1, respectivamente) coinciden para ambos relevamientos (C2009 y C2016) permitiendo comparar de manera directa los resultados logrados.



**Figura 4. 1.-** Tramo de estudio y secciones relevadas durante los trabajos de campo (negras: con ecosonda; rojas: con ADCP). Los círculos representan la ubicación de la toma de muestras de fondo y calicata. Imagen del año 2016.

Se relevaron además perfiles longitudinales en cada brazo bifurcado con el fin de cuantificar

la pendiente del pelo de agua y las formas de fondo, para determinar la rugosidad. Los perfiles fueron definidos siguiendo las líneas de corrientes con la embarcación correspondientes a 1000 m<sup>3</sup>/s, 4500 m<sup>3</sup>/s y 6500 m<sup>3</sup>/s (medidos en el primer día de campaña) desde la margen derecha.

Se recolectaron un total de 15 muestras de sedimento entre ellas 8 de fondo, 5 en suspensión (cerca de superficie) y 3 correspondiente a los diferentes estratos identificados sobre una calicata efectuada en el banco al frente de la bifurcación 3 (banco 2, Figura 4.1).

Las muestras fueron sometidas a diferentes tratamientos en laboratorio dependiendo de los objetivos y sus características. Por un lado, a tres de las cinco muestras superficiales se le efectuó el tamizado húmedo, evaporación del agua, secado a estufa y pesaje para obtener finalmente la concentración de sedimento fino (i.e., limos y arcillas) y grueso (arenas) en el volumen de muestreo. Las dos restantes muestras fueron sometidas al método de difractor láser con el equipo HORIBA LA-910 a fin de obtener la distribución granulométrica de este material.

En cuanto a las muestras de fondo y calicata se realizó un tamizado en seco como fue explicado en el apartado 2.3.3.

### **4.3 Modelación Numérica**

El modelo numérico utilizado para la evaluación de los fenómenos hidrosedimentológicos fue TELEMAC-MASCARET (Hervouet, 2007). Cabe destacar que en el Capítulo 2 ya se presentaron las ecuaciones generales que utiliza dicho modelo y los pasos en la resolución para la representación de un fenómeno de flujo a superficie libre, con el acoplamiento del módulo de cálculo de transporte de sedimento SISYPHE.

A continuación se detalla la metodología llevada a cabo para la generación de los archivos de entrada del modelo como así también particularidades de la modelación. Se destaca que la justificación del uso de este modelo se encuentra asociada, entre otras cosas, a la metodología de elementos finitos que utiliza el código TELEMAC-MASCARET, permitiéndole a éste controlar las condiciones de borde y logrando una gran adaptabilidad geométrica (Morell et al., 2014). Ésta versatilidad es sumamente importante para llevar a cabo una modelación numérica bidimensional sobre un ambiente natural y complejo como es el río Paraná en el tramo seleccionado.

#### **4.3.1 Modelo Digital del Terreno (MDT)**

Para la generación del MDT se utilizaron los datos batimétricos de campo C2009, considerando como condición de terreno inicial óptima, ya que su captura corresponde a un

estado previo al conjunto de cambios morfológicos que se analizarán en el presente capítulo (Figura 4.1). El segundo motivo es la gran cobertura de área relevada, incluyendo lo que se conoce como brazo Zapata (brazo izquierdo de bifurcación 1). Todos los puntos obtenidos del relevamiento de fondo fueron transformados en un plano de referencia ubicado entre los cerros de las estaciones Puerto Paraná (kilómetro 590 de la ruta de navegación fluvial) y Hernandarias (kilómetro 689) y de acuerdo al nivel hidrométrico para el día de las mediciones.

El MDT se confeccionó en el software ArcGIS (ESRI, 2011) el cual, entre otros beneficios operativos, permite al usuario modificar el sistema de proyecciones y trabajar en el más adecuado. Para el presente caso se utilizó el sistema UTM (Universal Transverse Mercator). Para la generación de una primera superficie se recurrió a la función TIN (Triangular Irregular Network), la cual genera una red de triángulos irregulares conectados por los nodos de datos individuales. De esta manera un TIN conserva toda la precisión de los datos de entrada al mismo tiempo que infiere los valores entre los puntos conocidos. Existen diversos métodos de triangulación para conformar esta malla. El método aquí utilizado, y uno de los más populares, fue el de Delaunay (Delaunay, 1934). Esta condición indica que cada circunferencia circunscrita de cada triángulo no contiene vértices de la triangulación en su interior. Por lo tanto permite crear una malla evitando errores de superposición de elementos, y por ende, datos.

Una vez generado el TIN, se prosiguió con la modificación o extracción de datos inválidos. Esto permite eliminar errores producidos en la toma de datos (discontinuidades, problemas de referenciación, entre otros). Una vez que se obtiene el TIN filtrado, se lo convirtió a Raster (atributo de ArcGIS) y de éste a Puntos. Los Puntos son atributos con datos de posición y elevación ( $x, y, z$ ), donde el usuario debe preestablecer el distanciamiento entre estos (en este caso de 5 m). A continuación se suavizó dichos Puntos con la función de "interpolación kernel" propia del software ArcGIS (ESRI, 2011). Esta función permitió suavizar la nube de puntos con el método de regresión de crestas (Hoerl y Kennard, 1970), que evita cualquier inestabilidad de picos en los datos ingresados. El producto de esta función es lo que finalmente se conoce como MDT, el cual es un conjunto de puntos (ordenados en una cuadrícula), y provee una sensación de continuidad visual cuando se realiza una proyección 3D (aunque en rigor, es un modelo discreto de la topografía del terreno, sumergido en éste caso, puesto que representa el lecho del río).

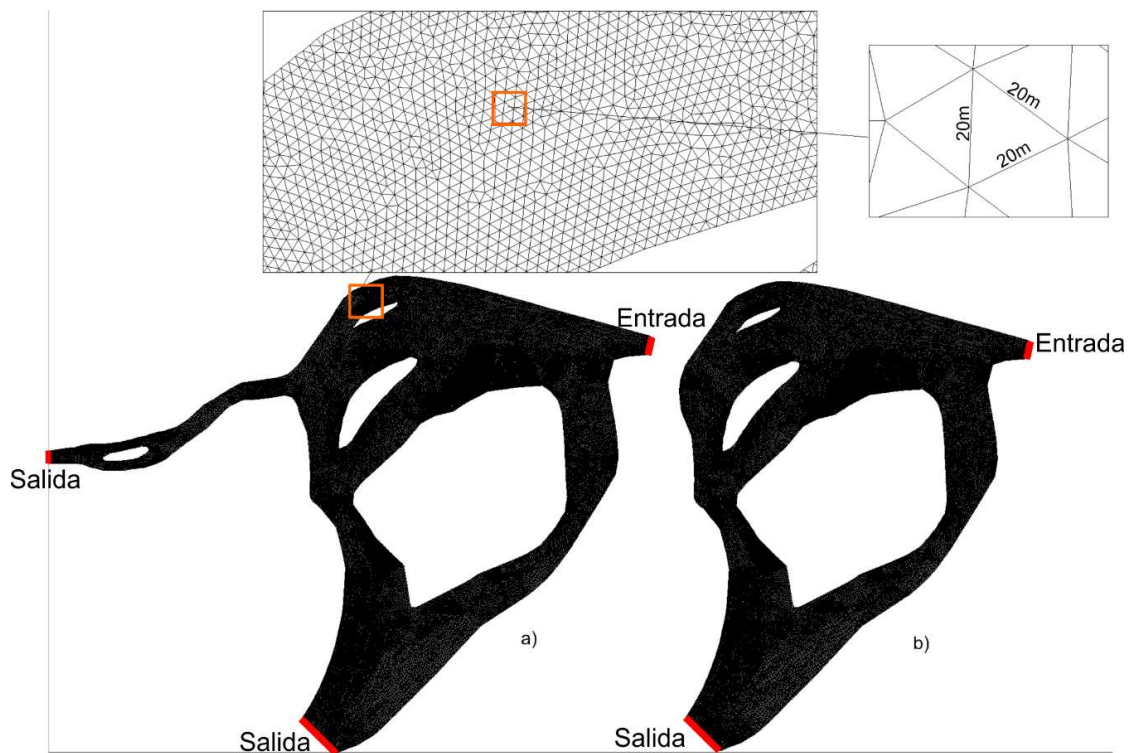
#### **4.3.2 Malla de Elementos Finitos, dominio computacional**

La malla para la región de estudio (Figura 4.2) fue generada por el software BlueKenue



(2013), que permite a través de una sencilla interfaz generar mallas estructuradas y no estructuradas usando un sistema cartesiano de coordenadas. El método que usa el software para la construcción de la malla es la condición de Delaunay (el mismo utilizado para la generación del MDT). Los archivos de entrada para la generación de mallas son los contornos de la región que se quiere modelar y las áreas internas en las cuales no se requiere mallado (e.g. islas, bancos entre otros). La practicidad del software BlueKenue se basa en que los archivos de entrada pueden ser importados por un gran número de softwares libres o comerciales, tales como QGIS, ArcGIS, FLOW3D, TECPLOT, entre otros. Además BlueKenue permite modificar (mover) o incrementar los nodos y elementos de manera manual con las herramientas propias del software. Esto en ocasiones es sumamente útil, ya que corrige el mallado automático del software, o permite densificar nodos en regiones de interés.

Para llevar a cabo las modelaciones de interés se generaron dos mallas. La primera correspondiente a la situación real (i.e. con la presencia del río Colastiné), mientras que la segunda considerando una situación hipotética sin la presencia del Colastiné. Los archivos de bordes, islas y bancos fueron generados con el ente polilínea del software ArcGIS (ESRI, 2011), con la ayuda de la imagen satelital referente al día que se pretende modelar. Cabe destacar que las imágenes utilizadas como se indican en el ítem 2.3 corresponden a la misión LANDSAT 8 OLI con una resolución de 30 m x 30 m.



**Figura 4. 2.-** Mallas generadas a través del software BlueKenue, a) con Colastiné y b) sin Colastiné.

El espaciamiento entre nodos ( $\Delta_m$ ) de la malla se determinó basándose en la siguiente ecuación (Morell et al., 2014):

$$\Delta_m \cong \sqrt{\frac{2\Omega}{N_e}} \quad (4.1)$$

donde  $\Omega$  es el área del dominio computacional y  $N_e$  es el número de elementos (limitado por la capacidad computacional disponible). En función de las dimensiones del dominio y las capacidades de modelación con las que se cuenta (ver ítem 2.4.4), se determinó una separación de nodos de 20 m para ambos casos modelados. Cabe destacar que además se llevó a cabo la prueba de independencia de esta malla, cuadruplicándose el número de elementos, sin detectar cambios apreciables en los resultados.

Una vez generados los archivos, incluyendo los bordes, islas o bancos presentes en el dominio, se los introdujo en BlueKenue y se construyó las mallas con y sin el río Colastiné (Figura 4.2). La malla 1 (con Colastiné, Figura 4.2a) con 192958 elementos y 98297 nodos. La malla 2 (sin Colastiné, Figura 4.2b) con 179627 elementos y 91255 nodos.

En cuanto al paso de tiempo para su determinación, se evaluó la condición de Courant ( $Co < 1$ ) siendo ésta necesaria para la convergencia, mientras se resuelven numéricamente las ecuaciones de avance temporal de la solución por el método de los elementos finitos (Hervouet, 2007). De esta manera se determinó un paso de tiempo de  $\Delta t = 2$  seg.

Se destaca que para el caso de la modelación de la crecida correspondiente al año 2016 se utilizó la malla 1 con un distanciamiento entre nodo de 100 m, y un paso de tiempo de 5 seg. Estas condiciones fueron completamente limitadas por la estación de trabajo con la que se cuenta para llevar a cabo la modelación (ítem 2.4.4).

### **4.3.3 Condiciones de borde modeladas y calibración del modelo**

#### **4.3.3.1 Modelación hidrodinámica con y sin Colastiné**

En primera instancia se estudiaron 4 casos (Tabla 4.2) para diferentes estados hidrométricos y configuraciones geométricas, tal como se indicó anteriormente (malla 1 y 2, con y sin la presencia del río Colastiné). De esta manera se pudo evaluar las siguientes dos hipótesis: i) la influencia del Colastiné en las bifurcaciones presentes sobre el río Paraná (bifurcación 1 y 2) y ii) los fenómenos hidráulicos más relevantes que intervienen en la formación de bancos, y en la apertura constante del Colastiné, a pesar de los cambios morfológicos ocurridos en la embocadura.

**Tabla 4. 2.-** Condiciones de bordes y fechas modeladas para los 4 casos de estudio.

Casos	Fecha	Estado hidrométrico	Caudal de ingreso al dominio (m <sup>3</sup> /s)*	Malla
C2009_CC**	03/2009	Bajo	12223	1
C2009_SC**	03/2009	Bajo	12223	2
C2016_CC	06/2016	Alto	36025***	1
C2016_SC	06/2016	Alto	36025***	2

\* Sobre sección Cerrito.

\*\*CC y SC refieren “con” y “sin” presencia del Colastiné, respectivamente.

\*\*\*correspondiente al estado de crecida producida en el año 06/01/16.

La calibración para las dos condiciones hidrométricas, se efectuó para aquellos casos en los que se incluye el Colastiné (C2009\_CC y C2016\_CC), para los dos restantes (C2009\_SC y C2016\_SC) se asumieron las mismas consideraciones. El parámetro de referencia, o de calibración, del modelo fueron los caudales medidos en campo con los equipos acústicos, evaluándose las respuestas del modelo en cada una de las bifurcaciones en estudio, en el cauce principal y en los secundarios. Dado que la modelación corresponde a un estado subcrítico ( $Fr < 1$ ), se impuso un caudal como condición de entrada y una altura constante como condición de salida para todos los casos anteriormente descriptos (Figura 4.2).

En cuanto a la situación C2009\_CC/SC, la condición de entrada fue el caudal medido en la campaña C2009, imponiendo un perfil de velocidad representativo basado en la ley logarítmica. La cota de pelo de agua en la salida del tramo modelado se determinó extrapolando con una pendiente superficial desde la estación de aforo Puerto Paraná hasta la región coincidente con la condición de borde (salida) del dominio propuesto (Figura 4.2). De manera similar se obtuvo la condición de salida para el brazo correspondiente al río Colastiné, aunque con la salvedad de la pendiente correspondiente a este último cauce, desde la estación de aforo en RN 168.

Al modelo se lo calibró con una resistencia media del flujo, coeficiente de Nikuradse (Tassi, 2017), cercana a  $k_s=0.01$  m, logrando una convergencia en 80000 seg. Cabe aclarar que este valor se aproxima a las alturas medias de las dunas superimpuestas, la cuales acorde a Amsler y Schreider (1992) son las responsables de la rugosidad efectiva. Además, se destaca que dicho valor concuerda con trabajos previos sobre el río Paraná (Morell et al., 2014).

En el caso de C2016\_CC, las condiciones de borde se determinaron de manera similar que para C2009\_CC, considerando la suma de caudales medidos en estaciones RN 168 (Brazo del Colastiné), y Puerto Paraná para el día donde se registró un pico de la crecida. Para la condición de salida, se determinó la pendiente superficial con los datos del día

correspondiente, y se calculó la altura en ambas. Este caso se calibró con una resistencia al flujo  $k_s=0.008$  m, logrando una convergencia del modelo en 80000 seg.

Se destaca además que los 4 casos fueron modelados con fondo rígido, correspondiente este al estado de C2009 (i.e. sin transporte de sedimento de fondo ni suspendido).

El modelo de turbulencia utilizado para todos los casos, fue de cero ecuación o de viscosidad de remolino constante, con un valor de  $\nu_f=1 \times 10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s, en un todo el dominio de acuerdo a resultados previos de modelaciones sobre el río Paraná (Vionnet et al., 2004; Morell, 2016). Cabe destacar que este valor se modificó en un  $\pm 50\%$  y no se obtuvieron cambios apreciables en los resultados de la modelación, esto puede deberse a las dimensiones adoptadas de la malla las cuales impiden la representación de fenómenos turbulentos si presentes a otras escalas.

#### **4.3.3.2 Modelación de la crecida 2016**

Además a las modelaciones antes descriptas, se modeló todo el ciclo de la crecida del año 2016 (i.e. del 02/11/2015 al 05/08/2016, 303 días, 26179200 seg.) con el fin de evaluar los cambios morfológicos más relevantes presentes en la región de estudio y permitir dilucidar los mecanismos de formación de banco en la embocadura y el rol de las crecidas sobre éstos. Las condiciones tanto de entrada como salida fueron tomadas de los datos medidos en las estaciones de aforos, tal como se indicó anteriormente para el caso C2016\_CC. Para la calibración se compararon los datos de caudal derivados en el cauce principal del Paraná y sobre el Colastiné con los medidos en ambas estaciones (Puerto Paraná y RN 168, respectivamente). Para todo el ciclo de la crecida solo se observaron diferencias menores al 5% sobre las condiciones de salida. La resistencia hidráulica de calibración fue bajo la condición de Nikuradse (Tassi, 2017), con un  $k_s=0.01$  m.

#### **4.3.4 Análisis multitemporal**

A fin de comprender los mayores cambios, de erosión y sedimentación en la zona de estudio, se procedió al análisis morfodinámico mediante una secuencia multitemporal de imágenes satelitales de las últimas 4 décadas. Esto permitió evaluar la dinámica morfológica histórica y dilucidar, junto con la dinámica hidrosedimentológica actual, el comportamiento futuro del sistema.

Al efecto, se recopilaron 7 imágenes satelitales del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por su sigla en inglés) sobre la región Chapetón desde el año 1978 a 2016, todas bajo similares condiciones hidrométricas.

Se organizaron las imágenes de manera cronológica, y se procedió a digitalizar las márgenes

de interés correspondiente a la zona de bifurcación 3 y el brazo Zapata. Debido a la necesidad de usar imágenes satelitales de diferentes misiones (Landsat 1, 4, 7 y 8), las resoluciones varían desde 90 m x 90 m a los 30 m x 30 m por pixel. Ésta limitación en la resolución no impidió ejecutar el análisis debido a las dimensiones/geometrías de la región bajo estudio.

## **4.4 Resultados**

A continuación se presentan los relevamientos de ambas campañas (C2009 y C2016), incluyendo la morfología, estructura del flujo y el transporte de sedimentos suspendidos. Seguidamente se describen los resultados de la modelación numérica de los 4 casos a fondo fijo, como así también la modelación de la crecida 2016. Por último se detalla el comportamiento morfodinámico histórico obtenido del análisis cronológico de las imágenes satelitales.

### **4.4.1 Relevamientos de campo. Morfología**

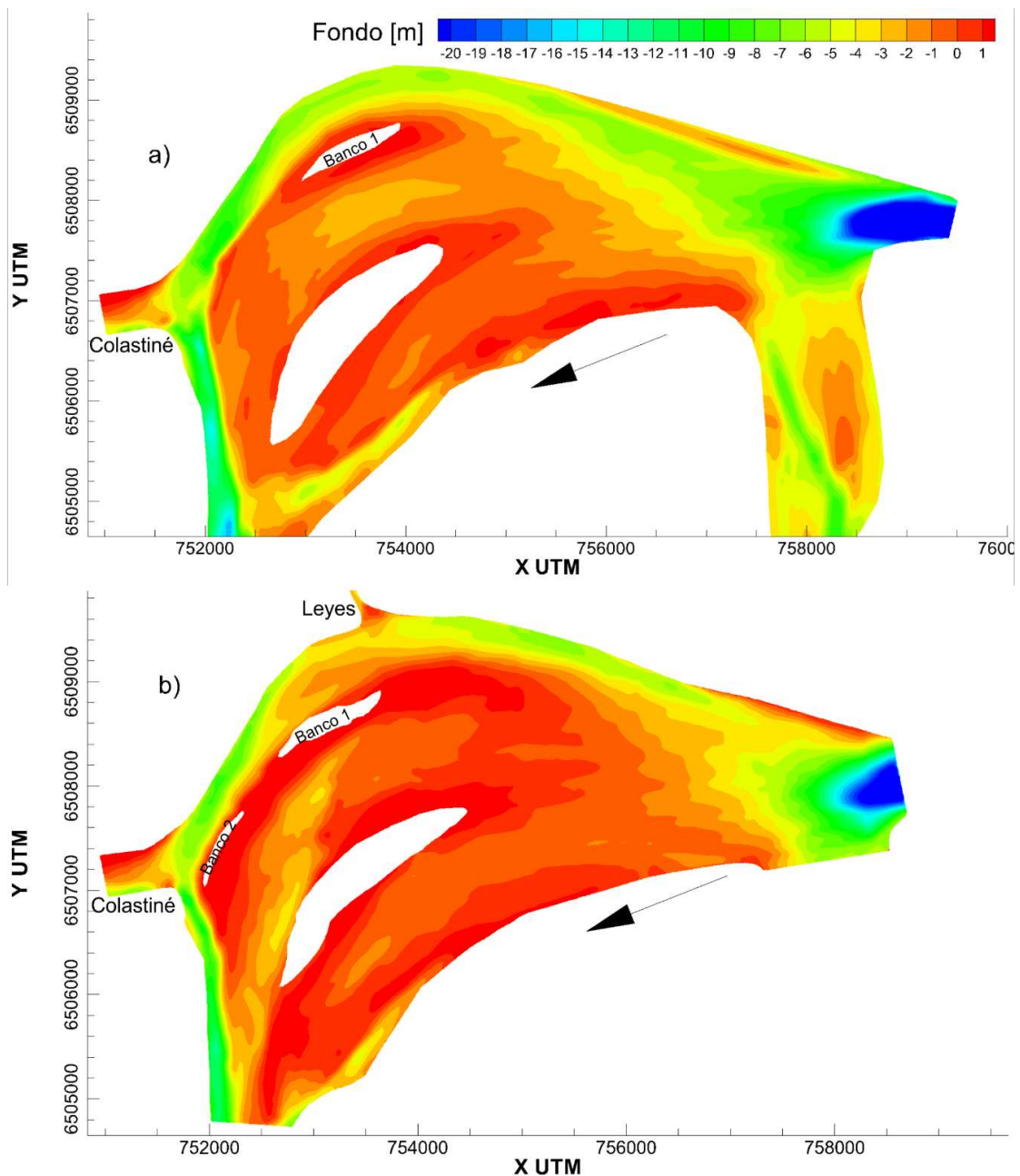
La Figura 4.3 muestra los MDTs obtenidos con los datos de ambas campañas (C2009 y C2016). Se observan cambios significativos entre ambos relevamientos, destacándose los siguientes puntos:

- i) El comportamiento general del fondo muestra un thalweg definido recostado sobre la margen derecha de la expansión (brazo derecho, bifurcación 1), manteniéndose hasta aguas abajo de la bifurcación 3. Este thalweg presenta una mayor profundización y continuidad desde la zona de contracción hacia aguas abajo en el año 2009, y con cotas de fondo inferiores en 2016. Este proceso fue acompañado por un aumento de profundidades del brazo central (sección S14 Figura 4.1) aguas abajo de la bifurcación 2, acompañado también de un aumento de caudales relativos, tal como se verá más adelante.
- ii) Se distingue un cambio en la dirección de la zona de máxima erosión sobre contracción el Cerrito, observándose una mayor inclinación de esta hacia el brazo izquierdo de la bifurcación 1 en la C2016.
- iii) No se produjeron cambios significativos en el cauce izquierdo de la bifurcación 2. Aunque se observa sobre el brazo central el posible inicio de un fenómeno de erosión retrogradante.
- iv) Se observa un claro proceso de recrecimiento en las zonas de los bancos 1 y 2, tanto hacia aguas arriba y aguas abajo formando una clara franja de decantación desde aproximadamente la entrada al Arroyo Leyes (sección S6 Figura 4.1) hacia el frente de la embocadura del Colastiné. Es de notar que en esta zona el banco no avanzó hacia su lado derecho (sección

S7 Figura 4.1), presentando pendientes de fondo mucho más abruptas que en su lado izquierdo sobre el brazo central.

v) La embocadura del río Colastiné permaneció invariante con similares características, i.e. el thalweg sobre la margen izquierda y una zona de sedimentación sobre la margen derecha que acompaña la curvatura del flujo en dicha zona.

vi) Los procesos antes mencionados sugieren una coalescencia de los bancos 1 y 2 y el cierre de la bifurcación 3, desplazando la embocadura del río Colastiné hacia aguas arriba, tal como se verá más adelante en la configuración a fines de la década del '70.

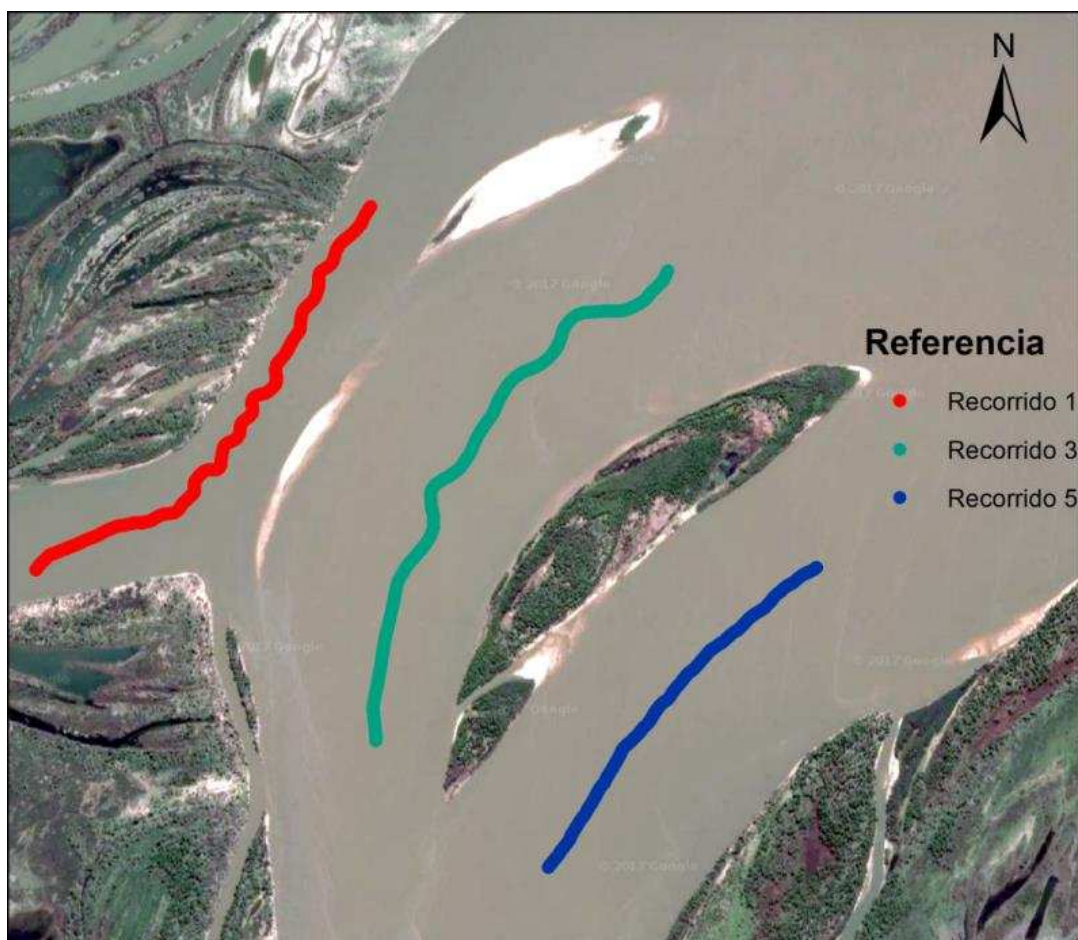


**Figura 4. 3.-** Modelo digital de terreno a) campaña 2009 y b) campaña 2016. Las profundidades están referidas a cotas IGN.

#### 4.4.2 Características de formas de fondo

La Figura 4.4 muestra los diferentes recorridos realizados en C2016 a fin de cuantificar las geometrías de las formas de fondo para los diferentes brazos de la bifurcación 2. Tal como se presenta en Tabla 4.3 y en la Figura 4.5, se observa una gran variación entre los recorridos 1, 3 y 5, correspondiente cada uno a los brazos de la región de expansión.

En el brazo derecho se presentan las mayores formas de fondo con alturas de dunas cercanas a 1.6 m y longitudes medias de 90 m. En cuanto a los recorridos 3 y 5, estos valores decrecen con alturas medias de 0.8 m y longitudes de dunas cercana a los 45 m. Sobre el recorrido 1 es dable notar la presencia de pequeñas dunas, superimpuestas con alturas medias de 0.4 m (con máximas de hasta 1 m), mientras que en los recorridos 3 y 5 este valor se reduce casi en un orden de magnitud, con valores de máximos de 0.2 m. Ver la Figura 4.5 sobre registro gráfico de la ecosonda.



**Figura 4. 4.-** Recorridos realizados con la embarcación hidrográfica para la caracterización de las formas de fondo.

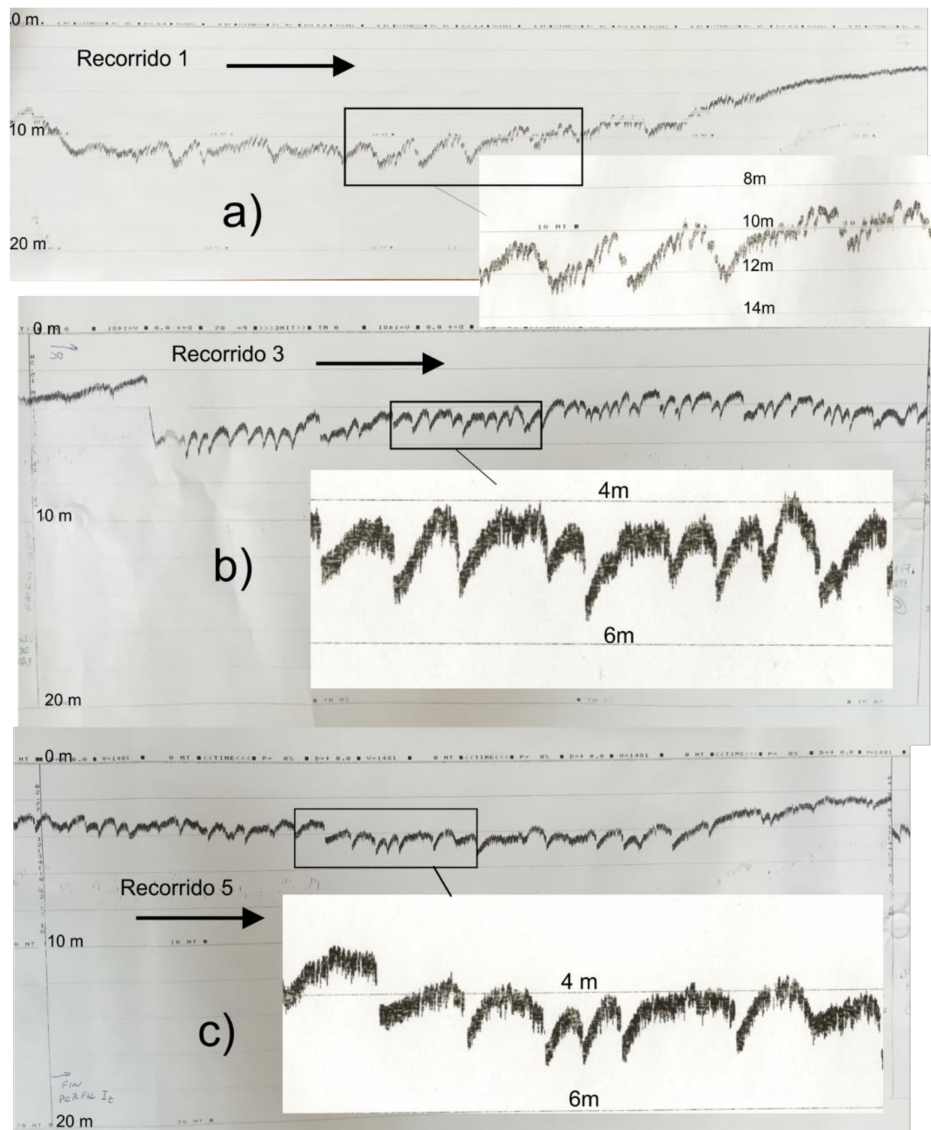


### 4.4.3 Análisis granulométrico

Las muestras tomadas en las diferentes zonas del área de estudio (ver ubicación en Figura 4.6) fueron analizadas en laboratorio con el fin de caracterizar su distribución granulométrica (Figura 4.7) y dilucidar, en forma preliminar los mecanismos de transporte preferenciales que actúan en las bifurcaciones y en la formación del banco 1.

**Tabla 4. 3.-** Valores medios de geometrías de fondo en los recorridos realizados en C2016.

Variables geométricas	Recorrido 1	Recorrido 3	Recorrido 5
$H [m]$	1.6	0.82	0.83
$\lambda [m]$	90	33	30
$H/\lambda$	0.017	0.024	0.027



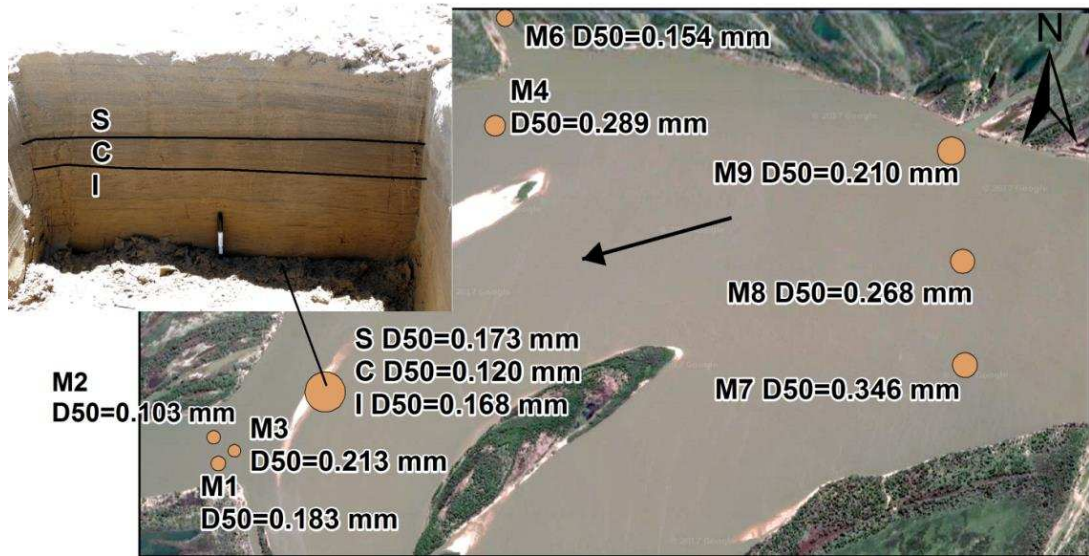
**Figura 4. 5.-** a,b,c) Formas de fondo del registro gráfico de la ecosonda con detalle de las dunas superimpuesta sobre los recorridos 1, 3 y 5 respectivamente.



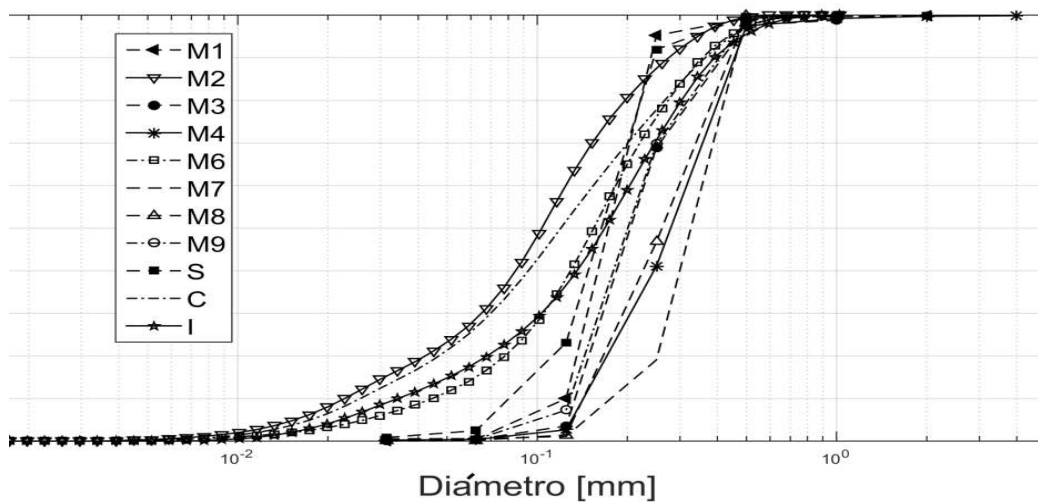
En la Figura 4.6 se presenta la localización de cada punto muestreado con los diámetros medios ( $D_{50}$ ). Nótese que las muestras comprenden la zona de expansión (brazo derecho de la bifurcación 1), los cauces secundarios aledaños, i.e. río Colastiné y Leyes, y diferentes estratos superficiales del banco 1. Todas las muestras señaladas corresponden a la campaña C2016. De las mismas, se destacan los siguientes puntos:

- En los cauces secundarios (Leyes y Colastiné) se presenta una disminución en la granulometría respecto al cauce principal. Tanto la muestra de Arroyo Leyes como de la margen derecha del Colastiné (M6 y M2, respectivamente) presentan contenido de limos y arenas muy finas, indicando procesos de sedimentación del material proveniente en suspensión. Es de destacar que Lopez Weibel et al. (2015) determinaron diámetros medios de la fracción gruesa en suspensión de 0.110 mm ( $D_{16}=0.074$  mm y  $D_{84}=0.145$  mm) sobre el cauce del Paraná y Colastiné, evidenciando una clara diferencia con aquel presente en el fondo. Sobre el thalweg del Colastiné (M1) el fondo está compuesto por arenas casi en su totalidad (se verá en detalle en el siguiente capítulo), aunque con una distribución de tamaños menores al cauce principal (comparando con M4, M7 y M9). Este comportamiento indicaría una segregación del material transportado por el fondo del cauce al ingresar a los cauces secundarios como el Colastiné y pérdida de capacidad de transporte para mover las partículas más grandes. De todas formas, la cantidad de muestras recolectadas son insuficientes para entender adecuadamente el fenómeno, cuestión a desarrollar en estudios posteriores.
- En cuanto a la calicata realizada sobre el banco 1 frente a la embocadura del Colastiné, los estratos medidos presentan diferentes distribuciones granulométricas, indicando diferentes procesos de sedimentación en su formación (Figura 4.6). En cada uno se observan estructuras sedimentarias ordenadas en capas planas, sin formas de fondo, indicando un recrecimiento por decantación del material suspendido, y no por avance de formas de fondo, como si se ha observado en otros bancos e islas del sistema (Szupiany et al., 2012). Notar además que los estratos inferior y central presentan contenido de limos y diámetros de arenas menores a los del fondo del cauce con porcentajes de arenas muy finas que generalmente se transportan en suspensión (Lopez Weibel et al., 2015). Se desprende de lo anterior que estos depósitos se formarían por una combinación de procesos tanto del material transportado por el fondo pero mayoritariamente con aquel que viaja en suspensión, depositándolo en forma de láminas en zonas con baja energía del flujo, capaz de sedimentar parte de la carga de lavado y arenas muy finas. Las condiciones del flujo

desarrolladas sobre el banco 1, será analizado en puntos posteriores con resultados de la modelación numérica.



**Figura 4. 6.-** Diámetros representativos medios ( $D_{50}$ ) de las muestras de fondo y superficie tomadas en la región de estudio. M: muestra de fondo; MXs: diámetro medio del material grueso presente en suspensión cerca de superficie; S, C y I: estrato superficial, central e inferior, respectivamente.



**Figura 4. 7.-** Distribución granulométrica de muestras tomadas en la campaña C2016.

#### 4.4.4 Distribución de caudales y estructura de flujo

##### 4.4.4.1 Bifurcaciones 1 y 2

La Tabla 4.4 muestra la partición de caudales registradas con el equipo ADCP para ambas campañas (C2009 y C2016). Si se comparan los caudales del brazo izquierdo (sección S1, ver Figura 4.1) con los correspondientes a los de brazo derecho (secciones S3, S4 y S5), se destaca el aumento de caudal relativo que ingresa al brazo izquierdo (brazo Zapata), es decir,

la denominada bifurcación 1 entre ambos estados hidrométricos. Este comportamiento se produce, paradójicamente, a pesar de las mayores velocidades registradas en el 2016, debido a los efectos inerciales a la salida de la contracción en dicha ocasión, puesto que no debería esperarse mayores aportes, en términos relativos, dado el abrupto ángulo que presenta la bifurcación. En rigor, el flujo hacia el brazo Zapata realiza un cambio en su dirección de aproximadamente 90°.

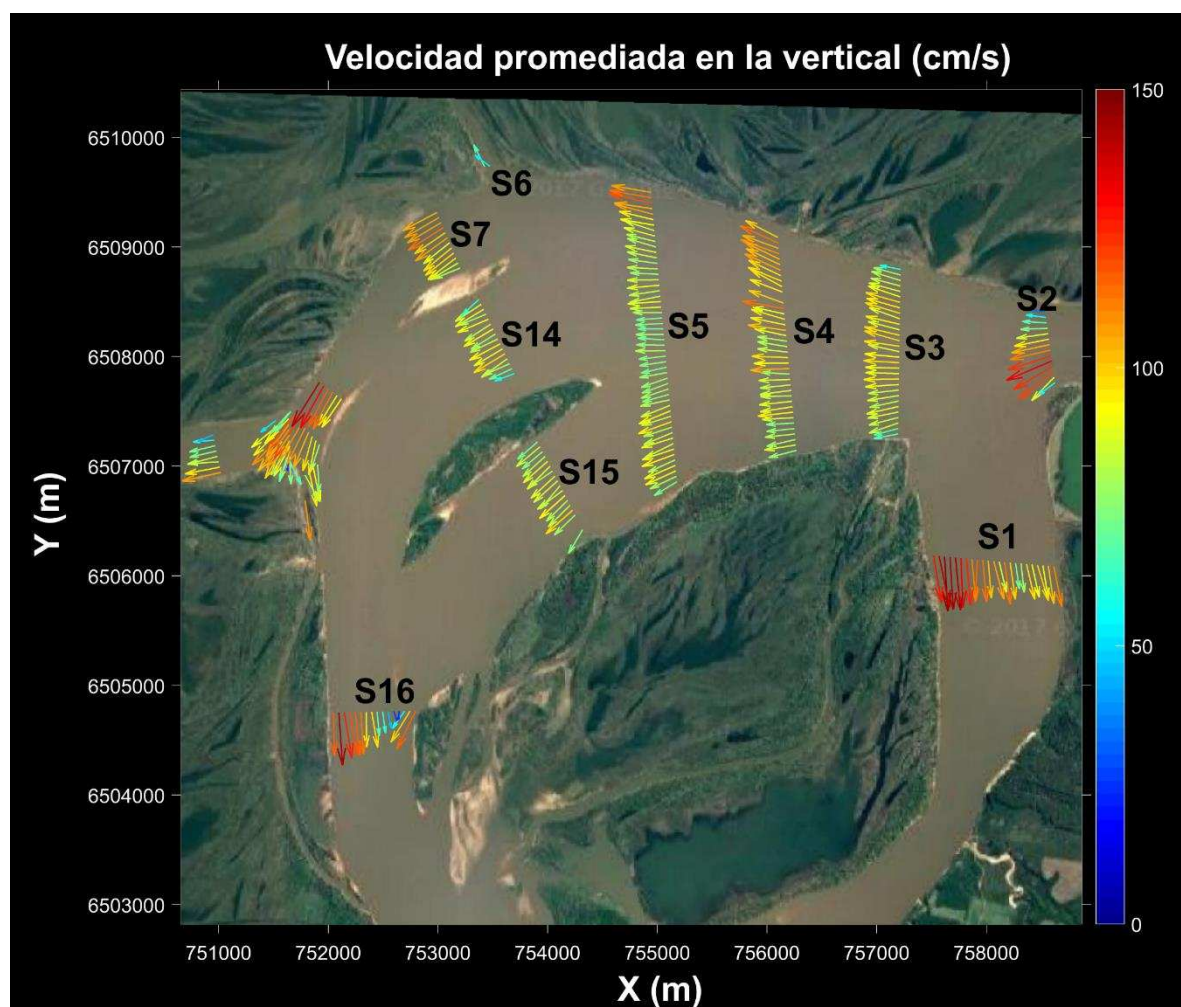
Aun con la presencia de éste comportamiento, que refleja una pérdida en la capacidad del brazo derecho, el río Colastiné mantuvo el ingreso del caudal relativo, lo que sigue un régimen fluvial independiente de los procesos producidos en la bifurcación 1, y una gran eficiencia en la capturar de caudal del cauce principal del Paraná. La hipótesis que se plantea es que dada la jerarquización del brazo central en la bifurcación 2, vista en el punto 4.4.1 (i.e. aumento de profundidades), y la pérdida de capacidad de transporte general del brazo derecho de la bifurcación 1, la embocadura del río Colastiné tuvo que modificarse re-adaptando su morfología y trasladándose hacia aguas arriba para garantizar el suministro de caudal líquido de acuerdo a la capacidad de conducción de este cauce. Esta hipótesis será nuevamente analizada con los resultados de la modelación numérica en los siguientes puntos.

**Tabla 4. 4.-** Caudales medios relevados con ADCP en las campañas C2009 y C2016 sobre bifurcación 1 y 2.

Sección	03/2009 (C2009)		12/2016 (C2016)	
	Caudal (m <sup>3</sup> /s)	Porcentaje respecto al total (%) (12437 m <sup>3</sup> /s)	Caudal (m <sup>3</sup> /s)	Porcentaje respecto al total (%) (16547 m <sup>3</sup> /s)
S1	5428	44	8047	49
S2	12437	100	16547	100
S3	7009	56	8500	51
S4	-	-	8560	51
S5	6580	53	8420	51
S7	4876	39	3200	19
S14	-	-	2500	15
S15	-	-	2400	14
S17	1226	10	1725	11
S12	-	-	1520	9
S16	5146	41	5600	34

En Figura 4.8 se identifica el comportamiento de las velocidades medias en la vertical sobre los diferentes brazos medidos en las secciones aforadas en C2016. Se destacan aquí las elevadas velocidades alcanzadas sobre la margen derecha del brazo Zapata dada la abrupta curvatura (~90°) que presenta el flujo en su ingreso. En cuanto al brazo derecho de la

bifurcación 1, la sección S3 presenta una distribución uniforme a lo ancho del canal, perdiéndose este comportamiento aguas abajo en las secciones S4 y S5 donde el flujo alcanza mayores velocidades en la región coincidente con las zonas de máximas profundidades o thalweg, i.e. cercana a la margen derecha, donde se produce la mayor división de caudales (i.e. sobre el brazo derecho de la bifurcación 2, S7). Es de notar que este hecho se produce a pesar que el brazo izquierdo y central de la bifurcación 2 presentan una mayor pendiente dado su menor recorrido a la salida (sección S16). Este comportamiento refuerza la hipótesis mencionada en cuanto a la influencia del Colastiné en esta zona, afectando la división de caudales. Las sección S14 y S15 presentan un distribución uniforme en la sección transversal de acuerdo a la homogeneidad del fondo (ver morfología en Figura 4.3). En Figura 4.9 se presenta el patrón de la estructura del flujo (i.e. corrientes primarias y secundarias). Dado que se priorizó la identificación de estructuras coherentes helicoidales, el método de Rozovskii (1957) fue aplicado, el cual impide visualizar y cuantificar la componente convectiva que produce la división de caudales.



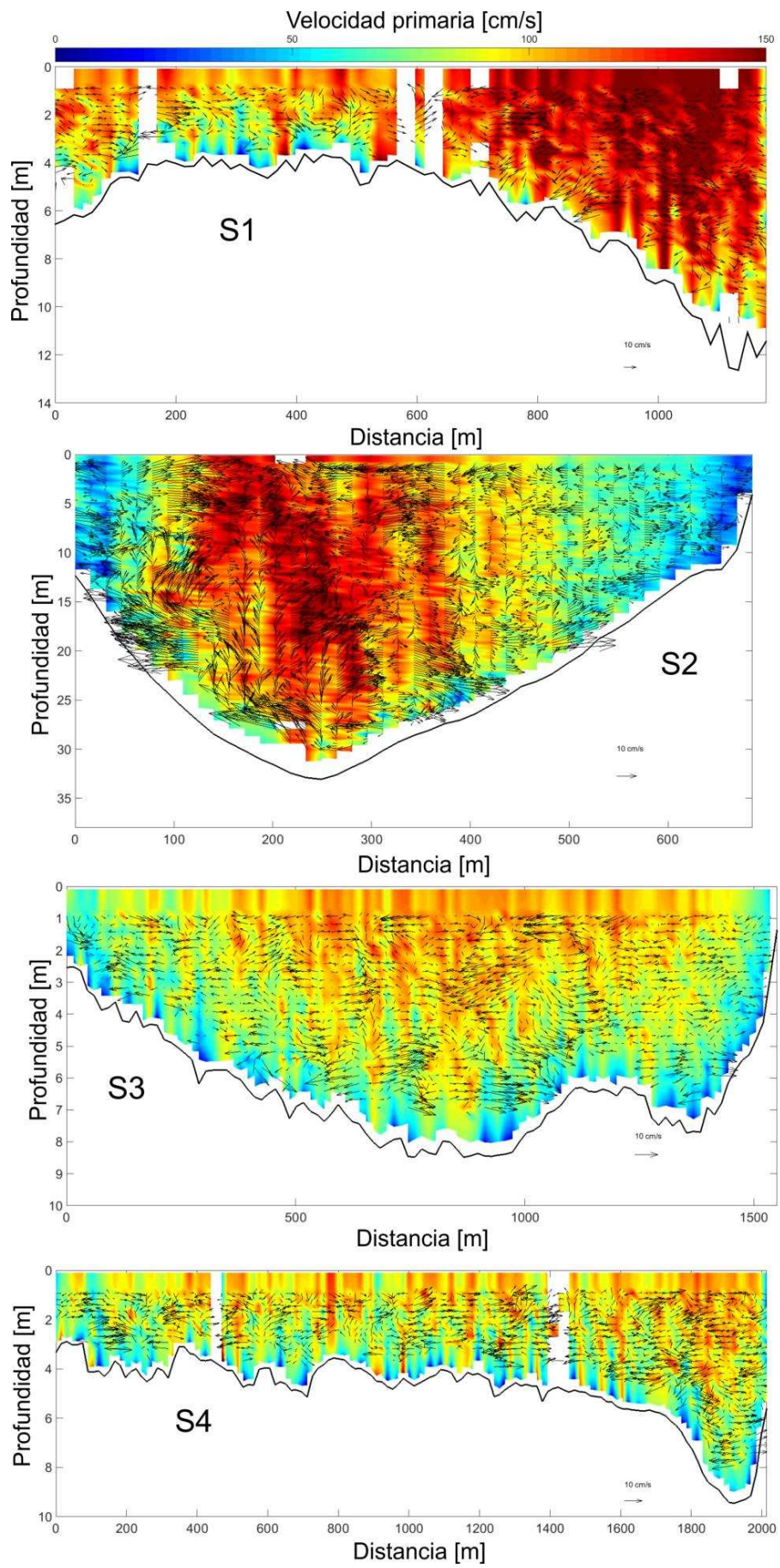
**Figura 4. 8.-** Velocidades promediadas en la vertical de las secciones aforadas con ADCP durante la campaña C2016. Bifurcaciones 1, 2 y 3. Ver Figura 4.1.

Sobre las secciones que comprenden las bifurcaciones 1 y 2, se destaca en general la ausencia de estructuras coherentes del flujo. A excepción del brazo izquierdo de la bifurcación 1, el flujo presenta una baja curvatura lo que, sumado a la elevada relación  $B/H$  y rugosidad del fondo compuesto por dunas, tal como se presentó en la sección 4.4.2, impide la generación de estructuras coherentes del flujo o bien, su formación podría ser impedida dado los movimientos verticales turbulentos generados por las formas de fondo. A pesar de la gran curvatura entre las secciones S2 y S1, no se observó ningún patrón coherente del flujo. Por el contrario, en S2 se distingue un movimiento caótico con elevada turbulencia del flujo la que se transfiere aguas abajo impidiendo la generación de celdas secundarias al aumentar rápidamente la curvatura. Por otra parte, aquí se produce una elevación paulatina del fondo (de máximas profundidades de 30 m en S2 a 12 m en S1) lo que, junto a la rugosidad del fondo, contribuiría a debilitar la estructura secundaria formada por la curvatura del flujo. Es de destacar además en Figura 4.9 que la forma de la sección S7 parece estar definida geométricamente como un canal rectangular con un flujo uniforme y pendientes abruptas en ambas márgenes, sugiriendo un control en el avance/recrecimiento del banco 1 y 2. Un comportamiento opuesto se distingue del otro lado del banco 2, sobre sección S14, donde la pendiente pronunciada del fondo impidió la navegación cerca de la margen.

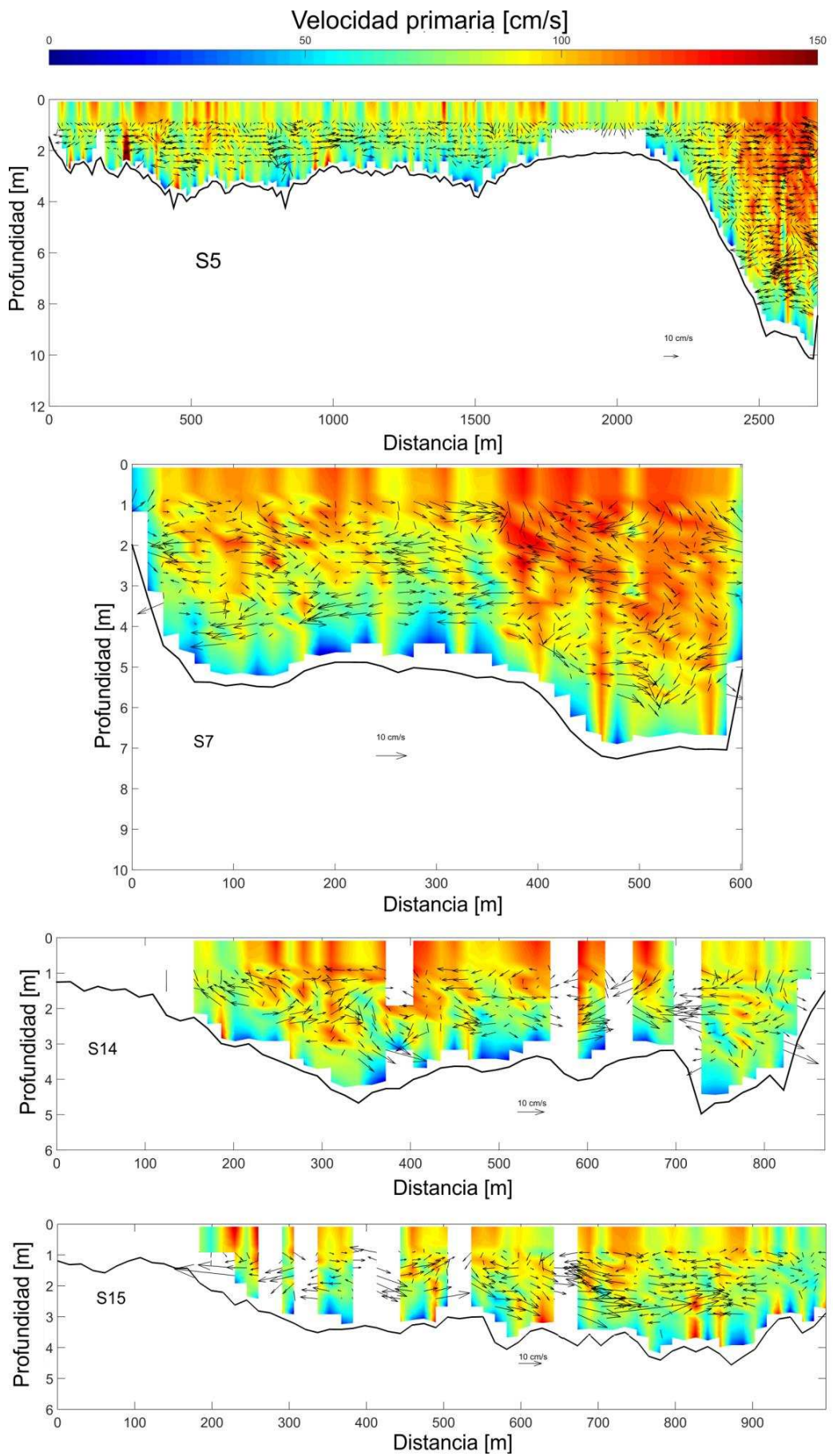
#### **4.4.4.2 Bifurcación 3**

En Figura 4.10 se presenta el comportamiento de las velocidades medias en la vertical para la bifurcación 3. Se observa dos zonas características de bajas velocidades, la primera sobre la punta de la bifurcación, generado por un choque frontal del flujo, produciendo una zona de bajas velocidades pero alta turbulencia tal lo observado *in situ*. Este comportamiento sugiere una falta de equilibrio en la bifurcación, con un patrón del flujo poco común sobre este sistema con cambios abruptos y alta turbulencia. La segunda zona se produce sobre la margen derecha del Colastiné producto de la curvatura del flujo al ingreso, produciendo una morfología transversal del fondo típica de una curva, con deposición del material fino sobre este banco tal como se vio en la sección 4.4.3. Asociado a este comportamiento, se ve una clara celda de circulación secundaria solo en la sección S17 (ver Figura 4.11). Esta celda comienza a formarse, con menor intensidad y ancho, sobre las secciones S10 y S11, coincidente al comienzo de la curvatura.





**Figura 4. 9.-** Velocidades primarias y secundarias obtenidas por el método de Rozovskii en secciones relevadas en C2016, bifurcación 1 y 2.



**Figura 4.9.- continuación.**

Un comportamiento similar ocurre sobre el brazo izquierdo de la bifurcación (S12), pero con un cambio de curvatura más brusco, lo que genera una celda secundaria de mayores intensidades y que abarca todo el ancho de la sección (Figura 4.11). Este comportamiento ha favorecido además al recrecimiento del banco hacia aguas abajo cerrando paulatinamente, en ancho, la sección S12. Esta sección absorbe el excedente de caudales entre lo que ingresa aguas arriba, sección S7, y la capacidad de conducción del río Colastiné. Esta observación sugiere que el cierre de la sección S12 irá acompañado de una disminución en la entrada de caudales aguas arriba, sobre el brazo derecho de la bifurcación 2, generando un equilibrio nuevamente del sistema con configuración similar a la presentada a principios de la década del '70 (tal como se desarrolla en detalle en el punto 4.4.8).



**Figura 4. 10.-** Velocidades promediadas en la vertical de las secciones aforadas con ADCP durante la campaña C2016. Bifurcación 3.

#### 4.4.5 Sedimento suspendido

##### 4.4.5.1 Bifurcaciones 1 y 2

En la Tabla 4.5 se presenta el transporte de material de fondo en suspensión obtenido a través de la metodología descrita en el Capítulo 3 por medio del código computacional ASET. En la Figura 4.13 se muestra, además, las distribuciones de concentraciones de dicho material para cada sección transversal analizada.

El comportamiento general del sedimento suspendido parece estar dominado por el módulo

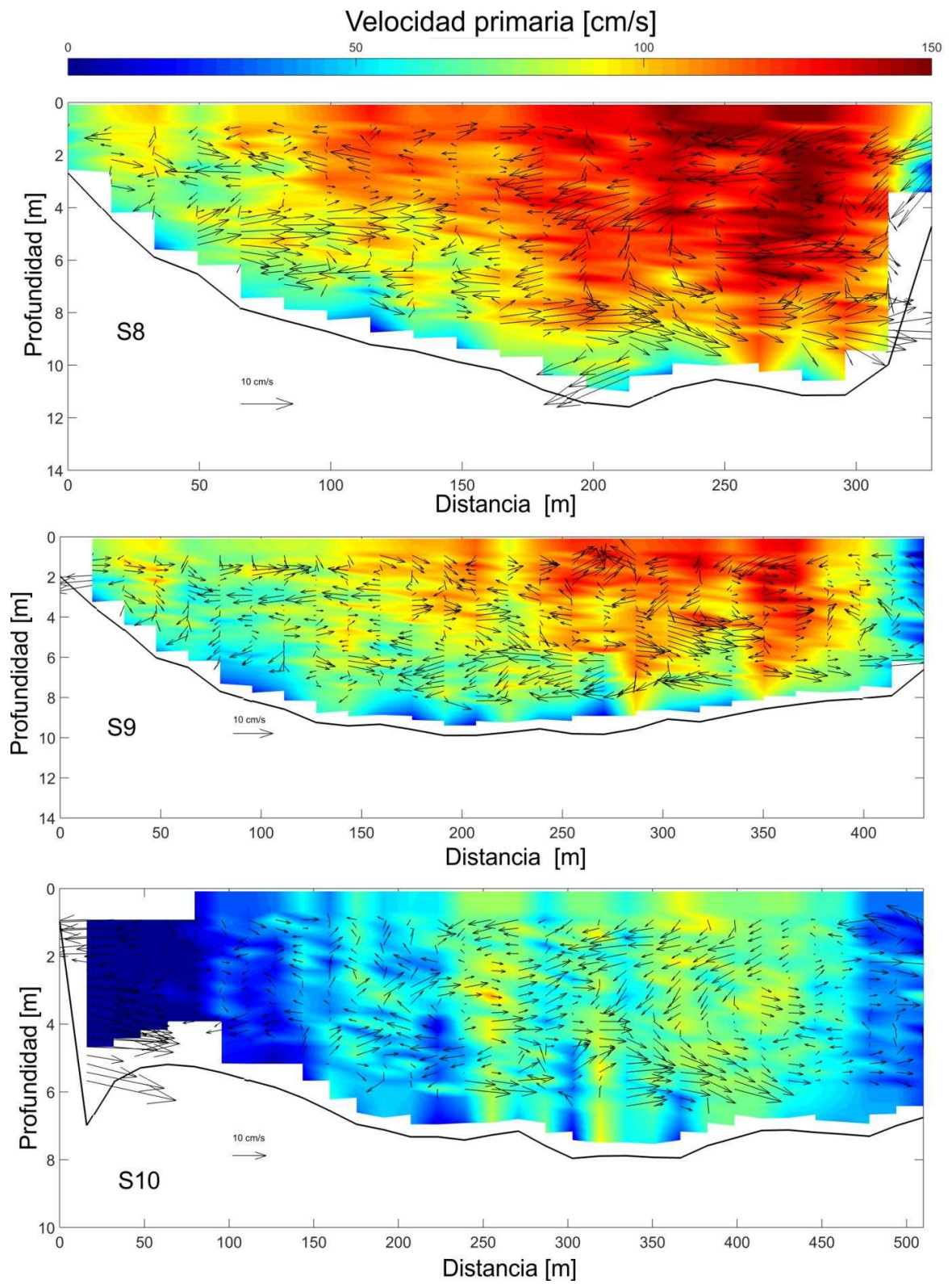


de máximas velocidades en todas las secciones. Es decir, se observan los núcleos de máximas concentraciones en coincidencia con los de máxima velocidad. Solo en la S2 se presenta un desfasaje entre los núcleos de máxima velocidad (ubicada sobre la margen izquierda) y los de máximo sedimento suspendido (sobre la margen derecha), producto de procesos no descritos aguas arriba. Este hecho tiene una fuerte implicancia hacia aguas abajo, donde el mayor volumen de sedimento es transportado sobre margen derecha ingresando en elevada proporción sobre el brazo derecho de la bifurcación 2 (ver Tabla 4.5). Es de notar la diferencia entre caudales sólidos y líquidos (Tabla 4.4). Este comportamiento podría explicar parte de los procesos de sedimentación y recrecimiento observados en los bancos 1 y 2, en contraposición al recrecimiento de los bancos/islas ubicados entre los brazos izquierdo y el central. En los depósitos del banco 1 se ha detectado la presencia de arenas finas (sección 5.4.3), tamaños típicamente transportados en suspensión (Latosinski et al., 2014; Lopez Weibel et al., 2015).

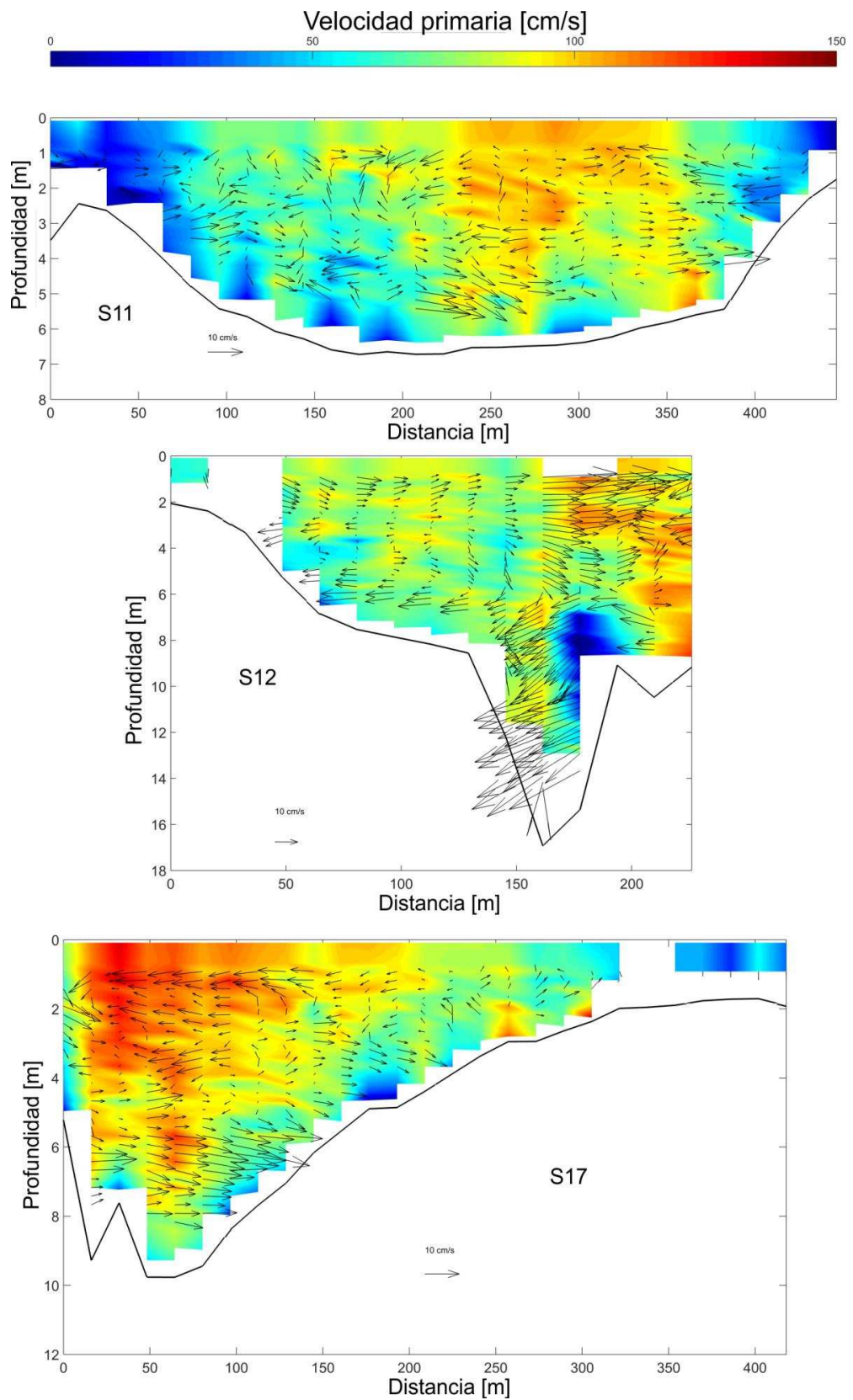
Si bien las diferencias entre  $G_{ss}$  estimados en las diferentes secciones se encuentra dentro de la incertidumbre propia de la metodología empleada (ver Tabla 3.2, Capítulo 3), se observa una tendencia al aumento en el transporte entre las secciones S3, S4 y S5, en consonancia a lo observado en zonas de expansión por Szupiany (2008) asociado a la variación y aumento del empinamiento de las formas de fondo sobre la expansión, lo que generaría mayores procesos de turbulencia y resuspensión del sedimento en estas zonas, cuestión que debe analizarse en mayor detalle en futuras investigaciones.

En cuanto a la bifurcación 1, se destacan valores similares de transporte de sedimento suspendido en secciones S1 y S3, con diferencias del 5% entre estas. La Figura 4.12 sugiere que la aceleración del flujo y la elevación del fondo entre las secciones S2 y S1 (Figura 4.9) produciría procesos de resuspensión en esta zona más que una división de  $G_{ss}$  explicada por la división de  $Q$  en la bifurcación 1 la cual, como se explicó en el párrafo precedente, la división de  $G_{ss}$  está gobernada por la posición de los centros de máximas concentraciones al salir de S2 (sobre margen derecha). La ausencia de estructuras coherentes en estas secciones sugieren que no existen procesos de redistribución de sedimentos en esta bifurcación, tal como fue observado por Parsons et al. (2007) y Dutta et al. (2017).

En las secciones S14 y S15 se aprecia un menor transporte de sedimento suspendido, predominando el transporte por fondo sin procesos de sedimentación importantes. Esto se manifiesta sobre el brazo izquierdo, en donde no hubo cambios significativos entre los relevamientos realizados (C2009 y C2016).



**Figura 4. 11.-**Velocidades primarias y secundarias obtenidas por el método de Rozovskii en secciones relevadas en C2016, bifurcación 3.



**Figura 4.11.- continuación.**

**Tabla 4. 5.-** Caudal sólido del material de fondo transportado en suspensión sobre las secciones relevadas con ADCP y calculadas por ASET. Campaña 2016.

Caudal sólido $G_{ss}$ [kg/s]					
Bifurcación 1		Bifurcación 2		Bifurcación 3	
S1	163	S7	153	S8	124
S2	209	S14	62	S9	128
S3	139	S15	24	S10	111
S4	164			S11	84
S5	176			S12	66
				S13	4
				S17	64

#### 4.4.5.2 Bifurcación 3

De la Tabla 4.5 y la Figura 4.13 se desprende que hay una continuidad de las concentraciones del material suspendido entre las secciones S8, S9, S10, S11 y S17, disminuyendo hacia aguas abajo de la entrada al río Colastiné en sintonía con la disminución de caudales líquidos y la división producida en la S12. Dado el comportamiento homogéneo en la distribución transversal del campo de concentraciones sobre esta última bifurcación hay una correspondencia entre la división de caudales y sedimentos suspendidos, puesto que mientras la relación de caudales líquidos  $Q_{der}/Q_{iz}$  es de 1.2 ( $Q_{S11}/Q_{S12}$ ), la relación de transporte  $G_{ss_{der}}/G_{ss_{iz}}$  es de 1.3. Se destaca además la disminución en el transporte hacia aguas abajo entre la secciones sobre el río Colastiné (i.e. S10, S11 y S17), lo que puede ser atribuido a los procesos de sedimentación y formación de banco sobre la margen derecha. Este comportamiento, sumado a la gradual entrada del flujo, la elevación paulatina del fondo (sin escalón de fondo abrupto y a la ausencia de corrientes secundarias helicoidales sobre la embocadura), sugiere que el proceso de transferencia de caudal sólido presentado por Bulle (1926), y evaluado recientemente por Dutta et al. (2017), no tendría efecto en dicha bifurcación.

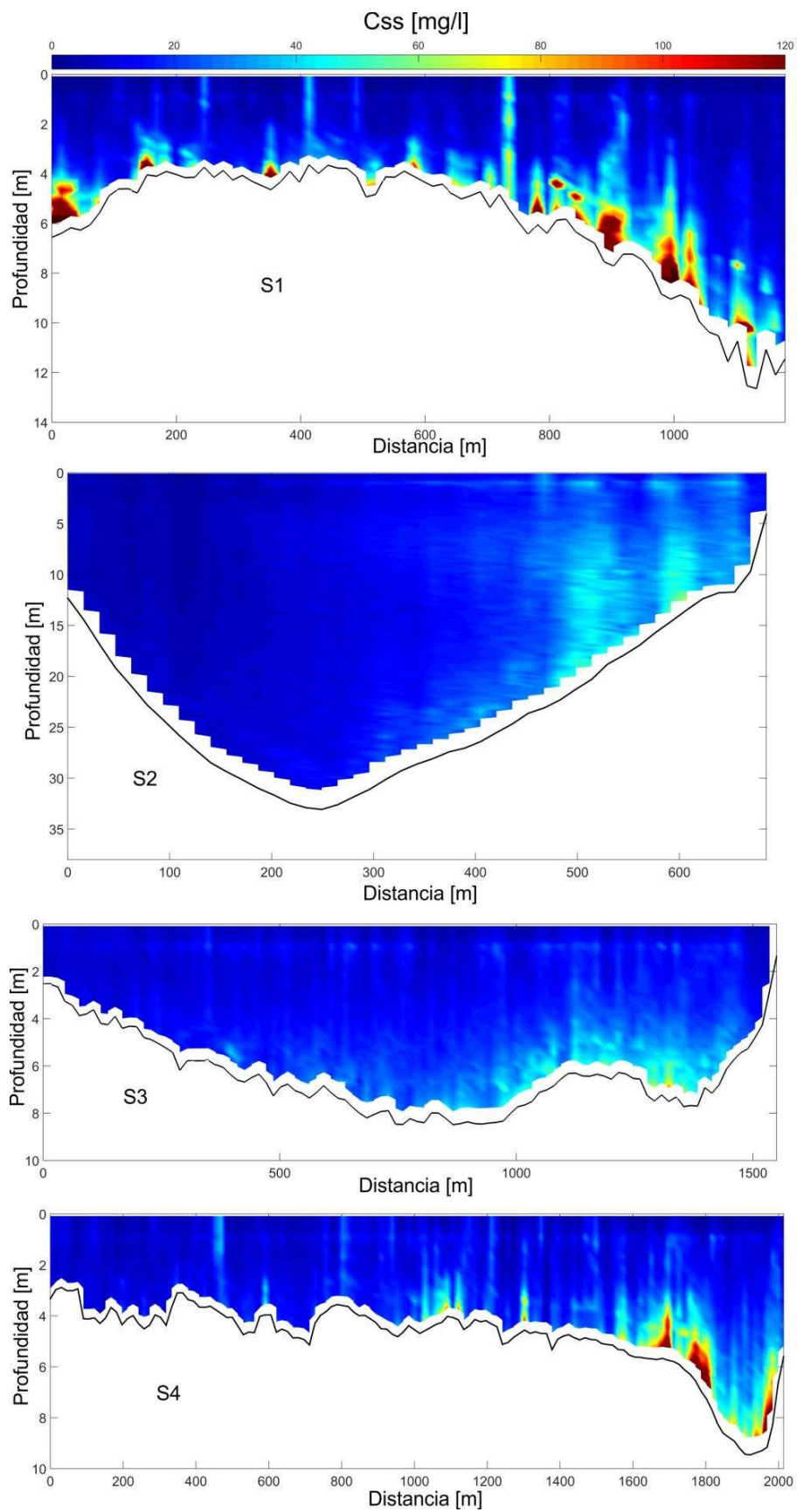
#### 4.4.6 Modelación numérica

##### 4.4.6.1 Modelación hidrodinámica a fondo fijo

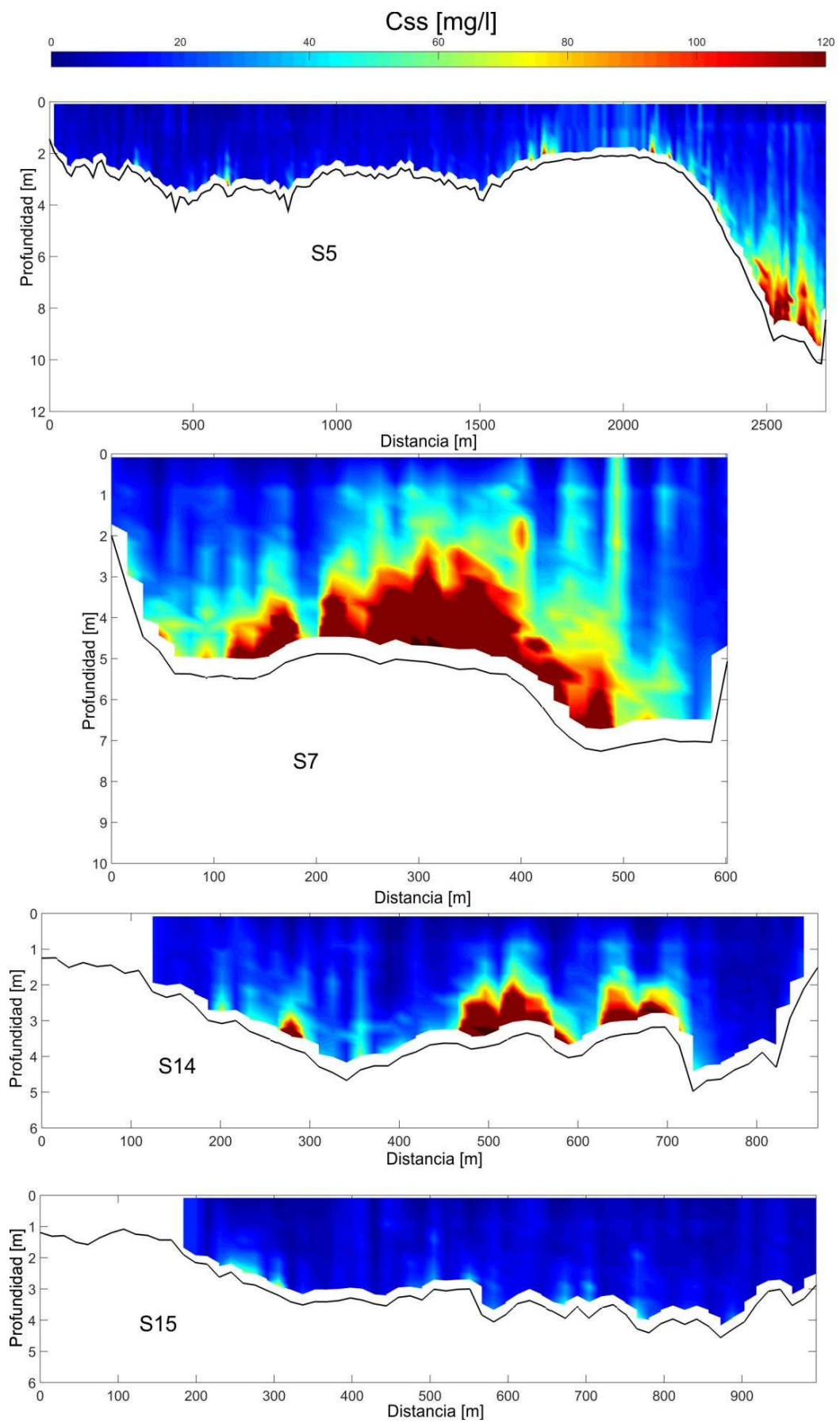
A continuación se presentan los resultados hidrodinámicos 2D obtenidos con el código computacional TELEMAC 2D para los 4 casos de estudio planteados en la Tabla 4.2. La Tabla 4.6 muestra, en porcentajes del caudal total ingresante, la partición de caudales resultante en los diferentes brazos de la bifurcación 1, 2 y 3. Se incluyó los aforos obtenidos para los distintos brazos en la campaña C2009, lo que permitió comparar y validar el modelo



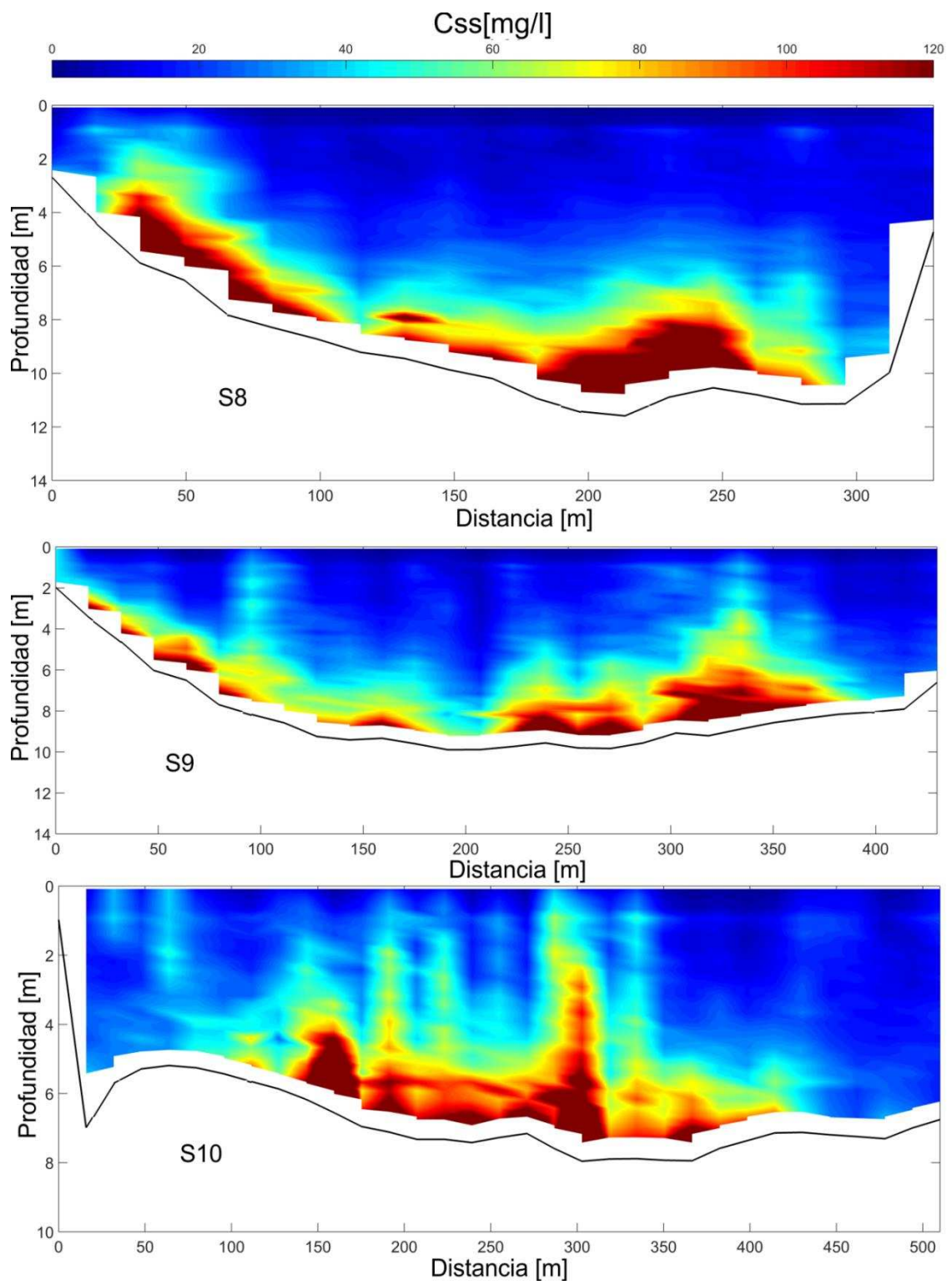
con los resultados de la modelación C2009\_CC.



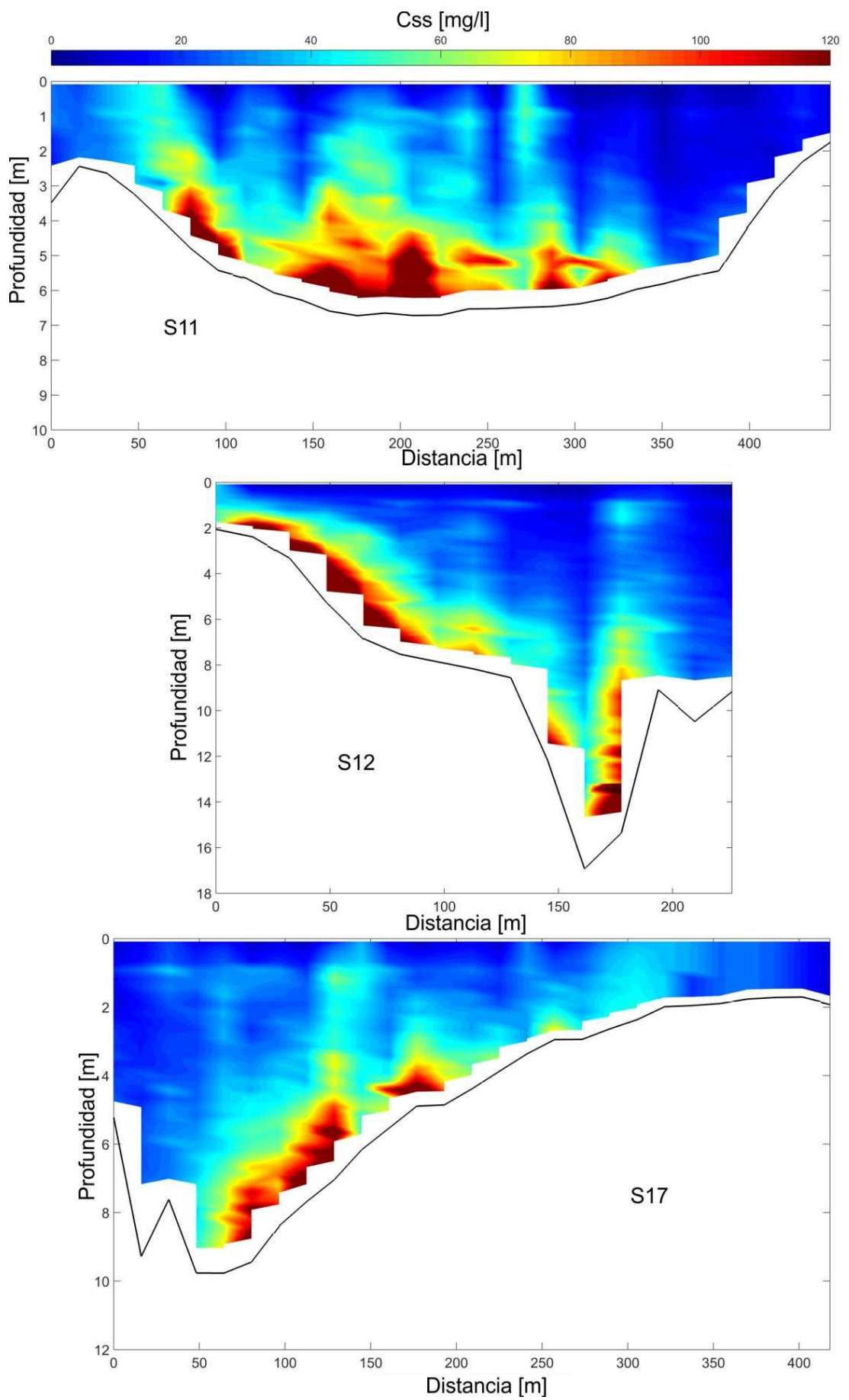
**Figura 4. 12.-** Campo de concentraciones del material de fondo en suspensión estimadas con ASET para condición C2016. Bifurcaciones 1 y 2.



**Figura 4.12.- continuación.**



**Figura 4. 13.-** Campo de concentraciones del material de fondo en suspensión estimadas con ASET para la condición C2016. Bifurcación 3.



**Figura 4.13.- continuación.**



Se incluyeron los valores de caudales obtenidos bajo la condición hipotética de la ausencia del río Colastiné para ambas condiciones hidrométricas C2009/2016\_SC. De los resultados de la modelación se destacan los siguientes puntos:

- a) Para la condición C2009, se obtuvo una aceptable representación de la distribución de caudales modelados al compararlos con los medidos. Para todas las secciones la discrepancia en la repartición de caudales fue inferior al 2%, en el orden de precisión de la modelación y de las mediciones con ADCP (5%).
- b) Al comparar ambas condiciones hidrométricas (C2009\_CC y C2016\_CC), en las bifurcaciones 1 y 2, se observa el incremento de los efectos convectivos para estados de aguas altas, disminuyendo el caudal en S1 y produciendo una distribución de caudales homogénea entre S14, S15 y S7 para la condición de crecida. Esto se explica dada su configuración en planta, en donde el brazo Zapata presenta un ángulo de 90° perpendicular al brazo derecho. Este hecho, y al observar las condición relevada en C2016 (Tabla 4.6), ratifica que en el período 2009-2016 el brazo derecho ha perdido capacidad de conducción, ya que en C2016 el brazo derecho presentó un menor porcentaje del caudal total a pesar de un mayor nivel hidrométrico presentado al momento de las mediciones (ver Tabla 4.6).
- c) La presencia o no del Colastiné, modifica no solo la distribución de caudales inmediatamente aguas arriba (bifurcación 2), sino también en la bifurcación 1. Esto demuestra la capacidad de este cauce secundario en “absorber” caudal del cauce principal de acuerdo a su capacidad, condición que se ha ido trasladando hacia aguas arriba de acuerdo a los cambios morfológicos, i.e. recrecimiento y unión de los bancos 1 y 2.

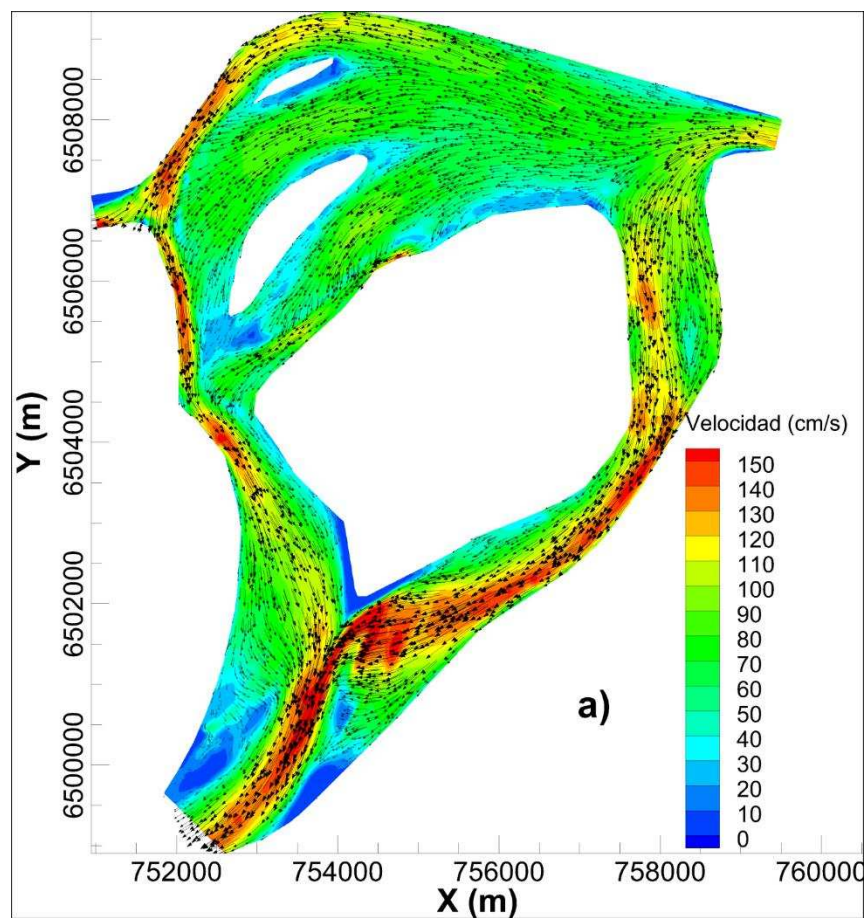
**Tabla 4. 6.-** Partición de caudales sobre las secciones relevadas.

<i>Bifurcación</i>	<i>1</i>			<i>2</i>		<i>3</i>
	<i>S1</i>	<i>S4</i>	<i>S7</i>	<i>S14</i>	<i>S15</i>	<i>S10</i>
C2009 (medido)	45%	55%		40%	SD*	10%
C2009_CC	47%	53%	24%	17%	12%	11%
C2016_CC	41%	59%	19%	21%	19%	16%
C2009_SC	49%	51%	21%	15%	13%	SD*
C2016_SC	44%	56%	15%	18%	21%	SD*

\*SD sin dato.

La Figura 4.14 muestra el campo de velocidades para todas las condiciones modeladas. Para la condición de bajante (C2009), es de destacar una capa de corte y disminución de velocidades en la zona de formación del banco frente a la embocadura del Colastiné (ver detalle en Figura 4.15). Este comportamiento sugiere una zona de deposición, lo que explicaría la actual formación y recrecimiento vertical del banco en esta zona. El campo de velocidades sobre el brazo derecho impide que este banco avance hacia la embocadura del Colastiné (ver pendiente a ambos lados del banco en la Figura 4.3, y la variación del fondo en la Figura 4.9, secciones S7 y S14).

Cabe destacar que la confluencia de flujo aguas abajo del banco 2 se produce con un ángulo menor (ver dirección de vectores de velocidad) para la condición de la crecida modelada, tanto en el paralelismo de los vectores como en la intensidad de las velocidades. Por lo tanto, y dada las distribuciones granulométricas de los diferentes estratos registrados en el banco 1 (ver sección 4.4.3), durante la condición de aguas bajas y medias se produciría la mayor sedimentación en el banco.



**Figura 4. 14.-** Resultados hidrodinámicos 2D de TELEMAC 2D para los 4 casos de estudio. a) C2009\_CC ( $12223\text{m}^3/\text{s}$ ), b) C2009\_SC ( $12223\text{m}^3/\text{s}$ ), c) C2016\_CC ( $36025\text{m}^3/\text{s}$ ) y d) C2016\_SC ( $36025\text{m}^3/\text{s}$ ). Notar escalas de colores similares para una misma condición hidrométrica.

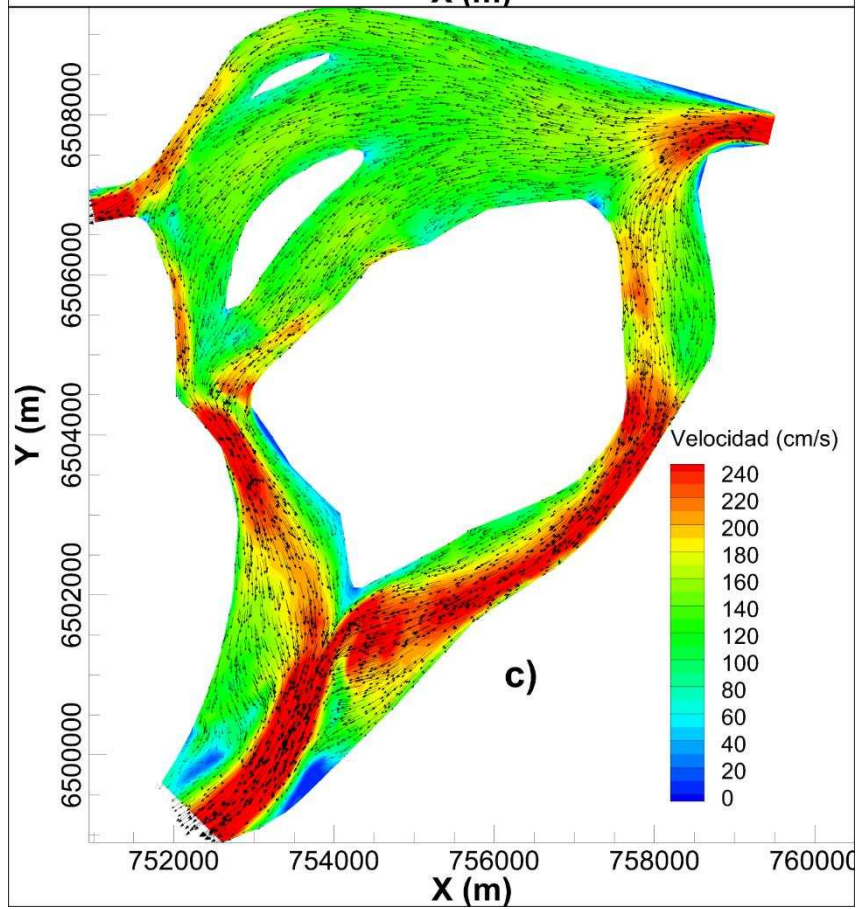
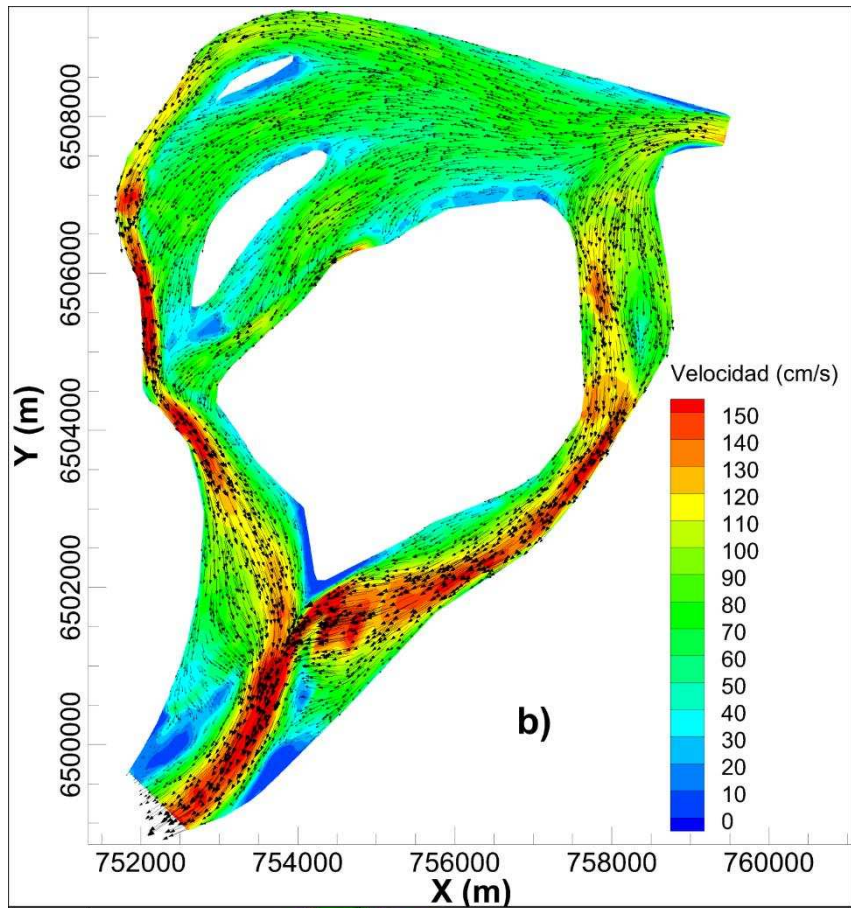


Figura 4.14.- continuación.



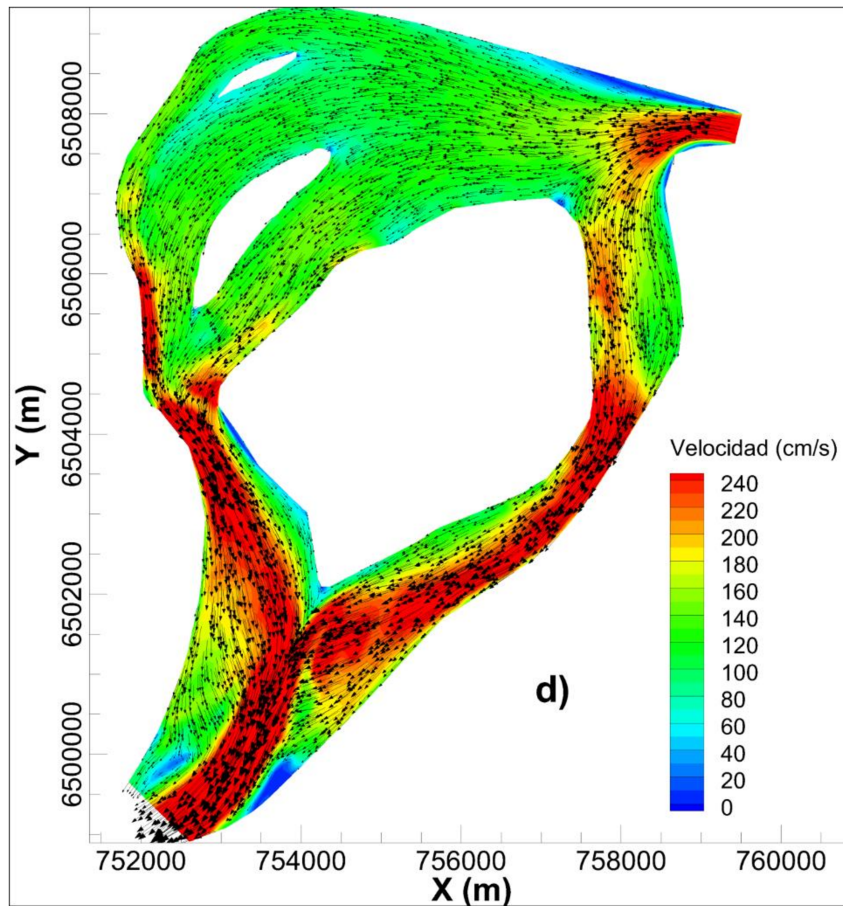


Figura 4.14.- continuación.

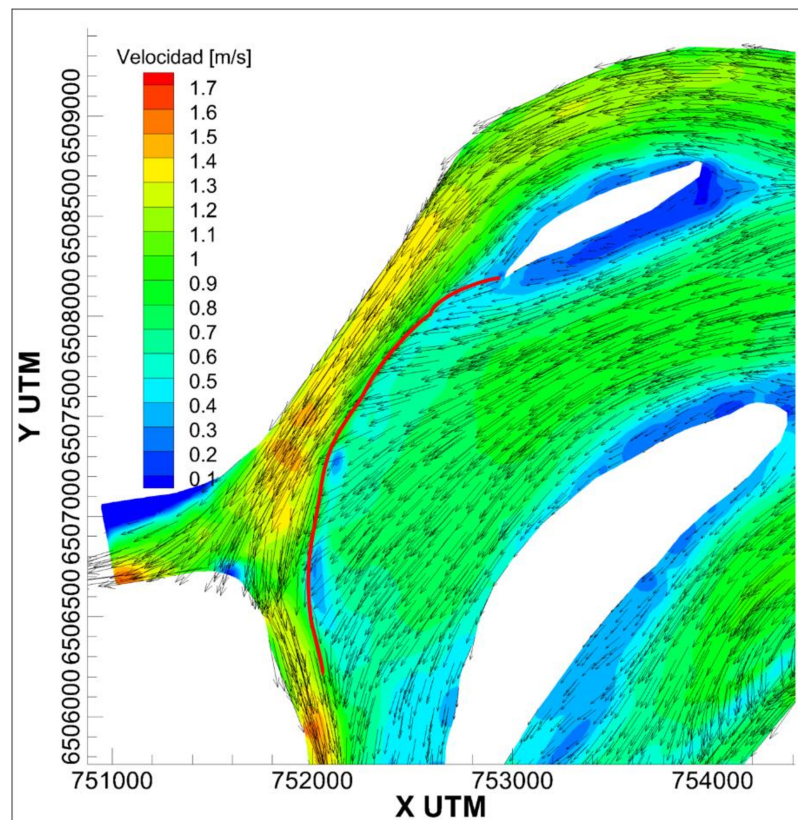
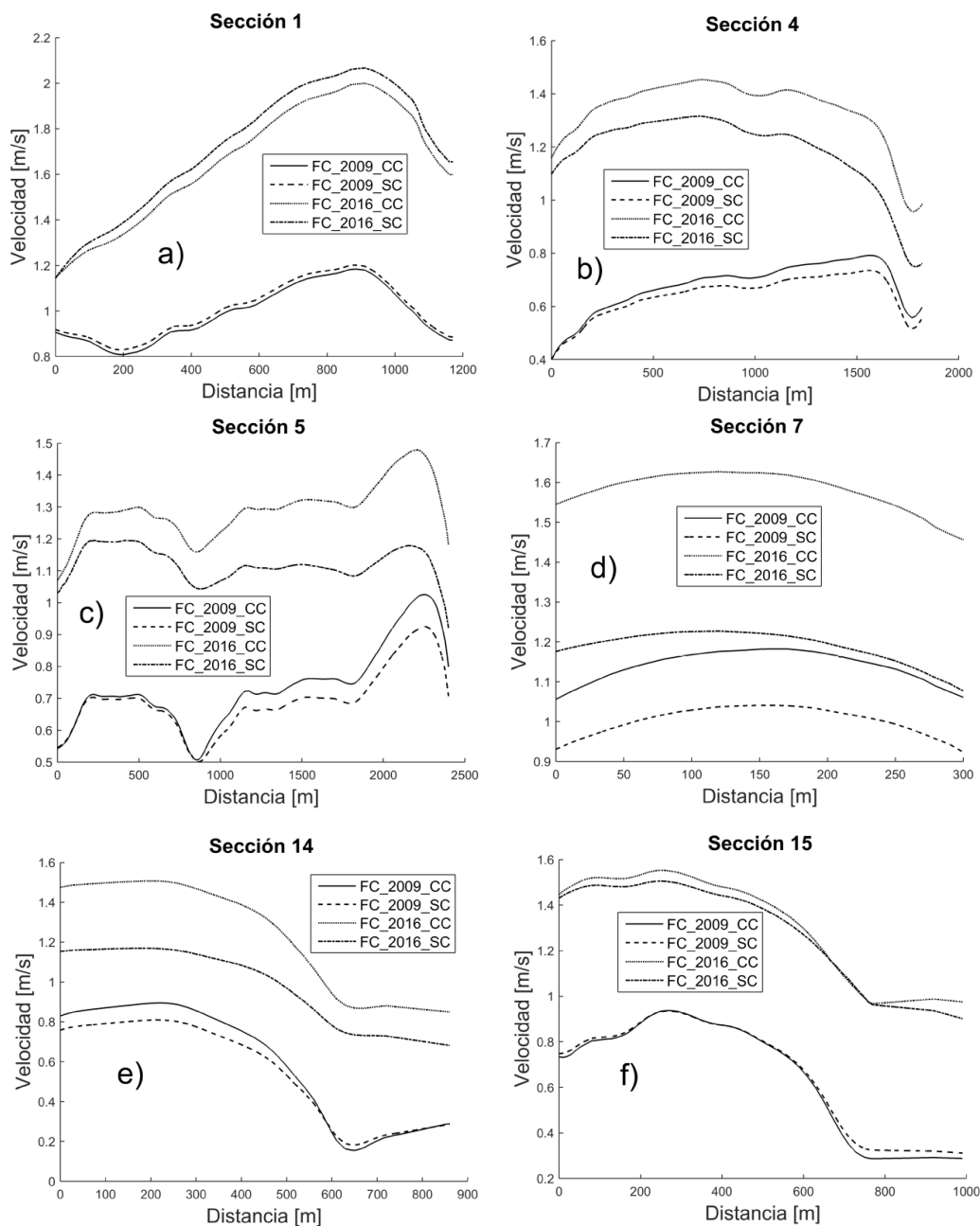


Figura 4. 15.- Campo de velocidades promediadas en planta en la región cercana a la embocadura del río Colastiné. C2009\_CC.

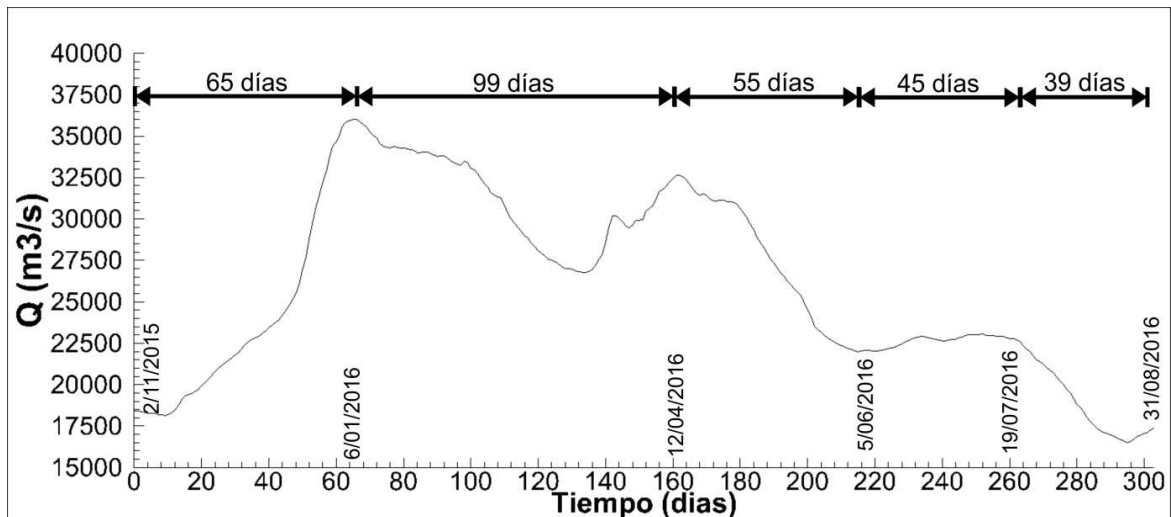
Con respecto al comportamiento hidrodinámico del modelo numérico sobre las secciones medidas, la Figura 4.16 muestra la distribución de velocidades medias en la vertical sobre las secciones de interés en las bifurcaciones 1 y 2 (S1, S4, S5, S7, S14 y S15). Se puede observar claramente el efecto de la ausencia del río Colastiné para ambos estados hidrométricos. Este efecto se produce fuertemente sobre el centro y margen derecha de cada sección transversal, siendo casi nulo sobre la margen izquierda y en la sección S15. En S1 se observa claramente el comportamiento inverso a las demás secciones, con un aumento de velocidades en ausencia del Colastiné.



**Figura 4.16.-** Velocidades modeladas medias en la vertical en secciones de interés sobre bifurcaciones 1 y 2. Efecto de la ausencia del río Colastiné.

#### 4.4.6.2 Modelación numérica de la hidrodinámica de la crecida del año 2016

El hidrograma modelado por TELEMAC 2D (ver Figura 4.17), corresponde al período del 2/11/2015 al 31/08/2016, un total de 303 días (26179200 seg.). La motivación de la elección de este período se basa en la captura integral de la crecida del año 2016, ya que según registros de imágenes satelitales, la emergencia del banco 2 se produjo durante la rama descendente de la crecida. El período de estudio incluye un ciclo completo desde y hasta un estado medio del cauce. Se distinguen dos picos en dicho período, el primero en el día 6/01/2016 (día 65) con un caudal de 36025 m<sup>3</sup>/s, y el segundo en el día 12/04/2016 (día 164) con 32628 m<sup>3</sup>/s. Luego del segundo pico un descenso abrupto de casi 10000 m<sup>3</sup>/s que finaliza en 5/06/2016. Posterior a este un estado cuasi-uniforme durante unos 45 días de 21452 m<sup>3</sup>/s y por último con la misma pendiente del descenso previo finaliza el período de estudio el 31/08/2016 (Figura 4.17).



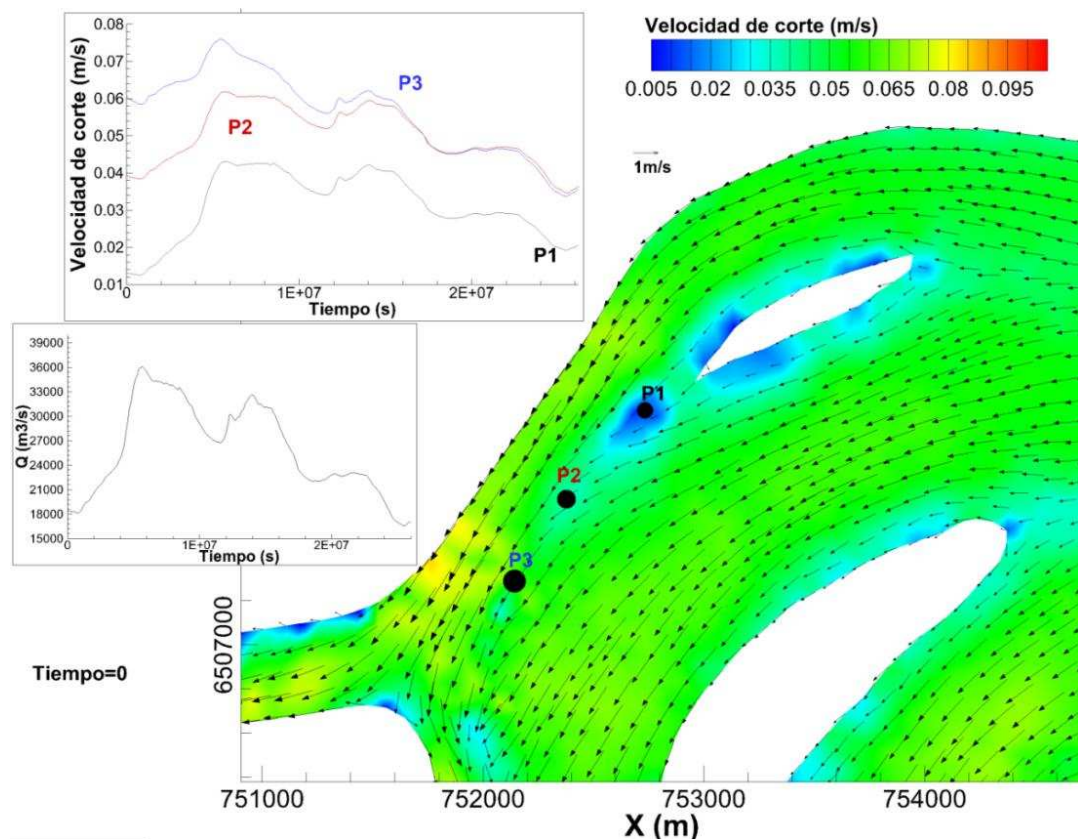
**Figura 4. 17.-** Hidrograma modelado correspondiente al caudal que ingresa al dominio modelado para el período 2/11/2015 al 31/08/2016.

Cabe aclarar que las pendientes utilizadas para todo el período fueron obtenidas de las alturas hidrométricas diarias en escala Hernandarias y Puerto Paraná, por lo que se representó adecuadamente la onda de crecida.

Debido a los objetivos buscados en el presente capítulo solo se presentarán los resultados de la velocidad de corte  $u_*$ , obtenidos en la región cercana a la bifurcación 3. De estos resultados se escogieron 3 puntos (P1, P2 y P3, Figura 4.18) ubicados sobre el banco 2 (ver Figura 4.18).

En la Figura 4.18 se presenta el campo de  $u_*$  correspondiente al tiempo inicial  $t = 0$ , la variación de  $u_*$  para todo el período de tiempo en los puntos P1, P2 y P3, junto al hidrograma

modelado. Dicha figura muestra un incremento de tensiones desde el punto P1 hacia aguas abajo (P2 y P3) pero con diferencias a lo largo de la crecida. Para el caso de P1, los valores de  $u_*$  presentan similar comportamiento que la variación de caudales, i.e. mismos valores entre la condición inicia y final de la crecida. Por el contrario, sobre P2 y en especial P3, se ve como las tensiones disminuyen marcadamente en la rama descendente de la crecida e inferiores a la condición inicial, favoreciendo fenómenos de sedimentación sobre esta zona.



**Figura 4. 18.-** Velocidades de corte en bifurcación 3 (región de banco 2), para la condición inicial de modelación ( $t=0$ ).

Las Figuras 4.19 y 4.20 muestran una similar condición para la condición del pico (máximo) correspondiente al día 6/01/2016 y para la condición final, respectivamente.

Además, y tal lo mencionado en secciones anteriores, se genera una zona de bajas tensiones, adyacentes al actual banco 2 sobre el cauce central, mientras que sobre el brazo derecho se produce un campo uniforme y de mayores tensiones, impidiendo la sedimentación y avance del banco 2 hacia este lado.



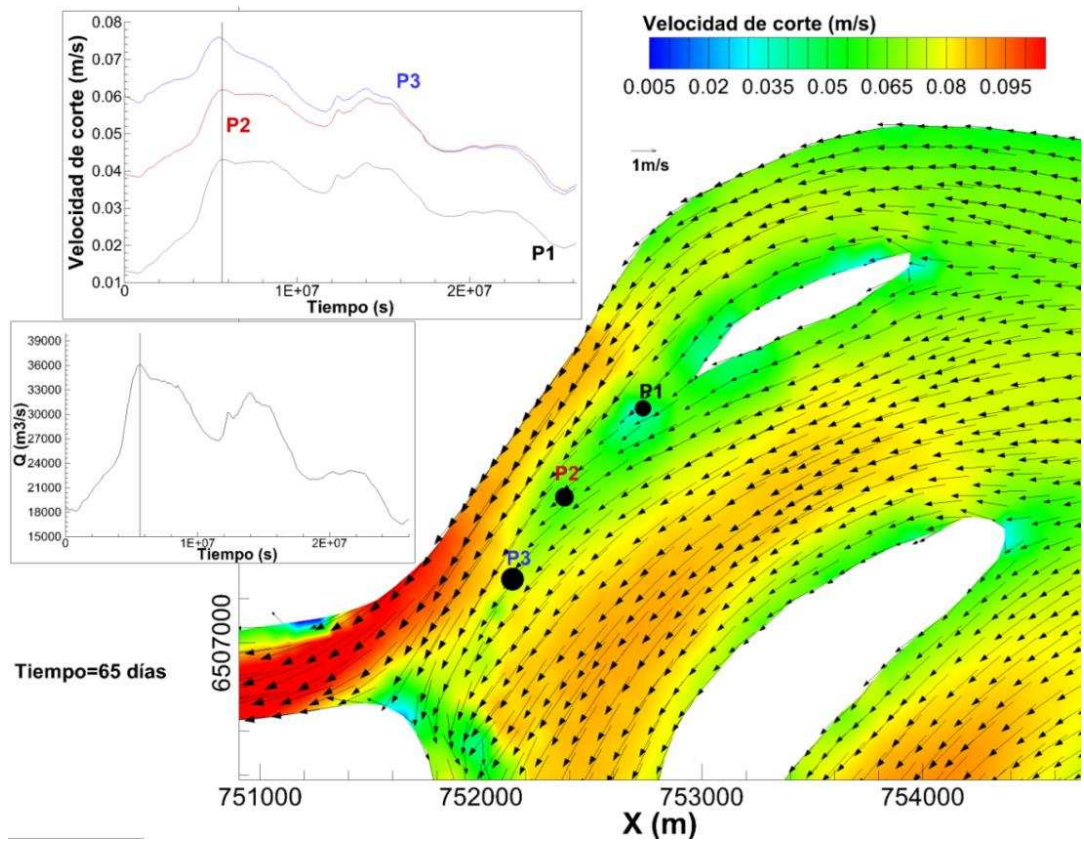


Figura 4. 19.- Velocidades de corte en bifurcación 3 (región de banco 2), para la condición de caudal máximo registrado en el período de análisis ( $t=65$  días).

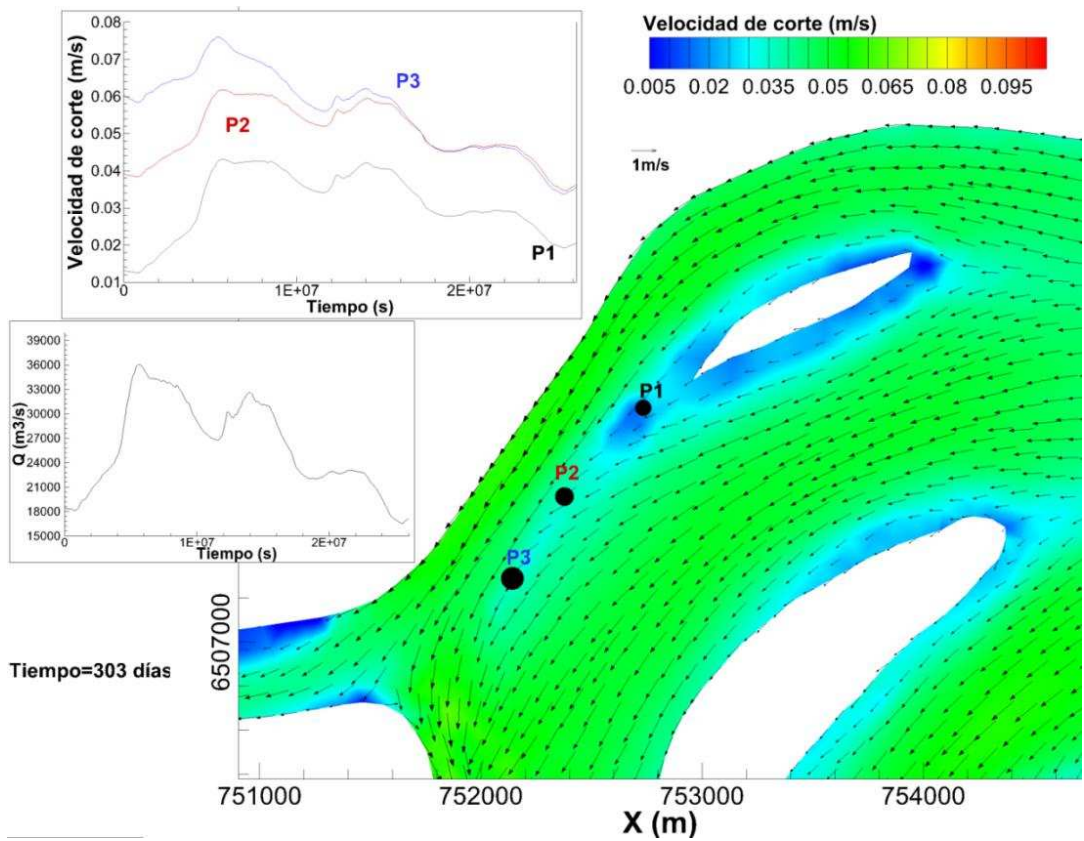
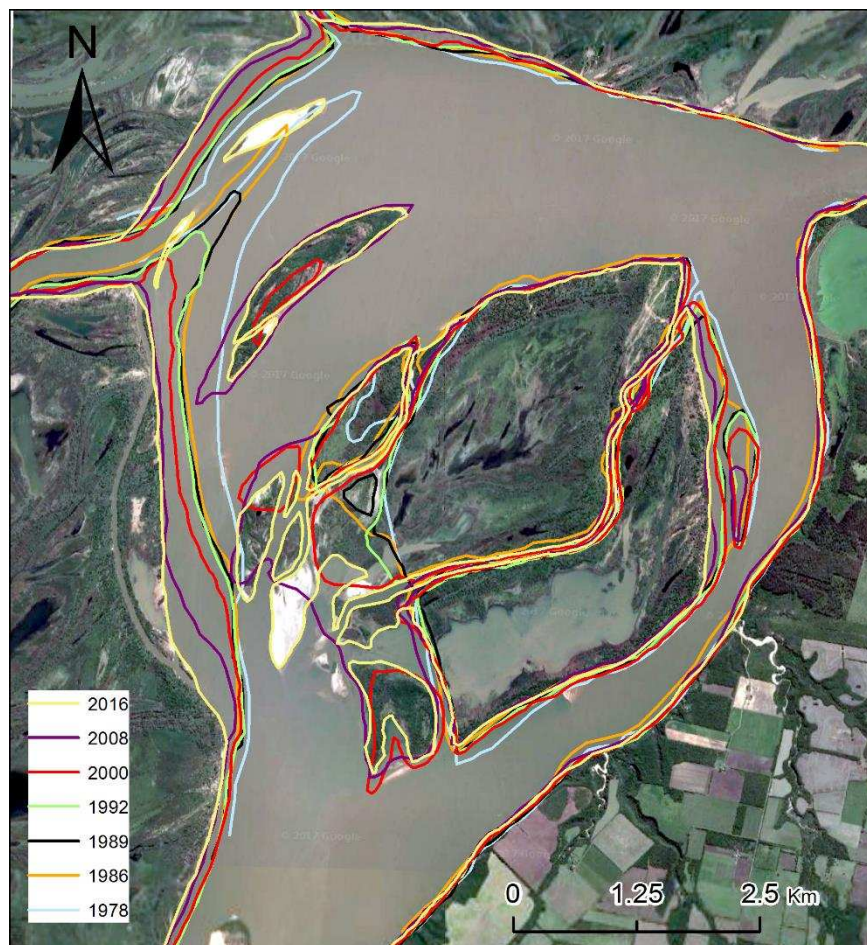


Figura 4. 20.- Velocidades de corte en bifurcación 3 (región de banco 2), para la condición de final del período de análisis ( $t=303$  días).



#### 4.4.7 Evolución morfológica de la zona de estudio

La Figura 4.21 presenta los cambios morfológicos más destacados sobre la margen derecha de la expansión, como en el brazo Zapata a lo largo de los últimos 38 años (1978-2016). Las imágenes utilizadas fueron LANDSAT 7 y 8 trabajando la banda correspondiente a la mejor representación del agua. Se distinguen de esta figura: i) la erosión de la margen izquierda del Colastiné y consecuente erosión y traslado de la embocadura del río Colastiné hacia aguas abajo, ii) significativas tasas de erosión de la margen derecha del Paraná, y iii) el ensanchamiento del brazo Zapata.



**Figura 4. 21.-** Morfodinámica de la región de estudio sobre los últimos 38 años.

En el período analizado se ha producido una erosión total de 2.5 km sobre la margen que dividía el Colastiné con el Paraná en el año 1978, modificando la ubicación de su embocadura. Se distinguen dos sub-períodos: el primero, a partir del año 1978 a 1992 con una elevada tasa media de remoción de 150 m/año y el segundo periodo de 1992 a 2016 de 37 m/año. Cabe destacar que en el primer período se encuentra la mayor crecida registrada en el siglo XX sobre el cauce Paraná, correspondiente al 1983. Se destaca que sobre esta

misma zona erosionada se ubican actualmente los bancos 1 y 2. La elevada expansión de la margen derecha muy posiblemente disminuyó la capacidad de transporte (aumento de la pendiente) del flujo que se recostaba sobre dicha margen y produciendo una activación del brazo central y Zapata. Por lo tanto, y dada que la capacidad invariante de captura del Colastiné, éste tiende actualmente a desplazar su embocadura hacia aguas arriba a fin de mantener el caudal correspondiente. Esta dinámica morfológica indicaría que la embocadura del río Colastiné se está retransformando a una condición observada hace 4 décadas, reacondicionando su ubicación de acuerdo a los procesos a nivel del tramo general, y manteniendo la entrada de caudales aguas arriba de la actual embocadura.

En cuanto al ensanchamiento del brazo Zapata no se distinguen dos períodos de mayor y menor erosión como los antes mencionados en la región de la bifurcación 3. Se observa un paulatino ensanchamiento, principalmente sobre el tramo inicial a medio de este brazo.

Si se toma la sección S1 como parámetro, esta permite apreciar un ensanchamiento de casi un 30% pasando desde 820 m a 1200 m en el período de estudio. Claro está que este recrecimiento es provocado por la margen derecha de dicho cauce correspondiendo a la margen friable de la isla 1.

#### **4.5 Conclusiones**

En el presente capítulo se combinaron los resultados de la hidrodinámica y la sedimentología presentes en una serie de bifurcaciones sucesivas de un gran río de llanura de cauces múltiples. La zona de estudio se ubica en el tramo medio del río Paraná, y se caracteriza por contar con bifurcaciones de diferentes jerarquías, producto de la presencia de bancos e islas de diferentes antigüedades y tamaños, como así también, por la existencia de un cauce secundario, el río Colastiné, que tiene características meandriforme. Para lograr los resultados mostrados se combinaron registros de campo obtenidos con un ADCP, muestras sedimentológicas, modelación numérica bidimensionales de diferentes estados hidrométricos, condiciones geométricas y un ciclo de crecida completo (2016). Esta aproximación permitió comprender la interacción compleja existente entre la hidráulica, el transporte de sedimentos y la morfología del área seleccionada.

La morfología del tramo estudiada presenta un thalweg definido sobre la margen derecha, manteniéndose hasta aguas abajo de la bifurcación 3. Esto imprime en el fondo una morfología definida en la cual los demás brazo de la expansión (central e izquierdo) presentan secciones casi planas de baja profundidad, no mayor a los 5 m. Dicha zona de expansión se encuentra conformada por formas de fondo mucho menores que las del brazo derecho (50%), y con dunas superimpuestas de menor tamaño. Estas presentan correlación

en el orden de las observadas en la región del brazo central e izquierdo (0.02 m y 0.05 m) y las ajustadas en el modelo numérico como resistencia del flujo, corroborando los resultados presentados por Amsler y Schreider (1992) sobre su influencia en la resistencia del flujo.

En cuanto a la estructura de flujo y sedimento suspendido se observa en todas las secciones correlación entre los núcleos de máxima velocidad y concentración, excepto en la sección S2 donde las máximas velocidades se recuestan sobre la margen izquierda, mientras que las máximas concentraciones se ubican sobre margen derecha. Esta distribución particular, la cual depende de fenómenos producidos aguas arriba, impacta en la división de caudales sólidos en las bifurcaciones aguas abajo (2 y 3), que no se corresponde con las divisiones de caudales.

Por otra parte, los cambios graduales en planta y fondo, no genera estructuras helicoidales sobre las bifurcaciones, por lo que el efecto de Bulle (Dutta et al., 2017) sería despreciable en estos ambientes fluviales en la división del sedimentos sobre bifurcaciones. Mayores estudios se deben llevar a cabo al respecto.

La modelación numérica de los 4 casos, muestra diferentes procesos e interacción entre los cauces bifurcados y consecuente formación de bancos. En primer lugar, los efectos convectivos en la partición del flujo en bifurcaciones 1 y 2, generan diferentes patrones para aguas bajas y altas. En las bifurcaciones 1 y 2 se observa el incremento de los efectos convectivos para estados de aguas altas, disminuyendo el caudal en S1 y produciendo una distribución de caudales homogénea entre S14-S15 y S7. Esto se explica dada su configuración en planta, en donde la bifurcación del brazo derecho e izquierdo presenta un ángulo de 0 y 90 grados, respectivamente. Sin embargo, para las condiciones relevadas (aguas medias en año 2009 y aguas altas 2016) se produce un comportamiento opuesto, mostrando un aumento de jerarquía del brazo Zapata.

En segundo lugar, la presencia o no del Colastiné, modifica no solo la distribución de caudales inmediatamente aguas arriba (bifurcación 2), sino también en la bifurcación 1. Esto demuestra la tendencia de este cauce secundario a “absorber” caudal del cauce principal acorde a su capacidad. Este hecho impide además la formación y/o avance de bancos sobre este brazo garantizando el mantenimiento del ancho de su embocadura, en un proceso que podría denominarse de “autodragado”. Un tercer efecto que vincula la presencia del Colastiné y la condición hidrométrica de aguas bajas la produce la intersección de los flujos provenientes del brazo derecho y central, como se observa en la Figura 4.15. Este fenómeno sería el encargado de acumular el sedimento suspendido sobre el banco 2.

Sumado a esta conclusión, los resultados de la crecida permitieron evaluar la variación de la hidráulica a lo largo de todo el ciclo de crecida 2016, y ver qué influencia tiene esta sobre la

morfología. Si bien la variable que se extrajo fue la velocidad de corte, dicho parámetro es lo que vincula la hidráulica y transporte de sedimento para el modelo TELEMAC-MASCARET. Los resultados arrojados indican la estrecha relación entre las velocidades de corte y el hidrograma incorporado al modelo (similar forma), aunque la ubicación del punto en estudio influye sobre cómo se dispone este diagrama (i.e. de manera ascendente, constante o descendente).

Se desprende de esto que si bien P3 inicia el ciclo de crecida con la mayor velocidad de corte, al final de este sufre una reducción mayor que los otros puntos pasando de 0.06 m/s (en  $t=0$ ) a 0.038 m/s ( $t=303$  días). Esta reducción de la velocidad podría potenciar la acción de sedimentación del material suspendido principalmente de las arenas finas, tal como ha sido presentado en el ítem 4.4.3.

# **CAPÍTULO 5: Morfología, Estructura de Flujo y Transporte de Sedimento Suspendido sobre el río Colastiné**

## **5.1 Introducción**

La configuración en planta de cauces meandriforme aparece como una de las más comunes en sistemas aluviales. Dicha configuración presenta una elevada dinámica morfológica producto de complejas interacciones del flujo y transporte de sedimento (Howard, 1992; Sun et al., 1996), impactando en la ecología del sistema (Ward et al., 2002), el medio ambiente y en el desarrollo socio-económico de los asentamientos poblacionales cercanos. Tal es el caso del río Colastiné, en donde se localizan en su entorno importantes urbes como las ciudades de Rincón y Santa Fe. En su recorrido, él mismo atraviesa obras tales como toma de aguas, defensas costeras, puentes y rutas nacionales, desagüe cloacal, entre otros asentamientos menores y clubes náuticos, con una importante actividad turística. Se desprende que el entendimiento de la dinámica de estos tipos de cauces es fundamental para una correcta planificación territorial.

Las típicas curvas que se desarrollan en estos cauces meandriformes, genera una particular configuración del flujo, donde se desarrolla una celda helicoidal central de circulación secundaria, la transferencia de cantidad de movimiento en la transversal, y por ende la generación de un zigzagueo permanente de los centros de máximas velocidades. El movimiento helicoidal, es producido por el desequilibrio local de la fuerza centrífuga y el gradiente de presión transversal (Rozovskii, 1957; Ikeda et al., 1981; Parker, 1986; Dietrich, 1987; Abad y Garcia, 2009; Nanson, 2009; Morell, 2016) que, sumado a los efectos de la rugosidad del fondo y el perfil en la vertical de velocidades, producen un flujo hacia la margen cóncava o externa sobre la superficie y otro hacia la margen convexa o interna cerca del fondo. Además de esta clásica celda de circulación transversal, una más pequeña, de menor intensidad y sentido de rotación opuesta, se desarrolla sobre la margen exterior (Blanckaert y Graf, 2001, 2004; Termini y Piraino, 2007) la que resulta importante para la protección de los procesos erosivos y dinámica en planta de las curvas (Blanckaert y de Vriend, 2004; Kayshape et al., 2012, entre otros).

Dado que en curvas de ríos meandriformes la curvatura en la dirección del flujo varía continuamente, se producen aceleraciones convectivas y por lo tanto la componente transversal (y su efecto en la redistribución de velocidades, tensiones de corte y morfología antes mencionado) varía de sección a sección a lo largo de la curva. De acuerdo con Yalin (1992), la componente transversal de velocidades puede descomponerse en dos partes: a)

una componente secundaria (parte de flujo helicoidal) debida a la curvatura del flujo y, b) una componente convectiva debido al cambio de curvatura del cauce. Mientras que el promedio de la componente del flujo secundario es cero en la vertical, la componente convectiva no, produciendo un flujo neto de masa en la dirección radial hacia la margen externa (cerca de la superficie).

Yalin y da Silva (2001) y Termini y Piraino (2011) demuestran que la circulación secundaria no pueden ser analizadas independientemente de la relación ancho/profundidad ( $B/H$ ). En este sentido, Hooke (1975) destaca que, sobre canales de laboratorio de baja sinuosidad y con relaciones  $B/H$  menores a 20, la intensidad del flujo secundario (movimiento helicoidal) se incrementa con la disminución de  $B/H$ . Por otro lado y sobre cauces naturales, Tarrab et al. (2007, 2009) corrobora la influencia de  $B/H$  para dos cauces dentro del sistema Paraná validando lo referido por Yalin (1992).

Whiting y Dietrich (1993) y Termini (2009), a través de ensayos de laboratorio ( $5 < B/H < 18$ ), determinaron que el efecto de las aceleraciones convectivas es particularmente más elevado en cauces anchos. Este comportamiento, tal lo hallado por Hooke (1975), provoca un desplazamiento de la celda helicoidal hacia la margen externa como así también de los centros de máximas velocidades. Notar que, distintos autores (Nezu y Rodi, 1985; Yalin, 1992; da Silva et al., 2006; Termini y Piraino, 2011; entre otros) consideran como cauce “ancho” (“elevadas” relaciones  $B/H$ ) a aquellos con relaciones  $B/H$  mayores a 10.

En cuanto a la topografía y dinámica de ríos meandriformes con elevadas relaciones  $B/H$ , Dietrich (1987) advierte sobre la necesidad de determinar los efectos, sobre el flujo y transporte de sedimento, de la gran área (y plana) que abarcan los bancos internos en estos tipos de cauces.

Tal lo expresado anteriormente, se advierte una importante cantidad de trabajos que analizan la dinámica de las variables hidrosedimentológicas y morfológicas en curvas. Sin embargo, la mayoría de ellos corresponden a modelaciones numéricas (Duan, 2001; Kayshape et al., 2012; Wang et al., 2014) o canales de laboratorios con geometrías simples (secciones rectangulares y fondo no deformables) (Hooke, 1975; Withing y Dietrich, 1993; Blanckaert y de Vriend, 2004; da Silva et al., 2006; Termini, 2007) con esquemas asimétricos como la curva de Kinoshita (Abad y Garcia, 2009), y en menor medida, en cauces naturales (Hickin, 1978; Bathurst et al., 1979; Dietrich y Smith, 1983; Nanson, 2009; Morell et al., 2014; Frías et al., 2015). La gran mayoría de estos con relaciones ancho/profundidad ( $B/H$ ) menores a 20 (Termini y Piraino, 2011). Además, justamente debido a la complejidad numérica y de laboratorio, y más aún en grandes cauces naturales, el comportamiento del transporte de sedimentos y su vínculo con la estructura de flujo en este tipo de cauces presenta un limitado

conocimiento.

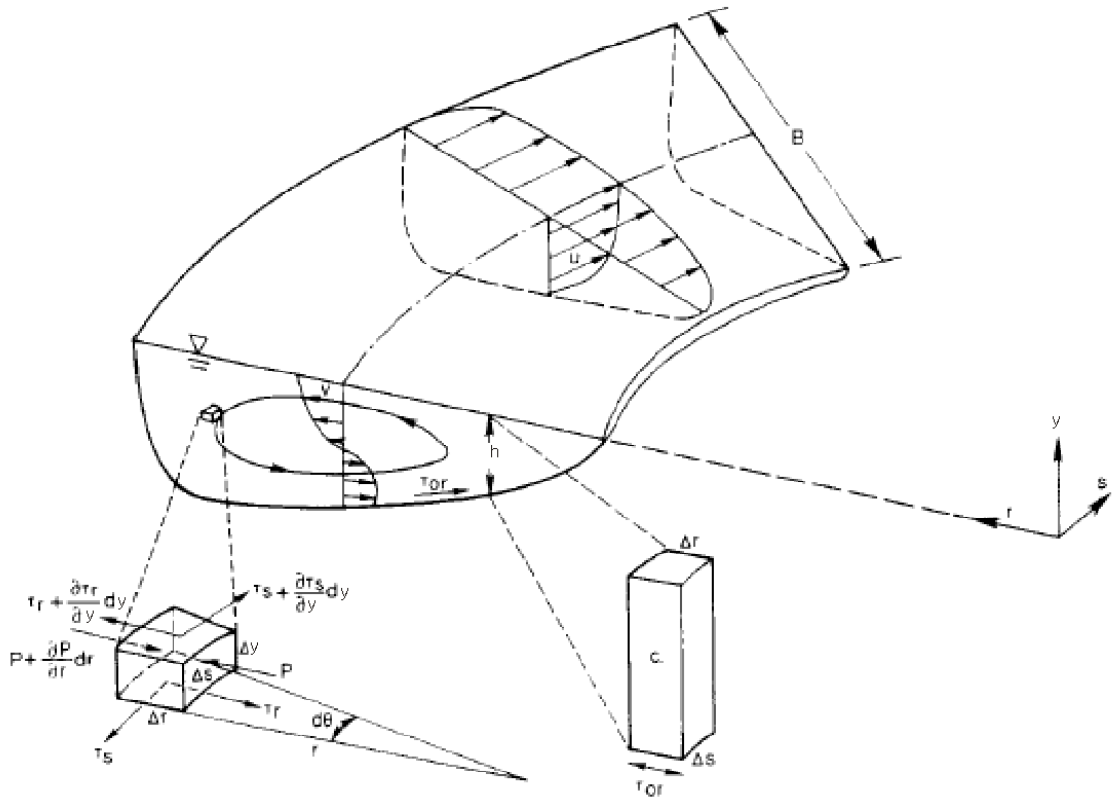
El presente capítulo pretende contribuir al entendimiento de la interacción de la estructura de flujo, morfología y transporte de sedimento suspendido a lo largo del río Colastiné, el cual se caracteriza por poseer una elevada relación ( $B/H > 50$ ), condición poco estudiada en trabajos previos. Notar que los conocimientos logrados por el grupo de investigación en cuanto a la cuantificación del flujo y sedimento con tecnología acústica y la herramienta computacional generada en la presente tesis (Capítulo 3), permiten la cuantificación de las variables hidrosedimentológicas, generando una base de datos precisos y con resoluciones temporales de características únicas. Se pretende además a lo largo del capítulo discutir los distintos tipos y métodos de descomposición de velocidades (i.e. primarias y secundarias). Por último se describirá la morfología presente en este tipo de sistemas y cuál es su influencia (efecto/consecuencia) en la estructura de flujo y la importancia de la rugosidad de la margen con presencia de vegetación sobre la estructura de flujo.

## **5.2 Corrientes secundarias en cauces meandriformes. Marco teórico**

Los cauces meandriformes desarrollan sobre las curvas un tipo de flujo en espiral o helicoidal el cual puede ser descompuesto en una corriente primaria y secundaria. El origen de esta celda secundaria se debe a la acción conjunta de la fuerza centrífuga, que cerca de la superficie, en donde las velocidades son máximas, desarrolla un flujo tangencial hacia la región externa de la curva y cerca del fondo, donde la rugosidad reduce la velocidad del flujo, la fuerza centrífuga es dominada por el gradiente de presión, generando un flujo hacia la región interna de la curva (Prus-Chacinski, 1954; Hey y Thorne, 1975; Hooke, 1975; Hickin, 1978; Dietrich y Smith, 1983; Thorne, 1985; Nanson, 2009; Kayshape et al., 2012). Además de esta celda de circulación transversal que puede abarcar todo el ancho de la sección, que llamaremos celda principal, una más pequeña, de menor intensidad y sentido de rotación opuesta, se desarrolla sobre la margen exterior (ver Figura 5.1) (Blanckaert y Graf, 2001, 2004; Termini y Piraino, 2011).

Cabe resaltar además que en curvas de ríos meandriformes la curvatura en la dirección del flujo varía continuamente, por lo tanto se producen aceleraciones convectivas que, de acuerdo a la forma y relación de aspecto, pueden generar un flujo neto hacia la margen externa. En este sentido Yalin (1992) plantea la existencia de dos tipos de flujos, asociado su desarrollo a la condición geométrica de la curva, i.e. anchos (Figura 5.2). Por un lado define el flujo tipo  $\alpha$  (helicoidal), característico en cauces de ancho reducido y generado por la curvatura del cauce. Este tipo de flujo se caracteriza por la presencia de una celda central que ocupa toda la sección transversal. Por otro, el flujo tipo  $\beta$ , generado por el cambio

de curvatura presente en un cauce, es el responsable de la concentración de caudales unitarios sobre la margen externa. Cabe destacar que este último tipo desarrolla un flujo unidireccional hacia la margen externa (Figura 5.2).



**Figura 5. 1.-** Definición esquemática del flujo en curvas sobre canales abiertos,  $pf$  es la presión del flujo;  $\tau_r$  y  $\tau_s$  son las tensiones en la dirección  $r$  y  $s$  respectivamente;  $\tau_{or}$  es tensión transversal en el fondo del cauce;  $\Delta_r$ ,  $\Delta_s$  y  $\Delta_z$  son los pequeños incrementos. (Fuente: Zhou et al., 1993).

La velocidad radial  $u_{r1}$  y  $u_{r2}$  del flujo tipo  $\alpha$  presenta direcciones opuestas en el plano radial  $r$  (los subíndices 1 y 2 refieren cerca de superficie y fondo, respectivamente) y por lo tanto  $\omega_1$  y  $\omega_2$  (siendo  $\omega$  el ángulo de desviación del vector velocidad con el plano longitudinal) forman direcciones opuestas (Figura 5.2). En contraste, en el flujo tipo  $\beta$  las velocidades radiales presentan la misma dirección en el plano  $r$  y por lo tanto los ángulos  $\omega_1$  y  $\omega_2$  son similares. Se desprende que la velocidad promedio radial en la vertical de un flujo tipo  $\alpha$  es cero mientras que la de uno tipo  $\beta$  no. Yalin (1992) destaca que el flujo tipo  $\beta$  puede encontrarse asociado a la aceleración convectiva y que ambos flujos se pueden combinar en un cauce. La complejidad de este comportamiento ha llevado a recientes discusiones sobre la manera correcta de métodos de descomposición para la cuantificación de ambos (Lane et al., 2000; Morell, 2016).



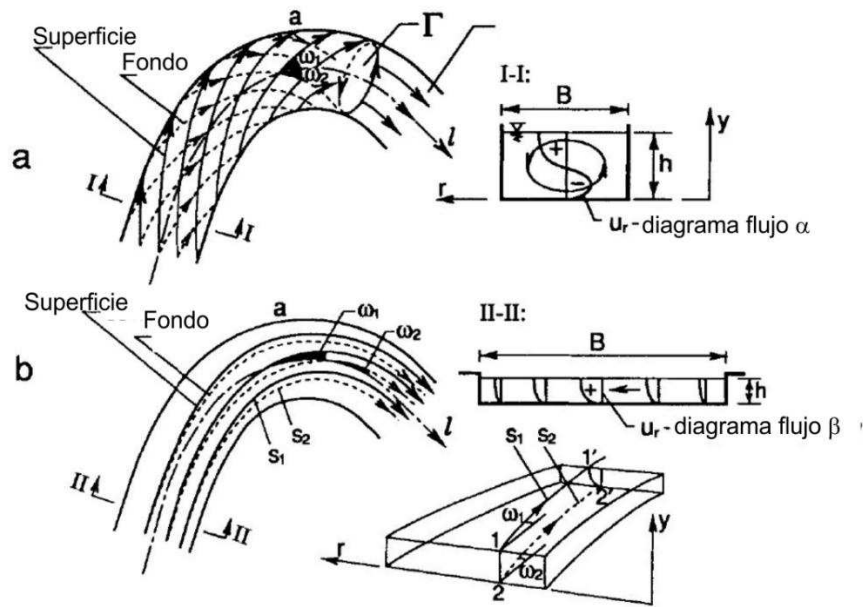


Figura 5. 2.- Diagrama de tipos flujos en curvas propuesto por Yalin (1992). Fuente: Yalin (1992).

### 5.2.1 Métodos para la identificación de las corrientes secundarias

Las corrientes secundarias han sido definidas como aquellas presentes en un plano perpendicular al plano principal de flujo (Prandtl, 1952). Aunque esta definición parece ser sencilla de aplicar en la práctica, la correcta selección del plano resulta ser bastante compleja, más aún cuando se trata de grandes sistemas naturales, con variaciones en la geometría de las márgenes y/o comportamiento del thalweg. Este tópico fue desarrollado por Lane et al. (2000), Szupiany (2008) y Morell (2016), quienes pusieron en manifiesto los errores en la descripción del flujo causado por la inadecuada selección del plano de descomposición.

En primer lugar, es importante diferenciar entre “corrientes transversales” y “corrientes secundarias”. Mientras que las primeras se generan para cualquier plano transversal al flujo en cualquier plano seleccionado, las segundas se deben a los procesos antes descritos (flujo tipo  $\alpha$  y  $\beta$ ).

En cuanto a los métodos de descomposición, se pueden mencionar:

- Método de línea central (LC). Éste define una línea central del cauce en estudio e indica el plano secundario como cualquier plano perpendicular a dicha línea (Bhowmik, 1982). Generalmente es utilizado para estudios numéricos y canales de laboratorio con geometrías de márgenes bien definidas y paralelas.
- Método de Rozovskii (1957) (Roz). Éste define planos secundarios en cada vertical, de tal manera de producir un caudal transversal neto igual a cero. Implícitamente, la dirección

primaria en cada vertical está dada por el promedio de la dirección de los vectores de velocidad en la vertical (Rhoads y Kenworthy, 1995). Si bien este método carece de una base teórica (plantea balance para cada vertical y no en la sección transversal), por lo tanto es muy útil para la identificación del movimiento helicoidal, flujo tipo  $\alpha$ .

- Método de cero caudal transversal (CQ). Define un plano secundario en toda la sección transversal de tal manera que genera un caudal transversal nulo (Paice, 1990; Markham y Thorne, 1992a, b). Este método ha sido uno de los más recomendados en curvas (Lane et al., 2000), aunque ha reflejado arrojar valores y comportamiento erróneos en cauces con elevada relación  $B/H$  y/o sobre secciones en confluencias y bifurcaciones, en donde la generación de flujo transversal puede “esconder” cualquier comportamiento coherente del flujo (Szupiany, 2008).

- Método de continuidad de caudales. Sobre la base de continuidad de caudales, el campo de velocidades secundarias es determinando orientando cada sección de tal manera que el caudal secundario entre secciones transversales adyacentes sea cero. Este método resulta poco práctico en especial, para grandes cauces naturales, ya que requiere de una importante cantidad de información con alta resolución espacial.

Se destaca que el uso de estos métodos implica diferentes escalas espaciales, mientras que Rozovskii (1957) analiza vertical por vertical, los demás definen un plano para toda la sección transversal. Esto ha sido evaluado por Morell (2016) mediante un análisis teórico y un modelo de flujo potencial (Engelund, 1974) motorizado por una capa de vórtices a partir de una aproximación conocida en teoría de lubricación (Vionnet, 1995). Dicha autora, entre otras cosas, permitió determinar que la magnitud extraída por el método de Rozovskii puede enmascarar valores erróneos propios del método en curvas, aunque éste sea eficiente en la captura de la celda secundaria.

El flujo helicoidal es caracterizado por: i) la variación sistemática de la orientación de los vectores de velocidad en profundidad, con máximas desviaciones en los ángulos cerca del fondo y en las cercanías de la superficie del agua; y ii) la repetición de este patrón en más de una vertical (Yen, 1965; Jackson, 1975; Hooke, 1975; Hickin, 1978; Thorne y Furbish, 1995). Como Rozovskii se basa justamente en la identificación de estas dos características, éste método revela las velocidades secundarias inducidas por la divergencia entre los vectores cerca del fondo y superficie, indicando si este comportamiento varía en la profundidad y si se presenta en más de una vertical adyacente (Szupiany, 2008). Por todo esto Rozovskii (1957) es el más adecuado para la identificación de celdas de circulación secundarias (flujo helicoidal) en ríos con elevadas relaciones  $B/H$ , de tal manera que la componente transversal convectiva no afecte la identificación a las mismas. En secciones

siguientes se continuará la discusión con los resultados de la aplicación del método de línea central, Rozovskii y cero caudal transversal, de acuerdo a los objetivos y descripción del flujo buscados aquí.

### **5.3 Tramo de estudio. Características generales**

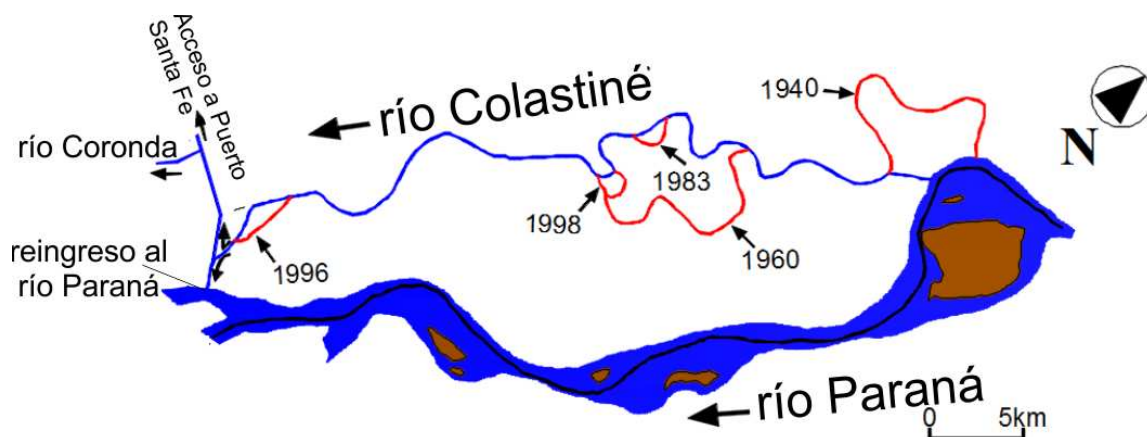
El río Colastiné se encuentra ubicado en el tramo medio del río Paraná. Nace de la bifurcación ubicada en la región de expansión denominada Chapetón ( $31^{\circ}32'40.35''$  S,  $60^{\circ}21'1.75''$  W) (Ver Capítulo 4, para más detalles), sobre el cauce principal del Paraná. El Colastiné tiene un caudal medio anual de  $1800 \text{ m}^3/\text{s}$ , un máximo de  $7900 \text{ m}^3/\text{s}$ , y una relación máximo/mínimo de  $(Q_{max}/Q_{min})$  igual a 12. Cuenta con una pendiente media de aproximadamente  $3 \text{ cm}/\text{km}$  y un ancho y profundidad media de  $350 \text{ m}$  y  $6.5 \text{ m}$ , respectivamente. Esto le otorga una condición de aspecto cercana a  $B/H > 50$ . Previo a su reingreso en el río Paraná, divide su caudal tributando un  $60\%$  al río Coronda y un  $40\%$  reingresa al Paraná, a través del Canal de Acceso al Puerto de Santa Fe (Figura 5.3).

De acuerdo a Iriondo y Drago (1972) y Marchetti et al. (2013), el río Colastiné fluye a lo largo de la margen derecha de la planicie del río Paraná y se encuentra ubicado sobre la región moderna de meandros. Su composición granulométrica es de arenas con finos (hasta  $9 \text{ m.s.n.m. IGN}$ ) y arenas limpias en la segunda capa (hasta  $-9 \text{ m.s.n.m. IGN}$ ). Por debajo de estas se encuentran depósitos consolidados de limos y arcillas (Ramonell, 2005). Cabe destacar que estos límites son medios, produciéndose importantes variaciones en la zona de estudio. La movilidad y transporte de sedimento del cauce ha desarrollado una "rugosidad" sobre la planicie donde se encuentran cauces abandonados y paleocauces, produciendo una heterogeneidad espacial de la vegetación que prolifera a lo largo del valle. Marchetti et al. (2013) describe que la comunidad dominante en el banco externo son los denominados Saucos (*Salix Humboldtiana*), mientras que sobre el point bar se encuentra la vegetación herbácea-arbórea pantanosa e hidrófita.

La configuración en planta del río Colastiné comprende un tren de meandros de diferente curvatura y sinuosidad (incrementando hacia aguas abajo). Presenta un tramo inicial de unos  $5.8 \text{ km}$  aproximadamente rectilíneo y a partir de allí comienza a divagar con valores medios de sinuosidad de  $\sigma=1.65$ . La migración lateral es de  $13 \text{ m}/\text{año}$  con una compleja historia geológica de avulsiones y cortes desencadenados por eventos de desborde (Ramonell y Amsler, 2005).

La Figura 5.3 muestra las 5 avulsiones y cortes detectado en los últimos 76 años (1940 a 2016). Si tomamos como parámetro la longitud del canal, podemos indicar que 2 de los 5

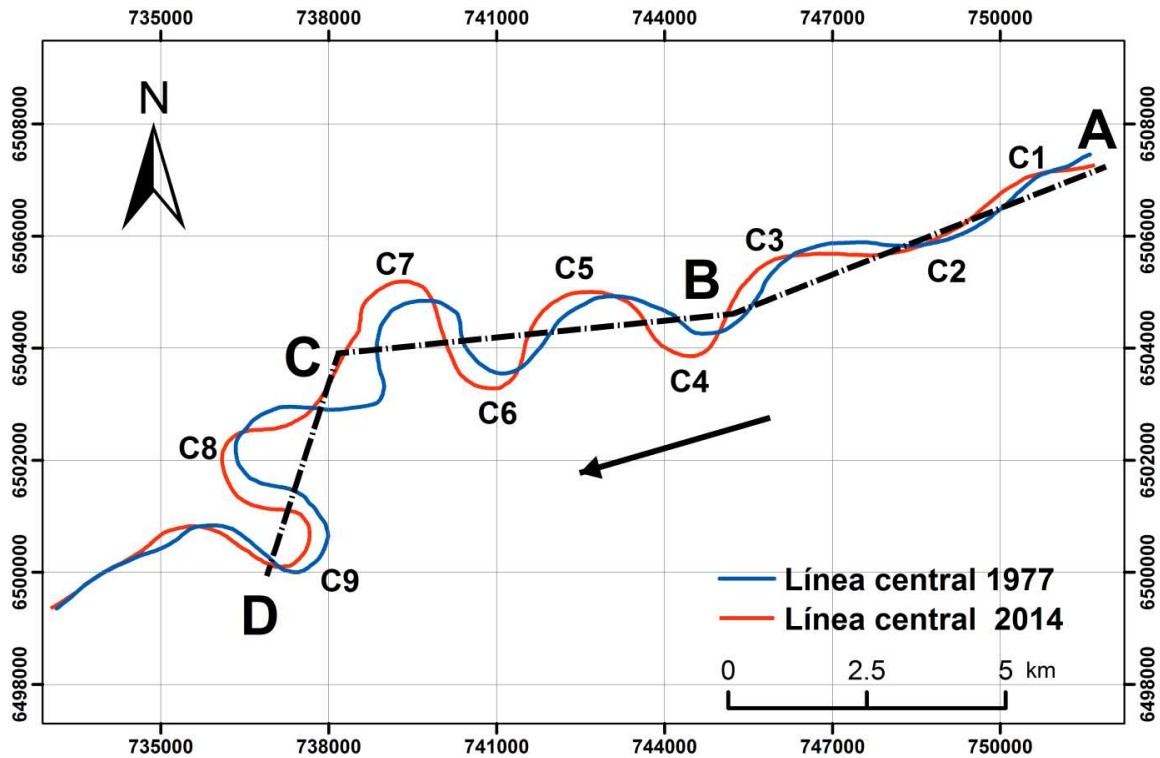
procesos aquí presentados fueron de gran jerarquía. El primero de ellos se dio sobre la embocadura del Colastiné, la cual se desplazó unos 1200 m aguas abajo en el año 1940. A este proceso se le asocia la ocurrencia de 8 eventos de crecida en el sistema entre la década del '30 hasta principios del '40 (Ramonell y Amsler, 2005), acelerando y produciendo importantes cambios morfológicos en esta zona. El segundo evento morfodinámico se produjo por un corte en el tramo medio de Colastiné, generando el abandono de un tramo de casi 12 km en la década de los '60.



**Figura 5. 3.-** Evolución temporal del río Colastiné desde 1940 a 2016. Actual condición de línea central en color azul e histórico en color rojo. Modificado de Ramonell y Amsler (2005).

La Figura 5.4 muestra los cambios más importantes de la línea central en los últimos 40 años con un detalle de los tipos de desplazamientos que tuvo la línea central del cauce (Dominguez Ruben et al., 2015b). Todo el tramo fue dividido en tres subtramos, a través de las denominadas líneas de valle (Gutierrez y Abad, 2014): A-B (curvas C1 a C4), B-C (C5 a C7) y C-D (C8 a C9). De acuerdo a la Tabla 5.1, un incremento en el ángulo de deflexión ( $\theta_0$ , ángulo interno que forma la línea de valle y la línea central, Yalin, 1992) se produce desde la embocadura al final del subtramo, el cual es acompañado por un decrecimiento aguas abajo de la tasa de migración y un incremento en la tasa de expansión. El comportamiento estaría dominada por una migración hacia aguas abajo cuando  $\theta_0 < 30$ , con desplazamientos combinados (i.e. aguas abajo y expansión) cuando  $30 < \theta_0 < 40$ , y expansiones para  $\theta_0 > 40$ . La Tabla 5.1 muestra además que la máxima variación angular (i.e.  $\Delta\theta_0/\Delta t$ ) están dadas por curvas de sinusidad entre 1.4-1.7 en concordancia con lo observado por Kondratiev et al. (1982) y Yalin (1992). Esta variación angular decrece cuando la sinusidad se encuentra entre  $1.4 > \sigma > 1.7$ . Nótese además que en el subtramo A-B, en curva C2 se presenta un elevada curvatura ( $\theta_0$ ) mayor que la observada en 1940 (comienzos del proceso de avulsión, ver Figura 5.2) produciendo migración/expansión diferentes a la actual

condición. Luego de los procesos de avulsión, la pendiente del tramo incrementa y la configuración en planta cambia notablemente asemejándose al principio de un proceso meandriforme dado su proximidad a la embocadura del canal principal.



**Figura 5. 4.**-Línea central del cauce para los años 1977 a 2014 (en coordenadas UTM). La línea A-B-C-D representa una aproximación de la línea de valle y define la dirección dominante de migración.

Los subtramos B-C y C-D presentan una gran dinámica en planta comparados con el tramo aguas arriba de este (A-B) (Figura 5.4). Nótese que la amplitud de las curvas (madurez) y la cantidad de paleocauces presentes a lo largo de la sección (B-C) aumentan hacia las regiones aguas abajo (C-D). Particularmente, estos tramos (secciones B-C y C-D) muestran procesos de avulsión de mayor jerarquía (en comparación con otros tramos). Estos procesos cambiaron la forma en planta (curvatura y ángulo de deflexión) de las curvas y pendientes, produciendo nuevas condiciones que el río necesitó/necesita adaptarse.

#### 5.4 Metodología de mediciones

A fin de cubrir con los objetivos planteados en el presente capítulo, se presentan tres relevamientos de campo: C2011 (09/05/2011), C2013 (10-11/07/2013) y C2014b (05-06/11/2014) (ver Capítulo 2 para más detalles). Los dos primeros corresponden a un nivel de desborde del cauce, con caudales líquidos de 2512 m<sup>3</sup>/s y 2486 m<sup>3</sup>/s, respectivamente y el tercero para aguas medias con un caudal de 1921 m<sup>3</sup>/s.

El motivo de la realización de diferentes campañas fue cubrir de manera íntegra el tramo de estudio, yendo de lo general (campaña C2011, Figura 5.5a) a subtramos con mayor detalle en las mediciones (C2013 y C2014b, Figura 5.5b). Es por eso que en la primer campaña se releva la variación de caudales, estructura de flujo y batimetría (solo de las secciones) de todo el tramo de estudio, desde la embocadura (sección S1), hasta unos 16 km aguas abajo (sección S12) (Figura 5.5).

**Tabla 5. 1.-** Patrón morfodinámico de las curvas a lo largo del Colastiné (tramo de estudio).

<b>Curvas</b>	<b><math>\theta_0</math> (1977)</b>	<b><math>\theta_0</math> (2014)</b>	<b>Migración aguas abajo promedio (m/año)</b>	<b>Expansión promedio (m/año)</b>	<b><math>\frac{\Delta\theta_0}{\Delta t}</math></b>	<b><math>\sigma^*</math> (2014)</b>
C1	17	20	11	2	0.08	1.0
C2	24	26	13	2	0.05	1.1
C3	35	35	8	3	0	1.1
C4	30	37	3	6	0.19	1.4
C5	44	48	4	10	0.11	1.3
C6	86	92	3	10	0.16	1.7
C7	70	79	9	12	0.24	1.7
C8	95	98	8	13	0.08	1.8
C9	95	97	--	--	0.05	3.0

\*Sinuosidad

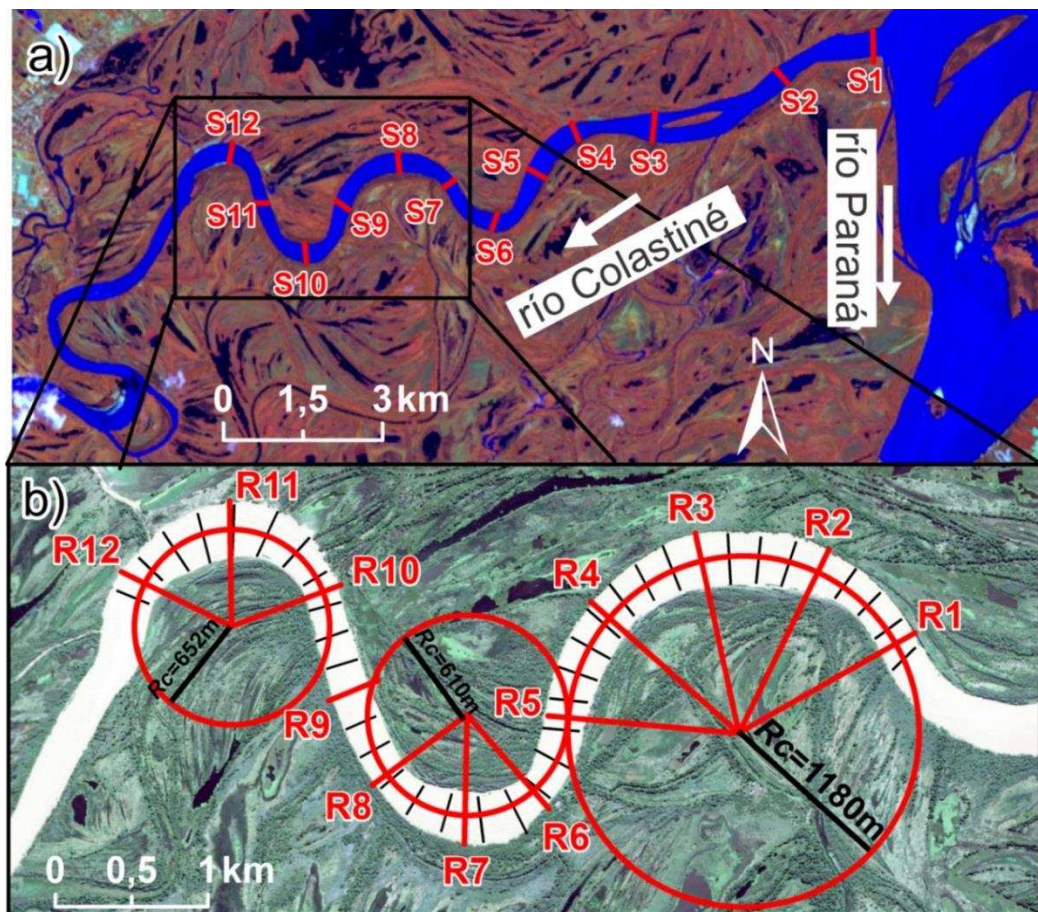
$\Delta t$  fijo 2014-1977 (37 años)

Para la segunda campaña C2013 se midieron 3 curvas en detalle (i.e. las correspondientes al tramo entre secciones S7 y S12 de C2011). Fue necesario tomar un mayor número de transectas con menor espaciamiento entre estas, a fin de contar con una mayor resolución espacial de la estructura de flujo y transporte de sedimentos en las curvas de estudio. En este subtramo se escogieron un total de 12 secciones perpendiculares a la margen (desde R1 a R12), líneas rojas ver Figura 5.5b. Adicionalmente, se seleccionaron 38 secciones (línea negra, Figura 5.5b), para los relevamientos batimétricos y descripción morfológica del fondo. En la tercera campaña (C2014b), se relevaron 2 curvas sobre las mismas secciones transversales elegidas para C2013 aunque solo en el subtramo de R5 a R12. En este caso se buscó contar con registros para la descripción de la estructura de flujo, morfología y transporte de sedimento suspendido en un nivel hidrométrico más bajo que el de desborde descrito por C2013. Nótese que como en C2013, en C2014b también se llevó a cabo un relevamiento batimétrico general (líneas negras, Figura 5.5b), y uno detallado donde se midieron secciones transversales equidistante 20 m sobre la curva de ápice R7. Para este



último caso, el relevamiento batimétrico se llevó a cabo con el ADCP Teledyne RDI de 1200 kHz, proyectando posteriormente las profundidades registradas por sus 4 transductores y tener, de esta manera, una mayor resolución espacial y temporal que permita la identificación de las formas de fondo. Nótese que se escogió utilizar diferente notación para la campaña C2011 con la letra “S” que antecede al número de la sección, mientras que para C2013 y C2014b se utiliza “R”.

A excepción del relevamiento detallado en el ápice de R7 (ya descrito), los relevamientos batimétricos de C2013 y C2014b se llevaron a cabo con una ecosonda simple haz de 200 kHz acoplada a un sistema de posicionamiento diferencial (DGPS-RTK siglas en inglés Differential Global Positioning System-Real Time Kinetic), el cual cuenta con un error posicional en la horizontal de  $\pm 0.02$  m.



**Figura 5.5.-**Tramo en estudio y secciones transversales medidas sobre el río Colastiné en las campañas: a) C2011 (09/05/2011: desde S1 a S12), b) C2013 (10-11/06/2013: desde R1 a R12) y C2014b (05-06/11/2014: tramo desde R5 a R12).

Un perfilador acústico de corriente Doppler (ADCP) de 1200 kHz Teledyne RD Instrument se utilizó para describir la estructura de flujo de acuerdo a la metodología descrita por (Szupiany et al., 2007). Dada la presencia de un fondo móvil, el DGPS-RTK fue usado como

sistema de referencia. Por su parte el programa VMT (Parsons et al., 2012) se utilizó para el posprocesamiento de lo relevado con el ADCP. Esto permitió la descomposición de la estructura de flujo en velocidad primaria ( $u_p$ ) y secundaria ( $u_s$ ) basados en diferentes métodos de descomposición utilizados, para nuestro caso: i) Rozovskii (1957) y ii) cero caudal transversal.

La distribución del sedimento suspendido ( $C_{ss}$ ) y el cálculo su transporte ( $G_{ss}$ ) para cada sección, se lo obtuvo de la calibración de intensidad acústica con el sedimento como se describe en Szupiany et al. (2017) y a través de la herramienta computacional ASET (Capítulo 3).

## **5.5 Resultados**

### **5.5.1 Características morfológicas del fondo**

En la Figura 5.6 se presenta la morfología del cauce relevada en C2013, la que comprende la sucesión de los tres meandros entre secciones R1 a R12. La misma fue creada con la información batimétrica de secciones seleccionadas (ya descritas) y métodos de extrapolación ya mencionados en Capítulo 4.

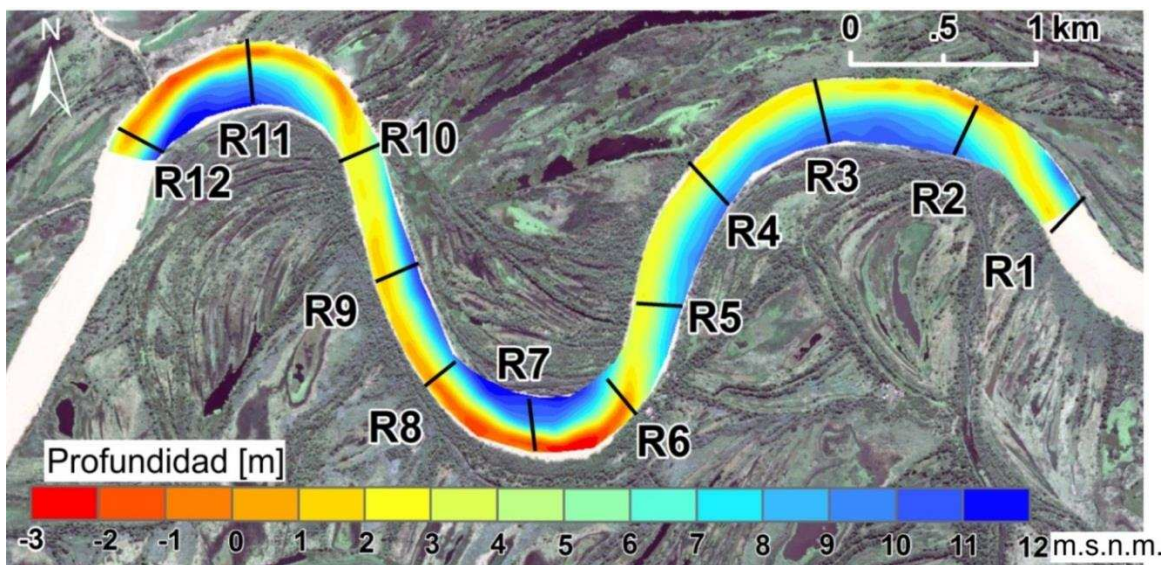
Se pueden distinguir las siguientes características distintivas:

- Gran tamaño del point bar y de forma aproximadamente plana, extendiéndose hacia aguas abajo hasta el cruce del thalweg de margen a margen. Notar que este cruce se produce inmediatamente aguas arriba del comienzo de la siguiente curva.
- Diferencias entre la curvatura del cauce (tomando las márgenes como referencia) con la correspondiente curvatura definida por el thalweg. Siguiendo la línea de esta última se observa un incremento brusco de la curvatura inmediatamente al inicio de la curva (luego del cruce del thalweg a la margen opuesta). Esta curvatura va disminuyendo hacia aguas abajo extendiéndose hasta la zona donde se produce el siguiente cruce. Este hecho, junto al acompañamiento del flujo a esta morfología, genera un complejo comportamiento y variación de los radios de curvatura, lo que dificulta la selección apropiada del plano transversal y, por lo tanto, de los métodos para la descomposición de corrientes secundarias, e.g. método de línea central (ver ítem 5.2.1).
- Concentración definida de las isolíneas de máximas profundidades entre el ápice hacia aguas abajo. Esto genera secciones transversales con un punto de quiebre pronunciado del point bar y brusco aumento de pendientes de fondo hacia el thalweg. El ancho de thalweg presenta valores menores del 50% del ancho total del cauce, con mínimos en la zona de los ápices. Perfiles transversales de forma semirectangular solo se observan en tramos cortos en



la zona de cruce del thalweg (entre secciones R1-R2, R5-R6 y R10).

La Figura 5.7a muestra la batimetría resultante sobre el subtramo que abarca las secciones R6, R7 y R8 realizada en C2014b. Además de la batimetría detallada, en la Figura 5.7b,c se muestra los perfiles longitudinales extraídos de la batimetría resultante. Se observa en planta como las formas de fondo presentan una fuerte componente tridimensional con orientaciones de la línea de cresta perpendicular al perfil longitudinal. En cuanto al perfil longitudinal Figura 5.7b, sobre el point bar se distinguen formas de fondo de alturas medias cercanas a 0.5 m y longitudes medias de 60 m. Cabe resaltar que la altura de estas formas de fondo parece incrementar desde el inicio de la curva (o entrada) hasta el punto cercano al ápice.

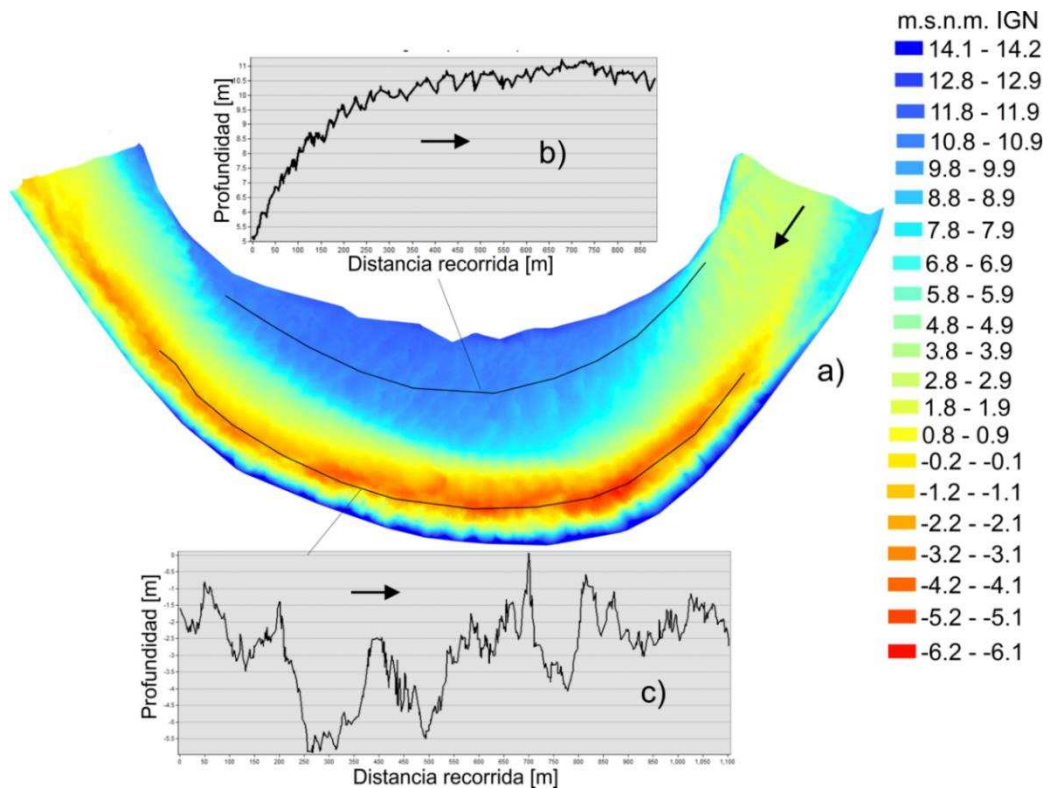


**Figura 5. 6.-**Morfología del fondo y ubicación de secciones transversales relevadas con ADCP (C2013).

En cuanto al perfil longitudinal sobre el thalweg (Figura 5.7c) no se observan formas de fondo definidas, aunque se distinguen variaciones máximas de hasta 5 m. Cabe destacar de la dificultad en la toma de sedimentos de fondo sobre el thalweg del ápice R7 debido a la profundidad y velocidades desarrolladas. El material aquí recolectado presentó características de material fino consolidado, por lo que la hipótesis es que este material corresponde al estrato inferior (ver sección 5.3), el cual es alcanzado por la zona de máxima erosión sobre la margen externa de la curva. Se destaca además como la zona de máxima profundidad se encuentra levemente desplazada hacia aguas arriba del ápice donde se produce el cambio brusco en la dirección del thalweg, similar a lo observado en canales de geometría compuesta (Abad y García , 2009).

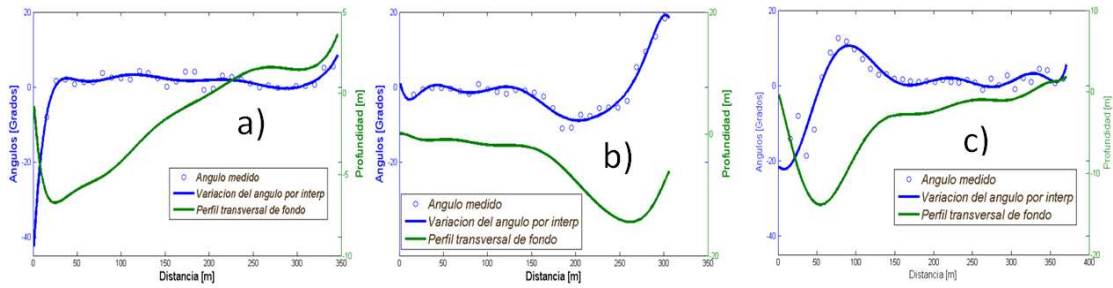
En la Figura 5.8 se presenta el fondo junto a la variación de la pendiente transversal del lecho del cauce, correspondiente a las secciones de los ápices en las 3 curvas analizadas para

C2013, i.e. donde se producen los cambios del fondo más bruscos. Se puede distinguir diferentes comportamientos: para el caso del ápice R3, se detecta un banco cuasi-horizontal sobre los primeros 100 m desde margen izquierda, seguido por un suave descenso del fondo con una pendiente media de  $2^\circ$  hasta la zona de máxima profundidad, luego se inicia un aumento paulatino de la pendiente hasta alcanzar un valor máximo de  $40^\circ$  sobre la margen derecha.



**Figura 5.7.-** Resultados de a) batimetría detallada entre secciones R6 y R8 relevada durante C2014b, b) perfil longitudinal sobre point bar, y c) perfil longitudinal sobre el thalweg.

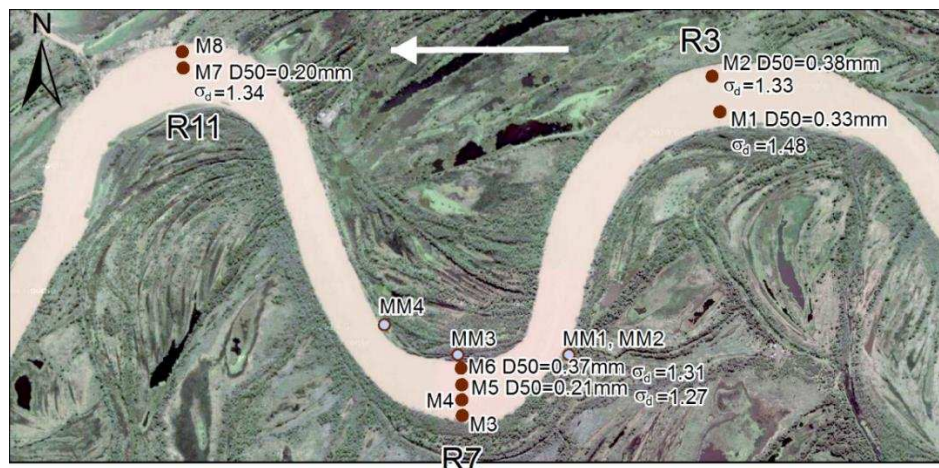
Para el caso de la curva R7, el banco interno de forma cuasi-horizontal se prolonga unos 170 m desde la margen derecha (50% del ancho total) incrementando luego la pendiente (hasta  $10^\circ$ ) en el thalweg, para luego aumentar hasta  $20^\circ$  sobre la margen izquierda. Un comportamiento similar se aprecia en la sección R11. En esta última, el banco interno cuasi-horizontal presenta una mayor extensión (comparado con R3 y R7) de aproximadamente 225 m, i.e. el 60% del ancho total. Los comportamientos de las pendientes transversales del fondo sugieren diferentes procesos o bien diferentes factores que afectan la migración del banco. Las bajas pendientes sobre la margen cóncava indican además una mayor estabilidad de la misma, en comparación a cauces de menor escala o aquellos estudiados en laboratorio, con valores de pendientes en las cercanías de la margen cóncava casi verticales (Dietrich, 1987; Nanson, 2009).



**Figura 5. 8.-** Pendiente y perfiles transversales en secciones correspondientes a los ápices. a, b y c corresponde a secciones R3, R7 y R11 respectivamente relevadas en campaña C2013.

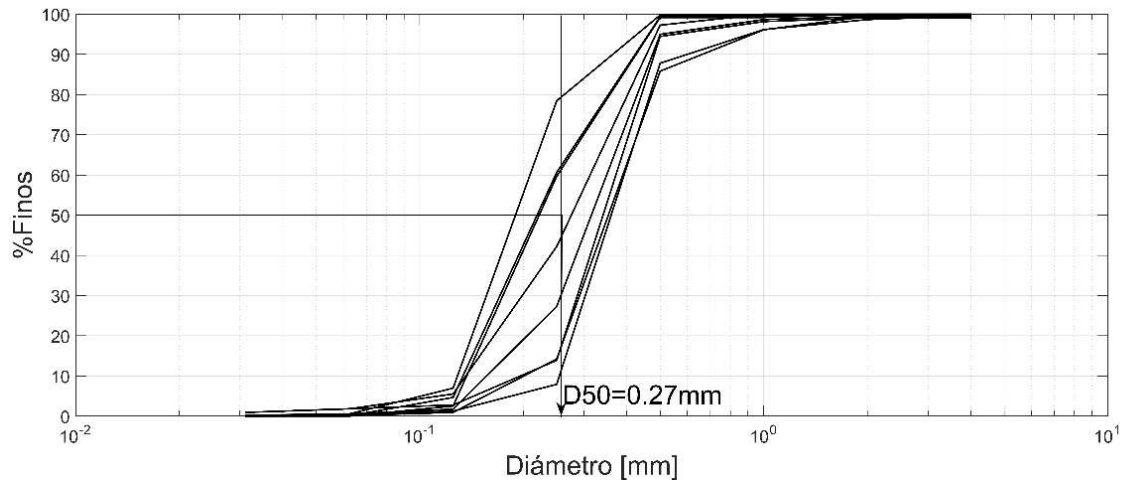
### 5.5.2 Granulometría

Como se indicó anteriormente las muestras fueron extraídas de diferentes regiones sobre las tres curvas analizadas en el presente capítulo, tanto del fondo como sobre las márgenes. Respecto a las primeras se las presenta con el prefijo “M” y las segundas con “MM”. La Figura 5.9 se aprecia los  $D_{50}$  y  $\sigma_g \left( \sqrt{D_{84}/D_{16}} \right)$  para las muestras de fondo aquí tomadas. De manera generalizada se distingue una gran variación de la granulometría en las secciones donde se tomaron muestras que incluyen el point bar y la región de máxima profundidad (R3, R7 y R11). En sección R3 (muestras M1 y M2) se aprecia una leve disminución en la granulometría del material ( $D_{50}$  igual a 0.33 y 0.38 mm, respectivamente). En R7, se ve claramente una disminución de tamaño de partículas entre margen interna y centro del cauce M5 y M4, respectivamente. Este último comportamiento podría estar afectado a las altas concentraciones del material en suspensión (más fino), cuestión que se analizará más adelante. Notar que sobre la margen externa, muestras M3, M4 y M8) se obtuvieron muestras de material semi-consolidado (mezcla de arcillas, limos y arena) correspondiente a un estrato inferior compuesto de este material y alcanzado solo en zonas de máximas profundidades sobre las curvas más pronunciadas (R7 y R11).



**Figura 5. 9.-**Granulometría región de estudio C2013 y C2014b. Muestras de fondo y márgenes.

La Figura 5.10 muestra la distribución granulométrica para todas las muestras de fondo evaluadas por tamizado seco para la posiciones indicadas en Figura 5.9, distinguiéndose un valor medio del diámetro para el tramo de estudio de  $D_{50}=0.270$  mm. Cabe resaltar que para dicho análisis se excluyeron las muestras M33, M4 y M8.



**Figura 5. 10.-** Distribución granulométrica de muestras de fondo sobre el río Colastiné.

La Tabla 5.2 detalla los resultados del hidrómetro (ver ítem 2.3.3) correspondiente a las muestras tomadas sobre las márgenes (MM1-2-3-4) del cauce, y muestra la gran presencia de la fracción de arenas sobre todas las muestras tomadas con valores mínimos  $>60\%$ . Dicho resultado habla de la importancia que representan en la conformación de margen por parte de las arenas. Cabe destacar además que las muestra MM1 y MM2 corresponde a la misma región sobre dos estratos identificados (superior e inferior respectivamente), aguas arriba de la curva que contiene a R7.

**Tabla 5. 2.-** Porcentajes de composición de muestras obtenidas de las márgenes del río Colastiné.

Muestra	% Arcillas	% Limos	% Arenas
MM1	7.90	22.29	69.79
MM2	6.99	19.75	73.24
MM3	4.77	29.58	65.63
MM4	3.31	10.66	86.02

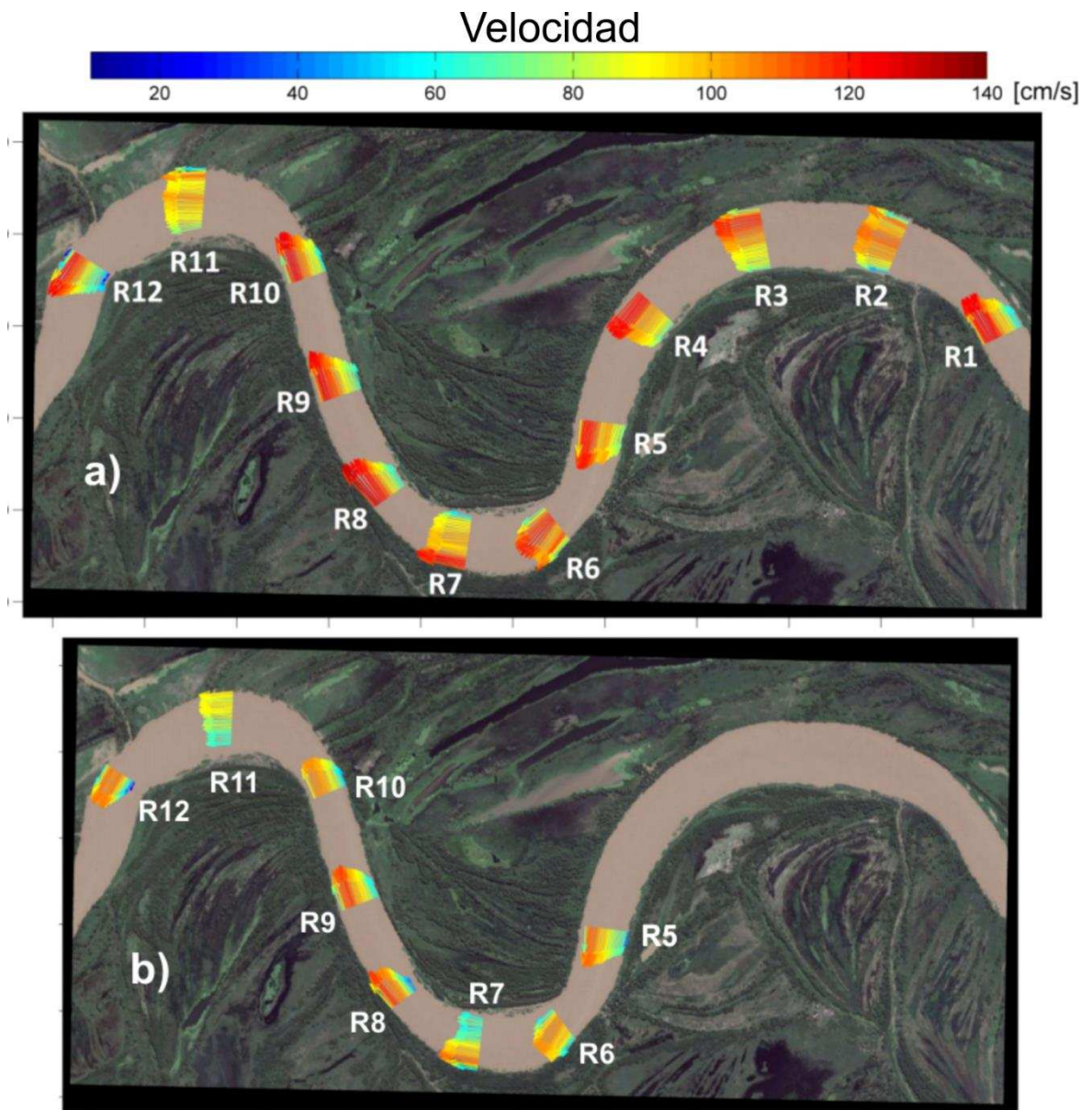
### 5.5.3 Estructura del flujo

#### 5.5.3.1 Estructura de flujo bidimensional

La Figura 5.11a,b muestra en planta el patrón de flujo bidimensional a través de vectores de



velocidad media en la vertical para las campañas C2013 y C2014b, respectivamente. Como característica general, el campo de velocidades presenta una concordancia con el comportamiento del thalweg, con máximas velocidades sobre la margen externa en las curvas, permaneciendo sobre estas hasta inmediatamente la curva siguiente, donde el flujo rápidamente se mueve hacia la margen opuesta produciendo una rápida transferencia de caudal transversal en esta zona.



**Figura 5. 11.-** Campo de velocidades medias en la vertical para relevamientos C2013 (a) y C2014b (b).

Las velocidades medias medidas en C2013 reflejan una concentración de isolíneas de máximas velocidades que abarcan hasta un 40% del ancho de la sección sobre la margen izquierda (sección R1) con velocidades máximas de hasta 1.4 m/s. En R2, región de cruce

del thalweg y caudales, las velocidades presentan una distribución constante a lo largo de la sección transversal. Sobre R3, los máximos caudales específicos se concentran sobre la región externa, en este caso sobre la margen opuesta a R1 y el flujo es acelerado hacia aguas abajo en R4 y R5 hasta llegar a R6, donde se expanden nuevamente en toda la sección (como en R2), volviendo nuevamente a producirse una rápida transferencia de caudales hacia la margen opuesta. Debido a la gran extensión del thalweg sobre R7 (Figura 5.11a), éste concentra las máximas velocidades en esta región, distinguiéndose un elevado gradiente en la región cercana a las márgenes. En esta segunda curva el cruce de máximas velocidades se produce entre R6 y R7. Posteriormente sobre R8 a R10 el flujo máximo es acelerado y se expande (en el ancho de la sección transversal), hasta llegar al siguiente ápice R11 donde se uniformiza nuevamente. Cabe resaltar que de todo el tramo de análisis las secciones donde se localiza los mayores gradientes de velocidades no coinciden con las de los ápices, sino entre los tramos medios entre ápices. Por el contrario, se observa un aumento del ancho (área) en región del ápice, lo que produce una desaceleración del flujo sobre esta zona. Este comportamiento morfológico será analizado en los siguientes puntos.

En cuanto a lo medido en C2014b de manera general y como se indicó al inicio de este ítem, parece presentar importantes similitudes al ya descrito en C2013. Las diferencias más relevantes se encuentran sobre las secciones del ápice R7 y R11, en donde para C2014b se encuentra una marcada reducción de velocidad en la zona del point bar, produciéndose una mayor concentración del flujo sobre el thalweg.

### **5.5.3.2 Estructura de flujo tridimensional**

#### **5.5.3.2.1 Evaluación de métodos de descomposición. Velocidades primarias y secundarias**

Antes de presentar el comportamiento de la estructura de flujo (i.e. velocidades primarias,  $u_p$  y secundarias,  $u_s$ ), sobre las secciones relevadas, es necesario discutir las diferencias de los resultados arrojados por los métodos de descomposición de vectores de velocidad, ya planteados en sección 5.2.1. Para ello la Figura 5.12 muestra el comportamiento de la componente secundaria producto de la aplicación de los diferentes métodos de descomposición, evaluados en la sección de los ápices R7 y R11 (ápices de las curvas en estudio) bajo los dos estados hidrométricos aquí presentada (C2013 y C2014b). Los colores de los vectores indican el método de descomposición aplicado: i) color negro, método de línea central (LC), ii) color rojo, método de Rozovskii (Roz), y iii) color azul, método de cero caudal transversal (CQ). Cabe destacar que para esta descomposición se utilizó el programa VMT ya mencionado en el ítem 2.3.3. Para la evaluación de los diferentes métodos

dividiremos la sección transversal en tres subtramos (Markham y Thorne, 1992a). La región interna, que abarca desde la margen interna hasta la finalización del point bar o quiebre de éste; la región media, a continuación del point bar y hasta la zona de máxima profundidad y la región externa, entre la máxima profundidad y la margen externa del cauce.

De la Figura 5.12 se destacan las siguientes características:

- Se observa un comportamiento similar entre la descomposición de CQ y Roz en la región media (en ambas secciones analizadas), donde para ambos métodos se distingue el movimiento helicoidal del flujo (i.e. flujo hacia la margen externa sobre superficie y hacia la interna en las cercanías del fondo). Similar comportamiento se presenta para ambos estados hidrométricos. Tal es de esperar, las mayores diferencias se distinguen sobre el point bar, ya que dada la ausencia de movimiento helicoidal sobre este, las velocidades secundarias por el método de Rozovskii muestran un comportamiento aleatorio y de baja intensidades, mientras que el método de CQ reproduce un flujo neto desde margen interna a externa, de acuerdo a la transferencia de caudales descrita en sección 5.5.3.1.

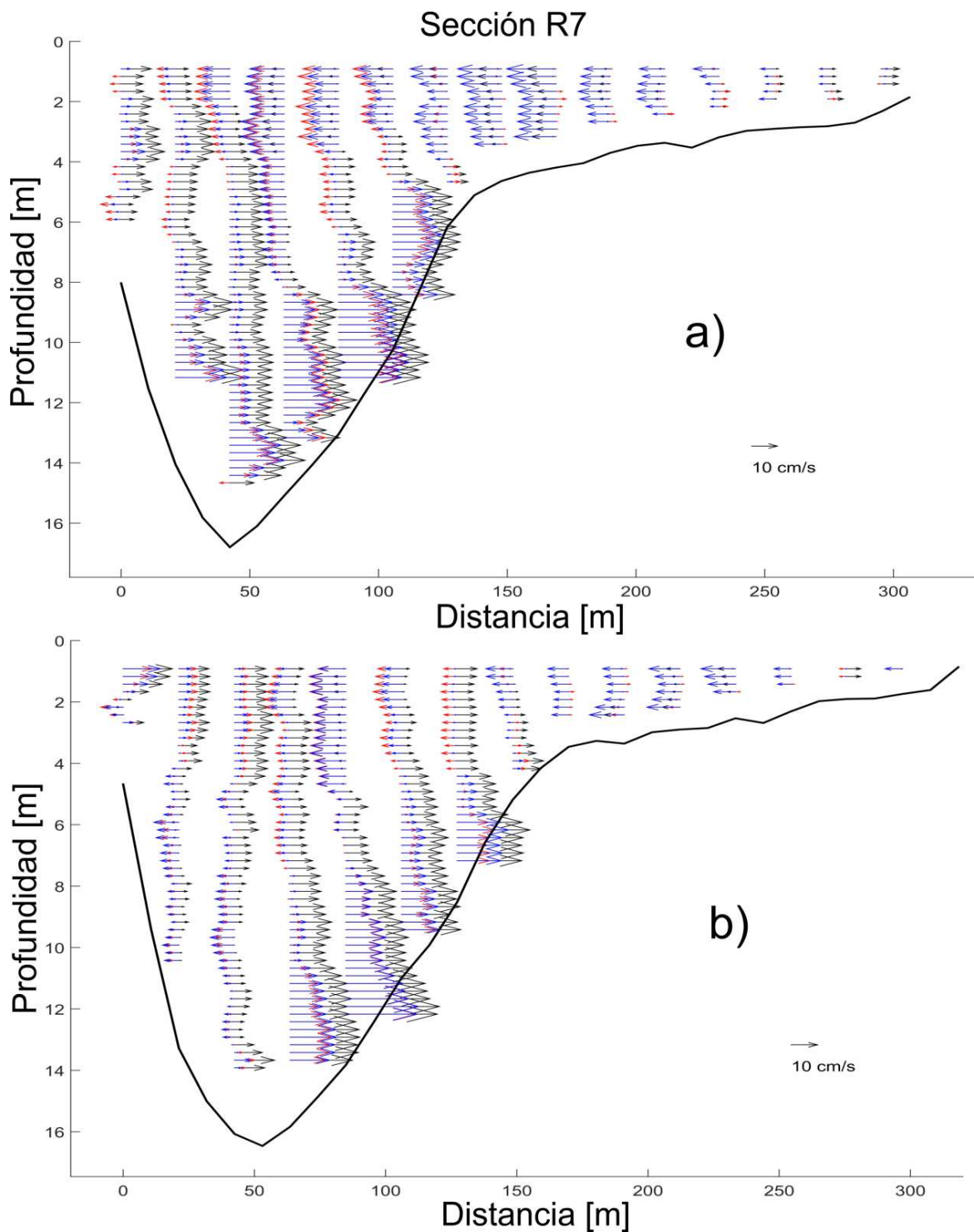
- En cuanto al método de LC, este presenta diferentes comportamientos, tanto para cada sección como para los estados hidrométricos relevados. Notar un flujo unidireccional en la región media (e.g. en R7) hacia la margen interna de la curva en ambos estados hidrométricos, comportamiento opuesto al esperado. Además en R11 (C2013), se ve un comportamiento similar a R7 sumado a un flujo hacia la margen interna sobre el point bar, inverso al producido por los otros métodos. Para la C2014b, la descomposición se asemeja al obtenido por el método de Rozovskii. Esta disimilitud puede ser explicada debido a la incorrecta selección del plano transversal de las secciones relevadas y/o a los continuos cambios en la curvatura a lo largo de la curva, producto de la no coincidencia entre radios de curvatura considerando las márgenes y el thalweg (ver sección 5.5.1).

- Diferentes comportamientos y magnitudes entre los distintos métodos se presenta en las cercanías a la margen externa. Aquí, tal se verá más adelante, se ubica una zona de elevada turbulencia y comportamiento aleatorio del flujo sin una estructura coherente clara, lo que afecta a la identificación de un patrón del flujo y dificulta la aplicación de cualquier de los métodos propuestos.

De lo anterior, se desprende que ambos métodos, Roz y CQ, describen adecuadamente y con similares resultados la estructura de flujo helicoidal en la zona central. Sin embargo, dada los elevados anchos y cambios de direcciones dominantes a lo largo de la sección transversal, el método de CQ puede ocultar este movimiento coherente, tal lo demostrado por Szupiany (2008). Notar que en curvas, el movimiento helicoidal puede producir un balance de caudales transversales independiente al producido en la zona del point bar y por lo tanto la necesidad

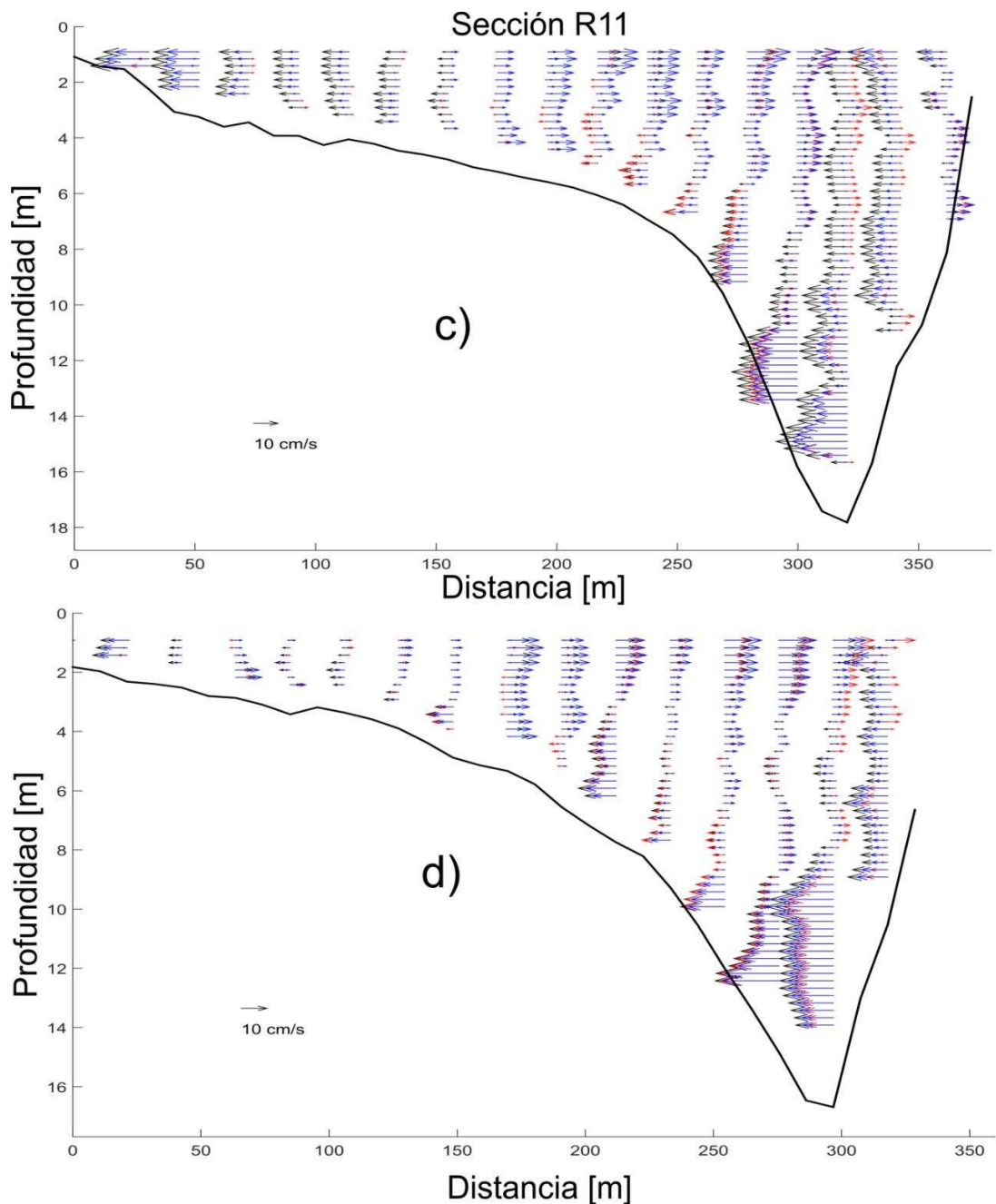


de plantear balances en subáreas y no en toda la sección transversal.



**Figura 5. 12.-** Corrientes secundarias para secciones de ápice descompuestas por diferentes métodos distinguidos por colores: i) negro, método de línea central; ii) rojo, Rozovskii y iii) azul, cero caudal. Cabe destacar que las figuras a y b corresponden a las sección R7, y c y d a R11, para C2013 y C2014b, respectivamente.

Se destaca que el método de Rozovskii identifica los movimientos helicoidales aunque las intensidades de los vectores sea aún motivo de discusión (Lane et al., 2000; Morell, 2016).



**Figura 5.12.- continuación.**

Por el contrario, el método de Rozovskii no identifica ningún patrón unidireccional del flujo como el presente sobre el point bar, producto de la transferencia de caudales hacia la margen externa, sí identificado por el método de CQ. Sin embargo, el método de CQ presenta problemas en secciones donde existe un cambio en la dirección dominante del flujo en la transversal producto, por ejemplo, de una expansión o confluencia del flujo (Szupiany, 2008). Notar por ejemplo en Figura 5.13 donde se muestra las secciones intermedias entre R7 y R11 para C2013, la sección R6, muestra una expansión del flujo producto del aumento de ancho en esta zona. Aquí, la desviación del flujo hacia la margen externa en la zona central es “compensada” por un flujo de sentido inverso hacia la margen interna, sobre el point bar,

comportamiento opuesto al generado hacia aguas abajo (secciones R7, Figura 5.12). Similar condición se muestra en R8, pero en este caso entre el centro del cauce y margen externa. Esta problemática es común en grandes cauces como los presentes en el sistema del Paraná, donde los elevados anchos producen diferentes direcciones dominantes del flujo para una misma sección, generando patrones erróneos o bien el ocultamiento de estructuras coherentes del flujo, si se considera un caudal cero en la transversal.

Por lo tanto, dada las ventajas y desventajas de los métodos planteados, y al objetivo central del presente capítulo de analizar el comportamiento del flujo helicoidal, se empleará el método de Rozovskii, el cual identifica adecuadamente este movimiento coherente.

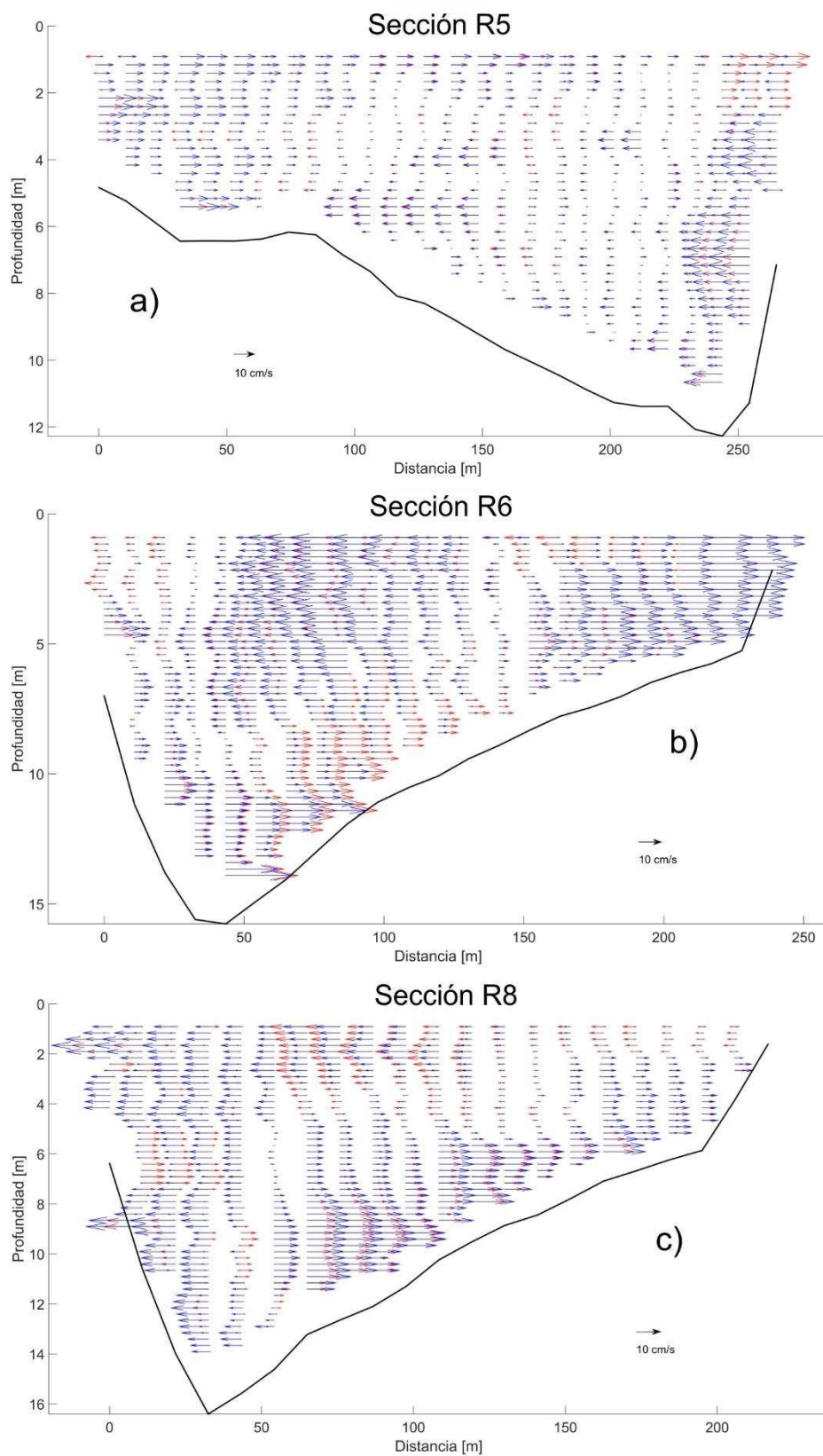
#### **5.5.3.2.2 Comportamiento de la estructura de flujo. Relevamientos C2013 y C2014b**

En Figura 5.14 se presenta el campo de velocidades primarias y secundarias ( $u_p$  y  $u_s$ , respectivamente), obtenido mediante la descomposición por el método de Rozovskii (1957) para ambos relevamientos/estados hidrométricos.

Como comportamiento general, se destaca el inicio de la formación de la celda secundaria entre las secciones en donde se produce el cambio en la posición del thalweg y centros de máxima velocidades de margen a margen, es decir entre secciones R1-R2, R5-R6 y R9-R11 para cada una de las curvas estudiadas. En estos subtramos, se ocasiona un rápido cambio en el sentido de rotación de la celda secundarias, la cual se genera en la zona del ápice anterior y se propaga hacia aguas abajo hasta inmediatamente aguas arriba de la curva siguiente. Es de resaltar la permanencia de estas celdas hacia aguas abajo, a pesar de las elevadas relaciones entre el ancho y la profundidad y las formas de fondo presentes, lo cual se ha sugerido como las responsables de romper los movimientos coherentes del flujo en grandes cauces (Parsons et al., 2003). El ancho de estas celdas abarca gran parte de la sección transversal aguas abajo del ápice perdiendo su intensidad y tamaño al acercarse al comienzo de la siguiente curva. Sobre el ápice, la celda se concentra entre el quiebre del point bar y margen externa, en coincidencia con la concentración del flujo. Del campo de velocidades primarias, es de destacar la abrupta transferencia de caudales de margen a margen en una distancia hacia aguas abajo del orden de 2-3 veces el ancho del cauce, i.e. entre secciones R2-R3, R6-R7 y R10-R11. Similar comportamiento es observado para ambos estados hidrométricos, aunque con menores intensidades de las celdas secundarias para la condición de C2014b.

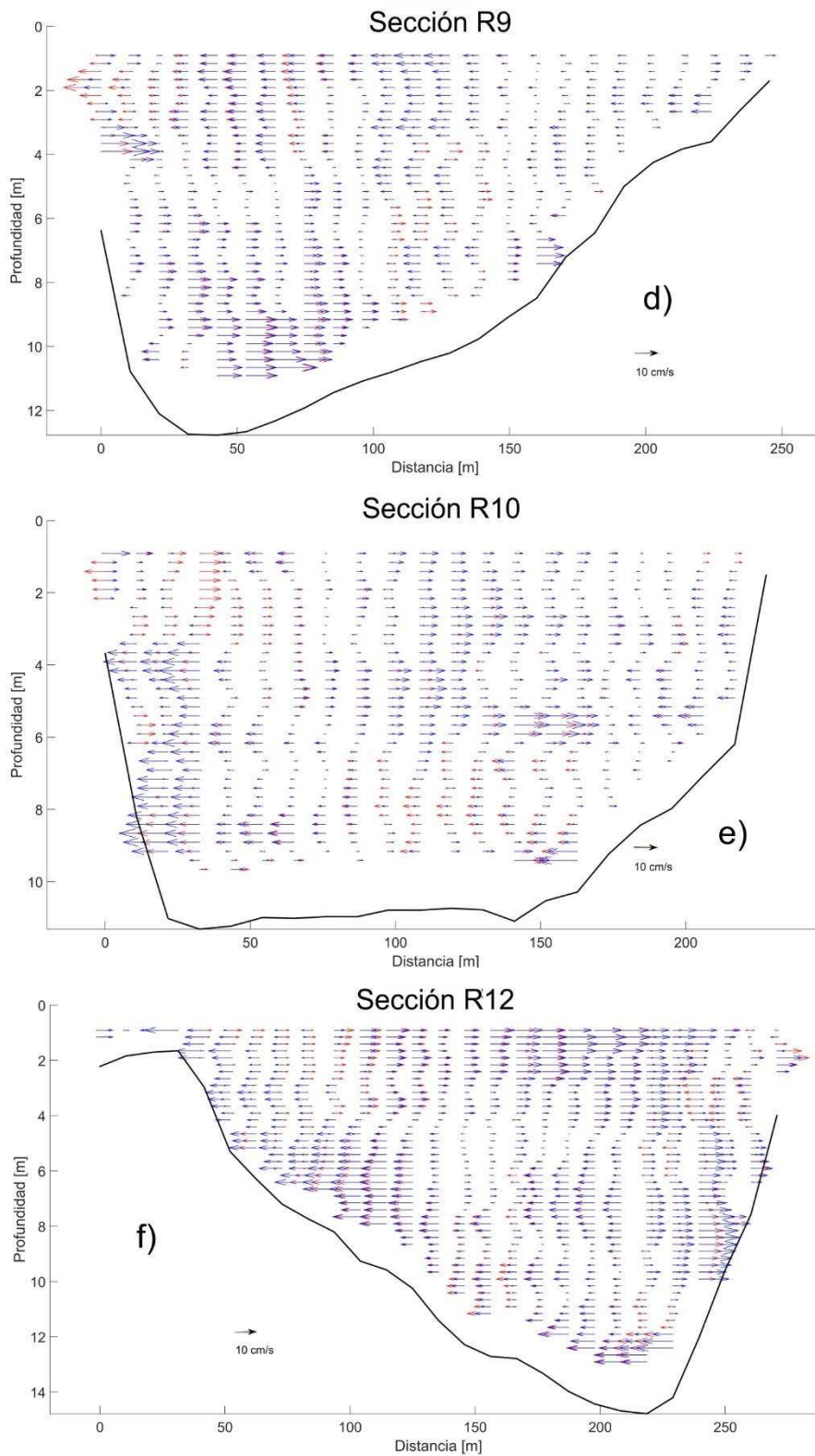
Sobre la curva correspondiente al primer ápice (sección R3), la estructura de flujo en esta se inicia con un flujo secundario en R2, previo a un rápido cambio en el sentido de rotación (sección R1). A partir de R2, se identifica una celda secundaria la cual se conserva en

intensidad, posición y dirección de rotación hasta la sección R5.



**Figura 5. 13.-** Corrientes secundarias para secciones entre ápices descompuestas por diferentes métodos distinguidos por colores: i) rojo, Rozovskii y ii) azul, cero caudal transversal. Cabe destacar que las figuras corresponden al relevamiento C2013.R5, R6, R8, R9, R10 y R12.



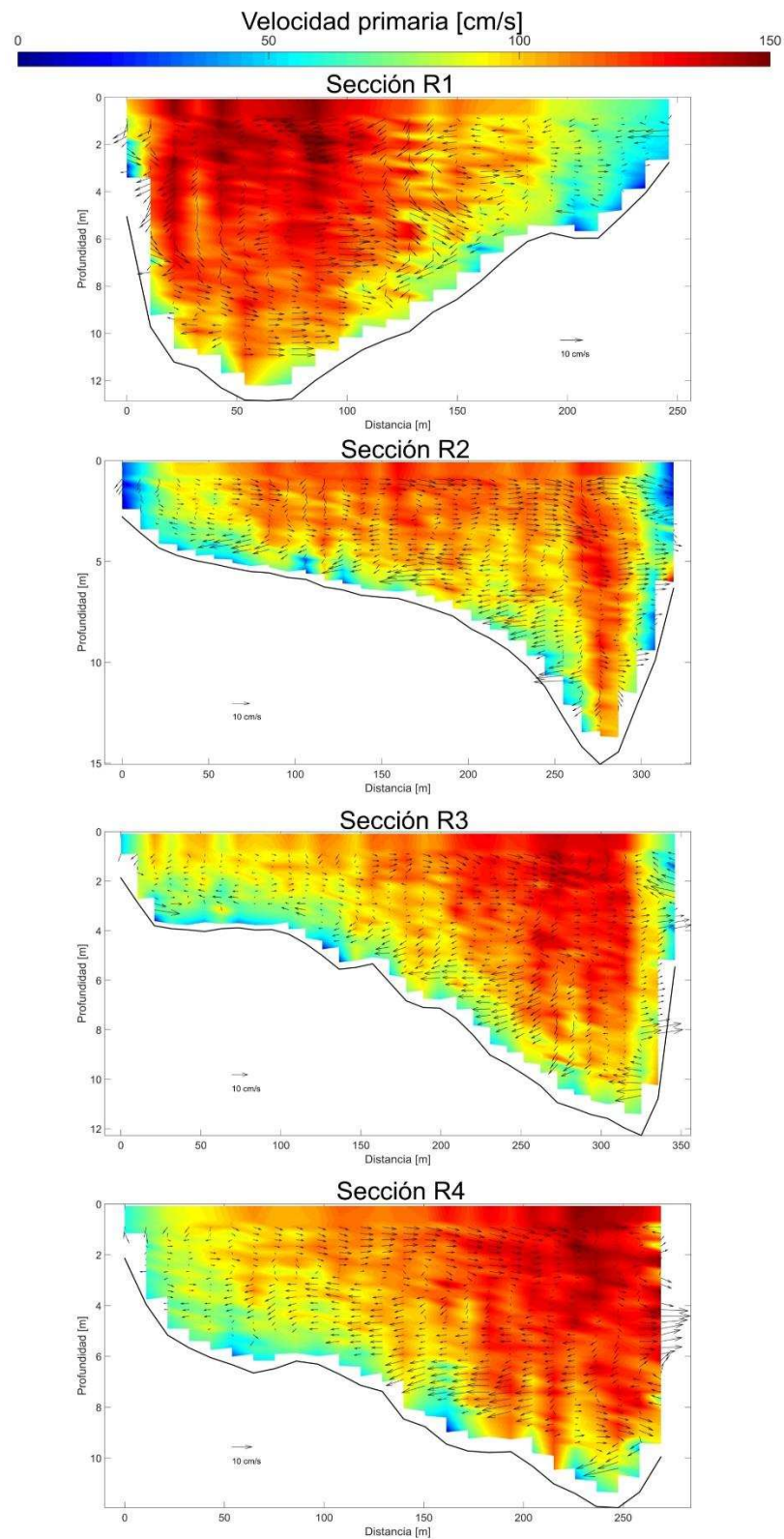


**Figura 5. 13.- Continuación.**

En esta primera curva el centro de máximas velocidades primarias se desplaza de una margen a otra entre R1 y R2 y se concentra sobre la misma hasta R5. Notar una zona de expansión en la curva, produciendo una disminución de las velocidades primarias en la zona del ápice. Por su parte entre R3 y R5, se produce una aceleración y concentración del flujo primario

124

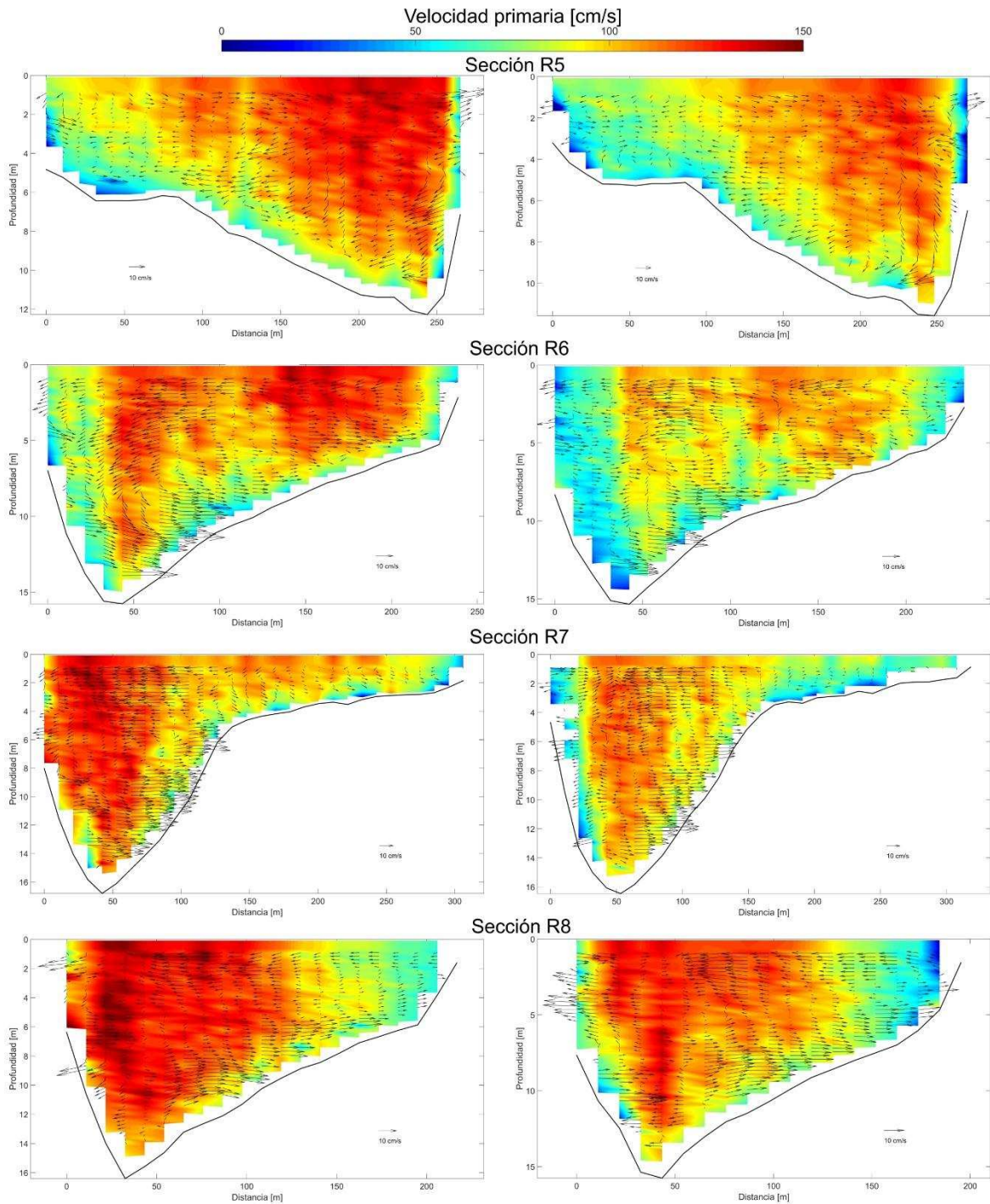
sobre la margen derecha, acompañada por una reducción del ancho del cauce.



**Figura 5. 14.-** Velocidad primaria del flujo ( $u_p$ ), secundaria ( $u_s$ ) de la campaña C2013 y C2014b (margen izquierda y derecha, respectivamente). Ver Figura 5.5b para su ubicación en planta.

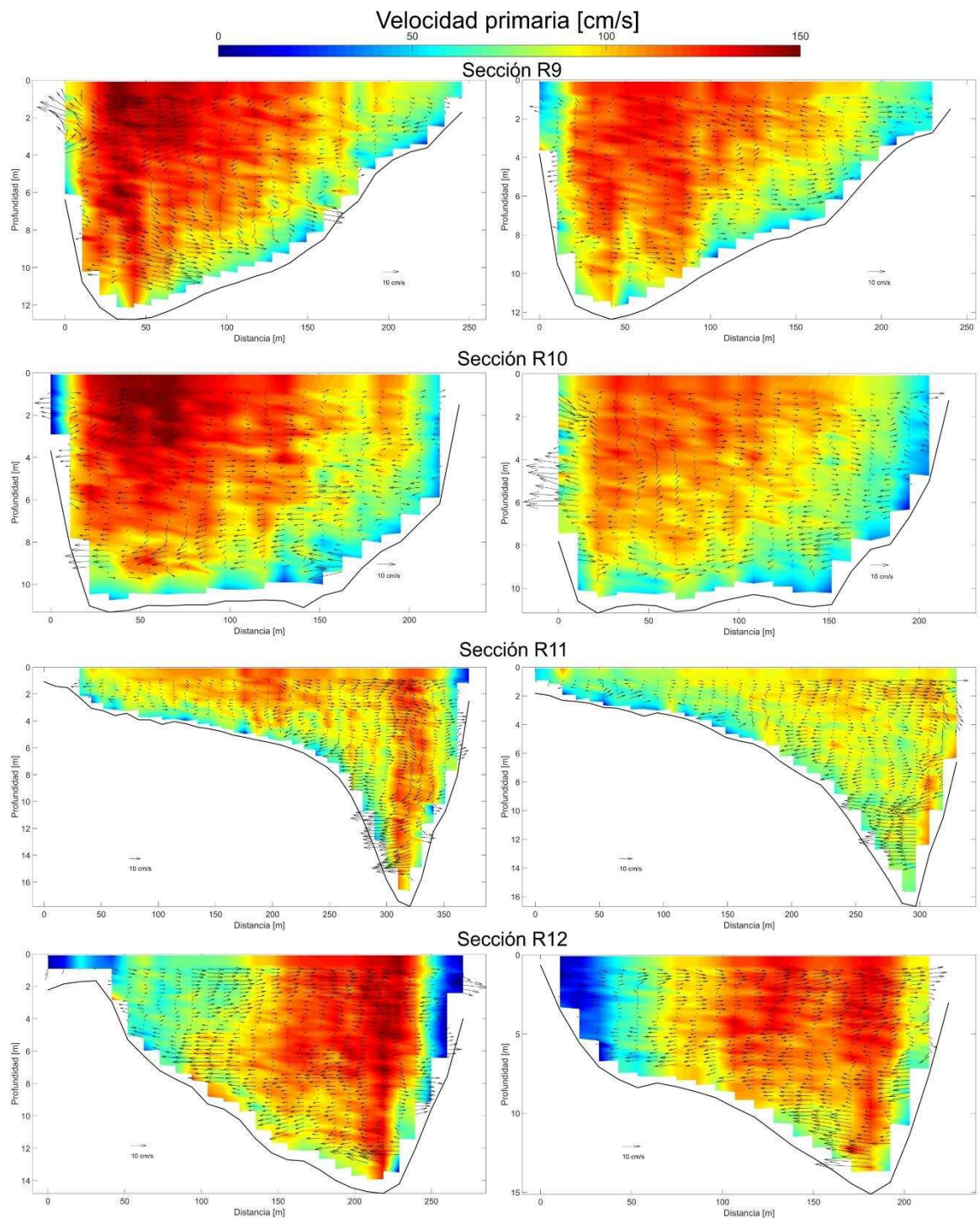
Entre secciones R5 y R6 se inicia una nueva celda secundaria, en este caso en sentido opuesto

a la previa, la cual ocupa toda la sección en R6 y luego se concentra en la región externa en R7. Se distingue entonces una reducción del ancho de la celda secundaria que ocupa sobre la sección, pasando de un 90% en R6 a un 40% en R7. Notar que en R7, la celda se encuentra entre la vertical de máxima profundidad y el punto de quiebre del point bar. Hacia aguas abajo, la celda mantiene su ancho e intensidad, desapareciendo recién inmediatamente aguas abajo (sobre sección R9).



**Figure 5.14.- continuación.**





**Figure 5.14.- continuación.**

Al igual que en el tramo medio anterior, en secciones R8, R9 y R10 el centro de máximas velocidades primaria sigue alineado sobre la margen izquierda con un aumento en las velocidades máximas y disminución del ancho de sección. La tercera curva inicia su celda entre las secciones R10 y R11. Sobre esta última, se distingue una celda secundaria desarrollada nuevamente entre la zona del quiebre del point bar y la margen externa. El rápido cambio en el núcleo de máximas velocidades primarias de margen a margen produce un abrupto aumento de la curvatura, mayor que el observado en planta. Este comportamiento

causa un incremento en la transferencia de caudal transversal hacia la margen externa, generando un extenso point bar en la sección y hacia aguas abajo (cubriendo más de un 60-70% del ancho de la sección). El movimiento helicoidal tiene un vínculo con el fenómeno anteriormente descrito, resultando en celdas secundarias más concentradas en el ápice y sin interacción con el point bar, lo que sigue una pobre transferencia del flujo y sedimentos sobre el mismo, disminuyendo el recrecimiento de la margen interna de la curva por sedimentación, tal lo observado en pequeños cauces meandriformes.

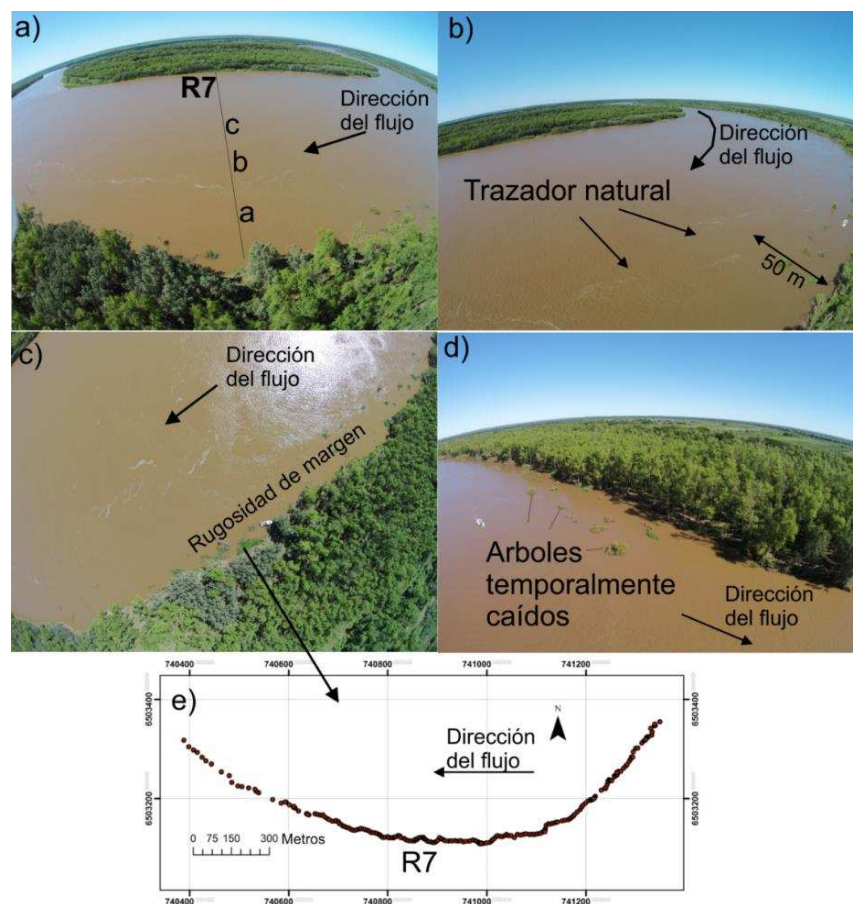
Este comportamiento también puede ser detectado en Figura 5.7, en donde las líneas de crestas de las formas de fondo sobre el point bar presentan un comportamiento cuasi-perpendicular al flujo. El movimiento desigual entre margen interna (sedimentación) y externa (erosión), sería el responsable del aumento de anchos en zona de ápices, tal se observa en R3, R7 y R11 (Figura 5.11 y 5.14).

Otra característica distintiva mostrada en Figura 5.14 es la disminución de velocidades y un patrón de flujo aleatorio (no coherente) en cercanía de las márgenes, presente para todas las secciones, y especialmente en aquellas localizadas sobre el ápice de las curvas. Este comportamiento se debe a la influencia de la rugosidad de las márgenes producidas principalmente a la presencia de vegetación, la cual genera un patrón de erosión irregular (Figura 5.15). Además, claramente sobre margen exterior de la sección R7, se presentan árboles caídos, lo que origina una resistencia adicional al flujo y disminución de las velocidades. De Figura 5.14 y relevamientos con drone en la zona, se determinó que esta franja de influencia o afectación puede superar los 50 m (ver Figura 5.15), es decir mayor a un 10% del ancho de la sección. A fin de evaluar este efecto, se realizaron mediciones con ADCP en forma estática (i.e. con el bote anclado durante 15 min.) en cercanías de la margen externa, centro del cauce y sobre una vertical intermedia entre ambas coincidente aproximadamente a la capa de corte que se genera en esta zona (ver sección R7, Figura 5.3 para ubicación).

En Figura 5.15 se presenta la ubicación de los perfiles verticales evaluados. Cabe destacar que estas imágenes fueron capturadas con el equipo drone en la campaña C2014b (Ver detalles en 2.3.4.4).

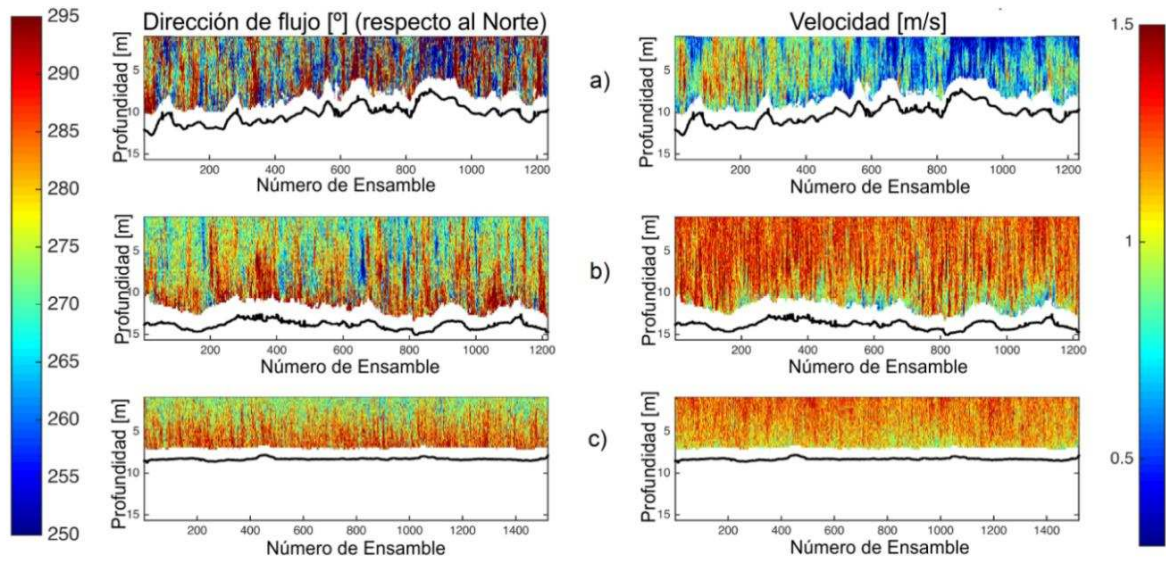
La Figura 5.16, muestra la variación de la dirección del flujo (respecto al norte) y la velocidad en diferentes verticales sobre la sección transversal R7, a 30 m, 60 m y 150 m de la margen izquierda/externa (Figura 5.15, puntos a, b y c, respectivamente). Se puede apreciar la clara e importante variación del flujo, tanto en la intensidad como en las direcciones en el punto más cercano de la región externa (a) ubicada dentro de la capa de afectación de la rugosidad. Notar que las variaciones en la profundidad se debieron a la

imposibilidad de que la embarcación permanezca inmóvil en un punto, dado los importantes remolinos presentes en esta zona. Este comportamiento aleatorio se va reduciendo gradualmente hacia la región media del cauce, desarrollando un flujo más uniforme, en concordancia con el efecto de la rugosidad de la margen y presencia de vegetación caída. En efecto, se produce una reducción en la velocidades y desplazamiento del núcleo de máxima velocidades, máximas profundidades y de la celda secundaria. Cabe destacar que esta rugosidad de la margen externa (Figura 5.15e) podría prevenir la formación de pequeñas celdas de circulación opuesta a la principal sobre la región externa superior (Blanckaert y Graf, 2001, 2004; Termini y Piraino, 2007).



**Figura 5. 15.-** Características de la rugosidad de margen en cercanía de sección R7. Ubicación de mediciones estáticas. Imagen aérea tomada con un equipo Drone provisto por el Centro de estudios y Tecnología del Aguas de la UNC.

Nótese además que sobre el cauce se ha observado *in situ* una capa de corte producto de un trazador natural a unos 50 m (Figura 5.15b) de la margen izquierda o externa del cauce (i.e. entre los puntos a y b aquí analizados). Cabe destacar que debido a las limitaciones propias del equipo ADCP no es posible realizar mediciones acústicas directas de parámetros de turbulencia que otorguen mayor información sobre dicho fenómeno.



**Figura 5. 16.-** Dirección y velocidad del flujo obtenida de mediciones estáticas con ADCP (intervalo de 15 min.) en las verticales a, b y c (ver Figura 5.15a) sobre la sección R7.

#### 5.5.4 Transporte de sedimento suspendido. Interacción con el flujo

##### 5.5.4.1 Distribución longitudinal de caudales líquidos y sólidos

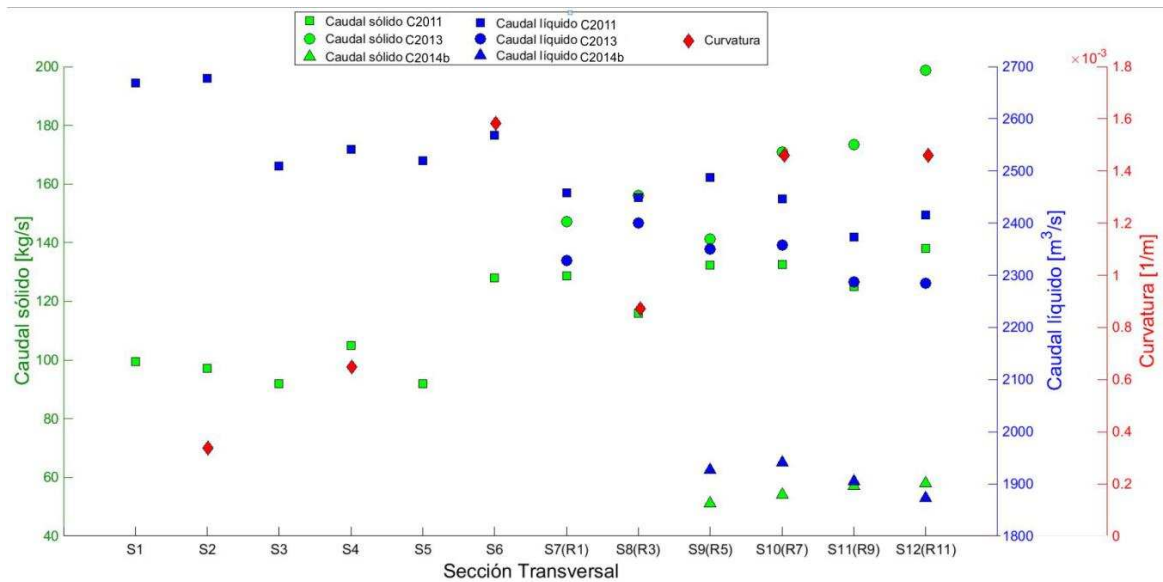
En Figura 5.17 se presenta la distribución desde la embocadura del río Colastiné hacia aguas abajo (sección R12) del caudal líquido ( $Q$ ), y el transporte de sedimento de fondo suspendido ( $G_{ss}$ ) para los relevamientos C2011 (secciones S1 a S12, Figura 5.5a); C2013 (secciones R1 a R12, Figura 5.5b) y C2014b (secciones R5 a R12, Figura 5.5b). Para el relevamiento C2011 se observa una disminución de  $Q$  a partir de la sección S3 hacia aguas abajo, producto de la transferencia de caudal hacia la planicie (aproximadamente  $250 \text{ m}^3/\text{s}$  en los 16 km de tramo, i.e. un 12% del total de la descarga que ingresa en S1) dada la condición de desborde presente en dichos relevamientos. Esta transferencia fue corroborada visualmente en campo, a través de la presencia de zonas de desborde bien definidas. Sin embargo, es notable el comportamiento inverso para  $G_{ss}$ , a través de un incremento hacia aguas abajo desde la sección S1.

Para el relevamiento C2011, desde las secciones S1-S2-S3 a S12, se produce un aumento de aproximadamente  $30 \text{ kg/s}$ , el cual representa un 30% del  $G_{ss}$  medido en la embocadura. Para C2013 se distingue un mismo comportamiento (i.e. incremento de  $G_{ss}$  y descenso de  $Q$ ), aunque con valores superiores en las últimas secciones, dentro de la incertidumbre del método de cálculo (ver Capítulo 3). Notar además, que este aumento tiene una correlación con el aumento de los radios de curvatura (a partir de sección S6) sugiriendo un efecto de resuspensión del sedimento en esta zona de meandros de elevada curvatura.



### 5.5.4.2 Distribución transversal del $C_{ss}$ y su relación con la estructura del flujo

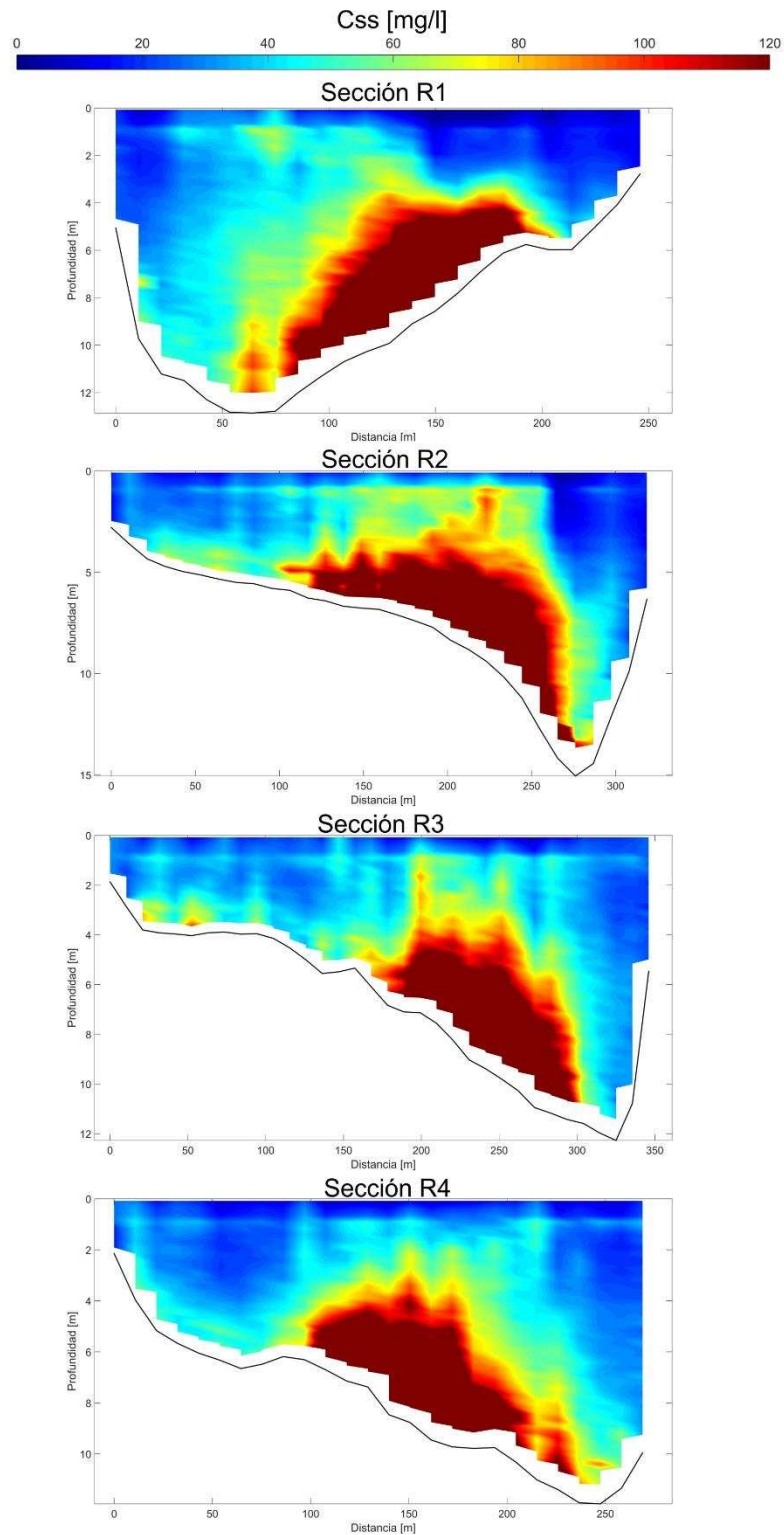
El campo de concentraciones del sedimento suspendido de fondo se presenta en la Figura 5.18 para las secciones relevadas en C2013 y C2014b. Para ello se utilizó el código ASET ya presentado en el Capítulo 3. El comportamiento general de dicha variable muestra una gran similitud para todas las secciones transversales, ubicándose las máximas concentraciones sobre el centro del cauce con pequeñas variaciones hacia las márgenes. El punto más destacable de estos resultados es la no coincidencia con los centros de máximas velocidades, sugiriendo un claro efecto de las corrientes secundarias en la distribución transversal de este sedimento.



**Figura 5. 17.**-Variación del caudal líquido ( $Q$ ), sólido ( $G_{ss}$ ) y curvatura ( $1/\text{Radio}$ ) desde embocadura hacia aguas abajo (sección R12) para los relevamientos C2011, C2013 y C2014b.

Hay dos puntos en la estructura del flujo que incide en esta redistribución del sedimento suspendidos. Por un lado, el flujo tipo  $\beta$  (producto de la transferencia de caudal transversal de margen a margen en las curvas), el cual debido a su distribución en la vertical (i.e. en aumento desde el fondo hacia superficie) no afecta considerablemente a las concentraciones de sedimento, las cuales se concentran en las cercanías del fondo, produciendo un escaso efecto de transferencia de sedimento desde margen interna a externa. Por el contrario, el flujo Tipo  $\alpha$  (flujo helicoidal) el cual, tal lo descrito en Sección 5.5.3.2.2, se origina en las curvas y se propaga hacia aguas abajo, hasta el inicio de la siguiente curva, e influye fuertemente sobre el núcleo de máximas concentraciones redistribuyéndolo desde margen externa hacia el centro del cauce, de acuerdo a la intensidad que presentan las celdas

secundarias. Este efecto será descrito y evaluado con mayor detalle en Capítulo 6. Este comportamiento es apreciable en Figura 5.18. Notar además que en secciones del ápice (R3, R7 y R11) se observa una mayor concentración del sedimento, justamente en las secciones donde se combinan con una mayor intensidad ambos tipos de flujo (con efectos en direcciones contrarias).



**Figura 5. 18.-** Campo de concentración de sedimento suspendido de fondo sobre las secciones relevadas en C2013 y C2014b (margen izquierda y derecha, respectivamente).



Para el mayor número de secciones, en especial R2, R5, R6, R7, R10 y R11 se observa una disminución de la velocidad del flujo (comparar Figura 5.14 con 5.18) en la zona donde se localiza el centro de máximas concentraciones. En algunos casos, esta disminución produce un división de centro de máxima velocidad (notar este comportamiento en R2, R6, R7 y R11). Mayores investigaciones se deben realizar para explicar si este comportamiento es debido a la traslación de las partículas a menor velocidad del flujo (incumplimiento de la suposición de los ADCP, medición de la velocidad a través de la partícula sólida) o una real disminución de la velocidad del flujo producto de la presencia de altas concentraciones, o bien probablemente, la ocurrencia de ambos procesos.

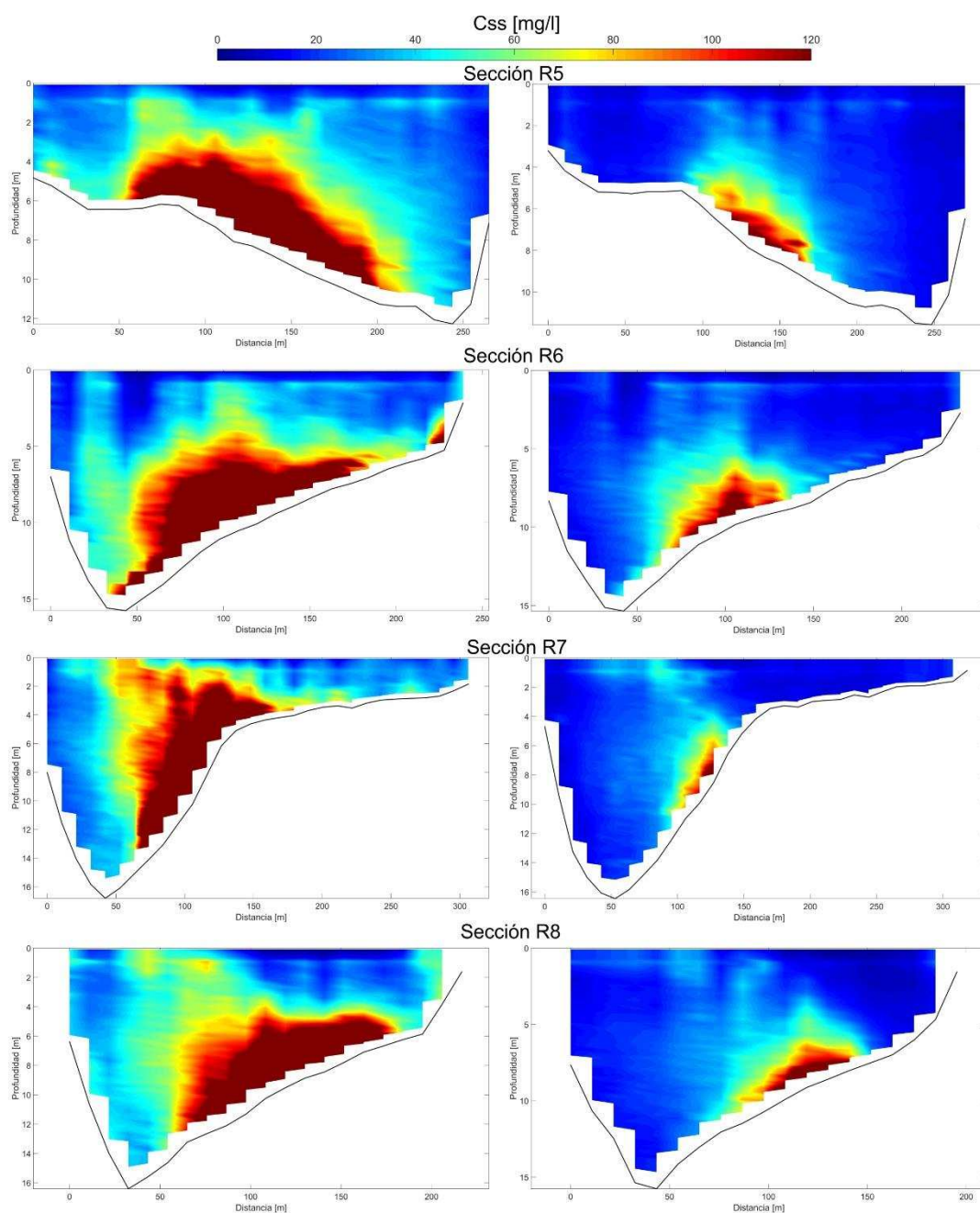


Figura 5.18.- continuación.

En Figura 5.19 se muestran las líneas que unen los núcleos de máximas velocidades y máximas concentraciones de material de fondo en suspensión para las campañas C2013 y C2014b. Nótese que mientras el flujo se adapta rápidamente a los cambios de curvatura y morfología, el comportamiento del sedimento i.e. desplazamiento sobre la transversal, parece reducido manteniéndose sobre el centro del cauce, tal los procesos descritos anteriormente. Nuevamente esto explicaría la gran extensión del banco interno y su desarrollo hacia aguas abajo, hasta el inicio de la próxima curva aguas abajo (ver Figura 5.6).

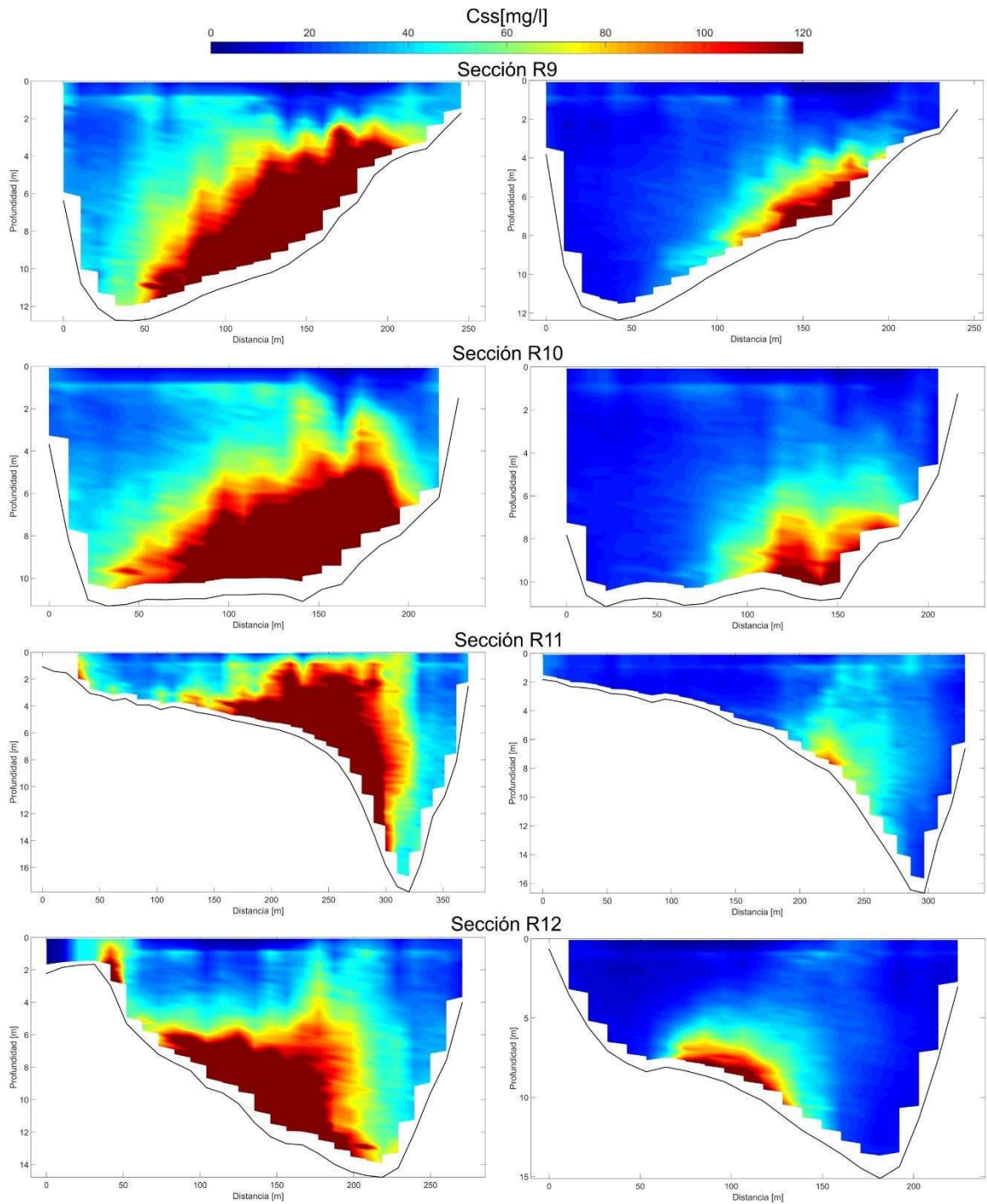
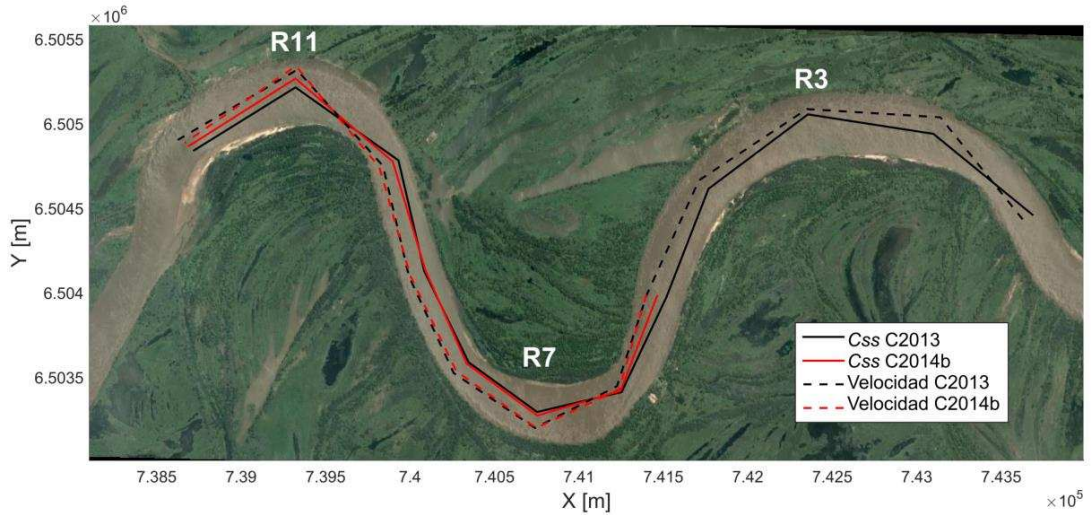
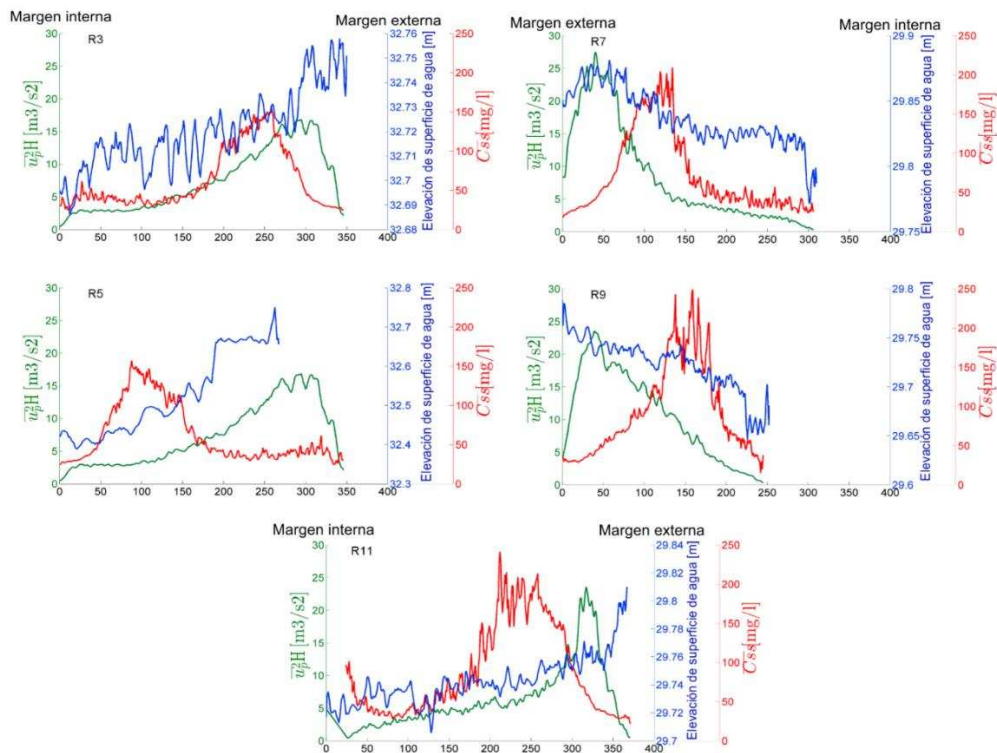


Figura 5.18.- continuación.



**Figura 5. 19.-** Líneas que unen los centros de máximas velocidades y núcleos de concentración de sedimento suspendido para C2013 y C2014b. Coordenadas UTM.

La Figura 5.20 ilustra el comportamiento en la sección transversal entre la superficie de pelo de agua, el término de la fuerza centrífuga ( $u_p^2 H$ ) y la concentración media de sedimento suspendido de fondo media en la vertical. Tanto la superficie de pelo de agua como la fuerza centrífuga presentan picos definidos sobre la región externa de la curva en concordancia con la presencia de celdas secundaria.



**Figura 5. 20.-**Distribución de la fuerza centrífuga ( $u_p^2 H$ ), elevación de superficie de agua y concentraciones de sedimento suspendido. La elevación de la superficie de agua se encuentra en un plano de referencia arbitrario propio del sistema de posicionamiento DGPS.

Las Figuras 5.12 y 5.14 sugieren que la aceleración convectiva es debido a la reducción de profundidad (sobre el point bar) y a la aceleración del flujo sobre la región externa del banco (máxima profundidad). Además, la fuerza centrífuga sobre esta región externa es elevada, produciendo sobre la sección transversal una pendiente de la superficie de agua y el movimiento helicoidal ya descrito.

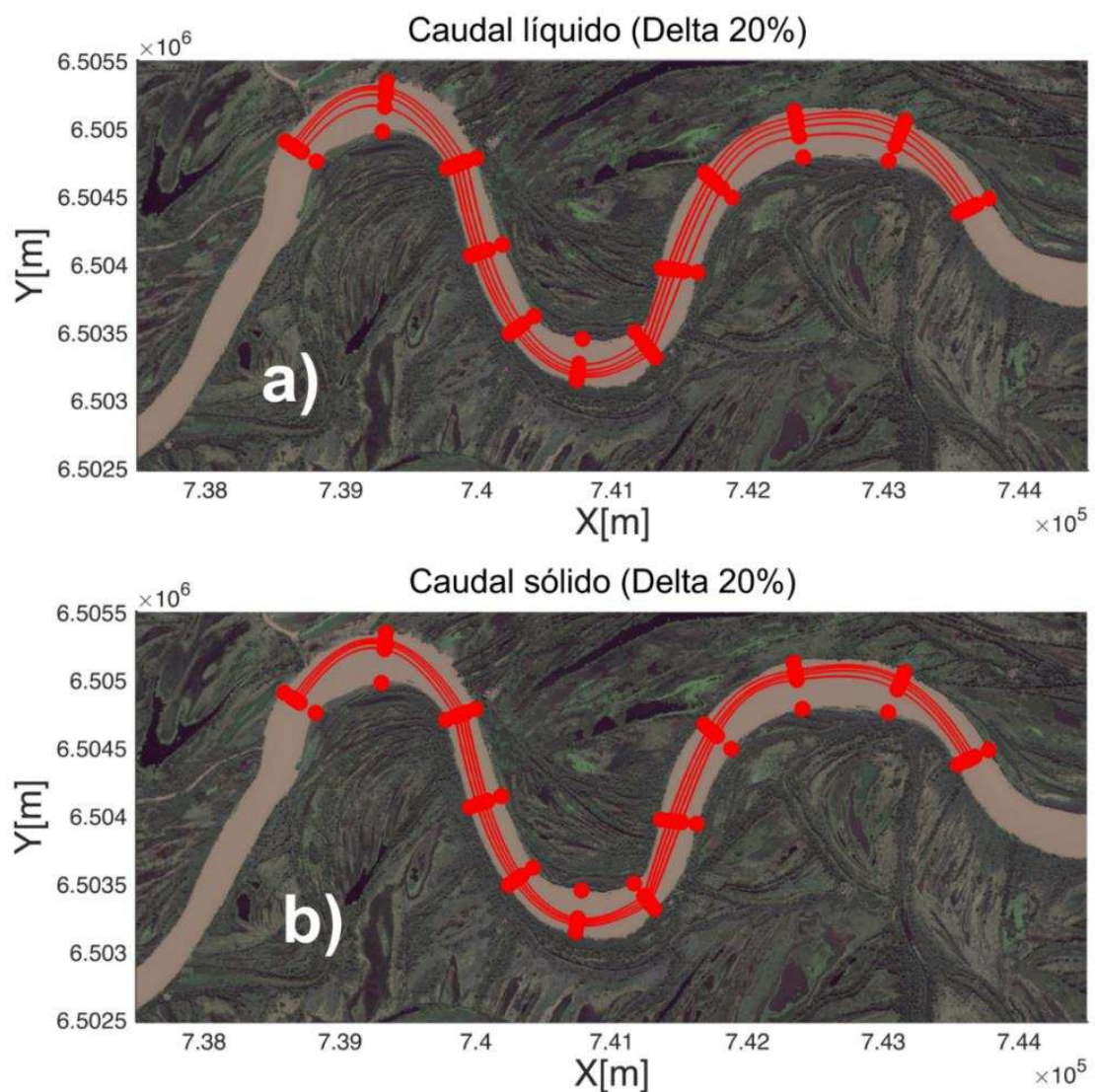
Para finalizar la Figura 5.21 muestra las isolíneas de caudal líquido y sólido con un delta de magnitud de 20% entre las mismas para la campaña C2013. Se destaca la concentración de sedimento debido a los efectos de redistribución presentes en las secciones medidas. Se distinguen el efecto de concentración del caudal líquido sobre la sección el cual cerca del 80% de este es transportado en la región de máxima profundidad, en un ancho no mayor al 50% de  $B$  en todo el tramo. Sobre el point bar, se produce un importante desaceleración del flujo para todas las curvas lo cual sugiere, sumado al nulo efecto de redistribución de sedimento producto del flujo secundaria en esta zona, un avance del banco por acreción vertical más que por avance de la margen externa, como es característico de sistemas más pequeños y de baja relación ancho/profundidad. Las isolíneas de caudal sólido presentan una gran concentración, sobre el centro de la sección dados los procesos de redistribución de los flujos secundarios ya mencionados anteriormente. En cuanto a la tasa de transporte por fondo no han sido analizados, las líneas de corriente y el comportamiento del movimiento helicoidal (i.e. ocupando una baja porción del ancho del canal), sugieren que las partículas de fondo presentan una limitada desviación en la transversal, indicando que son transportadas aguas abajo al siguiente ápice.

## 5.6 Consideraciones adicionales

Los resultados del presente capítulo provén de una descripción detallada de la estructura de flujo y morfología, su vínculo con el transporte de sedimento suspendido y el rol de la rugosidad de la margen externa, para diferentes estados hidrométricos en un gran cauce meandriforme ( $B/H > 50$ ). Una de la principal característica distintiva de este sistema es la gran extensión del point bar ( $>$  al 50% del ancho en el ápice) y una concentración del flujo helicoidal en una región estrecha de la sección transversal. A fin de realizar un análisis comparativo, en la Figura 5.22 se presentan perfiles transversales de fondo adimensionalizados sobre las secciones correspondientes a los ápices, comparándose con aquellos obtenidos de experimentos en laboratorio desarrollado por Hooke (1975). Cabe destacar que en este último la geometrías del cauce presentan relaciones  $B/H < 20$ , con  $B=1$  m y relación radio curvatura y ancho ( $R/B$ ) de 0.12, muy inferiores a las del Colastiné. Se desprende de la Figura 5.22 que los meandros en estudio presentan profundidades relativas



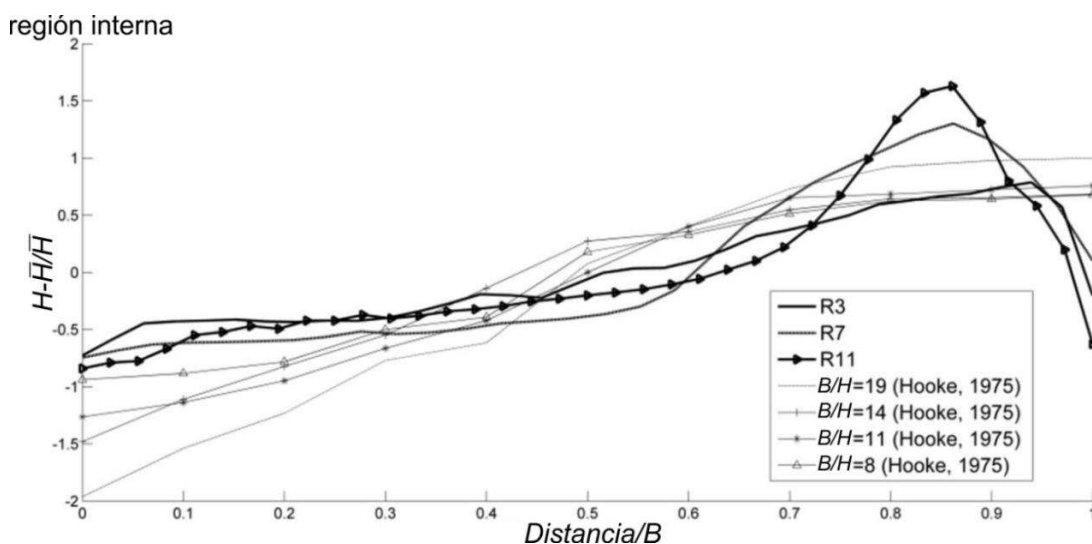
mayores en la zona del point bar (menor recrecimiento del mismo), con una forma cuasi-plana. Sobre el tramo medio se observa una abrupta profundización particularmente en curvas de ápices R7 y R11, generando un quiebre definido del point bar, comportamiento que no ocurre en los experimentos de Hooke (1975), en donde la pendiente de fondo es aproximadamente constante desde la margen interna hasta el thalweg. Esto puede deberse a la acción de una mayor concentración de caudal hacia margen externa y el confinado movimiento helicoidal, diferente al flujo secundario desarrollado en toda la sección transversal en los experimentos de Hooke (1975).



**Figura 5. 21.-** Comportamiento de isolíneas de caudal líquido (a) y sólido (b) sobre el tramo relevado en C2013. Cabe destacar que el delta de magnitud utilizado es de 20%.

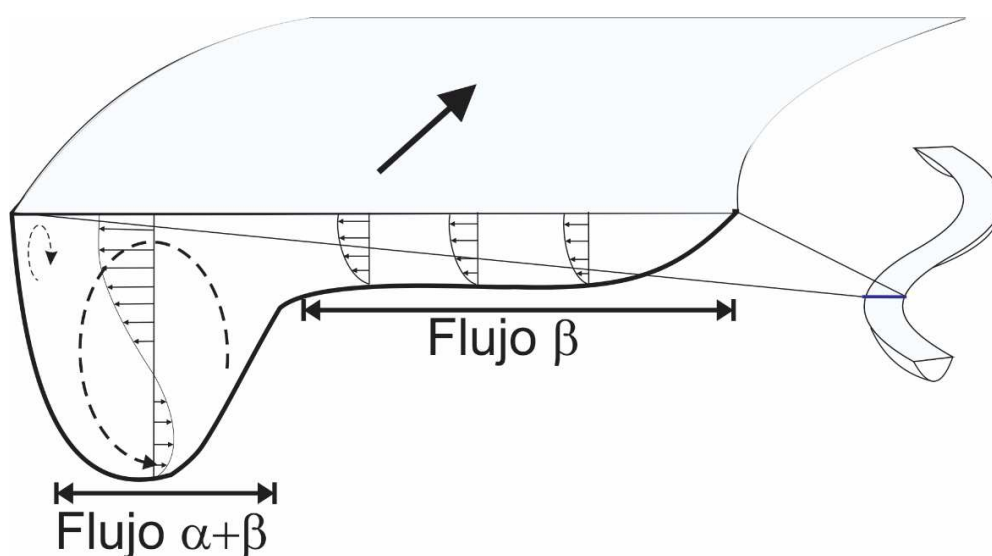
Respecto a los métodos de descomposición de estructura de flujo se desprende que el propuesto por Rozovskii (1957), representa correctamente el flujo helicoidal a lo largo de la curva de un gran cauce meandriforme, aunque debido a las hipótesis de este, no refleja de

manera correcta los distintos tipos de flujos descritos por Yalin (1992), y observados en laboratorio (Termini y Piraino, 2011). Particularmente hablamos del flujo tipo  $\beta$ , claramente visible sobre el point bar (Figura 5.12) para el método de cero caudal transversal. En otras palabras se ha detectado ambos tipos de flujo  $\alpha$  y  $\beta$  para el Colastiné, aunque para su identificación es necesario aplicar ambos métodos de descomposición, hablamos de Rozovskii y cero caudal por separados.



**Figura 5. 22.**-Variación de perfiles transversales en canales de laboratorio (Hooke, 1975) y sobre meandros del río Colastiné (C2013). La progresiva cero corresponde a margen convexa (interna),  $\bar{H}$  es profundidad media de toda la sección y  $H$  profundidad en la vertical.

Por lo tanto, el modelo simplificado del flujo secundario en el Colastiné es el presentado en Figura 5.23, que consiste en una combinación de flujo  $\alpha$  y  $\beta$  presentados por Yalin (1992).



**Figura 5. 23.**- Modelo conceptual de los tipos de flujo presentes en la sección de ápice del río Colastiné.



## 5.7 Conclusión

El presente capítulo presenta una detallada descripción y análisis de la interacción entre la estructura de flujo, transporte de sedimento suspendidos y morfología del río Colastiné, un gran cauce secundario meandriforme del sistema río Paraná, el cual se caracteriza por una elevada relación  $B/H$  ( $>50$ ). Se analizó un tramo general de aproximadamente 20 km el cual comprende, desde su embocadura con el cauce principal del Paraná, a una sucesión de meandros libres, dando características de “laboratorio natural”, óptimo para alcanzar los objetivos buscados aquí. Los resultados alcanzados pretenden ser un avance en el conocimiento del comportamiento de ríos meandriformes, en especial aquellos presentes en grandes sistemas en donde, dada la dificultad en la cuantificación de las variables por la escala espacial involucrada, no han sido hasta el momento adecuadamente analizadas. En este sentido, la combinación de metodologías diseñadas previamente por el grupo de investigación y el desarrollo de nuevos códigos computacionales para el tratamiento de las mismas, han permitido la obtención y descripción de variables y su interrelación no alcanzada hasta el momento en otros estudios. A continuación se detallan las principales conclusiones obtenidas:

**a) Morfología:** El Colastiné presenta un point bar extenso en ancho y longitud, cuyo mayor desarrollo se encuentra en el ápice de la curva (ocupando más de un 50% de la sección transversal) con una configuración aproximadamente plana, produciendo un quiebre definido al aproximarse al thalweg ubicado sobre la margen externa. Esta característica parece acentuarse en curvas con menores radios de curvatura (R7 y R11), mientras que para R3 el point bar se asemeja al desarrollado en cauces menores. El thalweg desarrolla una configuración definida sobre el fondo siempre en la margen externa de la curva hasta inmediatamente el inicio de la siguiente curva, en ese punto se desarrolla un cambio brusco de la curvatura, considerablemente más elevada en comparación con la observada en planta (Figura 5.6).

**b) Estructura de flujo:** El comportamiento del flujo medio en el tramo, tanto para C2013 y C2014b, presenta similitudes, las cuales se caracterizan por una aceleración del flujo en la zona entre ápices (sobre la región cercana a la margen) acompañado por una disminución del ancho del cauce. Sobre la zona del ápice, el ancho del mismo se incrementa produciendo una desaceleración del flujo y concentración marcada sobre la margen externa. Se distingue un cruce abrupto de las máximas velocidades de margen a margen en la zona inmediata antes del ápice de la curva, siguiendo al thalweg. Este comportamiento genera una fuerte transferencia transversal de caudales (a través del flujo tipo  $\beta$ ), concentrando los mayores

caudales específicos sobre la margen externa, los cuales se mantienen hacia aguas abajo sobre esta margen hasta el inicio de la siguiente curva.

La celda secundaria (movimiento helicoidal descrito a través del método de Rozovskii), comienza a desarrollarse al inicio del cambio brusco del thalweg aguas arriba del ápice de la curva, con intensidades bajas pero ocupando gran parte del ancho (80%). Luego reduce su ancho incrementando su intensidad sobre la sección del ápice hasta localizarse en la región (Figura 5.14). Estas celdas presentan intensidades máximas de hasta un 20% de la velocidad primaria y se mantienen hacia aguas abajo, perdiendo intensidad, hasta el inicio de la siguiente curva en donde, en una distancia de 2-3 veces el ancho, cambian el sentido de rotación de acuerdo a la nueva, y opuesta, curvatura. La ausencia del movimiento helicoidal (flujo tipo  $\alpha$ ) sobre el point bar indicaría la ausencia del proceso de transferencia de sedimento donde la partícula se desplaza de la región erosionada a la interna (Dietrich, 1987). Por el contrario, se sugiere que el mecanismo de recrecimiento del point bar es por acreción vertical producto de la desaceleración del flujo sobre esta zona, lo que explica su configuración plana y el menor avance de la margen interna con respecto a la externa, produciendo así un incremento del ancho del cauce en esta zona. Para períodos de aguas bajas, la exposición de parte del point bar, produce un rápido crecimiento de vegetación, favoreciendo la deposición de sedimentos posterior para niveles mayores. Ver en ítem 5.5.2 la composición del material de bancos adyacentes a las márgenes y fondo del cauce.

**c) Sedimento suspendido:** Se demuestra en el presente capítulo que mientras que los núcleos de máxima velocidad se desplazan hacia la margen externa rápidamente debido a la transferencia de caudales específicos a esta zona, el sedimento suspendido se mantiene cerca del centro del cauce con leves modificaciones en su recorrido. Este comportamiento es producto del efecto del flujo secundario. Por un lado, el flujo tipo  $\beta$  (con mayores velocidades cerca de superficie) afecta levemente al sedimento, el cual es transportado mayormente cerca del fondo. Por el contrario, el flujo helicoidal (tipo  $\alpha$ ) tiende a desplazar al sedimento de margen externa a interna. El resultado es un transporte más concentrado y sobre el centro del cauce forzado entre curva y curva a mantener este recorrido. En los tramos intermedios entre curvas no se distinguen desplazamientos del centro de máxima concentración, aunque si se distingue una leve disipación, dada por la disminución de las intensidades secundarias y flujo tipo  $\beta$ .

En cuanto al caudal sólido medido desde la embocadura se distingue un fenómeno de resuspensión para todas las campañas relevadas, en contraposición a un decrecimiento del caudal líquido debido a la condición de desborde, el cual se reduce a partir de S3 (C2011) un 10% del que ingresa al Colastiné. Este aumento del transporte sólido, aproximadamente

de un 30% desde S1 a S12, presenta un vínculo directo con el incremento de la curvatura hacia aguas abajo, la cual produce aumentos de flujo secundarios y aceleración del flujo entre curvas.

**d) Rugosidad de margen y vegetación:** La presencia de vegetación sobre la planicie aluvial genera condiciones particulares en las márgenes del cauce particularmente en las externas de las curvas, en donde se producen los mayores procesos de erosión. Por un lado, la vegetación con mayor masa radicular (de *salix humboldtiana* en su mayoría) generan patrones de erosión irregular en las márgenes. Luego de sufrir fenómenos de erosión estos caen sobre el cauce permaneciendo períodos prolongados hasta su descomposición o hasta que la capacidad de la corriente los pueda arrastrar. Ambos hechos, forjan una zona de elevada rugosidad de alrededor de 50 m de ancho, en donde se presenta importantes variaciones del flujo, tanto en magnitud como dirección de la velocidad (Figura 5.16). Si bien la metodología aquí aplicada no permite el cálculo de variables que nos dejen inferir de manera directa los parámetros turbulentos, se destaca el comportamiento independiente de estas estructuras con respecto al flujo secundario observado sobre la sección transversal.

# **CAPÍTULO 6: Influencia de las corrientes secundarias sobre el sedimento suspendido. Evaluación de un modelo numérico.**

## **6.1 Introducción**

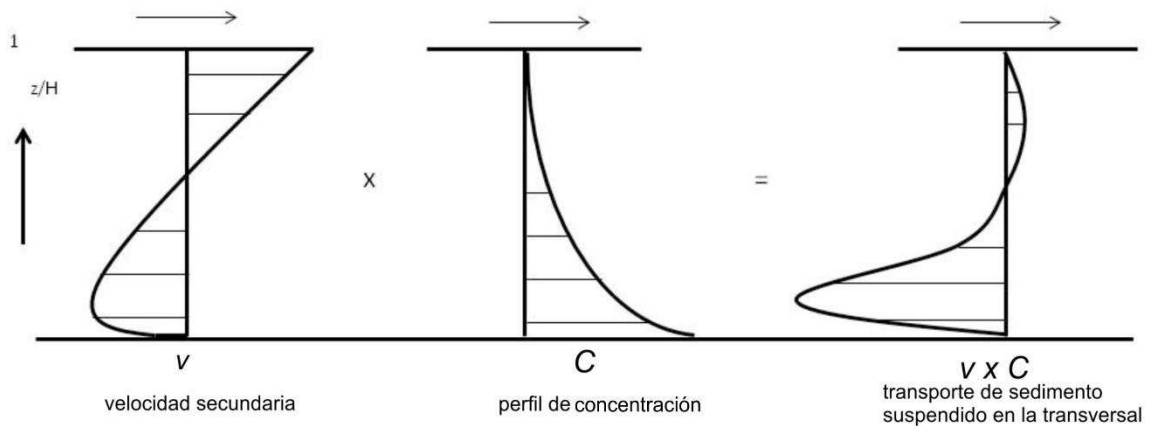
El uso de modelos numéricos que permitan representar adecuadamente los fenómenos hidráulicos y sedimentológicos en cauces naturales se encuentran potencialmente en crecimiento tanto en el área científica como ingenieril (Wu, 2008). Estos pueden resolver los fenómenos en una, dos o tres dimensiones (1D, 2D y 3D, respectivamente), presentando ventajas y desventajas de acuerdo a los objetivos buscados. La selección de la dimensión de resolución de los modelos suele depender del tamaño del dominio, de las variables y del grado de resolución (espacial y temporal) del fenómeno que se quiere estudiar. Mientras que los modelos 1D son generalmente utilizados para grandes dominios y tiempos de simulación, no permiten resolver patrones de flujo complejos bi o tridimensionales, como si lo hacen los modelos 2D (con algunas simplificaciones) y 3D. Sin embargo, estos últimos requieren de elevados costos computacionales, lo que resulta a menudo modelos sobre dominios acotados.

Particularmente, en grandes cauces caracterizados por elevadas relaciones entre el ancho y la profundidad ( $B/H$ ), los modelos 2D han sido los más utilizados, ya que permiten obtener adecuadas resoluciones en dominios extensos, a un razonable costo computacional. Además, muchos de los fenómenos físicos como ser los que gobiernan el transporte de sedimentos se basan en parámetros medios del flujo, sin la necesidad de conocer en detalle su distribución vertical.

Sin embargo, los resultados logrados con modelos 2D pueden ser limitados o erróneos bajo situaciones de flujo fuertemente tridimensional, como ser el flujo helicoidal generado en curvas o en el modelado del transporte de sedimentos en cauces de lechos aluviales, dada la distribución no homogénea en la vertical de las concentraciones de sedimentos proveniente del fondo del lecho, caracterizada por un aumento desde superficie hacia el fondo (Rouse, 1937; García, 2008) (Figura 6.1).

Generalmente, los modelos 1D o 2D consideran que el sedimento suspendido es advechado por la velocidad promediada en la vertical (Cao y Carling, 2002), bajo la hipótesis que este se propaga a la velocidad del flujo y es homogéneo en la vertical. Nótese que si se vincula el comportamiento del flujo y del sedimento suspendido en cauces de lecho arenosos (con distribuciones de sedimentos en la vertical como la presentada en Figura 6.1) se desprende que la componente secundaria producto del movimiento helicoidal produce un flujo

transversal neto de sedimentos suspendido, debido a que la concentración de sedimentos no es uniforme en la vertical (Figura 6.1). Por lo tanto, mientras que el promedio de flujo secundario en la vertical se aproxima a cero (Rozovskii, 1957), el flujo de sedimentos promedio no lo es.



**Figura 6. 1.-** Diagramas del perfil de velocidad secundaria, distribución de concentraciones y flujo de sedimento suspendido en la transversal. Modificado de Olesen (1987).

A fin de analizar esta particularidad, y disminuir los requerimientos computacionales (i.e. hardware), el modelo numérico TELEMAC-MASCARET, desarrollado por EDF R&D y miembros del consorcio de desarrolladores (ver ítem 2.4), cuenta con distintos módulos que, como ha sido explicado en el Capítulo 2, permiten modelar un flujo en superficie libre 2D y 3D y además enlazar a estos con un módulo de cálculo de transporte 2D de sedimento suspendido (SISYPHE). Recientemente, Petkovsek (2015) desarrolló un algoritmo que, basado en la metodología presentada por Olesen (1987), permite realizar una corrección en el modelo TELEMAC 2D en la distribución del flujo y sedimentos, producto de los movimientos helicoidales, con un costo computacional (2D) menor al 3D. Sin embargo, hasta el presente, este módulo no fue validado adecuadamente, y menos aún en cauces naturales, en donde la escases de datos del transporte de sedimentos ha impedido una validación apropiada.

El presente capítulo tiene dos objetivos generales. El primero es evaluar y validar los distintos tipos de modelación (2D y 3D) y los respectivos códigos computacionales incorporados recientemente en TELEMAC-MASCARET (Petkovsek, 2015), a fin de establecer herramientas que permitan resolver la dinámica hídrica y sedimentológica en grandes sistemas meandriformes como el río Colastiné, buscando siempre el menor costo computacional. El segundo objetivo busca analizar la influencia del movimiento helicoidal generado en curvas del río Colastiné (caracterizado por elevadas relación  $B/H$ ) sobre la

redistribución del sedimento suspendido, a fin de comprender su dinámica y efecto en la morfología del fondo del cauce resultante. Es de destacar que el cumplimiento de estos objetivos se logra a través de una integración entre datos hidráulicos y sedimentológicos obtenidos en campo y procesados con metodologías acústicas (Capítulo 2) y herramientas computacionales (Capítulo 3) generada en la presente tesis y la aplicación del modelo numérico. Este hecho le da un carácter novedoso a los resultados logrados que, debido a la falta de datos en campo de elevada resolución espacial, las herramientas numéricas que describen el transporte del material del lecho no han sido adecuadamente validadas hasta la actualidad.

## 6.2 Marco teórico

Los aspectos más relevantes de TELEMAC-MASCARET, esto quiere decir el funcionamiento integral de sus módulos, ya fueron descritos en Capítulo 2 (ítem 2.4), por lo tanto solo se detallarán a continuación aquellos puntos más relevantes relacionados al transporte de sedimentos y su interacción con el flujo.

### 6.2.1 Conceptos generales sobre la modelación de sedimentos suspendidos

TELEMAC 2D se vincula con el módulo de transporte de sedimento SISYPHE en cada paso de tiempo enviándole variables hidrodinámicas a este último. SISYPHE utiliza estas variables para el cálculo de transporte de fondo y sedimento suspendido (Tassi, 2017). Para la resolución del sedimento transportado en suspensión se asume que este es advechado por la velocidad media en la vertical, la cual es calculada acoplando el módulo hidrodinámico a través de las ecuaciones de aguas poco profundas. Esto es válido solo cuando el perfil vertical de concentración es homogéneo y, por lo tanto, una corrección debe ser realizada para considerar el hecho que las mayores concentraciones se ubican cerca del lecho (Huybrechts et al., 2010), i.e. cauces de lechos no cohesivos.

Para flujos puramente advectivo (sin difusión ni términos fuentes), la ecuación diferencial que gobierna la distribución de concentraciones se expresa de la siguiente manera:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial Cu}{\partial x} + \frac{\partial Cv}{\partial y} + \frac{\partial Cw}{\partial z} = 0 \quad (6.1)$$

donde  $u$ ,  $v$ ,  $w$  son las velocidades del flujo en un sistema cartesiano  $(x, y, z)$  y  $C$  es la concentración del sedimento suspendido en el nodo (malla incorporada al modelo numérico). Para obtener la ecuación 2D de advección se debe integrar la Ec. 6.1, desde la altura de



referencia ( $a=\chi H$ , donde  $H$  es la profundidad del flujo y  $\chi=0.05$ ) hasta la superficie de agua, obteniendo la Ec. 6.2:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{C}\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{C}\bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{C}\bar{w}}{\partial z} = 0 \quad (6.2)$$

La Ec. 6.2 puede ser reordenada, multiplicando y dividiendo por  $\bar{C}$ , que es la concentración promediada en la vertical, resulta en:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\bar{C}\bar{u}}{\bar{C}} \bar{C} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\bar{C}\bar{v}}{\bar{C}} \bar{C} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\bar{C}\bar{w}}{\bar{C}} \bar{C} \right) = 0 \quad (6.3)$$

o bien,

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\overline{CU_{ADV}}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{CV_{ADV}}) + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{CW_{ADV}}) = 0 \quad (6.4)$$

donde  $U_{ADV}$  y  $V_{ADV}$  es la velocidad advectiva (en  $x$  e  $y$ ), las cuales son menores o iguales a la velocidad promediada en la vertical. Estas se pueden definir, bajo las dos direcciones globales de análisis ( $x,y$ ), incluyendo la corrección por el perfil de concentraciones (Rouse, 1937; Lane y Kalinske, 1941) como:

$$U_{ADV} = \frac{\int_a^H u(z)C(z)dz}{\int_a^H C(z)dz} \quad (6.5)$$

$$V_{ADV} = \frac{\int_a^H v(z)C(z)dz}{\int_a^H C(z)dz} \quad (6.6)$$

Por lo tanto, para la representación del transporte suspendido SIYPHE supone un perfil de concentraciones como el propuesto por Rouse (1937) y resuelve las ecuaciones de transporte promediadas en la vertical de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + U_{ADV} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} + V_{ADV} \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \nu_T \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \nu_T \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} \right) + \frac{(E_T - D_T)_{z=a}}{H} \quad (6.7)$$

Donde  $\nu_T$  es el coeficiente de difusión turbulenta del sedimento, considerado para este caso

igual al del flujo y  $H$  la profundidad. Por otra parte  $E_T$  y  $D_T$  son las tasas de erosión y deposición respectivamente, calculadas sobre el nivel de referencia ( $z=a=\chi H$ ), ya explicado en ítem 2.4.3.

### 6.2.2 Métodos de corrección de corrientes secundarias aplicados en TELEMAC 2D

En este capítulo se aplica el método de corrección propuesto por Petkovsek (2015). Dicho método utiliza como perfil de velocidad de corrientes secundarias el propuesto por Olesen (1987). Este perfil de velocidades fue aplicado para cauces meandriformes de baja profundidad, a través de la siguiente expresión:

$$v_r(z) = \frac{H u_p}{R \kappa^2} \left[ 2 \int_0^z \frac{\ln z}{1-z} dz + \varphi \int_0^z \frac{\ln^2 z}{1-z} dz - 2(1 - \varphi)[1 + \varphi(1 + \ln z)] \right] \quad (6.8)$$

donde  $v_r$  es la velocidad en la componente radial  $-r$ ,  $u_p$  es la velocidad media en el plano normal a  $-r$ ,  $\kappa$  constante de von Karman ( $=0.41$ ) y  $\varphi$  es el coeficiente adimensional definido como:

$$\varphi = \frac{\sqrt{g}}{k C_h} \quad (6.9)$$

siendo  $C_h$  el coeficiente de Chezy, y calculado a partir:

$$C_h = 18 \ln \left( \frac{12H}{k_s} \right) \quad (6.10)$$

$k_s$  el coeficiente de rugosidad total (dunas + grano). El cálculo del radio de curvatura ( $R$ ) para cada nodo se lo obtiene a través de lo indicado por Shimizu e Itakura (1991):

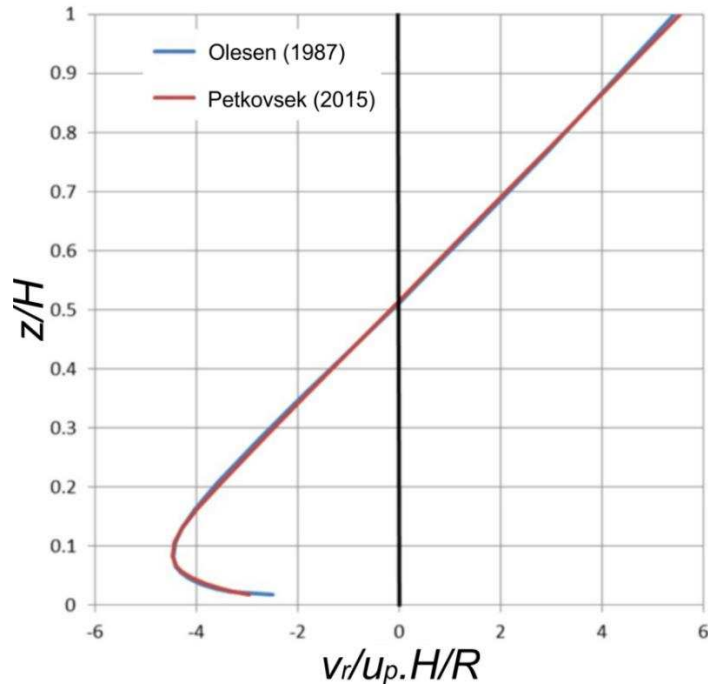
$$\frac{1}{R} = \frac{1}{(u^2 + v^2)^{3/2}} [u(uv_x - vu_x) + v(uv_y - vu_y)] \quad (6.11)$$

donde  $u$  y  $v$  son las velocidades promediadas en la vertical en un sistema cartesiano  $(x, y)$  y  $u_x, u_y, v_x$  y  $v_y$  las derivadas de las velocidades respecto  $x$  e  $y$ .

Petkovsek (2015) sugiere a demás usar el perfil de concentraciones de Lane y Kalinske (1942):

$$\frac{C(z)}{Ca} = e^{-15t(z-a)} \quad (6.12)$$

donde  $t = w_s/\sqrt{\tau_0/\rho}$ ,  $\tau_0$  es la tensión de corte del fondo del cauce,  $\rho$  la densidad del agua y  $w_s$  la velocidad de caída de la partícula.



**Figura 6. 2.-** Ajuste propuesto por Petkovsek (2015) como simplificación a la Ec. 6.8 (Olesen, 1987).

De todo esto el valor de la  $U_{ADV}$  y  $V_{ADV}$  resultante es:

$$U_{ADV} = u + r_1 v, \quad (6.13)$$

$$V_{ADV} = v - r_1 u, \quad (6.14)$$

$$r_1 = \frac{H i_2}{R i_1}, \quad (6.15)$$

$$i_2 = \frac{11.45}{a_1^2} (1 - (a_1 + 1)b_1) - 5.92 i_1 + 4.4/(a_1 + 26.4), \quad (6.16)$$

$$i_1 = (1 - b_1)/a_1, \quad (6.17)$$

$$a_1 = \begin{cases} < \varepsilon & \text{si } \tau_0 < 0 \text{ (con } \varepsilon = 1E - 5) \\ 15 t & \text{si } \tau_0 > 0 \end{cases}, \quad (6.18)$$

$$b_1 = \exp(a_1) \quad (6.19)$$

Entonces las ecuaciones 6.11 y 6.13 a 6.19 fueron incorporados en una subrutina en FORTRAN90 y son solicitados en cada paso de tiempo por SISYPHE para el cálculo y corrección de la velocidad advectiva.

Cabe destacar que TELEMAC 2D cuenta con un método de corrección de corriente secundarias, inicialmente propuesto por Bernard and Schneider (1992), el cual deriva las ecuaciones de cantidad de movimiento para un flujo tipo helicoidal. Finnie et al. (1999) modifica esta corrección incluyendo lo que llama aceleraciones debido al flujo secundario. En otras palabras estas aceleraciones son debidas a la no uniformidad del flujo sobre un plano horizontal y sobre uno vertical del perfil de velocidades en un flujo helicoidal. Esta corrección provoca una reducción de las velocidades en interior de la curva mientras que las incrementa en el exterior. Mayores detalles son presentados en Finnie et al. (1999) y Wang et al. (2015).

### **6.3 Metodología**

La región en donde se centrarán los estudios corresponde a un tramo de 20 km del río Colastiné, desde su bifurcación con el río Paraná hacia aguas abajo (Figura 6.3). Para lograr un entendimiento de todos los procesos hidrosedimentológicos imperantes en dicho tramo y obtener la base de datos para la modelación, se llevó a cabo la campaña C2015 ( $Q= 2110 \text{ m}^3/\text{s}$ ) ver ítem 2.3.5 por más detalles). De manera similar a las campañas ya presentadas en el Capítulo 2, se relevó el fondo mediante mediciones batimétricas con ecosonda simple haz sobre secciones equiespaciadas por 200 m aproximadamente. La estructura de flujo y señal acústica fueron relevadas con un ADCP Río Grande de 1200 kHz Teledyne RDI, realizando dos recorridos sobre cada una de las 7 secciones, las cuales corresponden a la embocadura del Colastiné (sección S1, Figura 6.3), a los ápices de las curvas presentes en el tramo (secciones S2 a S6, Figura 6.3) y una última sección aguas abajo del ultimo ápice en estudio (sección S7, Figura 6.3). Como lo ya indicado previamente el posprocesamiento y obtención de las variables hidráulicas se llevó a cabo con el software propietario del equipo ADCP, WinRiver II (Teledyne RDI, 2009), el VMT (Parsons et al., 2012) y la señal acústica y transformación a concentraciones con la herramienta computacional ASET desarrollada para la presente tesis (Capítulo 3).

El segundo enfoque abordado en el presente capítulo será la modelación numérica bidimensional y tridimensional de la hidrodinámica y sedimentología sobre el tramo medido. Esto permitirá entender con mayor detalle la influencia de las corrientes secundarias sobre el sedimento suspendido. La malla resultante para la modelación numérica se generó con el

software BlueKenue (BlueKenue, 2013), y se encuentra conformada por un total de 31713 elementos y 16976 nodos. El espaciamiento entre nodos ( $\Delta_m$ ) de la malla fue de 20 m y su determinación se basó en la siguiente ecuación (Morell et al., 2014) (Ec. 4.1).

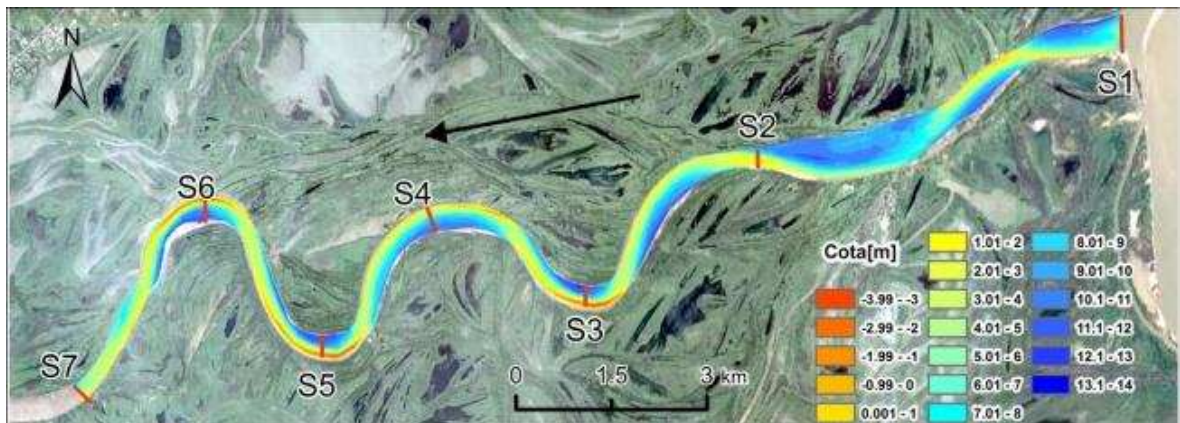
Cabe destacar que se aplicó a esta malla el control de independencia quintuplicándose el número de elementos y evaluando la paridad de resultados entre la propuesta y aquella con mayor resolución, quedando la indicada anteriormente.

En cuanto al Modelo Digital del Terreno (MDT) se generó con los datos batimétricos relevados utilizando el software ArcGis (ESRI, 2011) y se mapeo sobre la malla previamente mencionada. Cabe resaltar que fue necesario desarrollar un código en MATLAB que permita una correcta interpolación lineal entre secciones relevadas con un espaciamiento entre estas de 200 m y al cambio senoidal del tramo en estudio. Esto se debe a que las metodologías clásicas como Kriging (Oliver, 1990), ofrecen desventajas en la generación del MDT en este tipo de dominios curvos, ya que estos métodos clásicos limitan el dominio en una cuadrícula, por lo tanto imposibilitan la transmisión de datos sobre líneas curvas. El código desarrollado, genera líneas perpendiculares entre secciones medidas (estas ingresadas como dato) usando la función 'spline' (de Boor, 1978), y siguiendo estas las trayectorias paralelas a la línea central del cauce (debe ser ingresadas por el usuario). Generadas estas líneas, se las divide en tramos cortos (dependiendo de la región de estudio) y se interpola linealmente transmitiendo a todos los puntos sobre la línea generada entre secciones medidas. De esto resulta una nube de puntos que deben ser tratados manualmente en ArcGis (ESRI, 2011). El tratamiento dentro de este software es el mismo seguido en el Capítulo 4 (i.e. TIN a Raster y Puntos)

La modelación se llevó a cabo para un estado subcritico y las condiciones de borde tanto de entrada fueron un  $Q=2110\text{m}^3/\text{s}$  y de salida un tirante constante de 13.41 m (sistema de referencia IGN m.s.n.m). Ambos datos fueron tomados de la medición en campo C2015. El paso de tiempo fue establecido basado en la condición de Courant ( $Co < 1$ ), y resultado de 2 seg para ambos modelos 2D y 3D, con una convergencia numérica de 86400 seg para 2D y 129600 sed para 3D. Ambos con un error de cierre de continuidad de masa (caudal) menor al 2%. En cuanto a la rugosidad relativa se utilizó el modelo de Nikuradse (ver Capítulo 4), en base a las mediciones de fondo se determinó un  $k_s=0.4$  m (2D) en concordancia con las formas medidas de fondo. En cuanto a la turbulencia el modelo de cierre utilizado fue el  $\kappa-\varepsilon$  (Hervouet, 2007).

Para la evaluación de la corrección de corrientes secundarias se aplicaron cuatro escenarios: i) sin corrección, ii) con la corrección del flujo obtenido de TELEMAC 2D (Finnie et al., 1999), iii) con la corrección propuesta por Petkovsek (2015) y iv) a través de la modelación

tridimensional.



**Figura 6. 3.-** Tramo en estudio, morfología del fondo del cauce y secciones relevadas con ADCP. El lecho esta expresado en cotas IGN (m.s.n.m).

Tal como fue presentado en Capítulos 3 y 4, el sedimento en suspensión transportado por el río aguas abajo de su embocadura corresponde a aquel que ingresa por el cauce principal del río Paraná (i.e. arenas finas y muy finas) (Latosinski et al., 2014; Lopez Weibel et al., 2015) y la fracción de sedimentos de fondo que es resuspendido por el Colastiné. Para la modelación completa de esta situación, se desagregaron ambos fenómenos en dos simulaciones. La primera simulación, correspondiente al sedimento suspendido aportado por el Paraná al Colastiné, caracterizado por una partícula de  $D_{50}=0.100$  mm. A esta llamaremos corrida uno (Cor1) de aquí en adelante, y al transporte resultante Q1. Nótese que para dicha modelación se impuso un fondo rígido y se incorporó como condición de entrada el volumen de sedimento suspendido medido en la región de entrada al Colastiné (S1), calculada a través del ADCP aplicando la calibración y código ASET (Capítulo 3). La segunda simulación, con el fin de representar los efectos de resuspension de sedimento de fondo a lo largo del Colastiné (ver Capítulo 5). Esta llamaremos Cor2 y Q2 a su correspondiente transporte. Para esta se conformó un fondo rígido con un total de 10 clases de partículas con diámetros variables de 0.145 mm a 0.600 mm, de acuerdo a la distribución granulométrica de las muestras recolectadas en el tramo Colastiné (Capítulo 6). Para esta última corrida se impuso una condición de ingreso nula, de sedimento en suspensión, ya que dicha condición está representada en el Cor1 y el flujo vertical ( $E_T$  y  $D_T$ ) fue virtualizado escogiendo como ecuación teórica de concentración de equilibrio la propuesta por van Rijn (1984).

La suma de ambas modelaciones es el producto del transporte total de sedimento suspendido ( $Q_{Total}=Q1+Q2$ ) y este será comparado con la distribuciones obtenidas de las mediciones.

En cuanto a TELEMAC 3D, la discretización tridimensional se obtuvo extruyendo la malla



bidimensional obtenida en BlueKenue anteriormente. Esto construyó elementos prismáticos limitados desde el fondo a la superficie. Los elementos fueron divididos en 8 planos intermedios equidistanciados en la vertical, con la limitación de generar el mismo número de prismas entre planos y dando como malla resultante compuesta por 347392 prismas. Se utilizó el mismo paso de tiempo asignado para el modelo bidimensional (verificando en todo el dominio la condición de Courant  $Co < 1$ ).

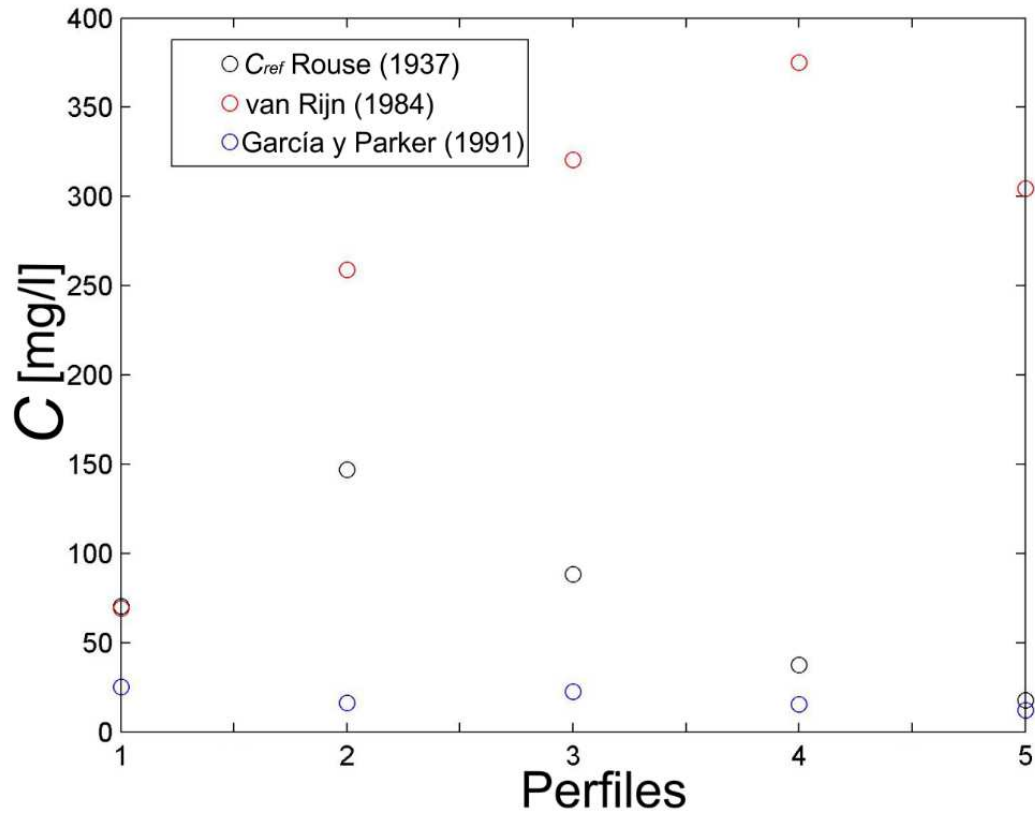
Las condiciones de borde hidrodinámicas (i.e.  $Q$  y altura constante) como sedimentológicas, i.e.  $Cor1$  y  $Cor2$  anteriormente indicados para el caso bidimensional, fueron aplicados en TELEMAC 3D. Cabe destacar que para este caso se modificó, reduciendo el coeficiente de resistencia del flujo de Nikuradse  $ks=0.27$  m. Nuevamente el perfil vertical utilizado para la descripción de las concentraciones es el de Rouse (1937), y la concentración de equilibrio propuesta por van Rijn (1984). El fondo se rigidizó con el mismo objetivo buscado en el modelo bidimensional. Con el fin de lograr una convergencia con mayor rapidez se optó por introducir una variación de caudal ascendente hasta el valor a modelar.

### **6.3.1 Evaluación de expresiones empíricas para el cálculo de $E_T$**

Si bien la teoría indica la existencia de un gran número de ecuaciones que permiten obtener el  $C_{eq}$  (valor de concentración de equilibrio definida en Capítulo 2), la importancia de este parámetro radica en sus implicancias sobre el correcto cálculo de la tasa de erosión ( $E_T$ ) como se vio en el ítem 2.4.3. SISYPHE permite usar diferentes ecuaciones para el cálculo de dicho parámetro (ver Tassi, 2017). Para nuestro caso de estudio y debido a la importancia de  $E_T$  se evaluaron las diferentes expresiones propuesta por García (2008) y se comparó los resultados arrojadas por estas con datos de campo obtenidos en C2014a. Cabe destacar que en esta campaña como se precisó en el Capítulo 3 se tomaron datos puntuales en diferentes verticales, 5 perfiles en total, de una sección (ver ítem 2.3.4.3). Estos datos fueron ajustados por perfiles de concentración basándonos en ecuaciones empíricas, hablamos de Rouse (1937), y de esta forma determinar el  $C_{ref}$ . En la Figura 6.4 se muestra los resultados de las expresiones de mejor rendimiento van Rijn (1984) y García y Parker (1991).

Ambas expresiones ofrecen buenos resultados para la región de estudio, mejores para el caso de García y Parker (1991) con una subestimación máxima de un 75% en los perfiles analizados. Por otra parte el  $C_{eq}$  del cálculo propuesto por van Rijn (1984) ofrece una sobreestimación de los  $C_{eq}$  de hasta un 200%. Dado que TELEMAC-MASCARET en el módulo SISYPHE ofrece van Rijn (1984) como una de las ecuaciones por default se decidió utilizar esta para el cálculo de la tasa  $E_T$  en este capítulo. Cabe destacar que se realizaron grandes esfuerzos en la incorporación de la expresión de García y Parker (1991) pero no se

obtuvieron buenos resultados de las modelaciones realizadas con la misma. Mayores estudios se deben llevar a cabo respecto al ajuste de este parámetro.



**Figura 6. 4.-** Comparación de  $C_{ref}$  obtenidos del método de extracción de datos en campo y los logrados por ecuaciones empíricas.

## 6.4 Resultados

A continuación se presentan los datos de campo más relevantes de la campaña C2015 en función de los objetivos del presente capítulo, incluyendo la cuantificación de la estructura de flujo y campo de concentraciones del sedimento suspendido en el tramo de estudio (entre secciones S1 a S6 (ver Figura 6.3). Seguido se muestran los resultados de la modelación numérica en donde se evalúan diferentes escenarios a fin de explicar y validar métodos que representen la influencia de las corrientes secundarias en el sedimento transportado en suspensión.

### 6.4.1 Mediciones de campo: Estructura de flujo y sedimento suspendido

Si bien la estructura de flujo para diferentes estados hidrométricos ya ha sido descrita en el capítulo previo sobre la misma región de estudio, a continuación se presentará los puntos más relevantes obtenidos en C2015 a fin de realizar una validación y discusión de los resultados obtenidos con modelo numérico TELEMAC-MASCARET.

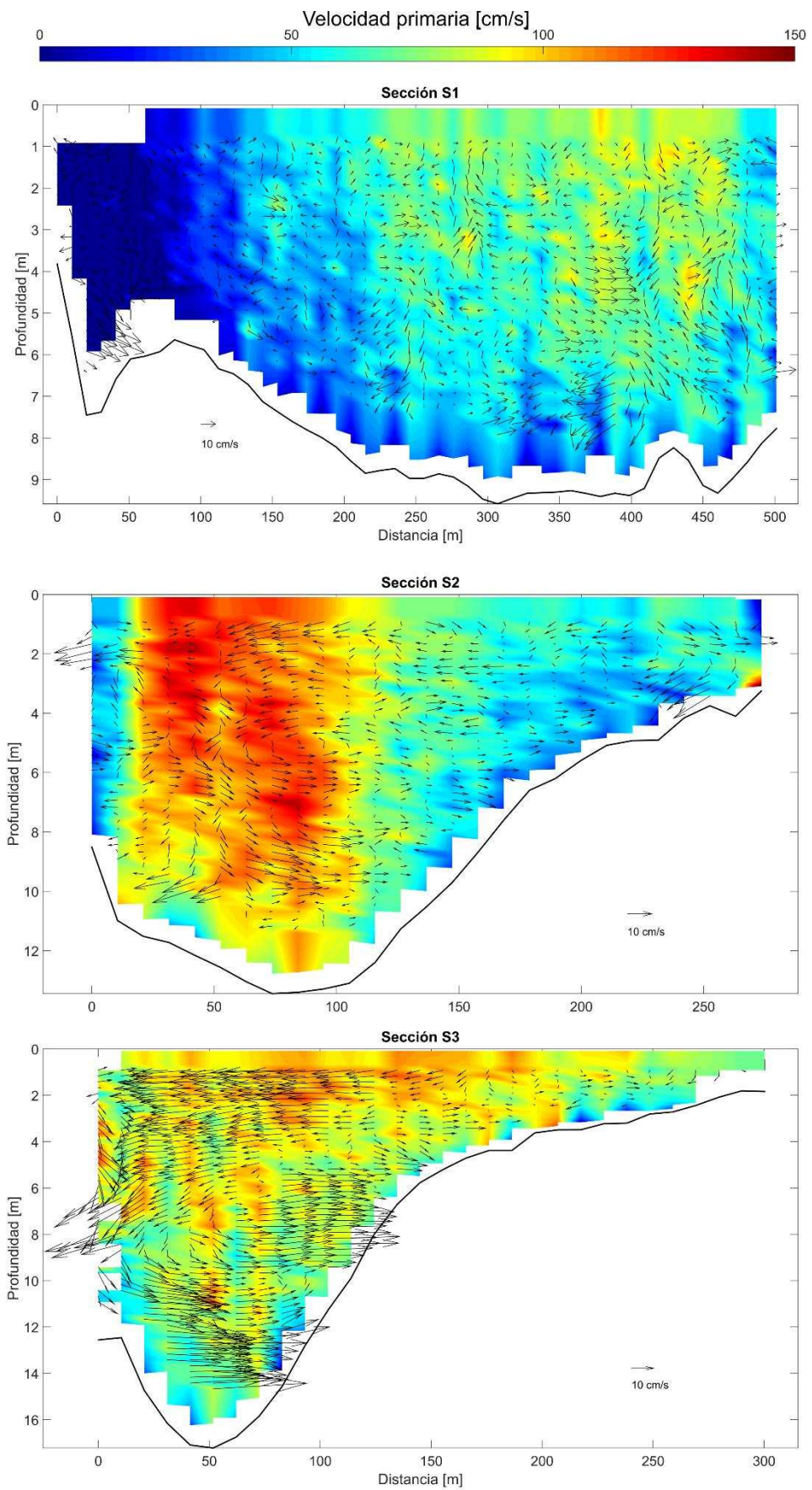
La Figura 6.5 muestra la estructura de flujo, i.e. velocidades primarias y secundarias descompuestas de la componente resultante medida por el ADCP a través del método de Rozovskii (1957). Cabe aclarar que el concepto de descomposición de las velocidades por este método es el mismo al considerado por Petkovsek (2015) y aplicado en el código de TELEMAC-MASCARET, esto es, considerando flujo transversal cero para cada vertical medida. Nótese en Figura 6.6 que sobre las zonas no medidas por el ADCP (cerca de superficie y fondo) solo se extrapolaron las velocidades primarias. Para más detalles de los métodos de extrapolación ver Capítulo 3.

De Figura 6.6 se observa claramente tres comportamientos: i) centros de máximas velocidades bien definidos sobre el thalweg en secciones S2, S4 y S5, disminuyendo y homogeneizándose en las demás secciones producto de un aumento del área (profundidad tanto del thalweg como sobre el point bar y/o ancho). Nótese en Capítulo 5 como, aguas abajo de estas secciones, la transferencia de caudales transversales hacia la margen exterior de la curva es mayor; ii) flujo desordenado sobre el point bar. Se observa que en las secciones con mayor curvatura (S3, S5 y S6), el point bar presenta un claro punto de quiebre, abarcando una significativa extensión de la sección transversal con valores del 50%, 55% y 65% del ancho total, respectivamente. Sobre esta zona no se produce un flujo helicoidal claro, o bien presenta baja intensidad, no siendo capturada por la resolución del equipo utilizado y; iii) marcada reducción de las velocidades sobre la zonas externas a la curva producto a la rugosidad de márgenes y vegetación presente (ya descriptas en Capítulo 5); iv) celdas secundarias bien definidas entre el punto de quiebre del point bar y margen externa de la curva fuera del límite de influencia de la rugosidad. Estas celdas ocupan un ancho relativo del 92, 50, 57, 40 y 60% del ancho total para las secciones S2 a S6, respectivamente, variando en intensidad, ancho y logrando velocidades secundarias de hasta un 20% respecto al flujo primario en secciones S3 y S5. La variación de estas celdas secundarias aguas arriba hacia aguas abajo, ya ha sido discutida en Capítulo 5.

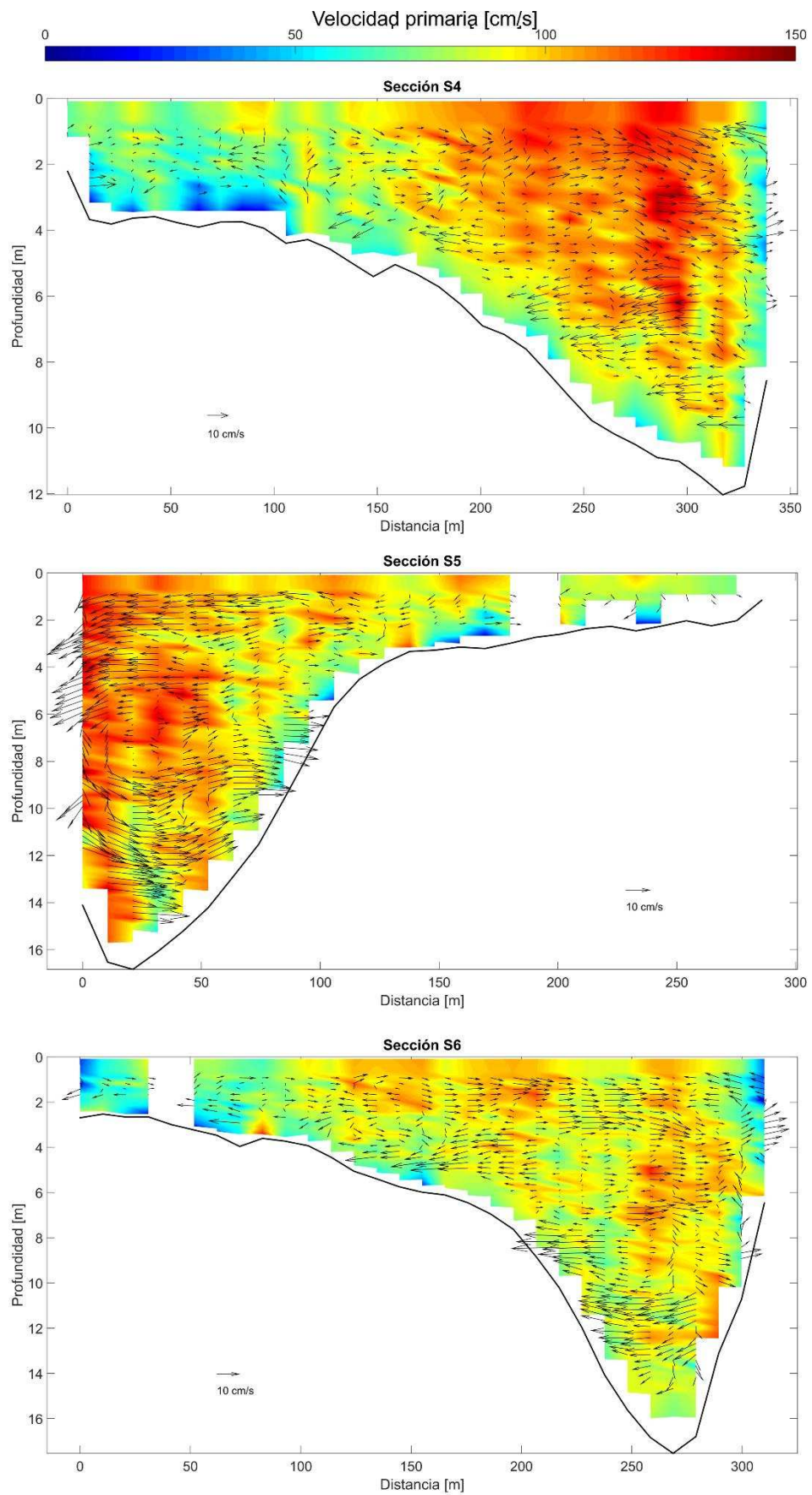
Recordando lo descripto en Capítulo 5, el cruce del centro de máximas velocidades de margen a margen en todas las curvas se da inmediatamente aguas arriba al inicio de estas, dándole una curvatura adicional a la presentada en planta. Este último punto se encuentra alineado a la morfología resultante del tramo (Figura 6.3), que muestra un thalweg pronunciado con cruces de margen a margen perfectamente definidos al inicio de la curva. Es importante destacar que el flujo en la zona superior está afectado por la suma de la componente del flujo transversal (tipo  $\beta$  tal fue definido en Capítulo 5), que transfiere caudal de margen interna a externa en la curva, y el propio flujo helicoidal (tipo  $\alpha$ ). La suma de ambas componentes, va alimentando al flujo helicoidal hacia aguas abajo hasta que la

transferencia (flujo tipo  $\beta$ ) sea nula. Por lo tanto, es de esperar un mayor efecto e intensidad del flujo helicoidal en este tramo. Luego, hacia aguas abajo, la rugosidad del fondo y el proceso de transferencia hacia la otra margen se invierten, con una disminución en la intensidad y desaparición de las celdas secundarias (ver más detalles en Capítulo 5). Además de esta celda central una de menor intensidad y sentido opuesto rotando en la zona superior de la margen externa y con un ancho aproximado de un 5% de la sección. Esta estructura es claramente apreciable en secciones S2, S4 y S6, en concordancia a estudios previos (Kayshape et al., 2012). La ausencia de esta celda en las demás secciones puede ser producto de la imposibilidad de relevar en la zona cercana a la margen externa y/o a la presencia de árboles, ramas u otros obstáculos caídos sobre esta zona (ver Figura 5.12 en Capítulo 5).

La Figura 6.6 muestra el campo de concentraciones del material de fondo suspendido obtenidos por la metodología y herramientas (ASET) ya descrita en Capítulo 3. Se presenta además el campo de corrientes secundarias (helicoidal) para cada una de las secciones a fin de inferir su efecto en la redistribución de sedimento. Para las secciones ubicadas en el ápice de los meandros analizados (i.e. secciones S3, S4, S5 y S6), se aprecia claramente como las celdas de circulación secundaria (movimiento helicoidal) afectan y redistribuyen el núcleo de sedimento en suspensión hacia el centro de cauce. Este comportamiento se debe fundamentalmente a las corrientes secundarias en la cercanía del fondo del cauce con dirección de margen externa a interna, las cuales desplazan al núcleo de máximas concentraciones ubicado en la misma zona inferior. Contrariamente, dada las bajas concentraciones en la parte superior de la columna de agua, el flujo neto de sedimento desde margen interna a externa es mucho menor (ver esquema en Figura 6.1). Dada la magnitud y tamaño (ancho) de las celdas secundarias, este efecto produce un desplazamiento limitado del núcleo de concentraciones, lo cual lo ubica entre el thalweg y el punto de quiebre del point bar. Notar que sobre este, solo recibe sedimento desde aguas arriba y no producto de la transferencia transversal (mayor detalle de este comportamiento es descrito en Capítulo 5). Si se compara el comportamiento de las corrientes secundarias sobre S1 y S2 (Figura 6.5), se desprende que al contar con corrientes secundarias de baja intensidad y comportamiento más aleatorio no logran una transferencia transversal del sedimento suspendido, permaneciendo sobre la región del thalweg y junto a los centros de máximas velocidades.

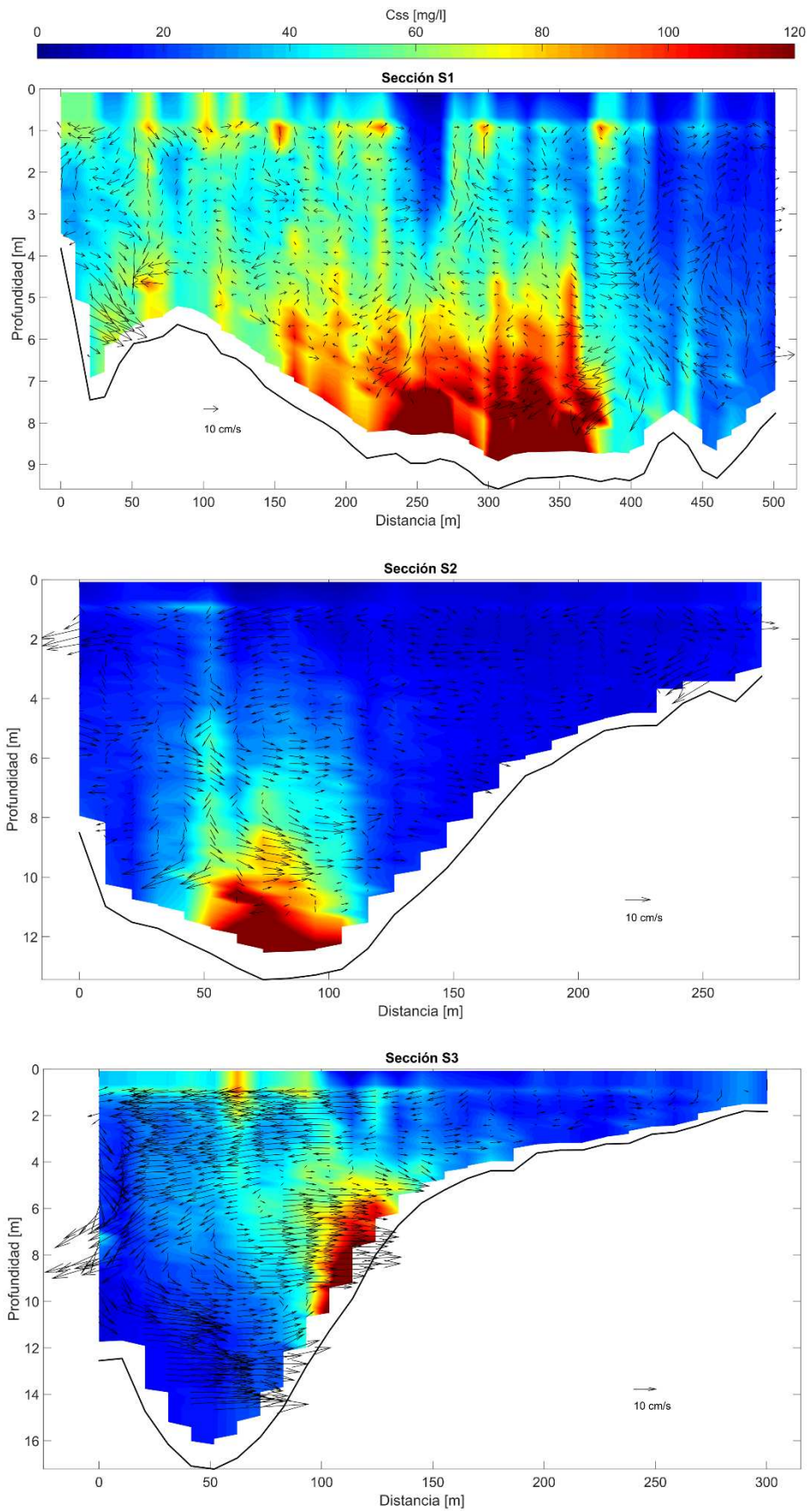


**Figura 6. 5.-** Estructura de flujo, velocidades primarias y secundarias (Rozovskii, 1957) sobre las secciones medidas en C2015 con ADCP.

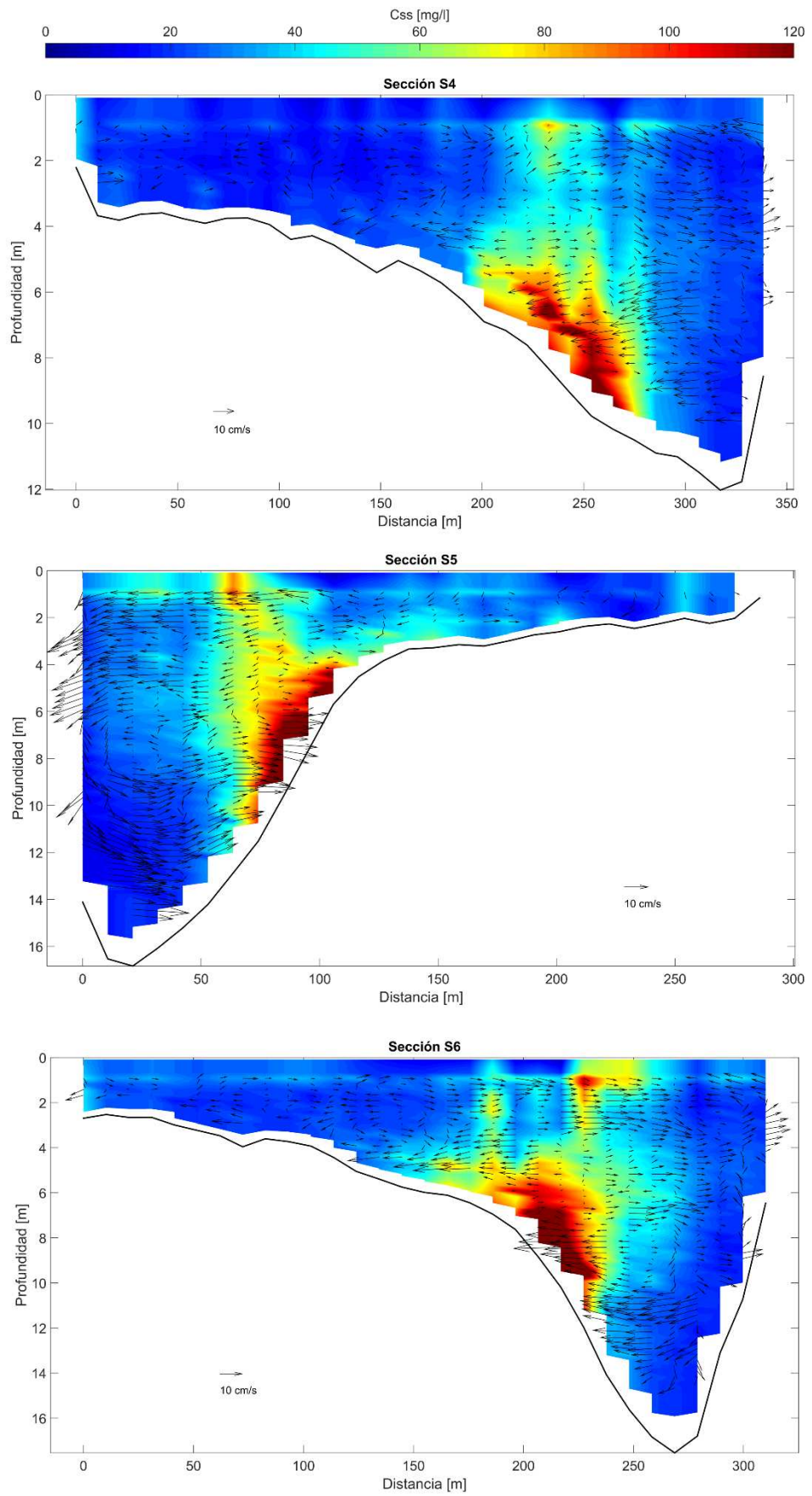


**Figura 6.4.-continuación.**





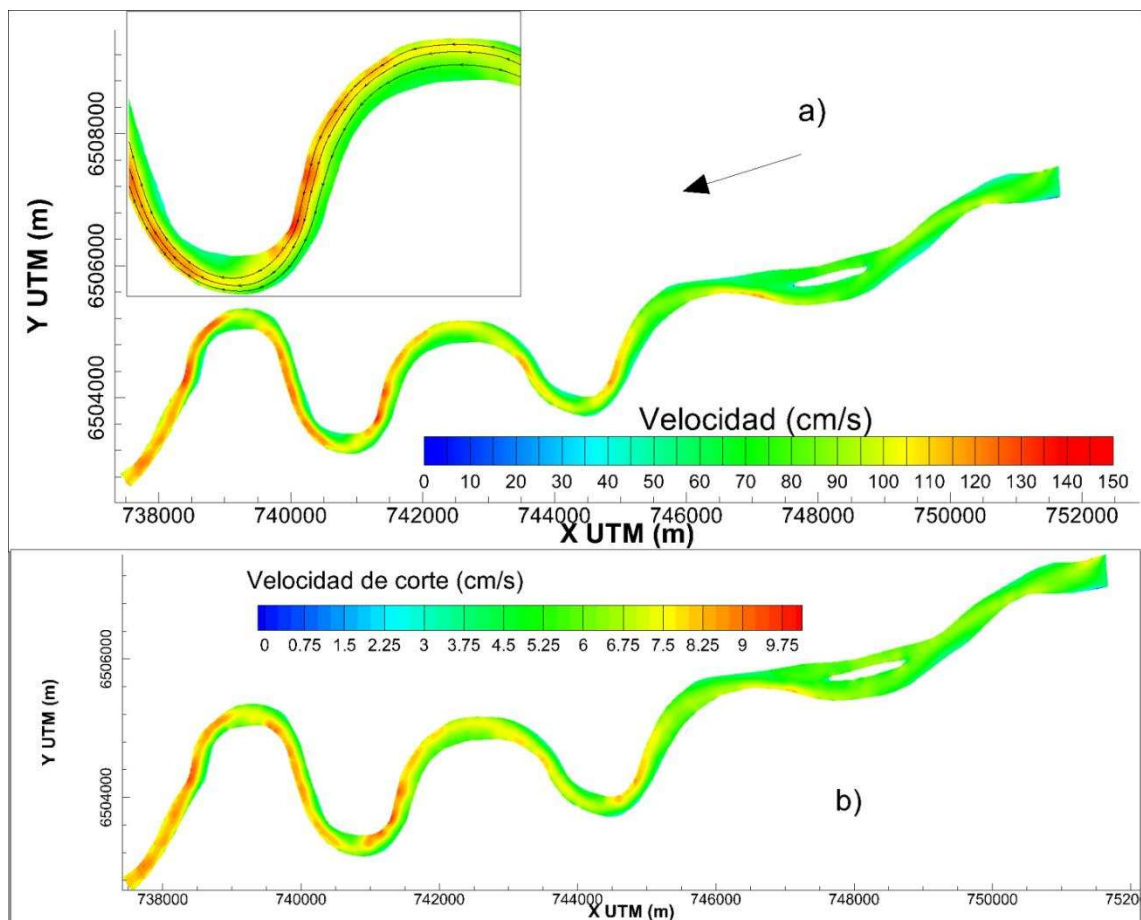
**Figura 6. 6.-** Mapa de concentraciones calculados por ASET y corrientes secundarias (Rozovskii, 1957) sobre las secciones relevadas en C2015.



**Figura 6.6.- continuación.**

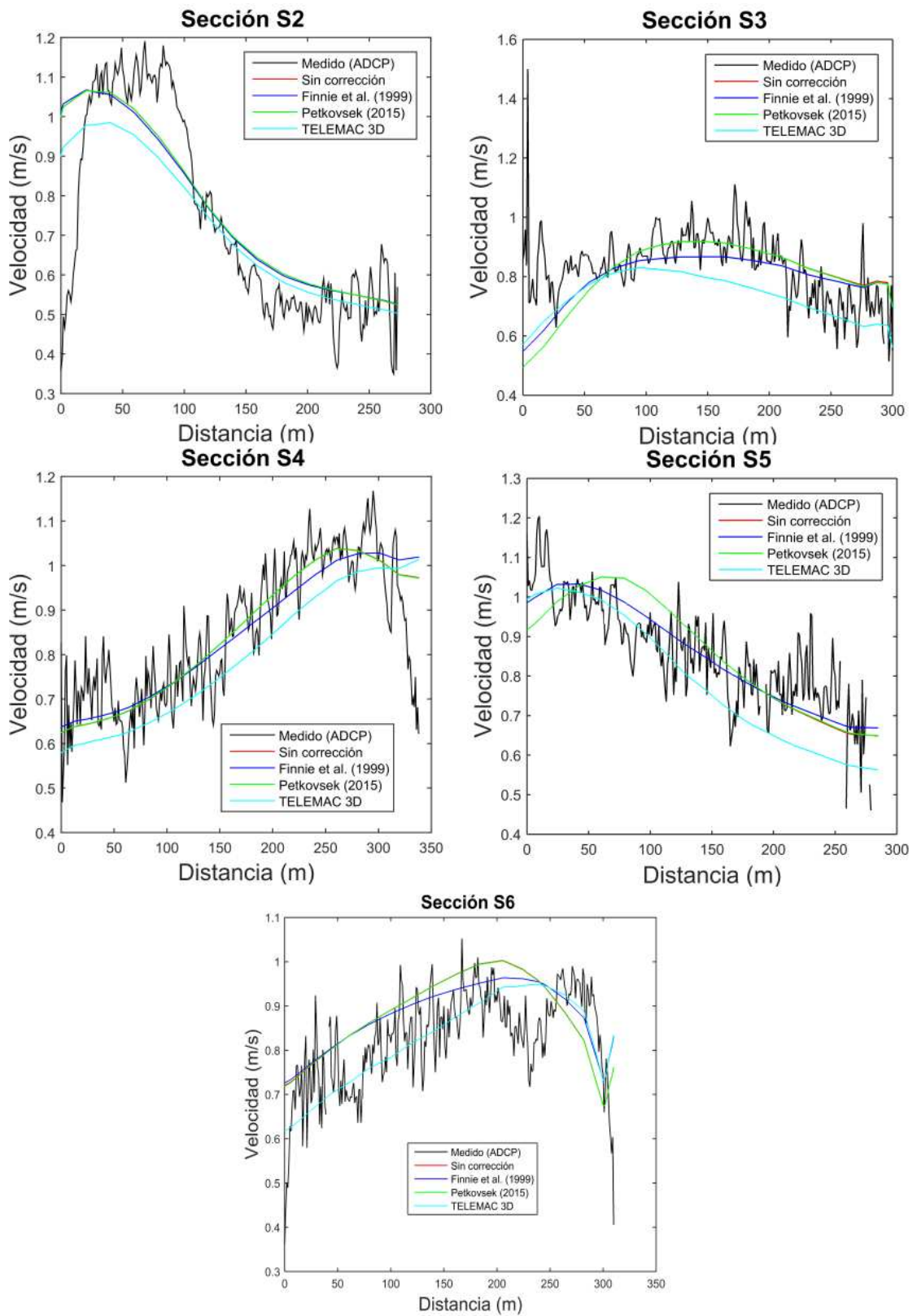
### 6.4.2 Modelación numérica hidrodinámica 2D y 3D. Comportamiento de velocidades medias

La Figura 6.7 muestra el campo de velocidades promediadas en la vertical (a) y las tensiones de corte (b) para todo el tramo en estudio. Además, en Figura 6.8 se presenta la distribución en la transversal de las velocidades medias en la vertical para cada una de las secciones relevadas en C2015 y los datos obtenidos del modelo TELEMAC 2D y TELEMAC 3D. Notar además los valores de velocidad registrados con el ADCP, las cuales han sido utilizadas para la calibración del modelo para cada caso. Se observa que la hidrodinámica representa adecuadamente el comportamiento natural del tramo, con pequeñas diferencias en cuanto a la magnitud y comportamiento transversal para los distintos casos. Entre estos, para las secciones con máxima curvatura (y por lo tanto flujo helicoidal), i.e. S4, S5 y S6, como el método de Petkovsek (2015) produce un desplazamiento del núcleo de máximas velocidades hacia el centro del cauce, no registrándose, como es de esperar, para el caso sin corrección ni el método de Finnie et al. (1999). Incluso, este comportamiento no es distinguido en la modelación 3D.



**Figura 6. 7.-** Velocidades medias (a) y de corte (b) en la vertical obtenidas sobre el tramo de estudio del río Colastiné por TELEMAC 2D, sin corrección por efecto de corrientes secundarias.





**Figura 6. 8.-** Distribución de velocidades medias en la vertical medidas y modeladas para los distintos casos de estudio y para cada sección analizada y relevada en campo.

Respecto al comportamiento hidrodinámico general, el modelo representa adecuadamente el comportamiento del flujo, en donde las máximas velocidades se recuesta sobre la margen

externa de las curvas permaneciendo sobre esta hasta inmediatamente aguas arriba de la curva siguiente. Notar que el cruce hacia la margen opuesta es más gradual que al cruce del thalweg para el estado hidrológico modelado. Como ya fue presentado en Capítulo 5, bajo estados de aguas medias, el flujo presenta una mejor correlación con el comportamiento del thalweg (C2014b).

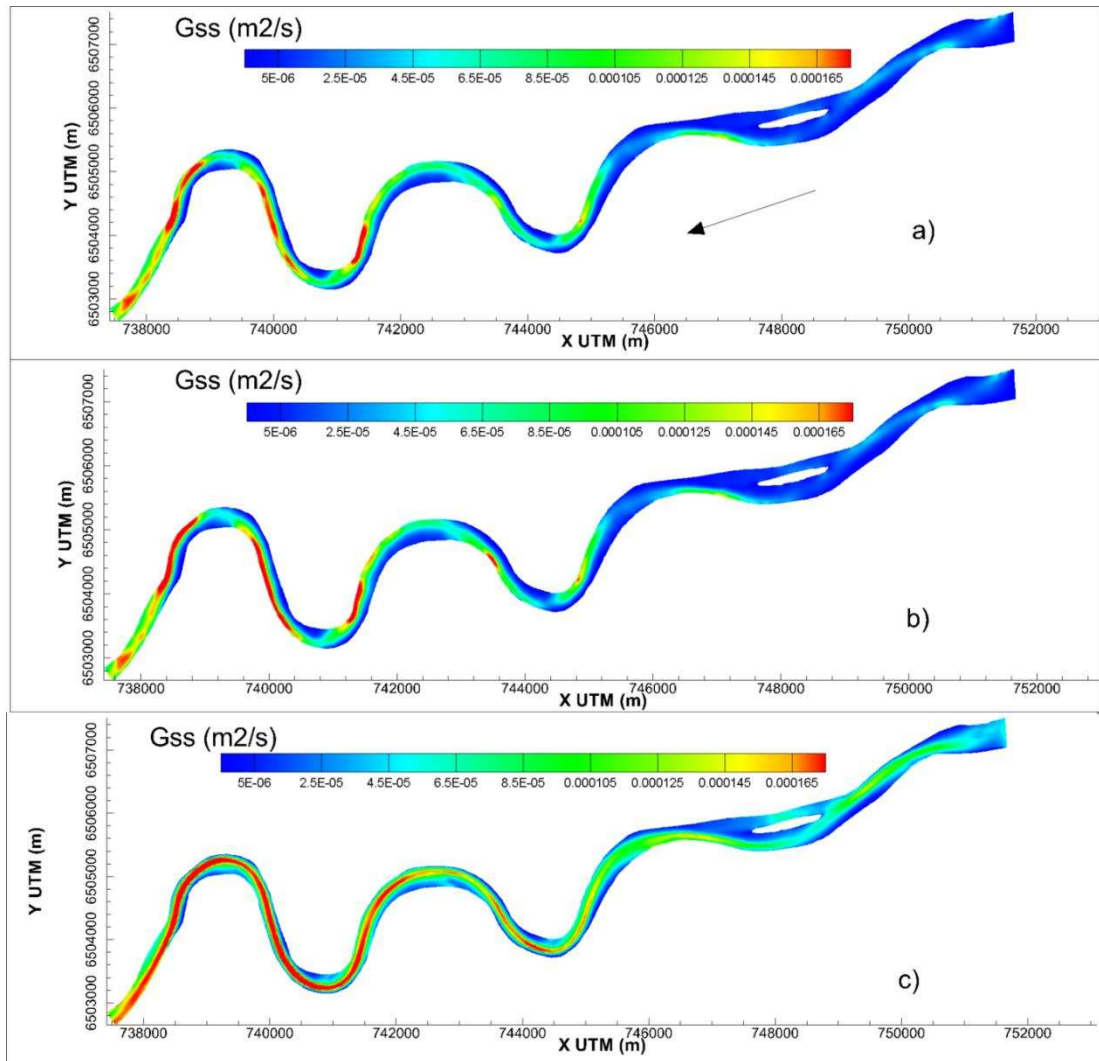
Se aprecia además en Figura 6.7, la concentración de las líneas de corrientes sobre la curva y hacia aguas abajo, opuesto al comportamiento sobre el point bar, generando una zona con menor capacidad de transporte. Este comportamiento explica el quiebre brusco del point bar y su variación gradual de la pendiente transversal y gran extensión.

#### **6.4.3 Transporte de sedimento suspendido. Modelación 2D**

A continuación se presenta la modelación numérica del material en suspensión ( $G_{ss}$ ) diferenciando los resultados de acuerdo al tipo de transporte modelado, i.e. de las arenas finas que ingresan al Colastiné desde el río Paraná (Q1) y de los fenómenos de resuspensión de sedimento proveniente del fondo (Q2). En Figuras 6.9 y 6.10 se presentan el comportamiento de las concentraciones medias en la vertical en el tramo de estudio, considerando la modelación Q1 y Q2, respectivamente. A su vez para cada caso se muestran las distintas correcciones por flujo secundario aplicadas (a) sin corrección, (b) con corrección por default (Finnie et al., 1999), y (c) corrección propuesta por Petkovsek (2015).

Como se aprecia en ambas figuras, el transporte de arenas finas que ingresa al Colastiné representa la mayor fracción con valores de concentraciones superiores al Q2. Este comportamiento se condice con los trabajos llevados a cabo por Lopez Weibel et al. (2015), en donde demuestran la presencia de arenas finas ( $D=0.100$  mm) en suspensión significativamente menores a las que componen el fondo.

Por otro lado, tanto para Q1 y Q2, (Figuras 6.9 y 6.10) se observa una coincidencia entre la región de las máximas velocidades (ver Figura 6.7) con las máximas concentraciones de sedimento suspendido, con similar comportamiento para el caso a (sin corrección) y b (con corrección por Finnie). Un resultado diferente se distingue para el caso de corrección por Petkovsek (c), donde las concentraciones de sedimento suspendido son afectadas por la acción de las corrientes secundarias, quienes desplazan el sedimento hacia el centro del cauce. Esta condición se aprecia en la Figura 6.9c y 6.10c, que muestra como el núcleo de máximas concentraciones se mantiene cercano al centro del cauce, en contraposición al comportamiento de las velocidades, donde el cambio de margen a margen es mucho más brusco.



**Figura 6. 9.-** Resultado de la modelación del transporte de sedimento suspendido para la condición Q1, aplicando los diferentes métodos de corrección de corriente secundaria en TELEMAC 2D acoplado a SISYPHE. a) sin corrección de corrientes secundarias, b) con corrección Finnie et al. (1999), y c) con corrección de Petkovsek (2015).

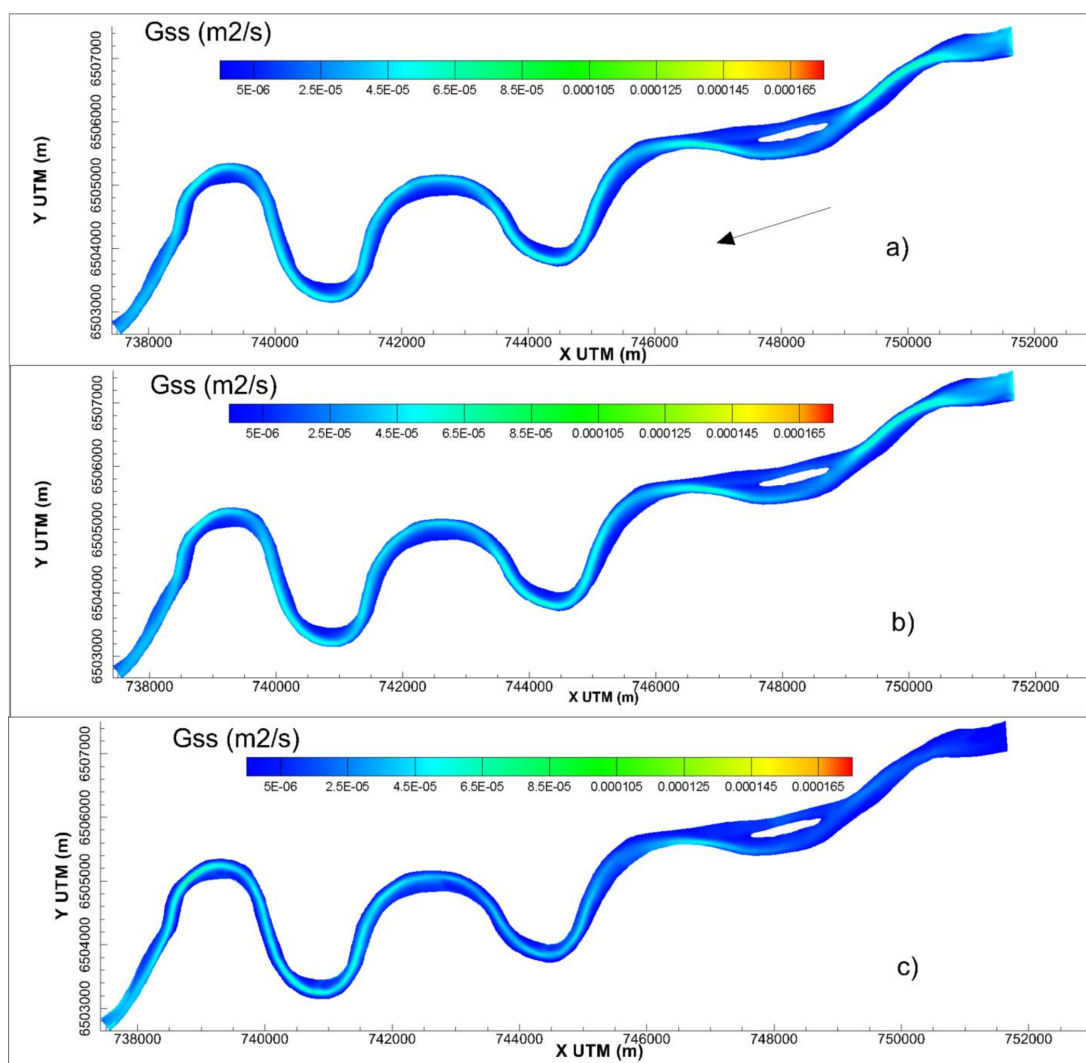
#### 6.4.4 Transporte de sedimento suspendido. Modelación 3D

Cabe aclarar que los resultados presentados en esta sección, se los considera preliminares y resultan de una primera aproximación del modelo TELEMAC 3D, el cual continua siendo evaluado para cauces naturales y condiciones sedimentológicas como las presentes en el sistema del río Paraná. De todas maneras, los resultados se utilizarán para una descripción cualitativa, es decir el efecto del movimiento helicoidal en la redistribución del sedimento modelado en 3D.

Las Figuras 6.11 y 6.12 ilustran los resultados de la estructura de flujo y concentración de sedimentos suspendidos total (Q1+Q2) de TELEMAC 3D en diferentes secciones a lo largo de todo el tramo de estudio. El comportamiento del flujo cumple con las mismas consideraciones ya presentadas en sección 6.4.2. En cuanto al sedimento suspendido del

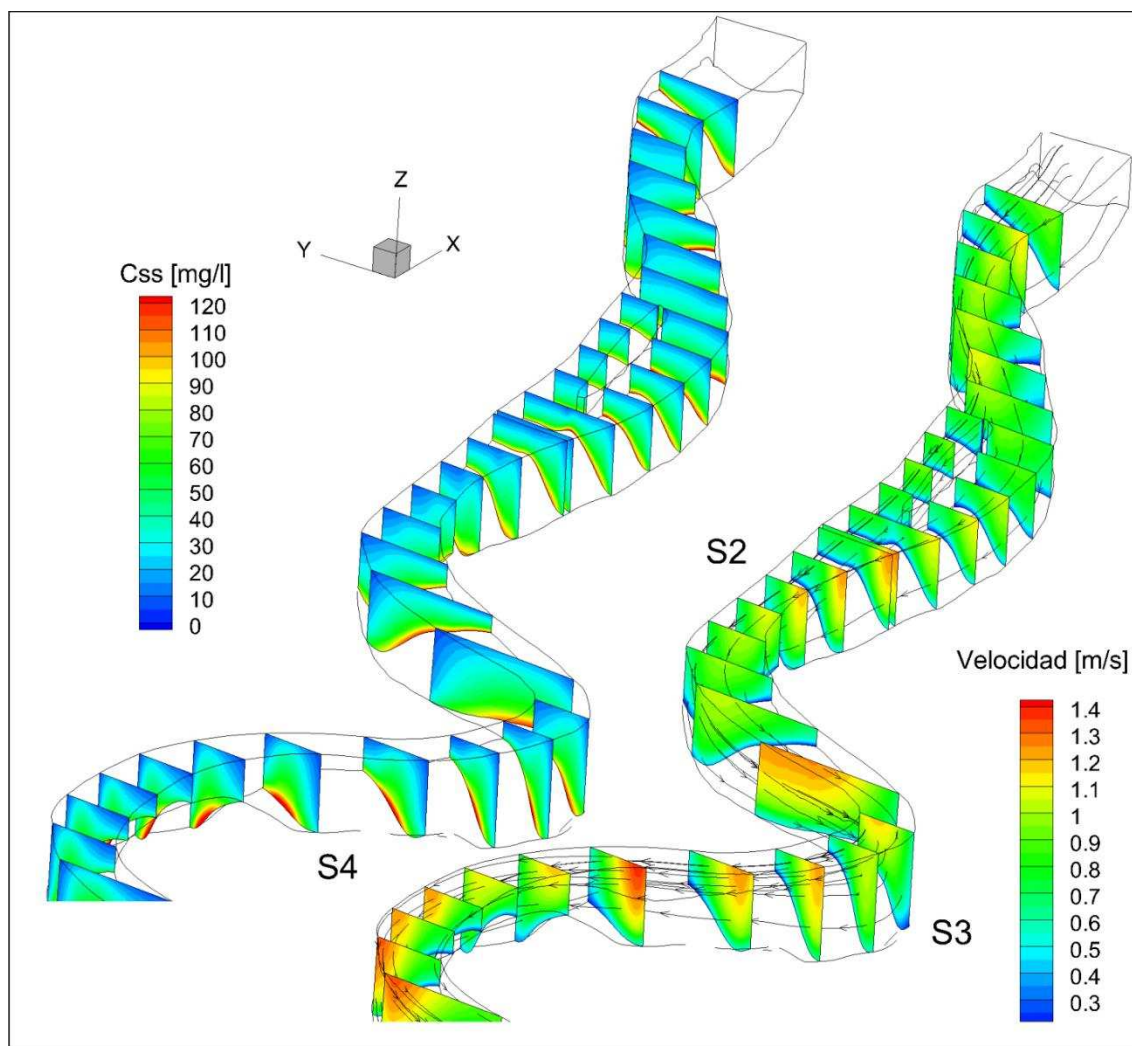


material de fondo, como el comportamiento estimado con datos de campo, sufren una redistribución concentrándose hacia el centro del cauce en las curvas. Esto es producto del flujo neto desde margen externa a interna en la cercanía del fondo (máximas concentraciones), mientras que en los tramos entre curvas, los centros de máximas concentración se expanden más uniformemente en la transversal. Notar que este comportamiento hace que el núcleo de máximas concentraciones se ubique en todo el tramo sobre el centro del cauce y no acompañe los cambios bruscos del flujo, especialmente aguas arribas de las curvas, produciéndose un desfase entre el centro de máximas velocidades y el de sedimento. Similar comportamiento al descrito en Capítulo 5 y sección 6.4.1. Notar además similar comportamiento con el método de corrección por Petkovsek (Figura 6.9c y 6.10c).



**Figura 6. 10.-** Resultado de la modelación del transporte de sedimento suspendido para la condición Q2, aplicando los diferentes métodos de corrección de corriente secundaria en TELEMAC 2D acoplado a SISYPHE. a) sin corrección de corrientes secundarias, b) con corrección Finnie et al. (1999), y c) con corrección de Petkovsek (2015).

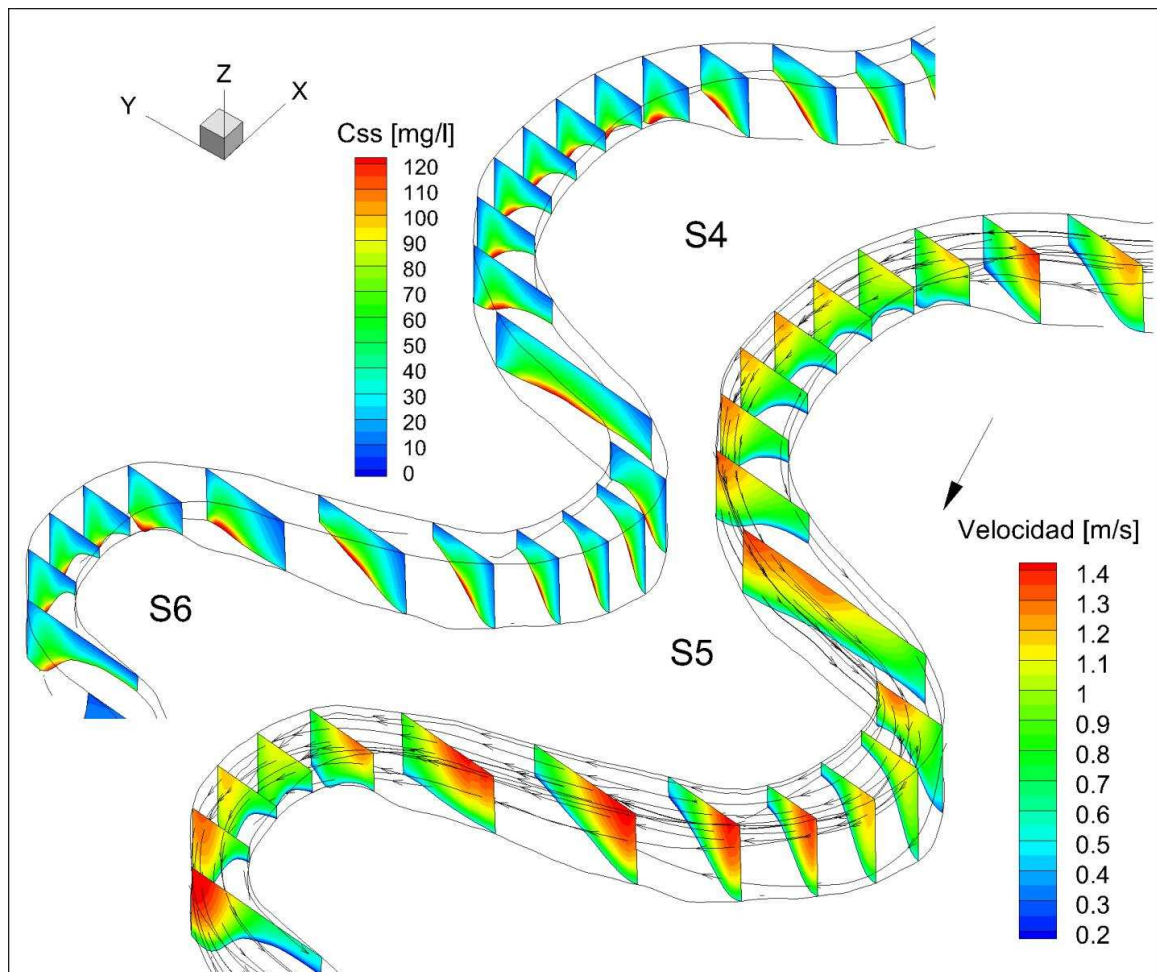
Las Figuras 6.13 y 6.14 muestran la estructura de flujo (velocidad primaria y secundaria, descompuestas por Rozovski) en secciones coincidentes a los ápices de las curvas (S4, S5 y S6) y aquellas intermedias entre las mismas, coincidentes a las secciones relevadas en C2013 (R4, R5, R6, R8, R9 y R10, ver Capítulo 5 para ubicación). Se aprecia en dichas figuras como las corrientes secundarias varían en intensidad a lo largo de la sección, incrementando cerca de la margen y reduciéndose en el point bar.



**Figura 6. 11.-** Estructura de flujo y concentraciones de sedimento suspendido obtenida de TELEMAC 3D. De S1 a S4.

Ciertamente si se compara con la situación medida en la Figura 6.5 se puede indicar que las diferencias principales rondan en la región del point bar y margen externa de la curva. La condición medida muestra un flujo totalmente desordenado en el point bar, y cerca de la margen externa muestra la celda en sentido opuesto (Figura 6.5, S6), situación que no es observada en la corriente secundaria del modelo numérico. Recordar que para la modelación se consideró márgenes lisas, sin rugosidad (formas de fondo) ni presencia de vegetación,

diferenciándose considerablemente de la condición natural, donde la generación de turbulencia por estos factores produce un comportamiento más aleatorio (e.g. en el point bar) o reducción de velocidades (sobre margen externa). Además, las Figura 6.13 y 6.14 muestran el mapa de concentraciones sobre del modelo superpuestas nuevamente las velocidades secundarias. Nótese un buen ajuste con los datos medidos en cuanto a la localización, los valores del centro de máximas concentraciones y la intensidad de las corrientes secundarias (comparar con Figura 6.7), cuestión que será validada en el siguiente punto.



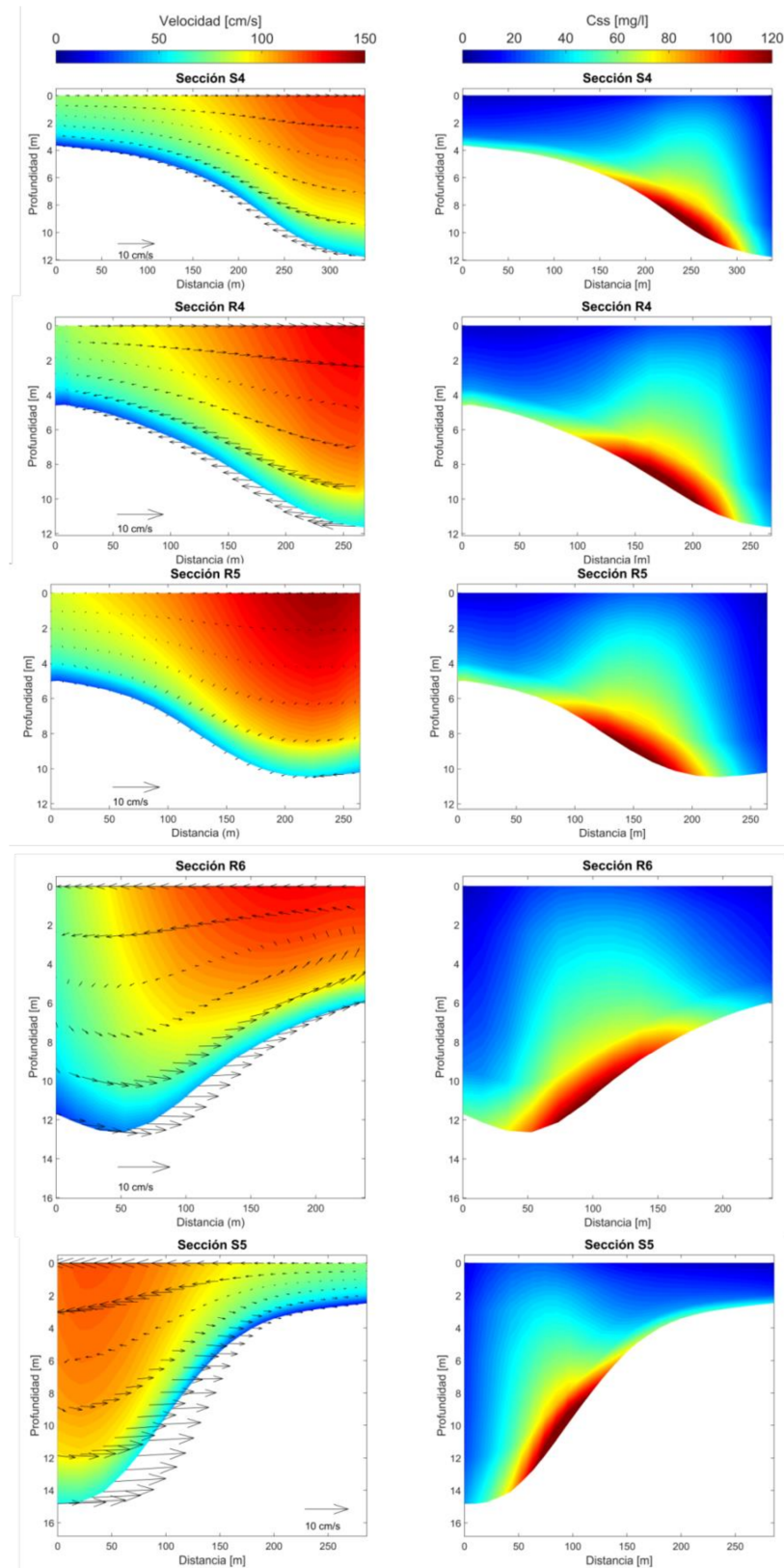
**Figura 6. 12.-** Estructura de flujo y concentraciones de sedimento suspendido obtenida de TELEMAC 3D. De S4 a S6.

#### 6.4.5 Comparación de resultados

En Figura 6.15 se presentan los resultados comparativos, para cada una de las secciones relevadas, entre las concentraciones medidas (método ADCP) con las obtenidas de la modelación numérica para cada uno de los casos, ambas integradas en la vertical.

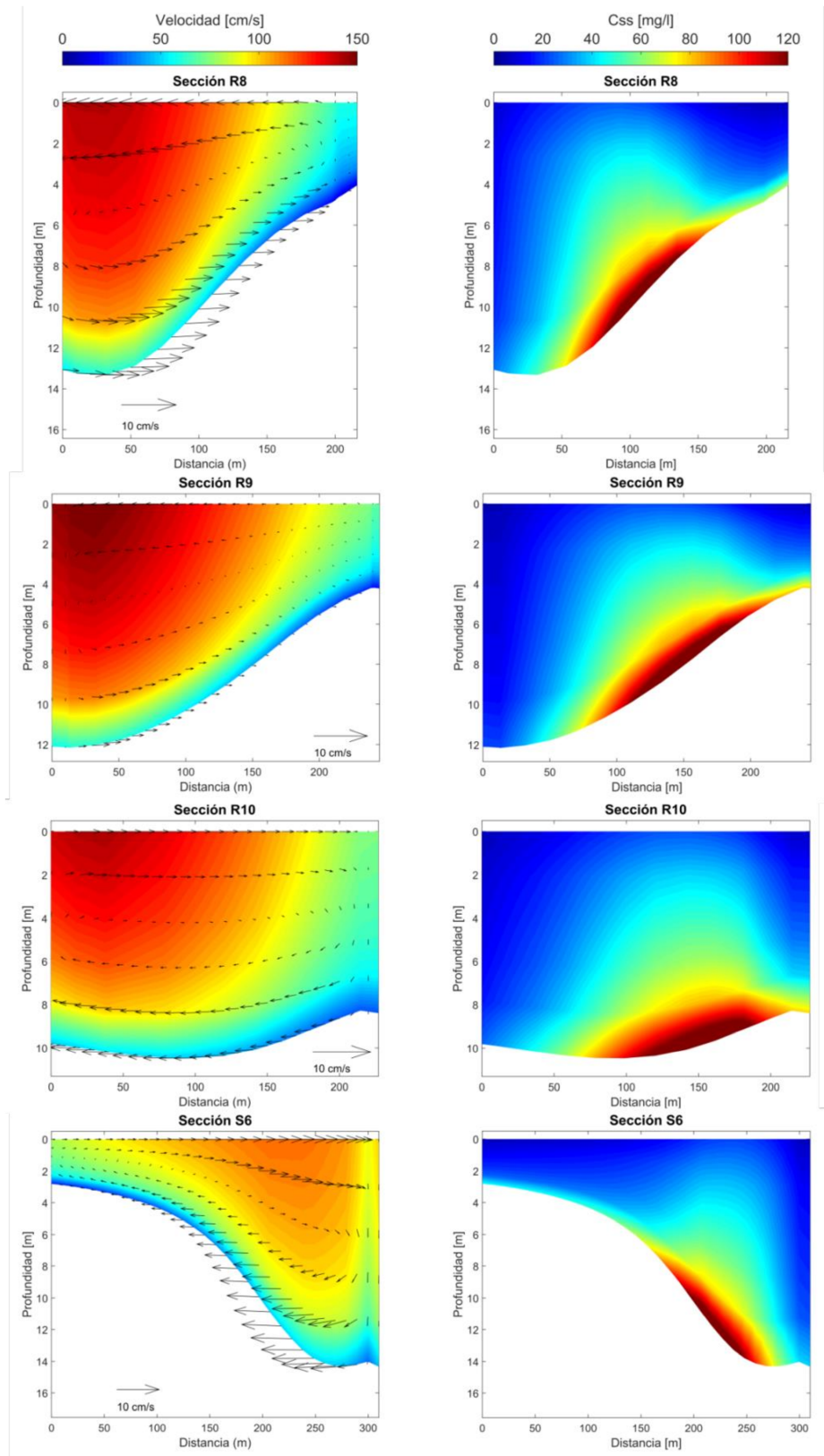
De la Figura 6.15 se observa que el mejor ajuste a la distribución de sedimentos medidos en las secciones transversales lo produce la modelación 3D con una coincidencia en la ubicación de los picos de máximas concentraciones disminuyendo en la margen externa y

sobre el point bar. Si bien las concentraciones están sobreestimadas para todas las secciones, la distribución en la transversal se reproduce adecuadamente siguiendo la distribución medida.



**Figura 6. 13.-** Resultados de modelación numérica de estructura de flujo de TELEMAC 3D (izquierda), y sedimentos suspendidos (Q1+Q2). Notar que las secciones R4, R5 y R6 son coincidentes a las relevadas en C2013.

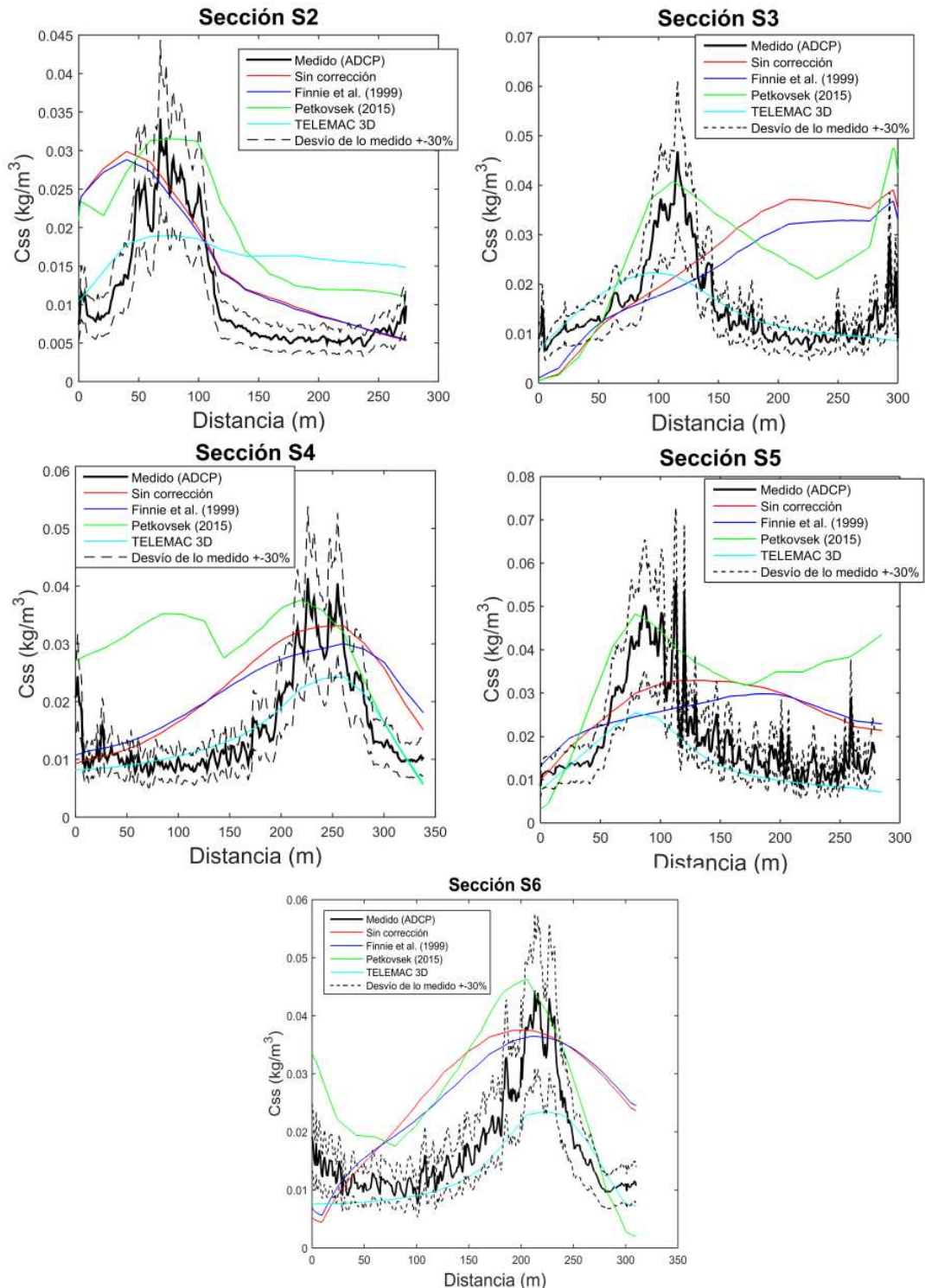




**Figura 6. 14.-** Resultados de modelación numérica de estructura de flujo de TELEMAC 3D (izquierda), y sedimentos suspendidos (Q1+Q2). Notar que las secciones R8, R9 y R10 son coincidentes a las relevadas en C2013.

El método de Petkovsek, reproduce adecuadamente la magnitud y ubicación del pico pero con sobreestimaciones y comportamientos erróneas (ver sección S4) sobre el point bar. Este

último hecho puede deberse a la suposición de que el comportamiento descrito en Figura 6.1 se produce para toda la sección transversal.



**Figura 6. 15.-**Distribución de concentraciones del sedimento de fondo en suspensión integradas en la vertical, estimadas con ADCP y modeladas (Q1 +Q2) considerando los distintos casos. En línea de puntos se presentan las curvas considerando la incertidumbre en las estimaciones del sedimento suspendido con metodología acústica, i.e.  $\pm 30\%$  (Szupiany et al., 2017).

En función de lo observado en Figura 6.4 y 6.5, la celda secundaria solo se presenta entre el



punto de quiebre del point bar y la margen externa de la curva. La ausencia de circulación helicoidal sobre el point bar puede deberse a que, dada su baja intensidad (tal lo demuestra los resultados de la modelación 3D), no sean medible con la resolución del equipo utilizado, sumado a que estas se encuentran afectadas por la rugosidad del fondo y generación de turbulencia, rompiendo cualquier estructura coherente que se forme en esta zona. Se sugiere además una evaluación de la Ec. 6.12, la que podría producir errores en la estimación del radio de curvatura sobre esta zona

La modelación 2D sin corrección y aplicando el método de Finnie et al. (1999) arrojan similares resultados, distinguiéndose un similar comportamiento al medido en la transversal pero con distribuciones más homogéneas sin el efecto de redistribución por la corriente helicoidal.

## **6.5 Conclusiones**

En el presente capítulo se analiza un fenómeno con una componente fuertemente tridimensional, como lo es la estructura de flujo y su efecto en el transporte de sedimento a lo largo de curvas de un gran río meandriforme. Para ello se presenta una descripción del fenómeno utilizando datos medidos en campo con una alta resolución espacial y temporal mediante la tecnología acústica y se los compara con la aplicación de diferentes modelos (2D y 3D) y teniendo en cuenta (para el caso del modelo 2D) diferentes criterios de corrección, para considerar la estructura helicoidal del flujo en curvas y ponderar la distribución no homogénea en la vertical de la distribución de sedimentos.

Para responder con los objetivos, se implementa el modelo numérico TELEMAC 2D y 3D acoplado a SISYPHE.

Los datos de campo establecen un claro efecto del movimiento helicoidal en la redistribución de los sedimentos suspendidos, el cual produce un flujo sólido neto hacia el point bar de las curvas. Para un tramo con sucesivas curvas, este efecto produce que el núcleo de sedimento transportado muestre un comportamiento gradual, y sobre el centro del cauce, que el de las velocidades, las cuales varían bruscamente su entre curvas. Este hecho es producto de que la transferencia de caudal líquido de margen interna a externa se produce más fuertemente por la capa superior del flujo (donde se presentan las mayores velocidades), la inferior está afectada al movimiento helicoidal que, dado que aquí se presentan las máximas concentraciones, transfiere sedimento en dirección contraria.

Respecto a la modelación 2D, el método propuesto por Petkovsek (2015) reproduce adecuadamente la posición y magnitud del núcleo de máximas concentraciones, pero con sobrestimaciones en el point bar y comportamiento erróneos en algunos casos (por ejemplo

en sección S4 y S5). Es de destacar que dicho método, considera un balance del flujo para cada vertical (tal lo establecido por Rozovskii), sin considerar el flujo transversal hacia margen externa en curvas producto de la transferencia de caudales hacia la misma (flujo  $\alpha$  descrito por Yalin, 1992). De todas maneras, los resultados se ajustan mejor sin considerar ninguna corrección o bien aquella presentada por Finnie et al. (1999), a un costo computacional mucho menor al requerido para un modelo 3D. En cuanto a este último, se destaca un comportamiento/tendencia similar al medido en la distribución en la transversal de valores medios en la vertical, indicando una correcta representación de los fenómenos hidráulicos y sedimentológicos. Mayores comprobaciones deben realizarse para calibrar los valores de concentración obtenidos en TELEMAC 3D, los cuales presentaron una subestimación de hasta 70% respecto lo medido. Esta cuestión será analizada como continuación a la presente tesis.

## **CAPÍTULO 7: Conclusiones generales**

La presente tesis realiza una descripción detallada y análisis de los procesos morfológicos, hidráulicos y sedimentológicos que se producen en un cauce secundario meandriforme (CSM) del sistema del río Paraná (río Colastiné), abarcando tanto la zona de su embocadura como su desarrollo y evolución hacia aguas abajo. Este complejo sistema le da características particulares que no han sido estudiadas hasta el momento y, por lo tanto, la presente investigación produce un significativo avance en el conocimiento de los procesos gobernantes. Entre las características distintivas con otros sistemas menores, se destaca: gran relación entre el ancho y la profundidad, complejas configuraciones en planta, múltiples bifurcaciones del flujo, interacción con la vegetación y el tamaño del sistema que, dado la dificultad y falta de metodologías y herramientas para cuantificar las variables de interés, ha impedido el avance del conocimiento en el comportamiento de estos grandes sistemas.

Para dar respuesta a los objetivos e hipótesis planteadas, la investigación se llevó a cabo mediante una integración de: i) datos detallados relevados en campo, ii) códigos computacionales desarrollados a fin de procesar el gran volumen de las variables medidas y iii) modelos numéricos bi y tridimensionales

A continuación se sintetizan las conclusiones más relevantes, agrupadas según los objetivos e hipótesis planteadas. Para finalizar, se plantean las líneas de investigación que se consideran necesarias de desarrollo futuro a la presente tesis.

### **7.1 Herramienta de procesamiento de variables hidrosedimentológicas**

ASET (ver Capítulo 3) pretende dar respuesta a la necesidad de contar con una herramienta para el procesamiento de la señal acústica registrada por los ADCP, la cual su transformación a concentración de sedimento suspendidos ha sido analizada en diferentes contribuciones en la última década. A pesar de estos estudios, no se contaba hasta el momento de una metodología y herramienta que pueda ser aplicada a cauces naturales como el aquí analizado. Desarrollada en MATLAB, y destinada por el momento a los equipos ADCP (600 kHz y 1200 kHz Río Grande Teledyne RDI), permite estimar las concentraciones y el transporte de sedimento suspendido de fondo en cauces naturales con presencia de distribuciones de sedimento bi-modales (fracción fina arcilla/limo y gruesa arenas) en suspensión, basado en la teoría acústica que describe la propagación del pulso acústico en agua (Deines, 1999; Latosinski et al., 2014; Szupiany et al., 2017).

Un aspecto crítico, evaluado en Capítulo 3, se refiere a los métodos de extrapolación

proporcionados por ASET en las zonas no medidas por los ADCP, en especial en la cercanía del fondo en donde se transporta la mayor cantidad de sedimentos suspendidos (arenas). En este sentido, se destaca que la metodología y herramienta de cálculo brinda resultados comparables con metodologías de aforos sólidos tradicionales, con diferencias que no superaron el 50%, diferencia más que satisfactoria teniendo en cuenta las incertidumbres involucradas en la estimación del transporte de sedimentos, en especial, en grandes sistemas como el Paraná. Además, se destaca las significativas ventajas de resolución y operación que permiten cuantificar al flujo y sedimento a bajo costo, menores tiempos de mediciones, procesamiento en gabinete y laboratorio y con resoluciones espaciales imposible de generar con los métodos tradicionales, lo que permite un nuevo enfoque en el estudio del transporte de sedimento y su relación con el flujo.

## **7.2 El río Colastiné y su vínculo con el cauce principal del Paraná.**

El comportamiento de los cauces secundarios como el río Colastiné se encuentra directamente vinculado a su condición de captura de caudales líquidos y sólidos transportados por el cauce principal (río Paraná). Por tal motivo, en el Capítulo 4 se analizaron los fenómenos hidrosedimentológicos sobre la zona denominada Chapetón, la cual se caracteriza por una serie de bifurcaciones sucesivas, producto de la presencia de bancos e islas de diferentes antigüedades y tamaños (bifurcación Tipo I), sumada a la producida por el cauce secundario Colastiné (bifurcación Tipo II). Si bien estos complejos nodos, característicos de los sistemas anabranching o de cauces múltiples como el Paraná, han sido estudiado desde el punto de vista geomorfológico (ver Ramonell et al., 2000; Pereyra 2016), no hay registros de estudios detallados sobre la dinámica hídrica y sedimentológica y el rol que cumplen estos cauces secundarios en el subsistema cauce principal y secundario, cuestión que es analizada en Capítulo 4 de la presente tesis.

En la zona de estudio se observa una importante dinámica morfológica en los últimos 7 años (período 2009-2016). Como principales cambios se pueden mencionar: i) cambio de posición del thalweg y procesos de sedimentación en la zona de bifurcación múltiple sobre el cauce principal brazo derecho (bifurcación 2, Figura 4.3), ii) aumento de ancho del brazo Zapata (brazo izquierdo de bifurcación 1), iii) deposición en zona de expansión aguas abajo de bifurcación 1 sobre el brazo derecho, y iv) formación de banco frente a la embocadura al río Colastiné, trasladando la misma aguas arriba.

Los cambios morfológicos antes mencionados, los cuales reflejan una pérdida de capacidad de conducción sobre el brazo derecha de bifurcación 1 (Tabla 4.6), han sido acompañados

por cambios en la división de caudales. En este sentido, se produjo una disminución del caudal relativo en el brazo derecho de la bifurcación 1, aumentando el ingreso sobre el brazo izquierdo. Este cambio se produjo a pesar de la desfavorable configuración en planta, en la cual el flujo debe realizar un cambio en su dirección de aproximadamente 90°. Sin embargo, a pesar de los cambios hidráulicos y morfológicos, el río Colastiné mantuvo el ingreso de caudales (capacidad de captura de caudales líquidos al cauce principal) (~10% del caudal que ingresa en la sección Cerrito).

Se destaca además que en el tramo comprendido entre la embocadura anterior y la actual, la morfología se estaría modificando e igualando a la del río Colastiné e impidiendo la formación y/o avance de los bancos frente a la embocadura. Esto demostraría la capacidad de reordenamiento morfológico producido por el Colastiné, la cual no solo involucra a su propio cauce sino que también afecta al nodo de expansión/bifurcación del cauce principal a fin de garantizar y/o mantener la propia capacidad de conducción (Hipótesis H1).

En cuanto a la estructura de flujo los cambios graduales en planta y del fondo del cauce no generan estructuras coherentes significativas del flujo sobre las bifurcaciones analizadas, las cuales podrían afectar la redistribución del sedimento. Tal es el caso del conocido efecto de Bulle (1926), el cual sería despreciable en estos ambientes fluviales

Con el fin de tener una mejor comprensión de los procesos y cambios gobernantes en el área de estudio, se calibró y validó el modelo numérico TELEMAC 2D hidrodinámico. Para ello se llevaron a cabo 4 simulaciones bajo dos estados hidrométricos (alto y bajo) y, a su vez, con la condición hipotética de ausencia del río Colastiné. Entre los resultados más relevantes se encuentran:

- i) la configuración en planta en bifurcación 1 produce efectos convectivos significativos con un aumento en la partición de caudales sobre el brazo derecho, los cuales se incrementan para aguas altas (mayor diferencia porcentual entre brazos de bifurcación 1, comparada con el estado bajo), disminuyendo el caudal en el brazo Zapata y generando una distribución de caudales homogénea entre las secciones de la bifurcación 2 (secciones S14, S15 y S7). Sin embargo, dada la división de caudales relevadas en 2009 (estado de bajante) y 2016 (aguas medias), la pérdida de la capacidad del brazo derecho fue más importante que el aumento de caudales por efectos convectivos en 2016.
- ii) Efecto de la presencia, o no, del Colastiné sobre todo el nodo modificando no solo la distribución de caudales inmediatamente aguas arriba (bifurcación 2), sino también en la bifurcación 1 (Tabla 4.6) (Hipótesis H1).

- iii) Fenómeno de formación de los bancos frente a embocadura y efecto de los niveles medios/ bajos en su recrecimiento. Bajo la condición hidrométrica de aguas bajas se genera una zona de disminución de velocidades y unión de los flujos provenientes del brazo derecho y central, como se observa en la Figura 4.15. Este fenómeno sería uno de los encargados de depositar el material transportado por fondo y suspendido sobre el banco 2 (Figura 4.6) lo cual es corroborado con las distribución granulométrica de las capas superiores del banco, en donde se presenta una similitud con las características del sedimento transportado en suspensión (Latosinski et al., 2014; Lopez Weibel et al., 2015).

## **7.4 Comportamiento morfológico, hidráulico y sedimentológico del río Colastiné**

Los Capítulos 5 y 6 avanzan en la comprensión de la dinámica hídrica, sedimentológica y morfológica, focalizando el análisis en la interacción entre sedimento transportado en suspensión y las estructuras tridimensionales del flujo características de cauces meandriiformes. Se analiza además el efecto de las elevadas relaciones entre el ancho y la profundidad típica de este sistema y los particulares procesos asociados a la misma en comparación con cauces de menor escala, ya estudiados en detalle por la comunidad científica.

Para el cumplimiento de los objetivos y validación de las hipótesis (H2) se destacan las metodologías de medición con tecnología acústica y desarrollo de las herramientas presentadas en el Capítulo 3, las cuales permitieron lograr un nivel de detalle en la cuantificación de las variables involucradas no alcanzado en estudios previos, en especial el campo de concentraciones de sedimentos suspendidos. Cabe destacar además el abordaje planteado, mediante una combinación e integración de información proveniente de mediciones en campo y modelación numérica.

Entre las características más relevantes de este gran sistema fluvial se encuentra su morfología la cual se caracteriza por la presencia de un point bar extenso en ancho (~50% del ancho del cauce) y longitud, con una configuración aproximadamente plana (pendientes transversales del fondo menores a 2°), con un quiebre brusco al aproximarse al thalweg ubicado sobre la margen externa de la curva. Sobre estas el thalweg se mantiene sobre la margen externa hasta inmediatamente el inicio de la siguiente curva, allí se desarrolla un cambio brusco de la curvatura, considerablemente más elevada en comparación con la observada en planta (Ver Figura 5.6).



Por su parte el comportamiento del flujo medio en el tramo desarrolla una aceleración en la zona entre ápices y una desaceleración y concentración del flujo sobre las curvas, donde se observa un aumento del ancho de la sección. Este comportamiento genera una fuerte transferencia transversal de caudales (a través del flujo tipo  $\beta$ ) concentrando los mayores caudales específicos sobre la margen externa. En otras palabras, sobre la curva se concentra un ~80% del caudal líquido en una región cercana al 40% del ancho.

Esta morfología y características del flujo sobre las curvas, las cuales se diferencian con los cauces de menor escala, genera una concentración de la estructura tridimensional del flujo (movimiento helicoidal) limitada al ancho del thalweg. Estas celdas de circulación secundarias, que inicia su desarrollo en la zona cercana al cambio brusco del thalweg antes descrito, aguas arriba del ápice de la curva. Luego reduce su ancho y a la vez incrementa su intensidad sobre la sección del ápice hasta localizarse en la región del thalweg (Figura 5.14). Dicha celda se mantiene hacia aguas abajo, perdiendo intensidad, hasta el inicio de la siguiente curva. La ausencia del movimiento helicoidal (flujo tipo  $\alpha$ ) sobre el point bar indicaría la reducida transferencia de sedimento desde la zona de máximas velocidades y profundidades hacia la margen interna de la curva, tal fue observado por numerosos trabajos previos (Dietrich, 1987). Por el contrario, se sugiere que el mecanismo de recrecimiento del point bar es por acreción vertical producto de la desaceleración del flujo sobre esta zona, lo que explica su configuración plana y el menor avance de la margen interna con respecto a la externa, produciendo así un incremento del ancho del cauce en esta zona (Hipótesis H2).

Otra particularidad hallada en este tipo de grandes cauces meandriformes es la no correlación entre los núcleos de máxima velocidad que divaga de margen a margen rápidamente de acuerdo a los cambios de posición del thalweg, mientras que el de sedimento suspendido se mantiene en forma concentrada en el centro del cauce, moviéndose transversalmente en forma mucho más gradual que el flujo a lo largo de las curvas. Este fenómeno se debe al efecto de la presencia de corrientes secundarias. El flujo tipo  $\beta$  (con mayores velocidades cerca de superficie) afecta levemente al sedimento, el cual es transportado mayormente cerca del fondo. Por el contrario, el flujo helicoidal (tipo  $\alpha$ ), distinguido solo en la región del thalweg, tiende a desplazar el sedimento suspendido particularmente sobre la zona de fondo (máximas concentraciones) hacia el límite interno de las celdas secundarias observadas y, por lo tanto, manteniendo la posición de los núcleos de máximas concentraciones sobre el centro del cauce. Por último, en los tramos intermedios entre curvas, no se detectaron grandes desplazamientos debido a la reducción de las intensidades de las corrientes secundarias actuantes.

Respecto al caudal sólido medido desde la embocadura se distingue un fenómeno de resuspensión para todas las campañas relevadas, en contraposición a un decrecimiento del caudal líquido debido a la condición de desborde. Este aumento del transporte sólido se encuentra relacionado con el incremento de la curvatura hacia aguas abajo, la cual produce aumentos de flujo secundarios y aceleración del flujo entre curvas.

La presencia de vegetación sobre la planicie aluvial genera condiciones particulares en los márgenes del cauce, específicamente sobre los márgenes externos de curvas en donde se producen los mayores procesos de erosión (Hipótesis H2). Aquí, la vegetación con mayor masa radicular (árboles de sauces en su mayoría) generan patrones de erosión irregular en los márgenes. Además, estos caen constantemente sobre el cauce permaneciendo por períodos prolongados hasta su descomposición o hasta que la capacidad de la corriente los pueda arrastrar. Ambos hechos, genera una zona con importantes efectos de rugosidad en el flujo de alrededor de 50 m de ancho generando variaciones en el flujo, tanto en magnitud como dirección de la velocidad (Figura 5.16). Si bien la metodología aquí aplicada no permite el cálculo de variables que nos dejen inferir de manera directa los parámetros turbulentos, se destaca el comportamiento independiente de estas estructuras con respecto al flujo helicoidal generado inmediatamente en la zona del thalweg.

Para finalizar, en Capítulo 6 se analiza la interacción del fenómeno tridimensional en las curvas analizadas y el transporte de sedimento en suspensión y se evalúan diferentes alternativas numéricas para modelar dicho fenómeno. Para ello se utilizan los datos medidos en campo y se los compara con la aplicación de diferentes modelos (2D y 3D) y teniendo en cuenta (para el caso del modelo 2D) diferentes criterios de corrección para considerar la estructura helicoidal del flujo en curvas y ponderar la distribución no homogénea en la vertical de la distribución de sedimentos.

Respecto a la modelación 2D, el método propuesto por Petkovsek (2015) reproduce adecuadamente la posición y magnitud del núcleo de máximas concentraciones, pero con sobrestimaciones en el point bar y comportamiento erróneos en algunos casos (por ejemplo en sección S4 y S5). Es de destacar que dicho método, considera un balance del flujo para cada vertical (tal lo establecido por Rososvkii, 1957), sin considerar el flujo transversal hacia margen externa en curvas producto de la transferencia de caudales hacia la misma. De todas maneras, los resultados se ajustan de mejor manera que sin considerar ninguna corrección o bien aquel presentado por Finnie et al. (1999), a un costo computacional mucho menor al requerido por los modelos 3D (Hipótesis H3). En cuanto a este último, se destaca un comportamiento/tendencia similar al medido en la distribución en la transversal de valores medios en la vertical, indicando una correcta representación de los fenómenos hidráulicos y

sedimentológicos. Mayores comprobaciones deben realizarse para calibrar los valores de concentración obtenidos en TELEMAC 3D, los cuales presentaron una subestimación de hasta 70% en la vertical, respecto lo medido.

## **7.5 Recomendaciones y futuras líneas de investigación**

Luego de analizar en forma integral los resultados y de las discusiones surgidas en los ámbitos de trabajo relacionados a la misma, es necesario resaltar la necesidad de desarrollar nuevas líneas de investigación que complementen los análisis y resultados alcanzados en la presente tesis.

Entre las mismas se destacan:

- a) Estudios de los nodos analizados bajo diferentes estados hidrométricos, particularmente sobre la bifurcación Colastiné-Paraná y bajo estados de desborde.
- b) Análisis del aporte de la fracción gruesa de sedimentos (arenas) aportadas por el sistema Bermejo-Paraguay y comportamiento hacia aguas abajo sobre tramo medio e inferior del río Paraná. Los resultados de los muestreos y el esquema de modelación numérica del sedimento desarrollado en Capítulo 6 (Hipótesis H3) sugieren que las arenas finas y muy finas se transportan como carga de lavado y/o son resuspendidas por las variaciones hidrométricas.
- c) Respecto a la herramienta computacional ASET, todavía existen limitaciones del rango de aplicabilidad, en donde solo se ha evaluado en el sistema fluvial del Paraná y con equipos acústicos de dos frecuencias (600 y 1200 kHz). En cuanto a los métodos de extrapolación es necesario incorporar otros como la ley del defecto (García, 2008) y realizar mayores comprobaciones del funcionamiento de los ya incorporados en otros cauces. Por lo tanto, se están realizando esfuerzos para mejorar su versatilidad y ampliar su validez a otros equipos (o fabricantes) y regiones. Se pretende a futuro incorporar la metodología de Monte Carlo para la evaluación de la incertidumbre de la metodología en los resultados arrojados por él código.
- d) Respecto al modelo numérico aquí presentado vale la pena mencionar la necesidad de mayores validaciones de la corrección de Petkovsek (2015) para otros cauces de menor jerarquía y bajo otros estados hidrométricos. Particularmente una variable involucrada en el cálculo es el radio de curvatura ( $R$ ) propuesto por Shimizu e Itakura (1991) y también usado por Finnie et al. (1999) y Petkovsek (2015). Se propone evaluar el cambio de cálculo dicha variable, actualmente dependiente de las condiciones hidrodinámicas modeladas (Ec. 6.11), por el radio de curvatura geométrico de las curvas.

## Lista de símbolos

- $A$ : área de celda provista por ADCP
- $A_r$ : coeficientes de regresión (pendiente de la recta)
- $B$ : ancho
- $B_r$ : coeficientes de regresión (intercepción de la recta)
- $B_v$ : ancho de valle
- $C$ : concentración de sedimento
- $C_{eq}$ : concentración desarrollada por formulaciones teóricas a la altura de referencia
- $C_f$ : coeficiente de fricción
- $C_r$ : Constante de instrumental ADCP
- $C_{ref}$ : concentración a la altura de referencia ( $a$ )
- $Co$ : número de Courant
- $D$ : diámetro de sedimento
- $D_{16}$ : diámetro correspondiente al 16% de material pasante
- $D_{50}$ : diámetro correspondiente al 50% de material pasante
- $D_{86}$ : diámetro correspondiente al 84% de material pasante
- $D_c$ : diámetro representativo de la fracción  $>0.062\text{mm}$
- $D_f$ : diámetro representativo de la fracción  $<0.062\text{mm}$
- $D_T$ : tasa de deposición
- $E$ : señal producida por los sedimentos suspendidos
- $E_r$ : ruido del instrumento y ambiente
- $E_T$ : tasa de erosión
- $EL$ : la propagación de la señal emitida con una intensidad
- $f$ : factor de forma
- $Fr$ : número de Froude
- $G_{ss}$ : transporte de sedimento fracción gruesa (arenas)
- $G_{ss_m}$ : transporte de arenas en suspensión zona medida
- $G_{ss_s}$ : transporte de arenas en suspensión zona no medida superficie
- $G_{ss_b}$ : transporte de arenas en suspensión zona no medida fondo
- $G_w$ : transporte de sedimento fracción fina (carga de lavado)
- $g$ : gravedad
- $g_{ss_{ij}})_m$ : transporte de arenas en la celda de la zona medida
- $g_{ss_{ij}})_b$ : transporte de arenas en la celda de la zona no medida de fondo

$gss_{ij})_s$ : transporte de arenas en la celda de la zona no medida de superficie  
 $H$ : profundidad  
 $H_{col}$ : altura del río Colastiné en estación RN 168  
 $H_d$ : altura de duna  
 $H_{pp}$ : altura río Paraná estación Puerto Paraná  
 $I$ : intensidad de potencia recibida  
 $I_0$ : intensidad de potencia emitida  
 $I_{bn}$ : nivel de ruido de fondo o enmascaramiento  
 $I_{sd}$ : señal producto de las partículas suspendidas  
 $I_{ref}$ : intensidad de referencia arbitraria  
 $K_s$ : coeficiente dependiente de las características de la partícula  
 $K_T$ : constante global  
 $k_c$ : factor de conversión de unidades internas del ADCP  
 $k_s$ : rugosidad de fondo  
 $k$ : número de onda acústica  
 $kp$ : producto entre radio de partícula y  $k$   
 $L$ : longitud transmitida  
 $Lr$ : distancia recorrida  
 $M_s$ : masa total de los sedimentos en suspensión por unidad de volumen  
 $n_b$ : es el número de partículas por unidad de volumen  
 $Nr$ : número de Rouse  
 $N_e$ : número de elementos de malla triangular  
 $p$ : presión  
 $p_{atm}$ : presión atmosférica  
 $p_d$ : presión dinámica  
 $P_t$ : potencia transmitida  
 $Q$ : caudal líquido  
 $Q_b$ : transporte de fondo  
 $Q_{bf}$ : caudal de desborde  
 $Q_{mód}$ : módulo de caudal  
 $Q_{máx}$ : caudal máximo  
 $Q_{min}$ : caudal mínimo  
 $R$ : radio de curvatura  
 $r_m$ : radio medio de esfera

$RL$ :	intensidad de la señal registrada (nivel de reverberancia)
$R_t$ :	distancia de transductor
$S$ :	pendiente superficial
$S_c$ :	corrección de la intensidad de la señal de retorno
$S_h$ :	fuelle o sumidero de fluido
$S_v$ :	intensidad de retorno por unidad de volumen
$S_x$ :	fuelle o sumidero en dirección $x$
$S_y$ :	fuelle o sumidero en dirección $y$
$S_z$ :	fuelle o sumidero en dirección $z$
$S_T$ :	señal corregida
$S_{Tr}$ :	fuelle o sumidero de trazador
$s$ :	densidad relativa
$T$ :	trazador pasivo o activo (en unidades de trazador)
$T_i$ :	temperatura del agua
$t$ :	tiempo
$TC$ :	corriente transmitida
$TV$ :	voltaje transmitido
$U_{adv}$ :	velocidad advectiva en dirección $x$
$u$ :	componente de velocidad en coordenadas $x$
$u_*$ :	velocidad de corte
$u_p$ :	velocidad primaria (normal al plano secundario)
$u_s$ :	velocidad secundaria
$u_{r1}$ :	velocidad en plano $r$ cercana a superficie
$u_{r2}$ :	velocidad en plano $r$ cercana al fondo
$V_{adv}$ :	velocidad advectiva en dirección $y$
$v$ :	componente de velocidad en coordenadas $y$
$w$ :	componente de velocidad en coordenadas $z$
$w_s$ :	velocidad de caída de la partícula
$x$ :	coordenada del sistema cartesiano $x$
$y$ :	coordenada del sistema cartesiano $y$
$z$ :	coordenada del sistema cartesiano $z$
$Z_s$ :	cota de superficie de agua (sistema de referencia arbitrario)
$Z_f$ :	cota de fondo (sistema de referencia arbitrario)
$\alpha_w$ :	coeficiente de absorción del fluido
$\alpha_s$ :	coeficiente de atenuación del sedimento



$\sigma$ : sinuosidad  
 $\sigma_g$ : desvío geométrico de la distribución granulométrica  
 $\langle \sigma_s \rangle$ : backscatter promedio de la sección transversal  
 $\Delta$ : largo de duna  
 $\Delta_m$ : distancia entre nodos de malla  
 $\Delta t$ : paso temporal  
 $\Omega$ : área del dominio computacional  
 $\theta'$ : parámetro de Shields  
 $\nu_f$ : coeficiente de difusión turbulenta del flujo  
 $\nu_T$ : coeficiente de difusión turbulenta del trazador  
 $\rho_0$ : densidad de referencia  
 $\Delta\rho$ : delta de densidad  
 $\tau_c$ : tensión de corte crítica  
 $\tau_b$ : tensión de corte de fondo  
 $\rho_s$ : densidad del sedimento  
 $\Phi_b$ : parámetro adimensional de transporte de fondo  
 $\theta'$ : parámetro de shields  
 $\theta_0$ : ángulo que forma la línea de valle y la línea central  
 $\mu$ : factor de corrección de la rugosidad del fondo  
 $\chi$ : coeficiente de corrección de altura de referencia  
 $\kappa$ : constante de von Karman  
 $\psi$ : coeficiente de campo cercano  
 $\omega_1$ : ángulo entre dirección de la corriente cercano a superficie  
 $\omega_2$ : ángulo entre dirección de la corriente cercano a superficie

## REFERENCIA

- Abad, J. D., y Garcia, M. H.** (2009), Experiments in a high-amplitude Kinoshita meandering channel: 2. Implications of bend orientation on bed morphodynamics, *Water Resources Research*, 45, W02402, DOI: 10.1029/2008WR007017.
- Abad, J. D., Paredes, J. R. y Montoro, H.** (2010), Similarities and differences between a large meandering river and an anabranching river: The Ucayali and Amazon River cases, AGU Fall Meeting, San Francisco, CA, USA.
- Alarcon, J., Szupiany, R., Montagnini, M., Gaudin, H., Prendes, H., y Amsler, M.** (2003), Evaluación del transporte de sedimentos en el tramo medio del río Paraná, Primer Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Instituto Nacional del Agua, Buenos Aires, Argentina, 1–2.
- Amsler, M.L. y Prendes, H.H.** (2000), Transportes de Sedimentos y Procesos Fluviales Asociados, en: *El Río Paraná en su Tramo Medio. Contribución a su conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Tomo 1, Capítulo 5, Centro de Publicaciones de la UNL. Santa Fe. Argentina.
- Anderson, C. W., Fisk, G. G., Gartner J. W., Glysson D. G., Gooding, D. J., Gray J. R., Hornewer, N. J., Larsen, M. C., Macy, J. P., Rasmussen, P. P., Wright, S. A. y Ziegler, A. C.** (2010), Sedimentology of Aqueous System, C. Poletto and S. Charleworth, eds., Wiley-Blackwell. Chapter 1, 3-45.
- Ashworth, P. J., Bennett, S. J., Best, J. L. y McLelland, S. J.** (1996), Coherent flow structures in open channels, John Wiley, Chichester.
- Bathurst, J. C., Thorne, C. R. y Hey, R. D.** (1979), Secondary flow and shear stress at river bends, *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 105, 1277–1295.
- Bernard, R. S. y Schneider, M. L.** (1992), Depth-averaged incompressible flow, Technical Report HY-105, US Army Corps Engineers Waterways Experiment Research station, Vicksburg, Mississippi.
- Bertoldi, W., Gurnell, A., Surian, N., Tockner, K., Zanoni, L., Ziliani, L., y Zolezzi, G.** (2009), Understanding reference processes: linkages between river flows, sediment dynamics and vegetated landforms along the Tagliamento River, Italy. *River Research and Applications*, 25, 501-516. <http://dx.doi.org/10.1002/rra.1233>.
- Best, J.L. y Ashworth, P.** (1997), Scour in large braided rivers and the recognition of sequence stratigraphic boundaries, *Nature*, 387, 275-277.
- 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.
- Bhowmik, N.G.** (1982), Shear stress distribution and secondary currents in straight open channel, en *Gravel-bed Rivers*, Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R. (eds), Wiley, Chichester, 31-55.
- Bijker, E.W.** (1968), Mechanics of sediment transport by the combination of waves and current. In *Design and Reliability of Coastal Structures*, 23rd Int. Conf. on Coastal Engineering, 147-173.
- Blanckaert, K. y Graf, W. H.** (2001), Mean flow and turbulence in open-channel bend. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 127(10), 835–847, DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2001)127%3A10(835).
- Blanckaert, K. y Graf, W. H.** (2004), Momentum transport in sharp open-channel bends. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 130(3), 186-198, DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2004)130%3A3(186).
- Blanckaert, K. y de Vriend, H. J.** (2004), Secondary flow in Sharp open-channel bends. *Journal of Fluid Mechanics* 498, 353–380, DOI: 10.1017/S0022112003006979.
- BlueKenue** (2013), Tutorial Manual for the Mesher in BlueKenue. Canadian Hydraulics Centre (CHC) of the National Research Council, 2013.
- Bolla Pittaluga, M., Repetto, R. y Tubino, M.** (2003), Channel bifurcation in braided rivers: Equilibrium configurations and stability, *Water Resources Research*, 39(3), 1046, DOI: 10.1029/2001WR001112.
- Bristow, C.S. y Best, J.L.** (1993), Braided rivers: perspectives and problems, in: *Braided Rivers*, J.L. Best y C. S. Bristow (eds), *Geological Society Special Publication*, 75, 1-11.
- Bulle, H.** (1926), Investigations on the trapping of bed-load in branching rivers, VDI-Verlag, Forschungsarbeit auf dem Gebiet des Ing.wesens, Berlin, Heft 283.
- Cao, Z., y Carling, P. A.** (2002), Mathematical modelling of alluvial rivers: reality and myth. Part II. *Proceedings of the ICE - Water and Maritime Engineering*, 154(4), 297-307.
- Celik, I. y Rodi, W.** (1988), Modelling Suspended Sediment Transport in non- equilibrium situations, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 114, N°10.
- Constantinescu, G., Miyawaki, S. Rhoads, B., Sukhodolov, A. y Kirkil, G.** (2012), Numerical analysis of the effect of momentum ratio on the dynamics and sediment-

- entrainment capacity of coherent flow structures at a stream confluence, *Journal of Geophysical Research*: 117.
- Courant, R. y Hilbert, D.** (1962), *Methods of mathematical physics, II*, New York, N.Y.: Interscience Publishers, Inc., DOI:[10.1002/9783527617234](https://doi.org/10.1002/9783527617234).
- Creed, E., Pence, A. y Rankin, K.** (2001), Intercomparison of turbidity and sediment concentration measurements from an ADCP, an OBS-3, and a LISST. Dept. Environ. Prot. New Jersey, pp. 27.
- da Silva, A.M.F., El-Tahawy T., y Tape, W.D.** (2006), Variations of flow pattern with sinuosity in sine-generated meandering streams, *Journal of Hydraulic Research*. 46 (1). Extra issue 46-59, DOI: [10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2006\)132%3A10\(1003\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2006)132%3A10(1003)).
- Dargahi, B.** (2004), Three-dimensional flow modelling and sediment transport in the River Klarälven. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 821–852. DOI:[10.1002/esp.1071](https://doi.org/10.1002/esp.1071)
- de Boor, C.** (1978), A Practical Guide to Spline. [10.2307/2006241](https://doi.org/10.2307/2006241).
- Deines, K. L.** (1999), Backscatter estimation using broadband acoustic Doppler current profilers, Proc., IEEE/OES/CMTC 6th Working Conf. on Current Measurement Technology, Current Measurement Technology Committee of the Oceanic Engineering Society Institute of Electrical and Electronics Engineers, Piscataway, NJ, 249–253.
- Delaunay** (1934), Sur la sphere vide. A la mémoire de Georges Voronoi. *Izvestia Akademii Nauk SSSR, Otdelenie Matematicheskikh i Estestvennykh Nauk* (Bulletin of Academy of Sciences of the USSR), 7, págs. 793-800.
- Dietrich, W. E., y Smith D.** (1983), Influence of the point bar on flow through curved channels, *Water Resources Research*. Vol. 19(5), pp. 1173-1192.
- Dietrich, W. E.** (1987), Mechanics of flow and sediment transport in river bends, in: *River Channels: Environment and Process*, K. S. Richards (ed.), Institute of British Geographers Special Publication No. 18, Basil Blackwell, Inc., 179-227.
- Dietrich, W.E., y Whiting, P.J.** (1989), Boundary shear stress and sediment transport in river meanders of sand and gravel: in *River Meandering*, Ikeda, S. and G. Parker, ed., *American Geophysical Union Water Resources Monograph*, 12, 1-50, DOI: [10.1029/WM012p0001](https://doi.org/10.1029/WM012p0001).
- Dominguez Ruben, L., Szupiany, R.N., Latosinski, F., Abad, J. y Farias, H.D.** (2014), Estructura del Flujo y Transporte de Sedimentos en un Gran Río Meandriforme, XXVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Santiago, Chile 2014.

- Dominguez Ruben, L., Szupiany, R.N., Abad, J. y Farias, H.D.** (2015a), Dynamics of flow structure, suspended sediment and morphology of large meandering rivers. 36th IAHR World Congress, Delft- The Hague, Netherlands.
- Dominguez Ruben, L., Latosisnki, F., Szupiany, R., y Lopez Weibel, C.** (2015b), Acoustic-Sediment Estimation Toolbox (ASET): un software para estimar transporte de sedimento en suspensión con ADCP, VII Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos. Montevideo, Uruguay.
- Dominguez Ruben, L., Abad, J., Gutierrez, R. y Yoch, P.** (2017), RVR MSTAT software for characterizing meandering channels, VIII Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos. Ríos 2017. Córdoba, Argentina.
- Downing, A., Thorne, P.D. y Vincent, C. E.** (1995), Backscattering from a suspension in the near field of a piston transducer, *The Journal of the Acoustical Society of America*, Volume 97, Issue 3, March 1995, pp.1614-1620.
- Drago, E. C. y Amsler, M. L.** (1988), Suspended sediment at a cross section of the Middle Paraná River: concentration, granulometry and influence of the main tributaries. Sediment Budgets, *Proc. of the Porto Alegre Symposium*, December, IAHS Publ. No. 174.
- Drago, E.C. y Amsler, M.L.** (1998), Bed sediment characteristics in the Parana and Paraguay Rivers, *Water International*, IWRA 23, 174–183.
- Duan, J. G., Wang, S. Y. y Jia, Y.** (2001), The applications of the enhanced CCHE2D model to study the alluvial channel migration processes, *Journal of Hydraulic Research*, 39(5).
- Dutta, S., Wang, D., Tassi, P. y Garcia, M. H.** (2017), Three-dimensional numerical modeling of the Bulle effect: the nonlinear distribution of near-bed sediment at fluvial diversions, *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI: 10.1002/esp.4186.
- Edmonds, D. y Slingerland, R.** (2007), Mechanics of river mouth bar formation: Implications for the morphodynamics of delta distributary networks, *Journal Geophysical Research*, 112, F02034, DOI:10.1029/2006JF000574.
- Einstein, H. A.** (1950), The bed-load function for sediment transportation in open channel flows, *Tech. Bull. 1026*, 71 p.
- Engel, F. L. y Rhoads, B. L.** (2016), Three-dimensional flow structure and patterns of bed shear stress in an evolving compound meander bend, *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(9), 1211-1226, DOI:10.1002/esp.3895.
- Engelund, F. y Hansen, E.** (1967), A monograph on sediment transport in alluvial streams, *Teknisk Forlag*, Copenhagen, Denmark.

- Engelund, F.** (1974), Flow and Bed Topography in Channel Bends. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, Vol. 100, No HY11, pp. 1631-1648.
- ESRI**, (2011), ArcGIS Desktop: Release 10. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute.
- Federici, B. y Paola, C.** (2003), Dynamics of channel bifurcations in noncohesive sediments, *Water Resources Research*, 39(6), 1162, DOI:10.1029/2002WR001434.
- Finnie, J., Donnell, B., Letter, J. y Bernad, R.** (1999), Secondary flow correction for depth-averaged flow calculations, *Journal Engineering Mechanics*, 125(7), p848-863.
- Frias, C. E., Abad, J. D., Mendoza, A., Paredes, J., Ortals, C. y Montoro, H.** (2015), Planform evolution of two anabranching structures in the Upper Peruvian Amazon River, *Water Resources Research*, 51, DOI:10.1002/2014WR015836.
- Frings, R. y Kleinhans, M.** (2008), Complex variations in sediment transport at three large river bifurcations during discharge waves in the river Rhine, *Sedimentology*, 1– 27, DOI:10.1111/j.1365-3091.2007.00940.x.
- Frothingham, K. M., y Rhoads, B. L.** (2003), Three-dimensional flow structure and channel change in an asymmetrical compound meander loop, Embarras River, Illinois, *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 (6), 625-644, DOI: 10.1002/esp.471.
- Garcia, M., y Parker, G.** (1991), Entrainment of bed sediment into suspension, *Journal of Hydraulic Engineering*, 117(4), 414-435. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1991)117:4(414).
- Garcia, M.H.** (2008), Sediment transport and morphodynamics, in: M.H. Garcia (Ed.) Chapter 2 in ASCE Manual of Practice 110, Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modelling and Practice, ASCE, Reston, Va.
- Gartner, J. W.** (2004), Estimating suspended solids concentrations from backscatter intensity measured by acoustic Doppler current profiler in San Francisco Bay, California; *Marine Geology*; v. 211, 169-187.
- Giacosa, R., Paoli, C. y Cacik, P.** (2000), Conocimiento del régimen hidrológico, en: El Río Paraná en su tramo medio. Contribución al conocimiento y prácticas Ingenieriles en un gran río de llanura, Pali C. y Schreider M. (eds.), Centro de publicaciones, Universidad Nacional del Litoral, Vol. 1, 307 p.
- Gostiaux, L., y van Haren, H.** (2010), Extracting meaningful information from uncalibrated backscattered echo intensity data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 27 (5), 943–949.



- Gray, J.R. y Gartner, J.W.** (2009), Technological advances in suspended-sediment surrogate monitoring, *Water Resources Research*; Vol 45; WOOD29; DOI: 10.1029/2008WR007063.
- Gutierrez, R. R., y Abad, J. D.** (2014), On the analysis of the medium term planform dynamics of meandering rivers, *Water Resources Research*, 50, 3714–3733, doi:10.1002/2012WR013358.
- Hanes, D. M.** (2012), On the possibility of single-frequency acoustic measurement of sand and clay concentrations in uniform suspensions, *Cont. Shelf Res.*, 46, 64–66.
- Hanes, D. M.** (2016), Acoustic attenuation due to bi-modal size distributions of suspended sediment, *Journal of Coastal Research*, 75, 23 – 27.
- Hardy, R. J., Lane, S. N. y Yu, D.** (2011), Flow structures and mixing at an idealized bifurcation: a numerical experiment. *Earth Surfaces Processes and Landforms* 36: 2083–2096. DOI: 10.1002/esp.2235.
- Hervouet, J. M.** (2007), Hydrodynamics of free surface flows, modelling with the finite element method, Editions Wiley & Sons, 342 pp.
- Hey, R.D. y Thorne, C.R.** (1975), Secondary flow in river channels. *Area*, 7, 191-195.
- Hickin, E.J.** (1978), Mean flow structure in meanders of the Squamish River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1833-1849.
- Hoerl, A. E. y Kennard, R. W.** (1970), Ridge Regression Biased Estimation for non-Orthogonal Problems. *Communication in statistics: Theory and Methods* 4 105-123.
- Hoey, T.** (1992), Temporal variations in bedload transport rates and sediment storage in gravel-bed rivers, *Prog. Phys. Geogr.*, 16(3), 319– 338.
- Holdaway, G.P. y Thorne, P.D.** (1997), Determination of a fast and stable algorithm to evaluate suspended sediment parameters from high-resolution acoustic backscatter systems. Seventh International Conference on Electronic Engineering in Oceanography, held at Southampton Oceanography Centre, UK, 23–25 June, pp. 86–92.
- Hooke, R. y Le B.** (1975), Distribution of sediment transport and shear stress in a meander bend, *Journal of Geology*, 83, 543-565.
- Hooke, J.M., Gautier, E., y Zolezzi, G.** (2011), River meander dynamics: developments in modelling and empirical analyses. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36 (11), 1550–1553.
- Howard, A. D.** (1992). Modeling channel migration and floodplain sedimentation in meandering streams. *Lowland floodplain rivers*, P.A. Carling and G. E. Petts, eds., Wiley, New York, 1–41.

- Hunziker, R.P.** (1995), Fraktionsweiser Geschuebetransport, Ph.D. thesis, Mitteilungen Nr 138 deer Versuchanstalt fur Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zurich, Switzerland.
- Huybrechts, N., Villaret, C. y Hervouet, J.M.** (2010), Comparison between 2D and 3D modelling of sediment transport: application to the dune evolution. Proceedings of the RiverFlow conference.
- Ikeda, S., Parker, G., and Sawai, K.** (1981), Bend theory of river meanders. I: Linear development, *Journal of Fluid Mechanics*, 112, 363–377.
- Iriondo, M. H., y Drago, E. C.** (1972), Descripción cuantitativa de dos unidades geomorfológicas de la llanura aluvial del Paraná medio, *Asociación Geológica Argentina*. 27 (2). 143-154.
- Islam, G. M. Tarekul & Kabir, M.R., Nishat, A.** (2006), Nodal Point Relation for the Distribution of Sediments at Channel Bifurcation, *Journal Hydraulics Engineering-ASCE*, DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2006)132:10(1105).
- Jackson, R.G.**, (1975), Velocity-bed-form texture patterns of meander bends in the lower Wabash River of Illinois and Indiana. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1511-1522.
- Kayshape, S., Constantinescu, G., Rennie, C., Post G., y Townsend, R.** (2012), Influence of Channel Aspect Ratio and Curvature on Flow, Secondary Circulation, and Bed Shear Stress in a Rectangular Channel Bend. *Journal Hydraulic Engineering*, ASCE, 138(12), 1045-1059, DOI: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000643.
- Klaassen, G. J. R. y Vermeer, K.** (1988), Confluence scour in large braided rivers with fine bed material, Presented at the *International Conference on Fluvial Hydraulics*, Budapest, Hungary.
- Klienbans, M.G., Ferguson, R.I., Lane, S.N, y Hardy, R. J.** (2012), Splitting rivers at their seams: bifurcations and avulsion. *Earth Surfaces Processes and Landforms*. DOI:10.1002/esp.3268.
- Kondratiev, N., Popov, I., y Snishchenko, B.** (1982), Foundations of Hydromorphological theory of fluvial processes, Gidrometeoizdat, Leningrad, Russia.
- Lane, E.W. y Kalinske, A. A.** (1941), Engineering calculations of suspended sediment, *Trans Am Geophysical Union*, 22.
- Lane, S. N, Bradbrook, K. F., Richards, K. F., Biron, P. M. y Roy A. G.** (2000), Secondary circulation cells in river channel confluence: measurement artefacts or coherent flow structures, *Hydrological Processes*, 14, 2047-2071.
- Lauer, W.** (2006), NCED Stream Restoration Toolbox - Channel Planform Statistics And

ArcMap Project, National Center for Earth-Surface Dynamics (NCED).

- Latosinski, F. G., Szupiany, R. N., Garcia, C. M., Guerrero, M. y Amsler, M. L.** (2014), Estimation of concentration and load of suspended sediment in a large river by means of Doppler technology, *Journal of Hydraulic Engineering*, DOI: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000859, 140(7), 04014023.
- Latrubesse, E.** (2008), Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustments of mega-rivers, *Geomorphology*, 101(1–2), 130–145, DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.05.035.
- Lee, K., Ho, H., Muste, M. y Wu, C.** (2014), Uncertainty in open channel discharge measurements acquired with StreamPro ADCP, *Journal of Hydrology*, 509, pp 101-114.
- López Weibel, C., Szupiany, R.N., Latosinski, F., Dominguez Ruben, L., Guerrero, M., y Amsler, M.** (2015), Evaluación de la teoría acústica para la estimación de concentraciones de sedimento en suspensión en cauces naturales, Congreso Nacional del Agua, Entre Ríos, Argentina.
- Marchetti, Z. Y., Latrubesse, E. M., Pereira, M. S., y Ramonell, C. G.** (2013), Vegetation and its relationship with geomorphologic units in the Paraná River floodplain, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, 46, 122-136, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.010>.
- Markham, A.J., y Thorne, C.R.** (1992a), Geomorphology of gravel bed river bends. In *Dynamics of Gravel bed Rivers*. Billi P, Hey RD, Thorne CR, Tacconi P (eds), Wiley: Chichester, 322-349.
- Markham, A.J., y Thorne, C.R.** (1992b), Reply to discussion of geomorphology of gravel bed river bends. In *Dynamics of Gravel bed Rivers*, Billi P, Hey RD, Thorne CR, Tacconi P (eds). Wiley: Chichester, 341-345.
- Marsh, H.W. y Schulkin, M.** (1962), Shallow water transmission loss, *Journal Acoustic Soc. America*, vol.34, p. 863.
- Meyer-Peter E. y Muller R.** (1948). Formulae for bed-load transport. Int. IARH Congress, Stockholm, Sweden.
- Miles, J.** (2014), R Squared, adjusted R Squared, Wiley StatRef:Statistic Reference Online.
- Moore, S.A., Le Coz, J., Hurther, D., y Paquier, A.** (2012), On the application of horizontal ADCPs to suspended sediment transport surveys in rivers, *Cont. Shelf Research*, Volume 46, 50-63.
- Morell, M.I., Tassi, P.A., y Vionnet, C.A.** (2014), Flow pattern at a river diffuence at the

alluvial system of the Paraná River, *Journal of Applied Water Engineering and Research*, 2:2, 140-156, DOI: 10.1080/23249676.2014.981371.

- Morell, M. I.** (2016), On the Rozovskii method to isolate secondary circulation from skewed flow, Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Litoral, <http://bibliotecavirtual.unl.edu.ar/tesis/handle/11185/879>.
- Motta, D., Abad, J. D., Langendoen, E. J., y Garcia, M. H.** (2012), A simplified 2D model for meander migration with physically-based bank evolution. *Geomorphology*, 163-164, 10-25. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.06.036.
- Müller, V., Eden, H., y Vorrath, D.** (2001), LOG\_aFlowW- the Hydraulic Software for Hydraulic Engineering and Navigation, In Proceedings of the International Conference on Port and Maritime R&D and Technology, 29–31.10.2001, Shankar NJ, Cheong TA, Pengzhi L (eds). National University of Singapore: Singapore; 953–957.
- Mullison, J.** (2017), Backscatter Estimation Using Broadband Acoustic Doppler Current Profilers – Updated, Application Note, FSA-031 (July 2017), Cross Reference to FSA-008.
- Muste, M., Yu, K., Gonzalez-Castro, J. A., Ansar, M., and Startzman, R.** (2004), Methodology for Estimating ADCP Measurement Uncertainty in Open-Channel Flows, *Critical Transitions in Water and Environmental Resources Management*, pp 1-13.
- Nanson, G.C. y Knighton, A.D.** (1996), Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 217–239.
- Nanson, R.A.** (2009), Flow fields in tightly curving meander bends of low width–depth ratio. *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI:10.1002/esp.1878.
- Nanson, G.C.** (2013), Anabranching and Anastomosing Rivers. In: John F. Shroder (ed.) *Treatise on Geomorphology*, 9, 330-345.
- Nezu, I., y Rodi W.** (1985), Experimental study on secondary currents in open channel flow, Proceedings of 21st Congress of IAHR, Melbourne, 2, 115-119.
- Odgaard, A. J., y Abad, J. D.** (2008), River meandering and channel stability, in *Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modelling and Practice*, edited by M. H. Garcia, chap. 8, pp. 439 – 459, Am. Soc. of Civ. Eng., Reston, Va.
- Olesen, K.W.** (1987), Bed topography in shallow bed rivers. PhD Thesis, TU Delft, 265 pp.
- Oliver, M. A.** (1990), Kriging: A Method of Interpolation for Geographical Information

- Systems, *International Journal of Geographic Information Systems* 4: 313–332.
- Orfeo, O. y Stevaux, J.** (2002), Hydraulic and morphological characteristics of middle and upper reaches of the Paraná River (Argentina and Brazil), In *Geomorphology*, Volume 44, Issues 3–4, 2002, Pages 309-322, ISSN 0169-555X, [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00180-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00180-5).
- Orfeo, O., Parsons, D. R., Best, J. L., Lane, S. N., Hardy, R. J., Kostaschuk, R., Szupiany, R. N. y Amsler, M. L.** (2006), Morphology and flow structures in a large confluence-difffluence: Rio Paraná, Argentina. *River Flow 2006*, Portugal.
- Paice, C.** (1990), Hydraulic control of river bank erosion: an environmental approach. PhD dissertation, School of Environment Sciences, University of East Anglia, Norwich.
- Paoli, C., Iriondo, M., y Garcia, N.** (2000), El Río Paraná en su Tramo Medio, Capítulo 1, Características de las cuencas de Aporte. C. Paoli and M. Schreider, eds., Centro de Publicaciones, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina, 27-68.
- Paoli, C., y Cacik, P.** (2000), El Río Paraná en su Tramo Medio, Capítulo 3 Régimen de crecidas y análisis de caudales máximos. C. Paoli and M. Schreider, eds., Centro de Publicaciones, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina, 105-171.
- Parker, G., y Andrews, E. D.** (1986), On the time development of meander bends, *Journal of Fluid Mechanics*, 162, 139–156.
- Parsons, D. R., Best, J. L., Lane, S. N., Orfeo, O., Hardy, R. J., y Kostaschuk, R.** (2007), Form roughness and the absence of secondary flow in a large confluence-difffluence, Rio Paraná, Argentina, *Earth Surface Processes Landforms*, 32, 155–162, DOI:10.1002/esp.1457.
- Parsons, D. R., Jackson, P. R., Czuba, J. A., Oberg, K., Best, J. L., Rhoads, B. L., Engel, F., y Riley, J. D.** (2012), Velocity mapping toolbox (VMT): a new post-processing suite for acoustic Doppler current profiler data, *Earth Surface Processes Landforms*, DOI: 10.1002/esp.3367, 38(11), 1244-1260.
- Pereira, S.** (2016), El Río Paraná: geomorfología y morfodinámica de barras e islas en un gran río anabranching, Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/53071>.
- Petkovsek, G.** (2015), Modelling suspended sediment transport due to helical flow, XXII TELEMAC-MASCARET User Conference, 101-106.
- Poerbandono y Mayerle, R.** (2002), Preliminary result on the estimation of suspended sediment concentration from acoustical profilers. Proceedings ADCP-Anwender Workshop, 12-15.
- Prandtl, L.** (1952), *Essentials of fluid dynamics*, Blackie, London, 452 p.

- Prus-Chacinski, T.M.** (1954), Patterns of motion in open-channel bends, International Association of Scientific Hydrology Publication, 38, 311-318.
- Ramonell, C., Amsler M. L. y Toniolo, H.** (2000), Geomorfología del cauce principal, en: *El Río Paraná en su Tramo Medio. Contribución a su conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Tomo 1, Capítulo 4, Centro de Publicaciones de la UNL. Santa Fe. Argentina.
- Ramonell, C.G. y Amsler, M.L.** (2005), Avulsión y rectificación de meandros en planicies de bajo gradiente: consideraciones para su predicción, 12(3), 231–248.
- Ramonell, C.** (2005), Geología y Geomorfología de la laguna Setúbal y su entorno, Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas, Santa Fe, Argentina.
- Ramonell, C.G. y Latrubesse, E.** (2010), Late Quaternary sedimentary record and morphodynamics of the middle Paraná River, 18th International Sedimentological Congress - Mendoza, Argentina, 2010, 736.
- RD Instruments** (2015), WinRiver II Software User's Guide. August. 304.
- Reichel, G. y Nachtnebel, H. P.** (1994), Suspended sediment monitoring in a fluvial environment - advantages and limitations applying an acoustic-Doppler-current-profiler, *Water Resources Research* 28(4): 751-761.
- Rhoads, B.L. y Kenworthy, S.T.** (1995), Flow structure in asymmetrical stream confluence, *Geomorphology*, 11, 273-293.
- Rouse, H.** (1937), Experiments on the mechanics of sediment suspension, Proceedings, 5th International Congress for Applied Mechanics, vol. 55, 550–554, John Wiley & Sons, New York.
- Rozovskii, I. L.** (1957), Flow of Water in Bends of Open Channels, 233 pp., Acad. Sci.d of Ukraine, Kiev.
- Saint Venant, A.J.C. Barré de** (1871), Théorie du mouvement non permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et a l'introduction de marées dans leurs lits, Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, 73: 147–154 and 237–240.
- Sassi, M. G., Hoitink, A. J. F. y Vermeulen, B.** (2012), Impact of sound attenuation by suspended sediment on ADCP backscatter calibrations, *Water Resour. Res.*, 48, W09520, DOI: 10.1029/2012WR012008.
- Schaafsma, A.S. y Hay, A.E.** (1997), Attenuation in suspensions of irregularity shaped sediment particles: A two-parameter equivalent spherical scattered model, *Journal Acoustic Soc. A.*, 50, pp 326-331.
- Shimizu, Y. e Itakura, T.** (1991), Calculation of flow and bed deformation with a general



- non-orthogonal coordinate system, Proc. of XXIV IAHR Congress, Madrid, Spain, C-2, pp.41-48.
- 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.
- Smagorinsky, J.** (1963), General circulation experiments with the primitive equations, 91, 99–164, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1963\)091<0099:gcewtp>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1963)091<0099:gcewtp>2.3.co;2).
- Soulsby, R.** (1997), Dynamics of marine sands. Thomas Thelford Edition.
- Sun, T., Meakin, P., Jossang, T., y Schwarz, K.** (1996). A simulation model for meandering, *Water Resources Research*, 32(9), 2937–2954.
- Szupiany, R. N., Amsler, M. L., Best, J. L., y Parsons, D. R.** (2007), Comparison of Fixed- and Moving Vessel Measurements with an ADP in a Large River, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 133(12), 1299-1309.
- Szupiany, R. N.** (2008), Corrientes Secundarias y Transporte de Sedimentos en Nodos de Ríos Entrelazados, Tesis de Doctorado, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas-UNL.
- Szupiany, R. N., Amsler, M. L., Parsons, D. R., y Best, J. L.** (2009), Morphology, flow structure, and suspended bed sediment transport at two large braid-bar confluences, *Water Resources Research* Vol. 45, 5, DOI: 10.1029/2008WR007428.
- Szupiany, R.N., Amsler, M.L., Hernandez, J., Parsons, D.R., Best, J.L., Fornari, E. y Trento, A.** (2012), Flow fields, bed shear stresses and suspended bed sediment dynamics in bifurcations of a large river, *Water Resources Research*, 48, W11515. [http:// dx.doi.org/10.1029/2011WR011677](http://dx.doi.org/10.1029/2011WR011677).
- Szupiany, R.N., Lopez Weibel, C., Latosinski, F., Guerrero, M. y Amsler, M.** (2016), Sediment concentration measurements using ADCPs in a large river. Evaluation of acoustic frequency and grain size, 8th International Conference on Fluvial Hydraulics, Saint Louis, MO, USA.
- Szupiany, R.N., Lopez Weibel, C., Latosinski, G., Guerrero, M. y Dominguez Ruben, L.** (2017), ADCPs echo profiling performance in extracting sand concentration from bi-modal suspended sediment distributions in a large river, *Earth Surface Processes Landforms*, en revision.
- Tassi, P. A.** (2007), Numerical modelling of river processes: flow and river bed deformation, Ph.D thesis, University of Twente, The Netherlands, ISBN 978-90-365-2539-8.
- Tassi, P. A.** (2017), SISYPHE release 7.2-User manual. Available online at [www.opentelemac.org](http://www.opentelemac.org).

- Tarrab, L., Vionnet C. A. y Rodriguez, A.** (2007), Análisis de la relación de aspecto ancho/tirante ( $B/H$ ) En los flujos en curva. Tercer Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos. 7-9 de Noviembre. Córdoba, Argentina.
- Tarrab, L., Gallego, M. G., Morell, M. I., Ocampo, C. J. y Vionnet, C. A.** (2009), Measuring the super-elevation phenomena in coincidence with secondary currents induced by centrifugal effects. *River, Coastal & Estuarine Morphodynamics*. pp. 1023-1030.
- Tecplot** (2011), User's Manual for Tecplot 360TM Version 2011. WA, USA.
- 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.
- Termini, D. y Piraino, M.** (2007), Secondary circulation motion in the apex section of a large amplitude meandering Flume, 32nd congress of IARH, Venice, Italy, July 1-7.
- Termini, D. y Piraino, M.** (2011), Experimental analysis of cross-sectional flow motion in a large amplitude meandering bend, *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 244-256, DOI: 10.1002/esp.2095.
- Thomas, R. E., Parsons, D. R., Sandbach, S. D., Keevil, G. M., Marra, W. A., Hardy, R. J., Best, J. L., Lane, S. N. y Ross, J. A.** (2011), An experimental study of discharge partitioning and flow structure at symmetrical bifurcations, *Earth Surface Processes Landforms*, 36(15), 2069–2082, doi: 10.1002/esp.2231.
- Thorne, P.D., Hardcastle, P.J. y Soulsby, R.L.,** (1993), Analysis of acoustic measurements of suspended sediments. *Journal of Geophysical Research*, 98 (C1), 899–910.
- Thorne, C.R. y Furbish D.J.** (1995), Influence of coarse bank roughness on flow within a sharply curved river bend, *Geomorphology*, 12, 241-257.
- Thorne, P. D., y Hanes, D. M.** (2002), A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes, *Cont. Shelf Res.*, 22(4), 603–632.
- Thorne, P. D., y Meral, R.** (2008), Formulations for the scattering properties of suspended sandy sediments for use in the application of acoustics to sediment transport processes, *Cont. Shelf Res.*, 28(2), 309–317.
- Topping, D. J., Wright, S. A., Melis, T. S., y Rubin, D. M.** (2007), High-resolution measurements of suspended-sediment concentration and grain size in the Colorado River in Grand Canyon using a multi-frequency acoustic system, *Proc. of the 10th*

*International Symposium on River Sedimentation*, M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; III.

- Urlick, R. J.** (1983), The absorption of sound in suspensions of irregular particles, *J. Acoust. Soc. Am.*, 20(3), 283–289.
- van Rijn, L.C.** (1984), Sediment transport - Part I : bed load - Part II : suspended load, *Journal of Hydraulic Division*, Proc. ASCE, 110, HY10, 1431-56, HY11, 1613-41.
- Vanoni, V. A.** (1975), *Sedimentation Engineering - Classic Edition*, ASCE Manual and Reports on Engineering Practice 54, ASCE/EWRI, Reston, Virginia.
- Venditti, J. G., Church, M., Attard, M. E., y Haught, D.** (2016), Use of ADCPs for suspended sediment transport monitoring: An empirical approach, *Water Resources Research*, 52, DOI: 10.1002/2015WR017348.
- Vionnet, C. A.,** (1995), Numerical investigation of the sealing capacity of centrifugal instabilities in shaft seals, *Int. J. Heat and Fluid Flow*, 16, 254–262.
- Vionnet, C. A., Tassi, P. A y Martin-Vide, J. P.** (2004). Estimates of flow resistance and eddy viscosity coefficients for 2D modelling on vegetated floodplains. *Hydrol. Process.* 18, 2907–2926.
- Wall, G.R., Nystrom, E.A., y Litten, S.** (2006), Use of an ADCP to compute suspended-sediment discharge in the tidal Hudson River, New York, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 2006-5055, 16.
- Wang D., Tassi, P., Abderrezzak, K.El K., Mendoza, A., Abad, J, y Langendoen, E.** (2014), 2D and 3D numerical simulations of morphodynamics structures in large-amplitude meanders, *River Flow* 2014.
- Ward, J.V., Tockner, K., Arscott, D.B. y Claret, C.** (2002) Riverine landscape diversity. *Freshwater Biology* 47:517-539.
- Whiting, P. J., y Dietrich, W. E.** (1993), Experimental studies of bed topography and flow patterns in large-amplitude meanders: 1. Observations, *Water Resources Research*, 29 (11), 3605–3614, DOI: 10.1029/93WR01755.
- World Meteorological Organization (WMO)** (1994), *Guide to hydrological practices, Data acquisition and processing, analysis, forecasting and other applications*, 5th Ed., Geneva, 176–178.
- Wright, S.A., Topping, D.J., y Williams, C.A.** (2010), Discriminating silt-and-clay from suspended sand in rivers using side-looking acoustic profilers, 2nd Joint Federal Interagency Conference, Las Vegas, NV.
- Wu, W.** (2008), *Computational River Dynamics*, Taylor and Francis Group, London, UK.
- Yalin, M.S.** (1992), *River Mechanics*. Pergamon Press Ltd, Oxford, UK.

- Yalin, M.S. y da Silva, A. M. F.** (2001), *Fluvial Processes*, IAHR Monograph, IAHR: The Netherlands.
- Yen, B. C.** (1965), Characteristics of Subcritical Flow in a Meandering Channel, Institute for Hydraulic Research, University of Iowa, Iowa City, 77.
- Zhou, J., Chang, H., y Stow, D.** (1993), A model for phase lag of secondary flow in river meanders, *Journal of Hydrology*, 146, 73.
- Zolezzi, G., Bertoldi, W. y Tubino, M.** (2006), Morphological analysis and prediction of channel bifurcations, in *Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management*, edited by G. Sambrook-Smith et al., Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 36, pp. 227– 250.
- Zyserman J. A. y Fredsoe J.** (1994), Data analysis of bed concentration of suspended sediment, *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, Vol. 120, N\_9, pp 1021-1042.