

UNIVERSIDAD CATOLICA DE LA SANTISIMA CONCEPCION  
Facultad de Ingeniería  
Ingeniería Civil



**La velocidad y el esfuerzo de corte inverso en dos secuencias consecutivas del tipo pozón-rápido a través del modelo numérico tridimensional Delft 3D-FLOW.**

**Juan Ignacio Arellano Alarcón.**

INFORME DE PROYECTO DE TÍTULO PARA OPTAR AL TÍTULO DE  
**INGENIERO CIVIL**

**Profesor Guía**

Diego Caamaño A.

**Profesor Informante**

Mauricio Villagrán V.

Concepción, junio 2016

## Resumen

La presente investigación utiliza resultados hidráulicos tridimensionales obtenidos mediante Delft 3D-FLOW para evaluar la ocurrencia de velocidad de fondo inversa y esfuerzo de corte inverso a través de dos secuencias consecutivas del tipo pozón-rápido formadas naturalmente, bajo distintos escenarios de caudal. La investigación toma lugar en el Río Allipén, localizado en la zona sur de Chile (lat.  $38^{\circ}51'51.03''\text{S}$ , long.  $71^{\circ}46'10.75''\text{O}$ )

Por lo tanto, se evaluaron las distribuciones espaciales de la velocidad y el esfuerzo de corte asociado a través de la morfología de un pozón-rápido para un rango de caudales. Perfiles verticales de velocidad obtenidos por medio de un correntómetro y alturas de superficie de agua obtenidas a través de la modelación hidráulica en Delft 3D-FLOW fueron utilizados para comparar las características del flujo entre los escenarios propuestos.

En base a los resultados obtenidos, es posible decir que la velocidad de fondo inversa no ocurre al mismo caudal que el esfuerzo de corte inverso, con la velocidad inversa ocurriendo a un caudal menor. Los incrementos en el esfuerzo de corte de fondo están altamente relacionados con el incremento de las velocidades de fondo y la rugosidad, la diferencia relativa del esfuerzo de corte entre el pozón y el rápido disminuye a medida que aumenta el caudal. El esfuerzo de corte inverso no ocurre, pero la tendencia muestra que ocurrirá a caudales mayores que el bankfull y la velocidad de fondo inversa.

Este estudio respalda el criterio unidimensional propuesto por Caamaño et. al (2009) que establece una serie de condiciones geométricas para la ocurrencia de la velocidad inversa. También confirma lo propuesto por Keller (1971) en el cual la velocidad inversa es responsable por el mantenimiento de la morfología de un pozón rápido.

Finalmente, es posible establecer una relación entre el esfuerzo de corte inverso y la velocidad de fondo inversa por medio de la caracterización de la rugosidad. Al mismo tiempo fue posible profundizar en la ocurrencia de cada uno de estos fenómenos por sí solos.

## **Abstract**

This research uses three-dimensional hydraulic results obtained by Delft 3D-FLOW to evaluate the occurrence of velocity reversal and bed shear stress reversal in two consecutive self-formed pool-riffle sequences under different discharge scenarios. This investigation takes place at the Allipen river, located in southern Chile (lat.  $38^{\circ} 51'51.03''$  S, long.  $71^{\circ} 46'10.75''$  W).

Therefore, spatial distributions of velocity and shear stress associated through the morphology of a pool-riffle for a range of different discharge scenarios were evaluated. Vertical velocity profiles and water surface elevations results obtained through hydraulic modeling with Delft-FLOW 3D were used to compare the flow features among the proposed scenarios.

Regarding the results, it is possible to say that velocity reversal does not occur at the same discharge of bed shear stress reversal, with velocity reversal occurring at a lower discharge. Increases in bed shear stress are highly related with increases in bed velocity and bed roughness, the relative difference in shear stress between a pool and a riffle decreases as the discharge increases. Bed shear stress reversal does not occur, but the trend showed that it will eventually occur at discharges higher than the bankfull discharge and bed velocity reversal.

This study supports the one-dimensional approach proposed by Caamaño et. al (2009) in which geometrical conditions were established to evaluate the occurrence of reversal in velocity. It also confirms the hypothesis proposed by Keller (1971) in which velocity reversal is responsible for maintaining the morphology of a pool-riffle sequence.

Finally, it is possible to establish a relationship between bed shear stress reversal and bed velocity reversal through the roughness characterization. It was also possible to know more about the occurrence of each of these phenomena on their own.

*A mis padres Juan Carlos & Patricia*

## **Agradecimientos**

En primer lugar, quisiera agradecer a Dios por ser mi guía e inspiración, a mi familia por siempre estar presente en todas las etapas de mi vida y apoyarme en decisiones tanto académicas como personales.

A mis amigos y compañeros en la universidad, gracias por su compañerismo, amistad y apoyo moral a lo largo de la carrera.

Al profesor Diego Caamaño por confiar en mí y por su apoyo en esta investigación.

Al curso de Transporte de Sedimentos (II Semestre, 2015) por su ayuda en la visita a terreno que fue de vital importancia para el desarrollo de esta tesis.

Finalmente quisiera agradecer a la Universidad Católica de la Santísima Concepción y a todos mis profesores a lo largo de estos años, por su dedicación y profesionalismo.

# Índice de Contenidos

Resumen.....	II
Abstract.....	III
Agradecimientos.....	V
Índice de Contenidos.....	VI
Índice de figuras.....	VIII
Índice de tablas.....	X
Capítulo 1. Introducción.....	1
<b>1.1. Estructuras del tipo pozón-rápido.....</b>	<b>1</b>
<b>1.2. Hipótesis.....</b>	<b>5</b>
<b>1.3. Objetivos.....</b>	<b>5</b>
1.3.1. Objetivo principal.....	5
1.3.2. Objetivos específicos.....	5
Capítulo 2. Métodos.....	6
<b>2.1. Lugar de estudio.....</b>	<b>6</b>
<b>2.2. Mediciones en terreno.....</b>	<b>7</b>
2.2.1. Identificación de los pozones-rápidos.....	7
2.2.2. Topo batimetría.....	8
2.2.3. Perfiles verticales de velocidad.....	9
2.2.4. Caudal.....	10
2.2.5. Granulometría.....	11
<b>2.3. Modelación en Delft 3D-FLOW.....</b>	<b>14</b>
2.3.1. Delft 3D FLOW.....	14
2.3.2. Sistema de coordenadas.....	14
2.3.3 Grilla.....	16
2.3.4. Ecuaciones hidrodinámicas.....	17

2.3.4.1. Ecuación de continuidad.....	18
2.3.4.2. Ecuación de momento en la dirección horizontal.....	19
2.3.4.3. Velocidad Vertical.....	19
2.3.4.4. Supuesto de presión hidrostática para la malla $\sigma$ .....	20
2.3.5. Rugosidad del fondo para flujo en 3 dimensiones.....	21
2.3.6. Estabilidad numérica .....	22
2.3.7. Consideraciones para la aplicación de modelo Delft-3D. ....	23
2.3.7.1. Escala temporal de modelación.....	22
2.3.7.2. Condiciones iniciales.....	23
2.3.7.3. Condiciones de borde abierto.....	23
2.3.7.4. Calibración y validación.....	23
2.3.7.5. Velocidad de fondo Inversa y Esfuerzo de corte inverso.....	23
<b>2.4. Criterio unificador para la hipótesis de la velocidad inversa en ríos de lecho de grava, Caamaño et.al (2009) .....</b>	<b>26</b>
<b>Capítulo 3. Resultados .....</b>	<b>29</b>
<b>Capítulo 4. Discusión y Conclusiones .....</b>	<b>38</b>
<b>Capítulo 5. Referencias.....</b>	<b>41</b>
<b>Capítulo 6. Anexos .....</b>	<b>46</b>
<b>Anexo A: Granulometría.....</b>	<b>44</b>
<b>Anexo B: Perfiles de Velocidad.....</b>	<b>51</b>
<b>Anexo C: Variación espacial.....</b>	<b>54</b>
<b>Anexo D: Estabilidad Numérica.....</b>	<b>56</b>

## Índice de figuras

<b>FIGURA 1.1:</b> PERFIL LONGITUDINAL (ARRIBA) Y VISTA EN PLANTA (ABAJO) DE UNA SECUENCIA POZÓN-RÁPIDO.....	1
<b>FIGURA 1.2:</b> VELOCIDADES MEDIAS DE FONDO VS CAUDAL EN UNA SECUENCIA POZÓN – RÁPIDO. ....	3
<b>FIGURA 1.3:</b> ESFUERZO DE CORTE PROMEDIO VS CAUDAL. QR ES EL CAUDAL CUANDO OCURRE EL ESFUERZO DE CORTE INVERSO. QBF ES EL CAUDAL A CAUCE LLENO.....	4
<b>FIGURA 2. 1:</b> UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO. ....	6
<b>FIGURA 2. 2:</b> SECUENCIAS DEL TIPO POZÓN-RÁPIDO, RIO ALLIPEN ( $Q=3.99 \text{ m}^3/\text{s}$ ).....	7
<b>FIGURA 2. 3:</b> SISTEMA DE MEDICIÓN COMPUESTO POR GPS BASE (2.3 A) Y GPS MÓVIL (2.3 B) .....	8
<b>FIGURA 2. 4:</b> ESPECIFICACIONES TÉCNICAS GPS-RTK.....	9
<b>FIGURA 2. 5:</b> A) ESPECIFICACIONES TECNICAS DEL CORRENTOMETRO "VALEPORT 801" B)UBICACIÓN DE PERFILES VERTICALES DE VELOCIDAD MEDIDOS EN TERRENO .....	10
<b>FIGURA 2. 6:</b> A) AFORO REALIZADO EN TERRENO B )METODOLOGIA UTILIZADA PARA LA DIVISION DE LA SECCION EN FRANJAS VERTICALES .....	10
<b>FIGURA 2. 7:</b> GRAVELOMETRO .....	11
<b>FIGURA 2. 8:</b> DEFINICIÓN DE NIVEL DE AGUA (Z), PROFUNDIDAD (H) Y PROFUNDIDAD TOTAL (H) .....	14
<b>FIGURA 2. 9:</b> EJEMPLO DE UNA GRILLA- $\Sigma$ .....	15
<b>FIGURA 2. 10:</b> GRILLA OCUPADA EN EL MODELO ACTUAL, CREADO EN EL MÓDULO RFGRID .....	17
<b>FIGURA 2. 11:</b> GRILLA OCUPADA EN EL MODELO ACTUAL, CREADO EN EL MÓDULO RFGRID .....	17
<b>FIGURA 2. 12:</b> PUNTOS DE INTERÉS EN LA ZONA DE ESTUDIO .....	25
<b>FIGURA 2. 13:</b> PUNTOS DE INTERÉS EN UNA SECUENCIA POZÓN-RÁPIDO.....	26

<b>FIGURA 3. 1:</b> ILUSTRACIÓN DEL AFORO REALIZADO EN TERRENO.....	29
<b>FIGURA 3. 2:</b> CALIBRACIÓN DE LOS DATOS DE SUPERFICIE DE AGUA .....	31
<b>FIGURA 3. 3:</b> PERFILES DE VELOCIDAD MEDIDOS VS PERFILES DE VELOCIDAD SIMULADOS. .	32
<b>FIGURA 3. 4:</b> SECCIONES DEL CAUCE EN PUNTOS DE INTERÉS PARA UN CAUDAL DE 3.99 m <sup>3</sup> /s .....	33
<b>FIGURA 3. 5:</b> VELOCIDAD DE FONDO EN ESTRUCTURA POZÓN-RÁPIDO AGUAS ARRIBA PARA DISTINTOS ESCENARIOS DE CAUDAL. DATOS TABLA 3.4.....	35
<b>FIGURA 3. 6:</b> VELOCIDAD DE FONDO EN ESTRUCTURA POZÓN-RÁPIDO AGUAS ABAJO PARA DISTINTOS ESCENARIOS DE CAUDAL. DATOS TABLA 3.4.....	35
<b>FIGURA 3. 7:</b> ESFUERZO DE CORTE EN ESTRUCTURA POZÓN-RÁPIDO AGUAS ARRIBA PARA DISTINTOS ESCENARIOS DE CAUDAL. DATOS TABLA 3.5.....	36
<b>FIGURA 3. 8:</b> ESFUERZO DE CORTE EN ESTRUCTURA POZÓN-RÁPIDO AGUAS ABAJO PARA DISTINTOS ESCENARIOS DE CAUDAL. DATOS TABLA 3.5.....	36
<b>FIGURA 6. 1:</b> CURVA GRANULOMÉTRICA PERFIL N°1 .....	51
<b>FIGURA 6. 2:</b> CURVA GRANULOMÉTRICA PERFIL N°2 .....	51
<b>FIGURA 6. 3:</b> CURVA GRANULOMÉTRICA PERFIL N°3 .....	52
<b>FIGURA 6. 4:</b> CURVA GRANULOMÉTRICA PERFIL N°4 .....	52
<b>FIGURA 6. 5:</b> VARIACIÓN DEL ESFUERZO DE CORTE EN EL ÁREA DE MODELACIÓN.....	54
<b>FIGURA 6. 6:</b> VARIACIÓN DE LA VELOCIDAD DE FONDO EN EL ÁREA DE MODELACIÓN. ....	55
<b>FIGURA 6. 7:</b> VARIACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE AGUA EN EL ÁREA DE MODELACIÓN. ....	56

## Índice de tablas

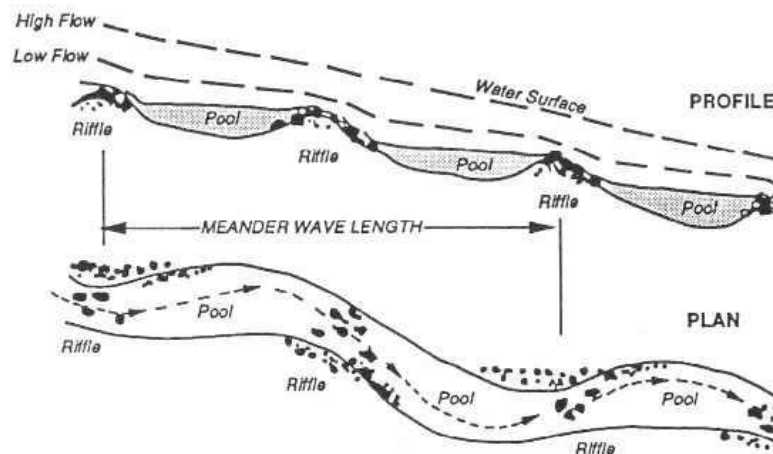
<b>TABLA 2. 2:</b> PROFUNDIDADES DE MEDICIÓN DE VELOCIDADES EN FUNCIÓN DE ALTURA DEL TIRANTE DE AGUA.....	11
<b>TABLA 2. 1:</b> CLASIFICACIÓN ESTÁNDAR DEL SEDIMENTO SEGÚN SU TAMAÑO .....	12
<b>TABLA 3. 1:</b> AFORO REALIZADO EN TERRENO .....	29
<b>TABLA 3. 2:</b> VALORES DE ZO CORRESPONDIENTES A LOS PERFILES REALIZADOS EN TERRENO .....	30
<b>TABLA 3. 3:</b> CALIBRACIÓN WSE RIBERA IZQUIERDA Y DERECHA .....	30
<b>TABLA 3. 4:</b> VELOCIDAD DE FONDO EN ZONAS DE INTERÉS PARA DISTINTOS ESCENARIOS DE CAUDAL.....	34
<b>TABLA 3. 5:</b> ESFUERZO DE CORTE EN ZONAS DE INTERÉS PARA DISTINTOS ESCENARIOS DE CAUDAL.....	34
<b>TABLA 3. 6:</b> VERIFICACIÓN CRITERIO UNIDIMENSIONAL VELOCIDAD INVERSA, CAAMAÑO ET.AL (2009) .....	37
<b>TABLA 6. 1:</b> GRANULOMETRÍA DE LOS CUATRO PERFILES MEDIDOS EN TERRENO .....	46
<b>TABLA 6. 2:</b> DATOS DE GRANULOMETRÍA 1º PERFIL.....	49
<b>TABLA 6. 3:</b> DATOS DE GRANULOMETRÍA 2º PERFIL.....	49
<b>TABLA 6. 4:</b> DATOS DE GRANULOMETRÍA 3º PERFIL.....	50
<b>TABLA 6. 5:</b> DATOS DE GRANULOMETRÍA 4º PERFIL.....	50
<b>TABLA 6. 6:</b> DATOS DE LOS PERFILES DE VELOCIDAD REALES VS PERFILES DE VELOCIDAD MEDIDOS EN TERRENO. ....	53

# Capítulo 1. Introducción

## 1.1. Estructuras del tipo pozón-rápido

Explicaciones para el mantenimiento de una secuencia pozón-rápido han sido debatidas por mucho tiempo, la hipótesis de la velocidad inversa es controversial entre la comunidad científica. Desde su concepción, muchos estudios han encontrado velocidad inversa en otros ríos, se ha hipotetizado que la velocidad inversa provee un mecanismo para el mantenimiento de la morfología de un pozón-rápido en ríos de lecho de grava, mientras en otros no se encontraron relaciones significativas (Caamaño et.al, 2009)

Las estructuras pozón-rápido han sido tradicionalmente asociadas con ríos de lecho de grava (Knighton, 1998), donde los pozones son zonas batimétricas bajas, y los rápidos tienen un perfil transversal más simétrico a una elevación más alta que el pozón aguas arriba (Keller and Melhorn 1978) (Figura 1.1).



**Figura 1.1:** Perfil Longitudinal (arriba) y vista en planta (abajo) de una secuencia pozón-rápido. **Fuente:** Dunne y Leopold (1978)

Los pozones- rápidos, biológicamente hablando, son indicadores de calidad ecológica; en estas estructuras existe gran diversidad y son un sustento para la cadena trófica, que describe el proceso de transferencia de sustancias nutritivas a través de las diferentes especies de una comunidad biológica, en el que cada uno se alimenta del precedente y es alimento del siguiente.

Las características geomorfológicas de un pozón-rápido permiten variabilidad en la velocidad, profundidad, sedimento, temperatura, etc. Esta variabilidad física contribuye a la biodiversidad del río y permite que se presenten condiciones esenciales para las distintas etapas en la vida de la flora y fauna de un lugar (Jowett 1993, Englund and Krupa 2000, Woodsmith and Hassan 2005). También, la variación del tamaño de las partículas en el fondo permite a peces de distinto tamaño, enterrar sus huevos de acuerdo a sus necesidades particulares para reproducirse (Caamaño et.al, 2009).

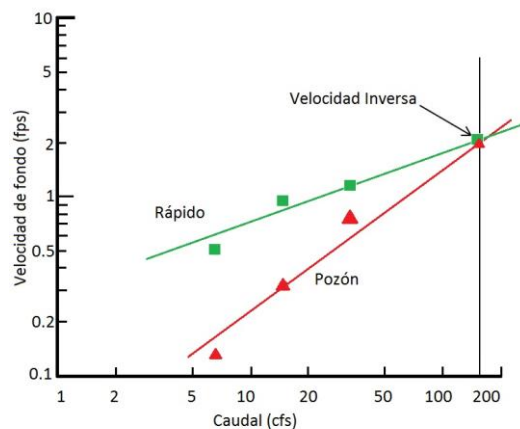
La hipótesis de la velocidad inversa propuesta por Keller (1971) dice que la clasificación del material de fondo en un río está basada en las siguientes observaciones:

- 1) Para flujos bajos, la velocidad en el fondo es menor en el pozón que en los rápidos adyacentes.
- 2) Con un caudal creciente, la velocidad en el fondo aumenta más rápido en pozones que en rápidos.

La velocidad inversa ocurre cuando la velocidad del fondo del pozón es igual a la velocidad de fondo del rápido (Figura 1.2). Con un aumento continuo en el caudal más allá del llamado “inverso” la velocidad en el fondo del pozón excede la del rápido. El material de fondo más grande en el rápido no puede ser movido por un flujo bajo, pero si para un flujo alto, más allá de la velocidad inversa el material de fondo que puede ser movido desde un rápido hacia un pozón será transportado rápidamente hasta el pozón por medio de las mayores velocidades en el fondo y fuerza de tracción en ese lugar. Como resultado, las partículas de fondo más grandes serán encontradas en los rápidos, y las partículas relativamente más pequeñas se encontrarán en los pozones.

Gilbert (1914) primero observó la velocidad de fondo inversa, pero él pensó que las partículas más grandes serían atrapadas en el fondo de los pozones a medida que la velocidad disminuía. Leopold et al (1964) concluyeron que el esfuerzo de corte en el fondo, que es proporcional a la velocidad al cuadrado, crecía más rápido con el caudal en un pozón que en un rápido, pero no exploraron en detalle el proceso.

Para flujos bajos los rápidos acumulan material de fondo relativamente grueso, y están sujetos a un veloz flujo de agua debido a la alta pendiente longitudinal que ofrecen. Los pozones constan de una cama de material más fino que los rápidos, con agua fluyendo a una velocidad relativamente lenta en comparación a los rápidos.



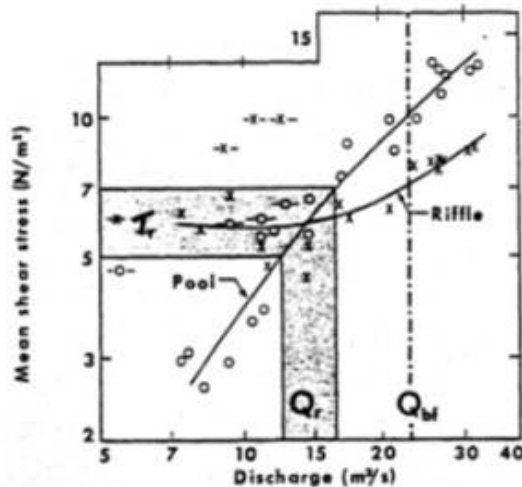
**Figura 1.2:** Velocidades medias de fondo vs caudal en una secuencia pozón – rápido.  
**Fuente:** Modificado de Keller (1971)

El término bankfull o cauce lleno puede ser definido como "El nivel del agua en el que una corriente, río o lago se encuentra en la parte superior de sus riberas y los posibles aumentos resultarían en agua en movimiento hacia la planicie de inundación".

Lisle (1979) observó que bajo la velocidad inversa, el material de fondo tendía a acumularse en los pozones a pesar de que la velocidad era suficiente para evacuar parte de él. Bajo el caudal bankfull los pozones tendían a rellenarse. Lisle planteó la hipótesis de que el esfuerzo de corte inverso era el mecanismo de mantenimiento de una estructura del tipo pozón – rápido

(El esfuerzo de corte inverso ocurre cuando el esfuerzo de corte en el pozón es igual al esfuerzo de corte en el rápido (Figura 1.3)).

Para flujos bajos, el esfuerzo de corte fue mayor en los rápidos que los pozones, pero con el aumento de caudal un punto de inversión fue encontrado, es decir, el esfuerzo de corte se hace mayor en el pozón que en el rápido (Figura 1.3). Carling (1994) encontró que las superficies más rugosas podrían 'promover' el esfuerzo de corte inverso, pero no era el mecanismo fundamental. Otros estudios computacionales han demostrado que la velocidad inversa y el esfuerzo de corte inverso no están presentes para flujos altos en todos los casos (3 de 8 secuencias) y como tal no puede ser un mecanismo de mantenimiento (Booker et al., 2001). El modelo también mostró que hubo una disminución en el esfuerzo de corte para flujos más altos, lo que contradice la teoría de Keller.



**Figura 1. 3:** Esfuerzo de corte promedio vs Caudal.  $Q_r$  es el caudal cuando ocurre el esfuerzo de corte inverso.  $Q_{bf}$  es el caudal a cauce lleno. **Fuente:** Lisle (1979)

## **1.2. Hipótesis**

Se plantea que existe una relación directa entre la velocidad de fondo inversa y el esfuerzo de corte inverso en dos secuencias formadas naturalmente del tipo pozón-rápido, pertenecientes al río Allipén.

## **1.3. Objetivos**

### **1.3.1. Objetivo principal**

Caracterizar el flujo en dos estructuras del tipo pozón-rápido a través de un modelo numérico tridimensional en el Río Allipén, Región de la Araucanía, Chile.

### **1.3.2. Objetivos específicos**

- Proponer y ejecutar una metodología para obtener una topo-batimetría detallada de la zona de estudio.
- Calibrar y validar el modelo numérico en la zona de estudio.
- Describir los fenómenos de velocidad de fondo inversa y esfuerzo de corte inverso a través de los resultados del modelo.
- Identificar las relaciones y comparar los fenómenos de velocidad inversa y esfuerzo de corte inverso para verificar correctamente la relación entre estos fenómenos.

## Capítulo 2. Métodos

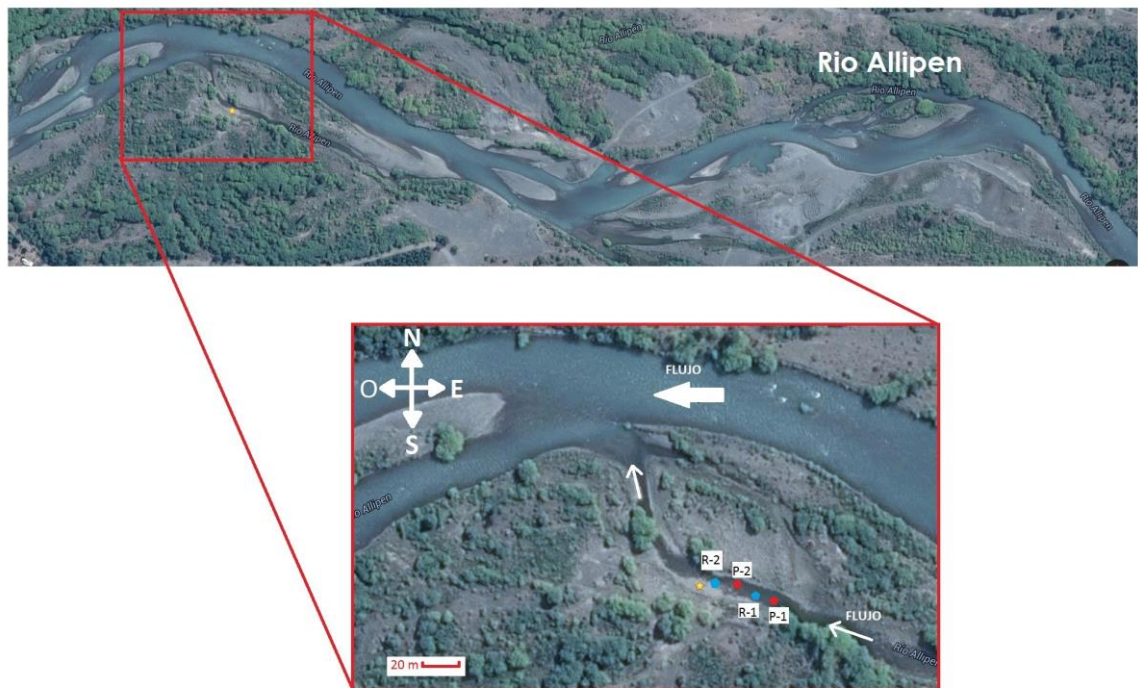
### 2.1. Lugar de estudio

El río Allipén, es el principal tributario del río Toltén, en la zona sur de Chile, en la IX Región de la Araucanía. Drena un área de 2.325 km<sup>2</sup>, y su recorrido alcanza una longitud total de 108 km.

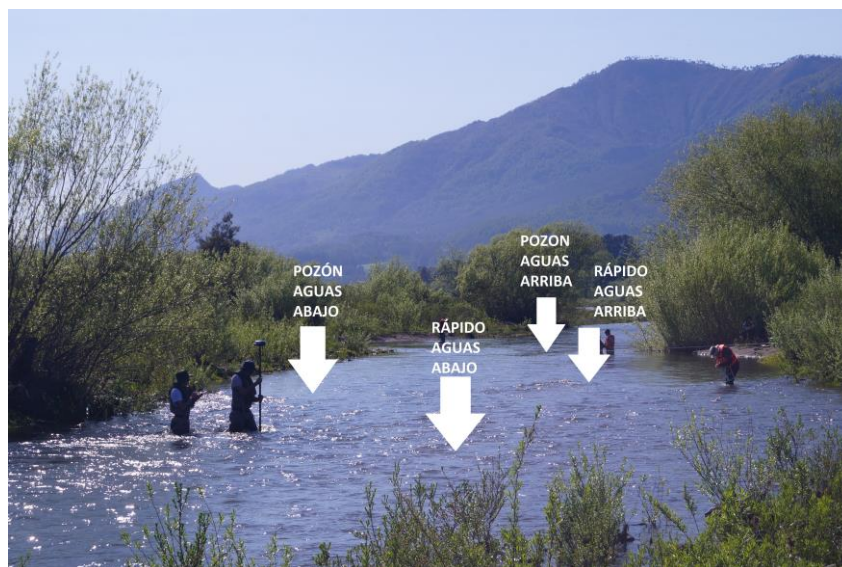
Se forma cerca del caserío de Melipeuco, en la Cordillera de Los Andes, de la confluencia del río Trifultriful, que proviene del norte, con el Zahuelhue, que viene del oriente.

En lo que se refiere a sus afluentes, por la ribera norte, el Allipén recibe varios tributarios menores y por la ribera sur, los ríos Llaima y Curaco.

El lugar de estudio está ubicado aproximadamente 3 kilómetros aguas abajo del pueblo de Melipeuco, corresponde a dos secuencias formadas naturalmente del tipo pozón-rápido en un lecho de grava. (lat. 38°51'51.03"S, long. 71°46'10.75"O) (Figuras 2.1 y 2.2)



**Figura 2. 1:** Ubicación de la zona de estudio. **Fuente:** Google Earth



**Figura 2. 2:** Secuencias del tipo pozoón-rápido, Rio Allipen ( $Q=3.99 \text{ m}^3/\text{s}$ )  
**Fuente:** Elaboración propia

El tramo forma parte de un brazo del río Allipén (Figura 2.1) en el que destacan estructuras morfológicas como los pozones-rápidos (Figura 2.2). Los substratos del lecho corresponden a arenas y gravas con un  $d_{50}$  que fluctúa entre los 30 y 70 mm.

## 2.2. Mediciones en terreno

### 2.2.1. Identificación de los pozones-rápidos

Dentro del tramo de estudio de ancho promedio 14 m y largo de 200 m aproximadamente (Figura 2.2), se identifican dos estructuras del tipo pozoón-rápido. La zona de estudio tiene profundidades que fluctúan entre los 0,4 y 1,1 m a lo largo del punto más bajo del lecho y las velocidades en la superficie fluctúan entre los 0,7 y 1,2 m/s.

La identificación en terreno de las estructuras pozoón-rápido están basadas en las siguientes observaciones:

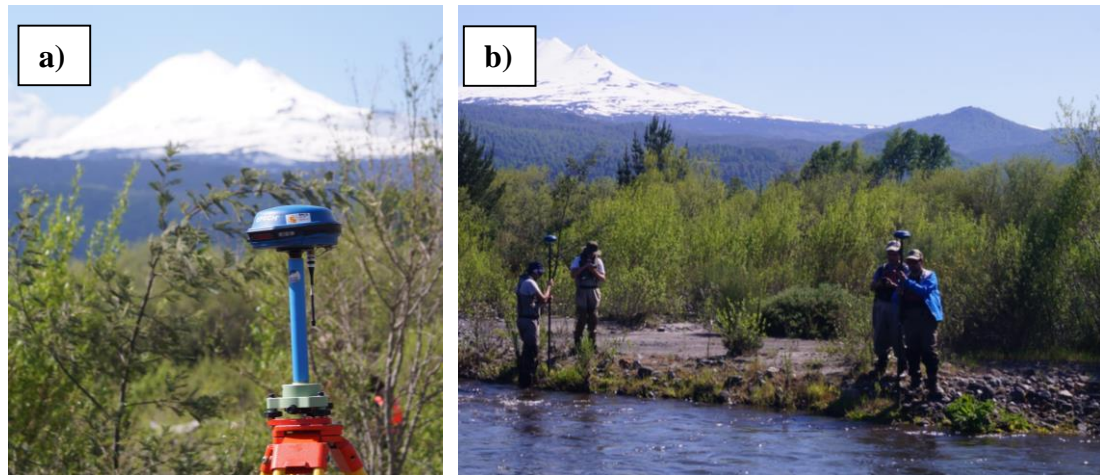
- Cambio en la pendiente de la superficie del agua a lo largo del río. A diferencia de los rápidos, los pozones están asociados a pendientes más bajas.
- Variabilidad en la distribución del sedimento a lo largo y ancho del lecho del río.

- Identificación del tipo de sedimento en ambas riberas de la zona de estudio.
- Cambio en el ancho superficial de la sección del río, los rápidos están asociados a zonas más bajas, pero de secciones más anchas.
- Cambios en la velocidad del flujo a lo largo y ancho del río.

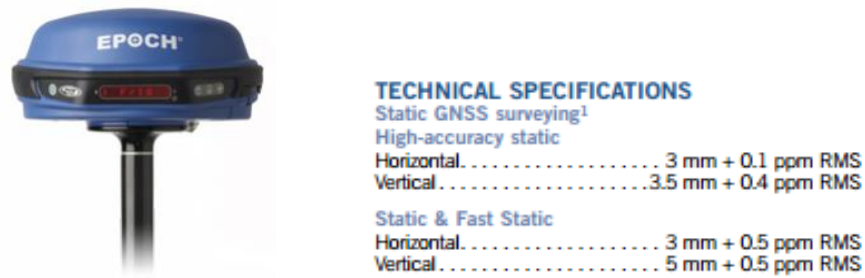
Una vez seleccionadas las estructuras pozón rápido se midieron los perfiles verticales de velocidad para caracterizar puntualmente las estructuras identificadas (Sección 2.2.3), a su vez se hizo la descripción granulométrica de cada una de ellas (Sección 2.2.5)

### 2.2.2. Topo batimetría

La topo-batimetría fue obtenida mediante GPS-RTK de alta precisión (Figuras 2.3 y 2.4) con un total de aproximadamente 1600 puntos en la zona de estudio y una mayor densidad de puntos en el lecho del río.



**Figura 2. 3:** Sistema de medición compuesto por GPS base (2.3 a) y GPS móvil (2.3 b)  
**Fuente:** Elaboración Propia



**Figura 2. 4:** Especificaciones Técnicas GPS-RTK. **Fuente:** legacy.spectraprecision.com

Para obtener los datos de superficie de agua se midieron en terreno un total de 117 puntos distribuidos a lo largo de la ribera izquierda y derecha del cauce.

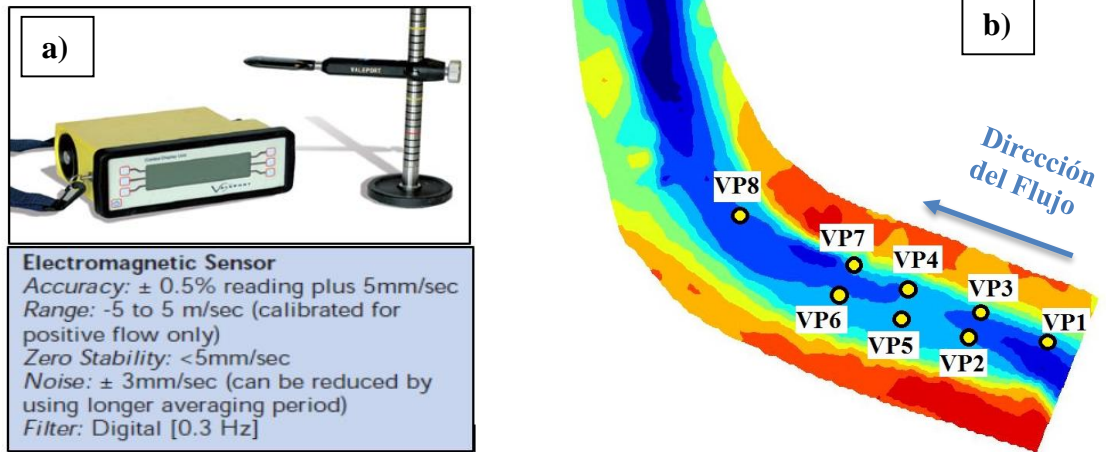
Cabe mencionar que la obtención de la topo- batimetría, medición de perfiles verticales de velocidad y medición del tamaño de partículas de fondo fueron obtenidos con un caudal de  $3.99 \frac{m^3}{s}$  los días 04 y 05 de noviembre 2015.

### 2.2.3. Perfiles verticales de velocidad

La ubicación de los puntos de medición (Figura 2.5 b) está basada en un criterio que tiene relación con la hipótesis que se está demostrando. A través de los perfiles verticales de velocidad será posible validar la distribución vertical de velocidades en los pozones-rápidos y al mismo tiempo verificar que la aproximación sigma del software Delft 3D-Flow (Sección 2.3.2) este representando correctamente los perfiles verticales logarítmicos de velocidad.

Los perfiles fueron medidos mediante un correntómetro (Figura 2.5 a) que mide la velocidad en un punto dado de la masa de agua. Existen varios tipos de correntómetros, siendo los más empleados los de hélice de los cuales hay de varios tamaños; cuando más grandes sean los caudales o más altas sean las velocidades, mayor debe ser el tamaño del aparato.

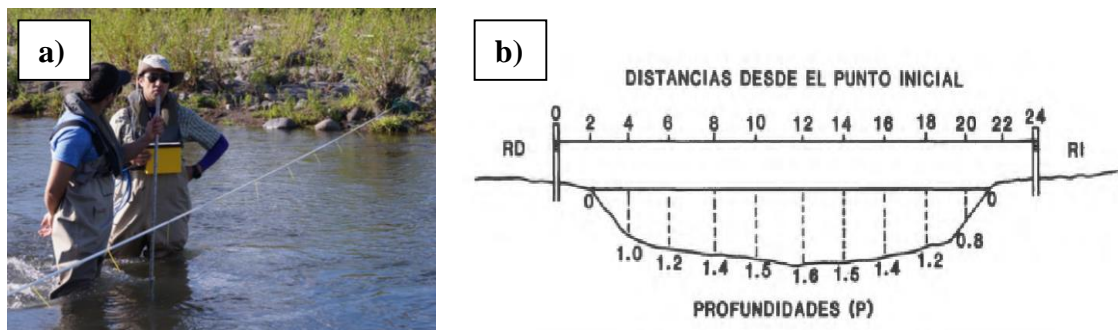
Para la obtención de un perfil vertical de velocidad, se hicieron mediciones cada 5 cm desde el lecho hasta la superficie de agua (Anexo B).



**Figura 2.5:** a) Especificaciones técnicas del correntómetro “Valeport 801”.  
 b) Ubicación de perfiles verticales de velocidad medidos en terreno.  
**Fuente:** a) [www.hydroacoustics.com](http://www.hydroacoustics.com) b) Elaboración propia

#### 2.2.4. Caudal

Las mediciones de caudal se realizaron mediante un correntómetro “Valeport 801” (Figura 2.5 a), cuya precisión del sensor es de  $\pm 5$  mm/s. El procedimiento utilizado el propuesto por la U.S.G.S y Ven Te Chow (1994) (Figura 2.6 a), el cual consiste en dividir la sección transversal del canal en franjas verticales (Figura 2.6 b), de manera que el caudal total corresponde a la suma de los caudales parciales de cada franja.



**Figura 2. 6:** a) Aforo realizado en terreno. b) Metodología utilizada para la división de la sección en franjas verticales. **Fuente:** a) Elaboración propia b) García (2000).

Como el correntómetro mide la velocidad en un punto, para obtener la velocidad media de un curso de agua se deben en ciertos casos, medir la velocidad en dos, tres o más puntos, a diversas profundidades a lo largo de una vertical y a partir de la superficie del agua.

Las profundidades en las cuales se mide las velocidades con el correntómetro en función de la altura del tirante de agua “d” son descritas en la Tabla 2.1.

**Tabla 2. 1:** *Profundidades de medición de velocidades en función de altura del tirante de agua.*

<b>Tirante de agua (d)</b>	<b>Profundidad de lectura del Correntómetro</b>
cm	cm
< 15	d / 2
15 < d < 45	0,6 d
> 45	0,2 d y 0.8 d o 0.2 d, 0.6 d y 0.8 d

Conocidas las profundidades de cada franja se procede a calcular el área de la sección transversal, la que se utiliza para el cálculo del caudal. Donde “V” es la velocidad determinada con el correntómetro y “A” es el área de la sección transversal, lo que finalmente concluye en “  $Q = V * A$  ”.

### **2.2.5. Granulometría**

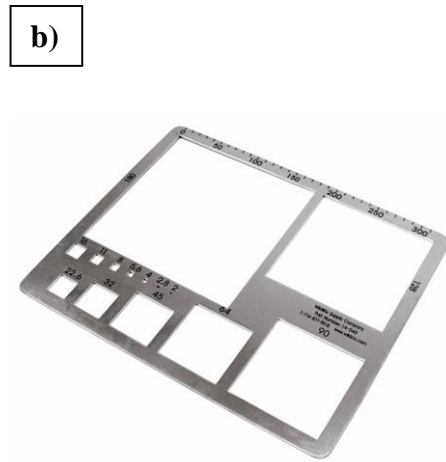
En los ríos, el tamaño de las partículas es tal vez la más importante propiedad de los sedimentos para diferenciar y caracterizar el tipo de cauce. La determinación de la granulometría del lecho de cauces de ríos, en particular los de montaña, es una actividad compleja. Esta información es fundamental en la ingeniería civil en áreas de diseño de obras hidráulicas y aplicaciones en estudios geomorfológicos, de ecología fluvial y en procesos de transporte de sedimentos. Existen en la actualidad diversos procedimientos que permiten determinar in-situ la granulometría del lecho de cauces, en esta investigación la

granulometría se realizó mediante el método de Wolman (1954) utilizando un gravelómetro (Figura 2.7 b) en distintas secciones dentro del cauce (Figura 2.8 a), clasificando el material de fondo según el tamaño de su eje central (Tabla 2.2). Las secciones fueron elegidas después de haber identificado las estructuras pozón-rápido y finalmente querer caracterizar puntualmente cada una ellas.

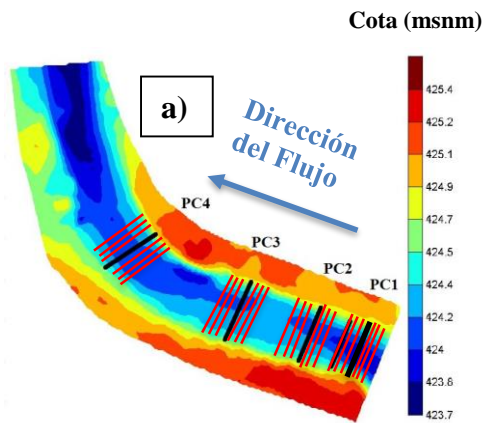
**Tabla 2. 2:** Clasificación estándar del sedimento según su tamaño **Fuente:** Wolman (1954)

Tamaño eje central (mm) Limite	Nombre	Característica
4096	Bolón	Muy grueso
2048	Bolón	Grueso
1024	Bolón	Mediano
512	Bolón	Fino
256	Huevillo	Grueso
128	Huevillo	Fino
64	Grava	Muy gruesa
32	Grava	Gruesa
16	Grava	Mediana
8	Grava	Fina
4	Grava	Muy Fina
2	Arenas	
0.0625	Limos	
0.0039	Arcillas	

El método de Wolman (1954), también conocido como método de los transectos, se incluye dentro de las técnicas “cuenta-cantos”. Este método genera un muestreo al azar, que consiste en caminar por el cauce por una ruta determinada (Figura 2.8 b) y a intervalos determinados tomar la partícula del lecho que se encuentra junto bajo la punta del zapato y medir el eje central del material granular. En caso de que el material esté incrustado o sea demasiado grande para moverse, se debe medir el eje menor visible. Este método requiere de un muestreo de al menos 100 partículas. Los datos recolectados se agrupan de acuerdo al tamaño de clase de la partícula para posteriormente representarlos gráficamente conforme a sus distribuciones (Anexo A).



**Figura 2. 7:** Gravelómetro. **Fuente:** Elaboración propia.



**Figura 2. 8:** a) Ubicación espacial de las granulometrías tomadas en terreno. b) Ejecución en terreno del método de Wolman (1954). **Fuente:** Elaboración propia.

## 2.3. Modelación en Delft 3D-FLOW

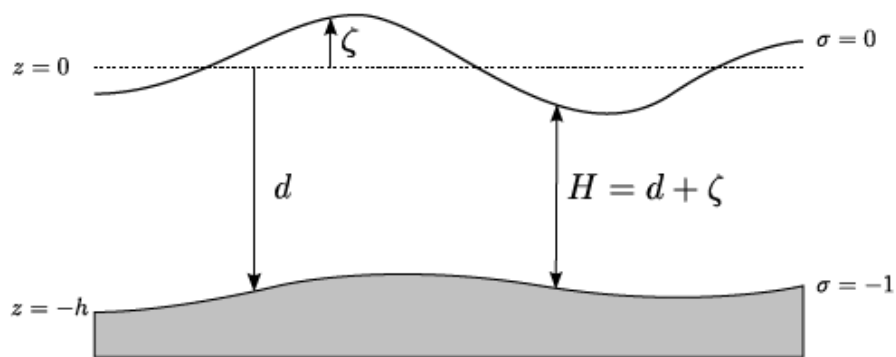
### 2.3.1 Delft 3D-FLOW

Deltares ha desarrollado un software computacional integrado para un enfoque multidisciplinario y cálculos 3D aplicable en costas, ríos, lagos y estuarios. Se puede llevar a cabo simulaciones de flujos, transporte de sedimentos, olas, calidad del agua, desarrollos morfológicos y ecología. Delft3D-FLOW se compone de varios módulos, agrupados alrededor de una interfaz mutua.

### 2.3.2. Sistema de coordenadas

En la dirección vertical Delft3D-FLOW ofrece dos sistemas distintos de grillas verticales: el sistema coordinado  $\sigma$  (modelo -  $\sigma$ ) y el sistema de coordenadas cartesianas  $Z$  (modelo - $Z$ ).

La grilla-  $\sigma$  fue presentada por Phillips (1957) para los modelos atmosféricos. La grilla vertical está compuesta por capas delimitadas por dos planos- $\sigma$ , que no son estrictamente horizontales, pero siguen la parte inferior de la topografía y la superficie libre.



**Figura 2.9:** Definición de nivel de agua ( $\zeta$ ), profundidad ( $h$ ) y profundidad total ( $H$ )

**Fuente:** Manual de usuario DELFT 3D-Flow (2011)

El número de capas sobre toda el área computacional horizontal es constante, independientemente de la profundidad del agua local. La distribución del espesor de capa relativo es generalmente no uniforme. Esto permite una mayor resolución en zonas tales como, el área cercana a la superficie y el área cercana al fondo del río.

El sistema de coordenadas  $\sigma$  se define como:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} = \frac{z - \zeta}{H},$$

Donde:

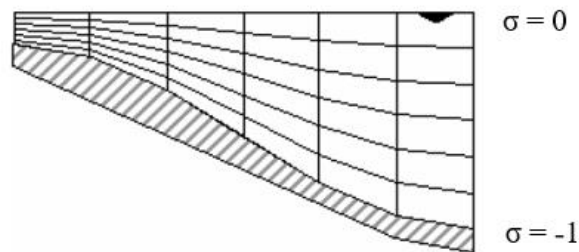
$z$ , la coordenada vertical en el espacio físico.

$\zeta$ , la elevación de la superficie libre por encima del plano de referencia (en  $z = 0$ ).

$d$ , la profundidad por debajo del plano de referencia.

$H$ , la profundidad total de agua, dada por  $d + \zeta$  (Figura 2.9).

En el fondo del dominio  $\sigma = -1$  y en la superficie libre del agua  $\sigma = 0$  (Figura 2.10). Las derivadas parciales en el sistema original de coordenadas cartesianas son expresadas en coordenadas  $\sigma$ , introduciendo términos adicionales (Stelling and Van Kester, 1994). El dominio de modelación de un flujo en un modelo 3D de aguas poco profundas consiste en un plano horizontal que delimita un área compuesta de límites abiertos y cerrados, y en la vertical un número de capas que permiten representar los procesos hidrodinámicos que se desarrollan. En un sistema de coordenadas  $\sigma$ , el número de capas es el mismo en cualquier punto del plano horizontal. Finalmente, para cada capa, un set de ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento son acopladas y resueltas. (Delft-3D, 2011).



**Figura 2. 10:** Ejemplo de una grilla- $\sigma$ . **Fuente:** Manual de usuario DELFT 3D-Flow (2011).

En la dirección horizontal Delft3D-FLOW utiliza coordenadas curvilíneas ortogonales. Dos sistemas de coordenadas son compatibles:

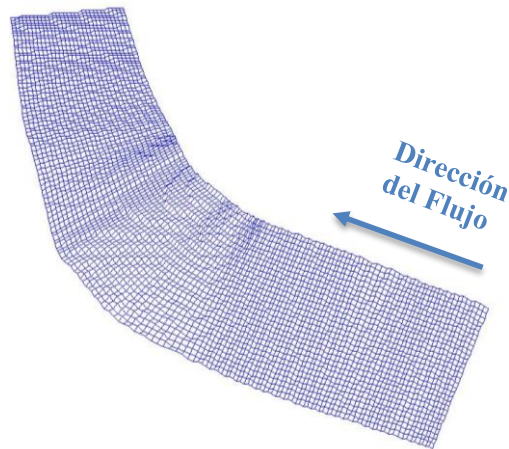
- Coordenadas cartesianas ( $\xi, \eta$ )
- Coordenadas esféricas ( $\lambda, \varnothing$ )

Los límites de un río, un estuario o una costa son en general curvos y difícilmente pueden ser representados en una rejilla rectangular. El borde se vuelve irregular y puede conllevar errores de discretización significativos. Para reducir estos errores se utilizan coordenadas curvilíneas ortogonales. Las coordenadas curvilíneas también permiten refinamiento en la cuadrícula local en áreas con grandes gradientes horizontales.

### **2.3.3. Grilla**

La solución numérica de las ecuaciones hidrodinámicas requiere la discretización espacial del área de estudio. Con este fin se superpone sobre el dominio de cálculo una malla con un número apropiado de celdas, dependiendo del detalle requerido por la tipología del problema a estudiar (oleaje, corrientes, entrada de ríos) y por la cercanía a las zonas de mayor interés (desembocadura de los ríos, punto de toma de agua).

Las coordenadas de la grilla son definidas por medio de un generador de mallas en el módulo RGFRID. Los puntos de los niveles de agua (puntos de presión) son definidos en el centro de una celda y las componentes de velocidad son perpendiculares a las caras de las celdas de la malla donde están situadas.



**Figura 2. 11:** Grilla ocupada en el modelo actual, creado en el módulo RFGRID

La zona de estudio posee un ancho superficial promedio de 14 m y un largo de 200 m aproximadamente. Para el modelo actual se utilizó una grilla de 152 celdas longitudinalmente y 32 celdas transversalmente, con un tamaño promedio de  $0.4 m^2$  cada celda (Figura 2.11). En la vertical se utilizaron siete capas de las cuales las 4 capas del fondo representan el 40 % de la profundidad de agua, mientras que las 3 capas superiores el 60 % restante a la superficie libre.

Para la construcción de la topo-batimetría se utiliza un módulo adicional de Delft 3D-FLOW, denominado QUICKIN. Mediante un proceso de interpolación triangular, los puntos de muestreo son asignados a las celdas de la malla. El método de triangulación es el más adecuado para este caso, ya que el conjunto de datos tiene una resolución que es aproximadamente igual o más pequeña que la resolución de la cuadrícula.

#### **2.3.4. Ecuaciones hidrodinámicas**

Delft3D-FLOW resuelve las ecuaciones de Navier Stokes para un fluido incompresible, bajo el agua superficial y las suposiciones de Boussinesq. En la ecuación de momento vertical, las aceleraciones verticales se desprecian, lo que conduce a la ecuación de la presión hidrostática. En modelos 3D las velocidades verticales se calculan a partir de la ecuación de continuidad. El conjunto de ecuaciones diferenciales parciales en combinación con un

conjunto adecuado de las condiciones iniciales y de frontera se resuelve en una cuadrícula de diferencia finita.

En Delft3D-FLOW las ecuaciones se formulan en coordenadas curvilíneas ortogonales. La escala de velocidad está en el espacio físico, pero las componentes son perpendiculares a las caras de la red curvilínea. La transformación de la grilla introduce los términos de curvatura en las ecuaciones de movimiento.

### 2.3.4.1. Ecuación de continuidad

La ecuación de continuidad promediada en la profundidad es derivada por la integración de la ecuación de continuidad para fluidos incompresible  $\nabla \cdot \vec{u} = 0$  sobre la profundidad total, tomando en cuenta la condición de borde cinemática de la superficie del agua y nivel del fondo, es descrita por:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) U \sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \zeta} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) V \sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} = (d + \zeta) Q \quad (2.1)$$

Con  $U$  y  $V$  velocidades promediadas en la profundidad

$$U = \frac{1}{d + \zeta} \int_a^\zeta u \, dz = \int_{-1}^0 u \, d\sigma \quad (2.2)$$

$$V = \frac{1}{d + \zeta} \int_a^\zeta v \, dz = \int_{-1}^0 v \, d\sigma \quad (2.3)$$

Donde  $Q$  representa el caudal por unidad de área debido a la descarga o captación de agua, precipitación y evaporación:

$$Q = \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) \, d\sigma + P - E \quad (2.4)$$

Con  $q_{in}$  y  $q_{out}$  las fuentes locales y sumideros de agua por unidad de volumen (l/s), respectivamente, P término de fuentes de precipitación no local y E término de sumideros debido a la evaporación no local.

### 2.3.4.2. Ecuación de momento en la dirección horizontal

Las ecuaciones de cantidad de movimiento en las direcciones  $\xi$  y  $\eta$  están dadas por las expresiones:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - f_v \\ = -\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\xi + F_\xi + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( v_V \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + M_\xi \end{aligned} \quad (2.5)$$

y

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} - \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - f_u \\ = -\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\eta + F_\eta + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( v_V \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\eta \end{aligned} \quad (2.6)$$

Las variaciones de densidad son despreciables, excepto en los términos de la presión  $P_\xi$  y  $P_\eta$ . Las fuerzas  $F_\xi$  y  $F_\eta$  representan el balance de las tensiones de Reynolds horizontales.  $M_\xi$  y  $M_\eta$  representan la contribución debido a las fuentes o sumideros externos de cantidad de movimiento. Las tensiones de Reynolds son modeladas usando el concepto de viscosidad turbulenta (Delft-3D, 2011).

### 2.3.4.3. Velocidad vertical

La velocidad vertical  $\omega$ , adaptada en un sistema de coordenadas  $\sigma$ , es calculada desde la ecuación de continuidad utilizando la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial((d + \zeta) u \sqrt{G_{\eta\eta}})}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial((d + \zeta) v \sqrt{G_{\xi\xi}})}{\partial \eta} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = (d + \zeta)(q_{in} - q_{out}) \quad (2.7)$$

$\omega$  es la velocidad vertical relativa al movimiento del plano  $\sigma$ .

El cálculo físico en el sistema de coordenadas cartesiano  $w$  de las velocidades verticales es sólo requerido para el post proceso. Estas velocidades pueden ser expresadas usando velocidades horizontales, profundidades de agua, niveles de agua y velocidad vertical  $\omega$  de acuerdo a la siguiente ecuación

$$w = \omega + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \left[ u \sqrt{G_{\eta\eta}} \left( \sigma \frac{\partial H}{\partial \xi} + \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} \right) + v \sqrt{G_{\xi\xi}} \left( \sigma \frac{\partial H}{\partial \eta} + \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} \right) \right] + \left( \sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right) \quad (2.8)$$

### 2.3.4.4. Supuesto de presión hidrostática para la malla $\sigma$

Bajo el supuesto de aguas poco profundas, la ecuación de momento vertical es reducida a una ecuación de presión hidrostática. Las aceleraciones verticales debido a los efectos boyantes y a variaciones repentinas en la topografía del fondo no son consideradas en el cálculo. Entonces se tiene:

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g \rho H \quad (2.9)$$

Después de la integración, la presión hidrostática es dada por:

$$P = P_{atm} + gH \int_{\rho}^0 \rho (\xi, \eta, \sigma, t) d\sigma \quad (2.10)$$

### 2.3.5. Rugosidad del fondo para flujo en 3 dimensiones

Para modelos 3D, se usa una formulación cuadrática del esfuerzo de corte que es bastante similar a la usada en el cálculo de modelos con profundidad promedio. El esfuerzo de corte en 3D es relativo a la corriente justo arriba del fondo.

$$\vec{\tau}_{b_{3D}} = \frac{g\rho_0\vec{u}_b |\vec{u}_b|}{C_{3D}^2} \quad (2.11)$$

Con  $|\vec{u}_b|$  la magnitud de la velocidad horizontal en la primera capa desde el fondo. La contribución de la componente de la velocidad vertical a la magnitud del vector de velocidad es despreciable (Manual Delft 3D-FLOW, 2011). El primer punto de la malla arriba del fondo se asume que está situado en la capa límite logarítmica. Luego  $\Delta z_b$  corresponde al espesor de la primera capa, por lo tanto, se tiene que:

$$\vec{u}_b = \frac{u_*}{k} \ln\left(1 + \frac{\Delta z_b}{2Z_0}\right) \quad (2.12)$$

Donde  $k$  es la constante de von Karman ( $k \approx 0,4$ ) y  $u_*$  es la velocidad de corte.

$Z_0$  es definido por el usuario. En la implementación de la ley logarítmica de la pared para fondo rugoso, el fondo es posicionado en  $Z_0$ .

Usando la Ecuación 2.12 y Ecuación 2.13,  $C_{3D}$  puede ser expresado en la altura de rugosidad  $Z_0$  del fondo:

$$C_{3D} = \frac{\sqrt{g}}{k} \ln \left( 1 + \frac{\Delta Z_b}{2Z_0} \right) \quad (2.13)$$

Para un régimen hidráulicamente rugoso (Nikuradse, 1933):

$$Z_0 = \frac{k_s}{30} \quad (2.14)$$

Donde  $k_s$  es conocido como la escala de longitud de rugosidad de Nikuradse y es determinada experimentalmente ( $k_s \approx 2 * D_{50}$ ).

### 2.3.6. Estabilidad numérica

En Delft-3D FLOW el número de Courant es un indicador de la estabilidad. Las directrices para el número de Courant se basan en la experiencia del modelador. Para lugares con grandes diferencias en la geometría del fondo, el número de Courant no debe superar el valor de 10.

El número de Courant-Friedrichs-Lewy está definido por la siguiente ecuación:

$$CFL = \frac{\Delta t \sqrt{gH}}{(\Delta x, \Delta y)} \quad (2.15)$$

Donde  $\Delta t$  es el paso de tiempo (en segundos),  $g$  es la aceleración de gravedad,  $H$  es la profundidad total del agua y  $(\Delta x, \Delta y)$  es un valor característico (en muchos casos es el valor mínimo) del espaciamiento de la malla en cada dirección.

El número de Courant da la relación entre la velocidad de propagación y el paso de tiempo. La magnitud del paso de tiempo determina el tiempo de cálculo total. Para reducir el tiempo de cálculo total, es necesario elegir el mayor paso de tiempo posible, sin pérdida de estabilidad.

### **2.3.7. Consideraciones para la aplicación de modelo Delft-3D.**

#### **2.3.7.1. Escala temporal de modelación.**

La escala temporal de simulación es diaria. El paso de tiempo fue de 0.02 (min), el que fue obtenido por iteración hasta lograr una estabilidad en la modelación por medio de un indicador (número de Courant).

#### **2.3.7.2. Condiciones iniciales.**

Al comienzo de la simulación los niveles de agua en toda la zona de modelación se ingresan como un input. El cual es caracterizado en terreno para un instante de tiempo.

Los bordes abiertos de niveles de agua y caudales, deben ser descritos de manera óptima para abordar el problema matemático del valor inicial de la modelación.

#### **2.3.7.3. Condiciones de borde abierto**

Para la condición de borde aguas arriba del tramo de estudio se consideró para la modelación un caudal de  $3.99 \frac{m^3}{s}$ . El que se obtuvo el día 05 de noviembre del año 2015, por medio de un aforo realizado en terreno a través de un correntómetro (Sección 2.24). Para esta condición de borde abierto, se asume un perfil vertical logarítmico.

En relación a la condición de borde aguas abajo, se consideró la cota de la superficie de agua asociada al caudal  $3.99 \frac{m^3}{s}$  que fue de 424.23 m.s.n.m.

#### **2.3.7.4. Calibración y validación**

Para la calibración del modelo se utilizaron los niveles de superficie de agua a lo largo de la ribera izquierda como en la ribera derecha del cauce.

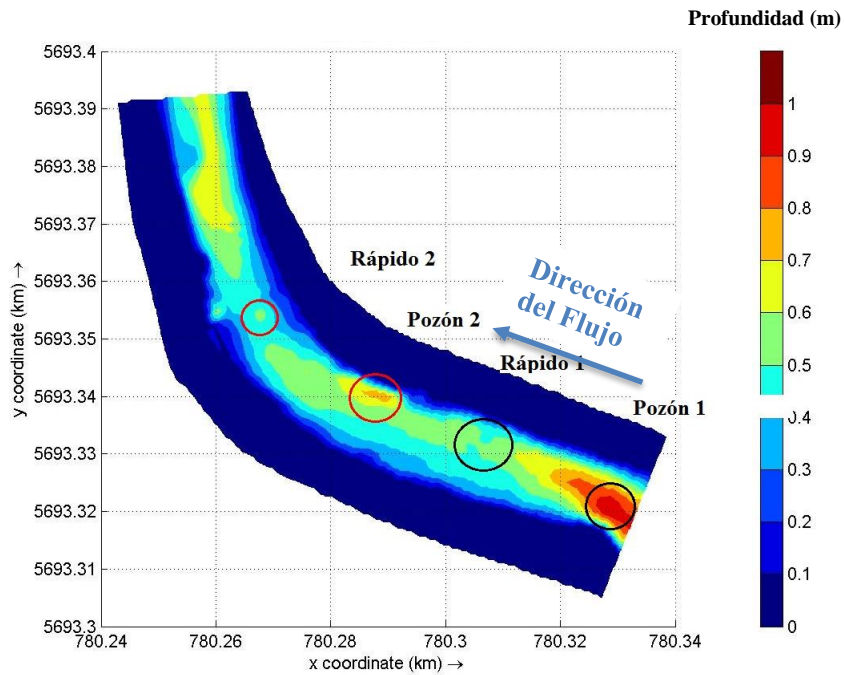
Para la validación del modelo se midieron en terreno perfiles de velocidad en distintos puntos (Figura 2.5 b) por medio del correntómetro, los que serán desarrollados en la sección de resultados.

### **2.3.7.5. Velocidad de fondo Inversa y Esfuerzo de corte inverso**

Dos secuencias consecutivas de pozón-rápido fueron elegidas para el análisis de este estudio. Se eligieron cuatro secciones transversales para caracterizar estas estructuras, en las cuales se analizaron los siguientes puntos (Figura 2.12). a) La porción más profunda en el pozón aguas arriba, b) La porción más profunda en la cresta del rápido aguas arriba c) La porción más profunda del pozón aguas abajo, d) La porción más profunda en la cresta del rápido aguas abajo. En el análisis fueron utilizados 6 caudales distintos, el caudal de  $3.99 \frac{m^3}{s}$  fue el observado en terreno, y cinco caudales simulados (1, 2, 3, 5 y  $6 \frac{m^3}{s}$ .)

La porción más profunda del pozón proporciona un criterio conservador para la velocidad inversa, ya que la velocidad inversa es menos probable que ocurra con un aumento de la profundidad en el pozón en este punto. Entonces, si la velocidad inversa ocurre en la sección más profunda del pozón tendría que ocurrir en el resto del pozón que es menos profundo (Caamaño et. al, 2009).

Un punto de referencia en el thalweg de la cresta del rápido representará la más alta velocidad local a través de la cresta del rápido.



**Figura 2. 12:** Puntos de interés en la zona de estudio. **Pozón 1)** Porción más profunda en el pozoón aguas arriba, **Rápido 1)** Thalweg de la cresta del rápido aguas arriba, **Pozón 2)** Porción más profunda en el pozoón aguas abajo, **Rápido 2)** Thalweg de la cresta del rápido aguas abajo.

Delft 3D-Flow calcula las velocidades de fondo promediando la velocidad en la primera capa hidrodinámica del modelo, que corresponde al 10% más bajo de la profundidad de agua. Las velocidades de superficie son calculadas como el promedio de la velocidad en la capa superior de la grilla hidrodinámica.

## 2.4. Criterio unificador para la hipótesis de la velocidad inversa en ríos de lecho de grava, Caamaño et.al (2009)

La hipótesis dice que para flujos bajos la velocidad de fondo es más baja en el pozón que en los rápidos adyacentes y que con un caudal creciente la velocidad de fondo crece más rápido en los pozones. Para flujos bajos, el sedimento fino es llevado de los rápidos y depositados en los pozones aguas abajo (Caamaño et.al, 2009)

Un flujo constante en un pozón rápido debe satisfacer los principios básicos de conservación de masa y energía. Para conservación de masa, el caudal de la sección en el pozón tiene que ser igual al de la sección en el rápido.

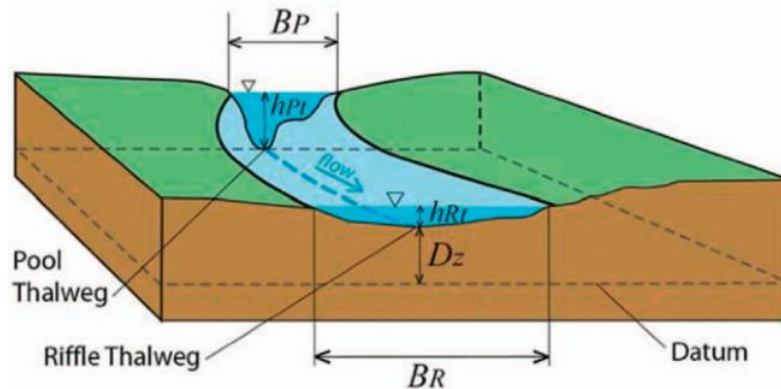
$$u_p h_p B_p = u_r h_r B_r \quad (2.16)$$

Donde

$u_p$  y  $u_r$  son las velocidades promedio en la sección de un pozón y un rápido respectivamente.

$h_p$  y  $h_r$  son las profundidades de agua medias en el pozón y rápido respectivamente.

$B_p$  y  $B_r$  son los anchos de superficie en un pozón y rápido respectivamente (Figura 2.14)



**Figura 2. 13:** Puntos de interés en una secuencia pozón-rápido. **Fuente:** A Unifying Criterion for the Velocity Reversal Hypothesis in Gravel- Bed Rivers, Caamaño et.al (2009)

Por definición el pozón es más profundo que el rápido  $h_p > h_r$ , eso implica por la ecuación anterior que la velocidad en el rápido es mayor a la del pozón ( $u_p < u_r$ ) solo cuando el rápido es más ancho que el pozón.

Por conservación de la energía, la energía total en la sección del pozón debe ser igual a la de la sección en el rápido más las pérdidas de energía entre las secciones

$$Z_{P_t} + h_{P_t} + \frac{\alpha_p u_p^2}{2g} = Z_{R_t} + h_{R_t} + \frac{\alpha_r u_r^2}{2g} + (h_e + h_f) \quad (2.17)$$

Donde

$h_e$  Pérdidas por expansión

$h_f$  Representa las pérdidas por fricción entre el rápido y el pozón.

$Z_{P_t}, Z_{R_t}$  = Elevaciones thalweg en el pozón y rápido respectivamente.

$h_{P_t}, h_{R_t}$  = Profundidades de agua del thalweg en el pozón y rápido respectivamente.

$\alpha_p$  y  $\alpha_r$  son los coeficientes de velocidad en el pozón y rápido respectivamente.

Combinando las ecuaciones de masa y energía, finalmente nos lleva a

$$\frac{u_p}{u_r} = \frac{\frac{\Phi_R B_R}{\Phi_P B_P}}{\left[ \frac{D_z + \frac{1}{2g} (\alpha_r u_r^2 - \alpha_p u_p^2) + h_e + h_f}{h_{R_t}} + 1 \right]} \quad (2.18)$$

$D_z$  está definida como la diferencia entre la elevación del thalweg del pozón y del rápido

$D_z = Z_{R_t} - Z_{P_t}$  (Profundidad Residual del pozón)

El thalweg y las profundidades promedios de la sección están relacionados de la siguiente manera:

$$h_p = \Phi_p h_{P_t} \quad \text{y} \quad h_R = \Phi_R h_{R_t}$$

Donde  $\Phi$  es un parámetro positivo  $\leq 1$  que depende de la forma de la sección transversal

En el umbral de la velocidad inversa, las velocidades del pozón y rápido son iguales

$$(u_p = u_r)$$

$$\frac{\Phi_R B_R}{\Phi_P B_P} - 1 = \frac{D_z + h_e + h_f}{h_{R_t}} \quad (2.19)$$

La ecuación anterior predice que la velocidad inversa ocurrirá cuando la falta de uniformidad en la forma de una sección transversal (lado izquierdo) es más grande que la profundidad relativa (relación entre la profundidad residual y la profundidad de flujo en el rápido) (lado derecho).

$D_z$  es considerada constante, mientras que las otras variables cambiarán con el caudal.

### **Verificación del criterio**

Es una prueba de una versión simplificada del modelo en la cual se desprecian las pérdidas por fricción y expansión, así también la relación de las secciones transversales ( $\Phi_P/\Phi_R$ ).

$$\frac{B_R}{B_P} - 1 = \frac{D_z}{h_{R_t}} \quad (2.20)$$

El umbral predicho de la ecuación anterior para que ocurra la velocidad inversa donde  $B_R/B_P - 1 > D_z/h_{R_t}$  para  $B_r$ ,  $B_p$  y  $D_z$  dados, la profundidad de agua en el rápido ( $h_{R_t}$ ) indicará si ocurre velocidad inversa o no.

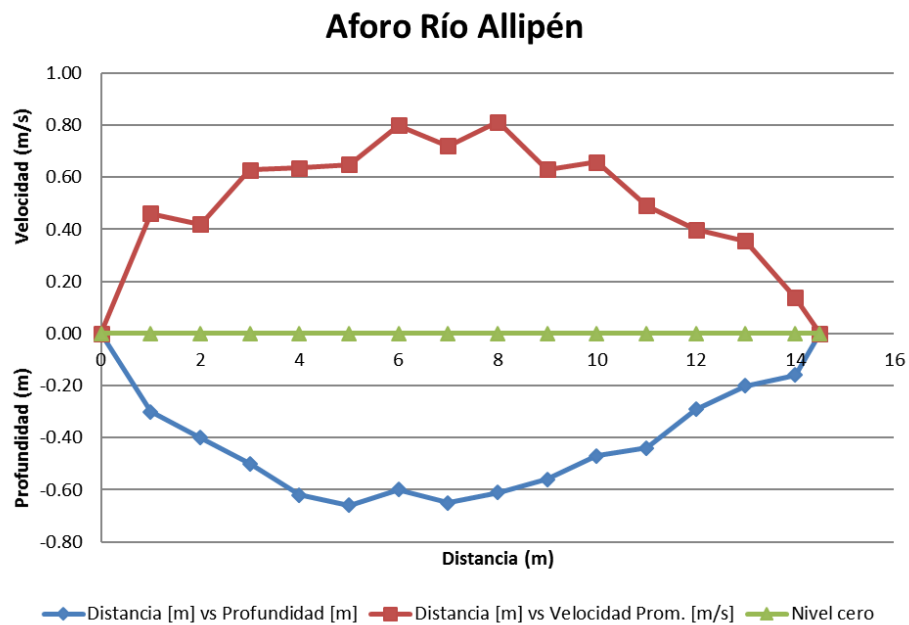
El rápido debe ser más ancho que el pozón ( $B_r/B_p > 1$ ) para que ocurra la velocidad inversa.

## Capítulo 3. Resultados

En la Tabla 3.1 se indica el detalle de los resultados y el caudal total portado por el canal.

**Tabla 3. 1: Aforo realizado en terreno**

Vertical (N°)	Distancia acumulada	Profundidad (m)	Ancho de Influencia (m)	Area de Influencia (m2)	Velocidad a la Profundidad (m/s):			Velocidad Promedio	Caudal (m3/s)
					0,2 H	0,4 H	0,8 H		
1	0.00	0.00	0.50	0.00	-	0.000	-	0.000	0.000
2	1.00	0.30	1.00	0.30	-	0.460	-	0.460	0.138
3	2.00	0.40	1.00	0.40	-	0.420	-	0.420	0.168
4	3.00	0.50	1.00	0.50	-	0.628	-	0.628	0.314
5	4.00	0.62	1.00	0.62	0.464	-	0.807	0.636	0.394
6	5.00	0.66	1.00	0.66	0.429	-	0.868	0.649	0.428
7	6.00	0.60	1.00	0.60	0.623	-	0.975	0.799	0.479
8	7.00	0.65	1.00	0.65	0.591	-	0.850	0.721	0.468
9	8.00	0.61	1.00	0.61	0.653	-	0.971	0.812	0.495
10	9.00	0.56	1.00	0.56	-	0.630	-	0.630	0.353
11	10.00	0.47	1.00	0.47	-	0.659	-	0.659	0.310
12	11.00	0.44	1.00	0.44	-	0.490	-	0.490	0.216
13	12.00	0.29	1.00	0.29	-	0.399	-	0.399	0.116
14	13.00	0.20	1.00	0.20	-	0.355	-	0.355	0.071
15	14.00	0.16	0.75	0.12	-	0.138	-	0.138	0.017
16	14.50	0.00	0.25	0.00	-	0.000	-	0.000	0.000
Total -->									3.966



**Figura 3. 1: Ilustración del aforo realizado en terreno**

La rugosidad del fondo es definida como un dato de entrada al modelo. Según la ecuación 2.14  $k_s \approx 2 * D_{50}$ , los resultados de las granulometrías realizadas a lo largo de la zona de estudio indican la variabilidad espacial del  $k_s$  (Tabla 3.2)

Por lo tanto, en el modelo se considera una distribución variable en el espacio de la rugosidad, caracterizada por polígonos pertenecientes a la malla (Figura 2.8 a).

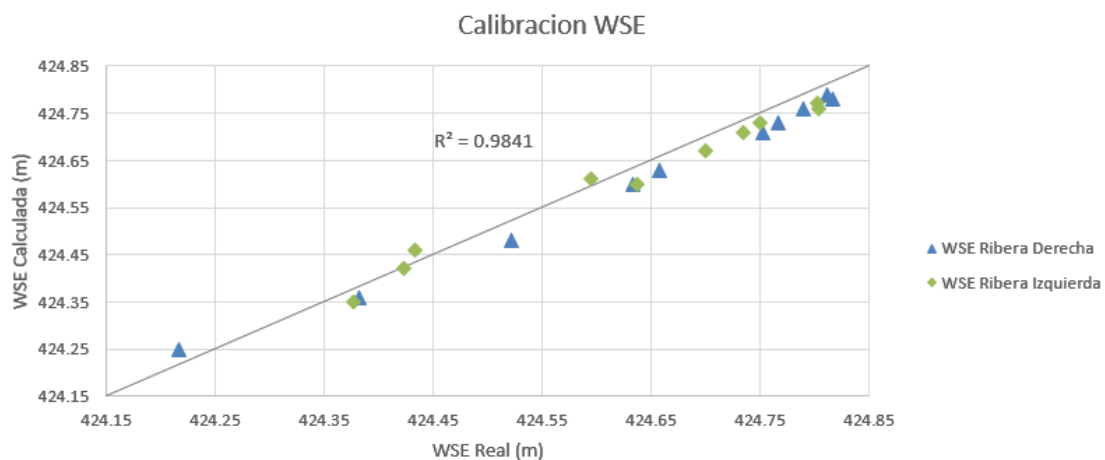
**Tabla 3. 2:** Valores de  $Z_0$  correspondientes a los perfiles realizados en terreno

	$d_{50} (mm)$	$k_s$	$Z_0 (m)$
Pebble Count 1	30	60	0.0020
Pebble Count 2	70	140	0.0047
Pebble Count 3	50	100	0.0033
Pebble Count 4	55	110	0.0037

La calibración del modelo se realizó utilizando elevación de la superficie del agua a lo largo de la ribera izquierda y la ribera derecha del cauce del río (Tabla 3.3), así también se utilizaron los perfiles de velocidad para el caudal de  $3.99 \frac{m^3}{s}$ . A partir de estos resultados es posible visualizar en la figura 3.2 la diferencia entre las superficies de agua medida vs la calculada. El coeficiente de correlación entre estos datos es  $R^2 = 0.9841$ , la mayor diferencia obtenida fue de 4 cm entre la cota real y la cota obtenida mediante el modelo.

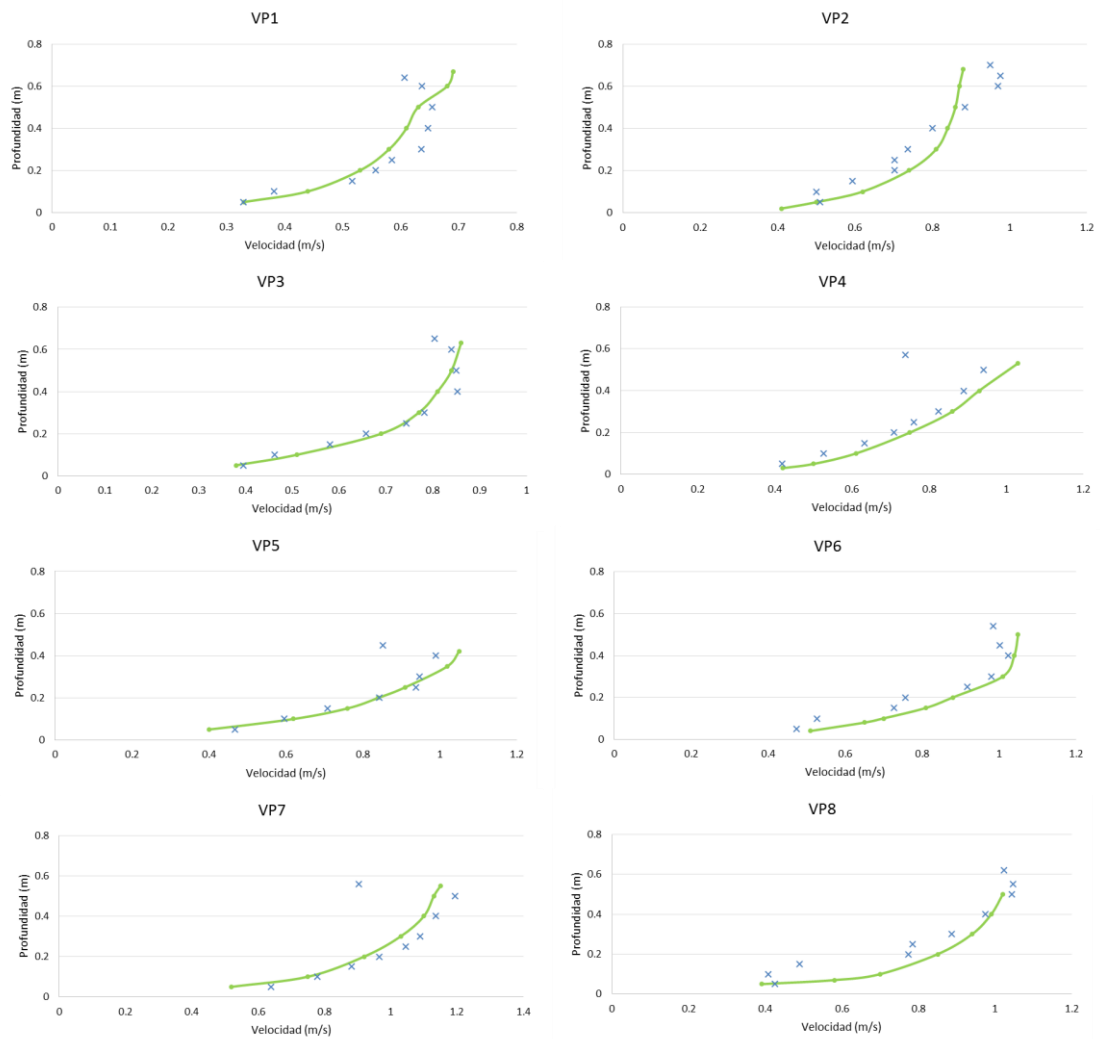
**Tabla 3. 3:** Calibración WSE Ribera izquierda y derecha

WSE Lado derecho			WSE Lado izquierdo		
Punto	Cota Real (m)	Cota Delft 3D (m)	Punto	Cota Real (m)	Cota Delft 3D (m)
1	424.22	424.25	1	424.38	424.35
2	424.38	424.36	2	424.42	424.42
3	424.52	424.48	3	424.43	424.46
4	424.63	424.6	4	424.60	424.61
5	424.66	424.63	5	424.64	424.6
6	424.75	424.71	6	424.70	424.67
7	424.77	424.73	7	424.74	424.71
8	424.79	424.76	8	424.75	424.73
9	424.82	424.78	9	424.80	424.76
10	424.81	424.79	10	424.80	424.77



**Figura 3. 2:** Calibración de los datos de superficie de agua

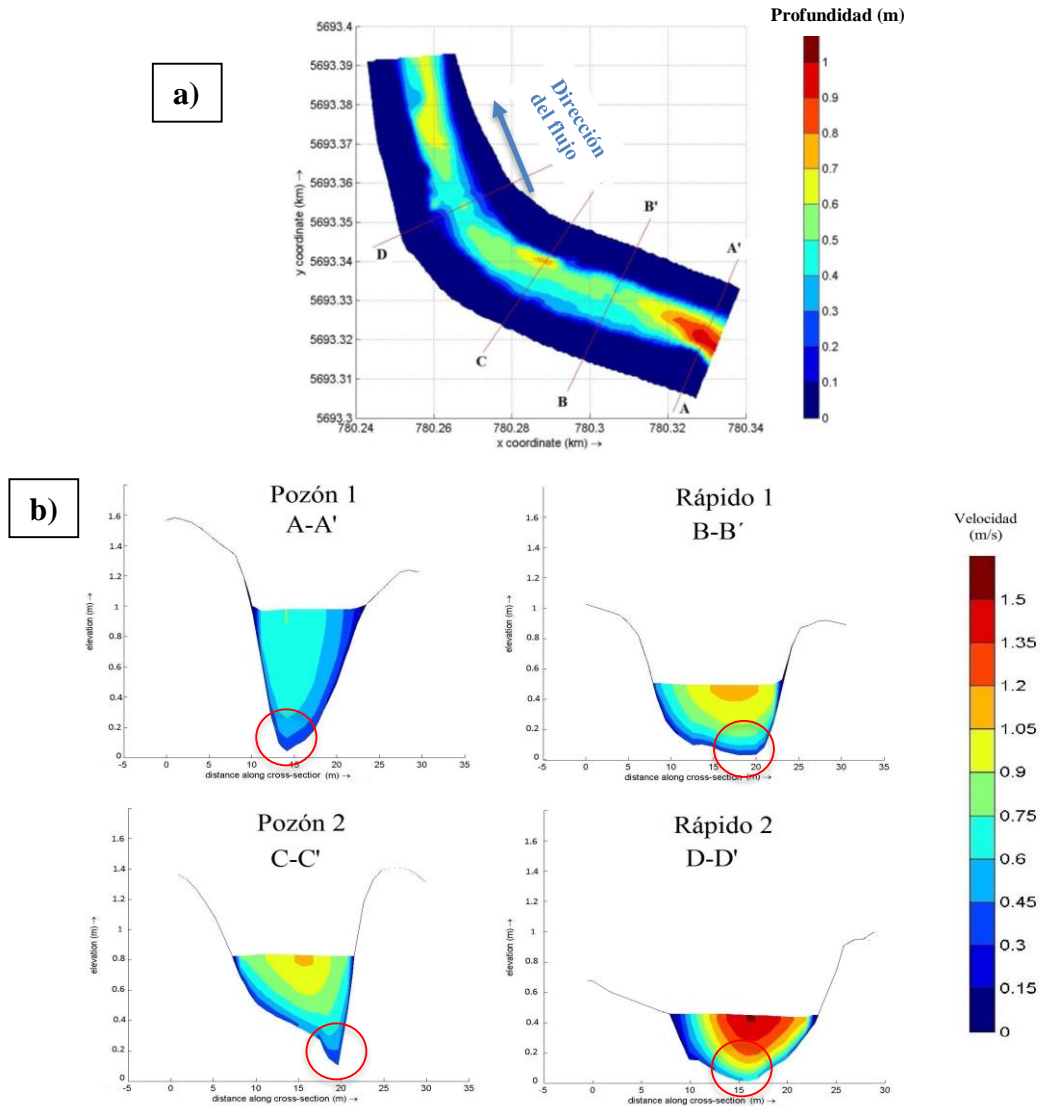
La comparación entre velocidades medidas y predichas fue hecha en distintos puntos medidos en la visita a terreno (Figura 2.12), los resultados son ilustrados en la Figura 3.3. En general los perfiles de velocidad son más uniformes en los rápidos, y la tasa de crecimiento de velocidad con el aumento de caudal es mucho menos pronunciada que en los pozones.



Medidos (x) Simulados (---)

**Figura 3. 3:** Perfiles de velocidad medidos vs perfiles de velocidad simulados.

La Figura 3.4a muestra la ubicación espacial de las secciones transversales en cada secuencia pozón-rápido, la Figura 3.4b muestra los puntos de interés en cada sección transversal (círculos rojos), que son la sección más profunda en el caso de los pozones y la zona más profunda en la cresta de los rápidos.



**Figura 3. 4:** Secciones del cauce en puntos de interés para un caudal de 3.99 m<sup>3</sup>/s (A-A' pozón aguas arriba, B-B' rápido aguas arriba, C-C' pozón aguas abajo, D-D' rápido aguas abajo)

En la secuencia aguas arriba las velocidades de fondo en el pozón aumentan rápidamente con el incremento del caudal y a una tasa mayor que en el rápido (Tabla 3.6), la velocidad de fondo inversa ocurre a los  $5,6 \frac{m^3}{s}$  (Figura 3.5), mientras que en la secuencia aguas abajo no ocurre reversa (Figura 3.6).

Los valores de esfuerzo de corte basados en la ecuación 2.11 son mucho mayores en el rápido que en el pozón (Tabla 3.7).

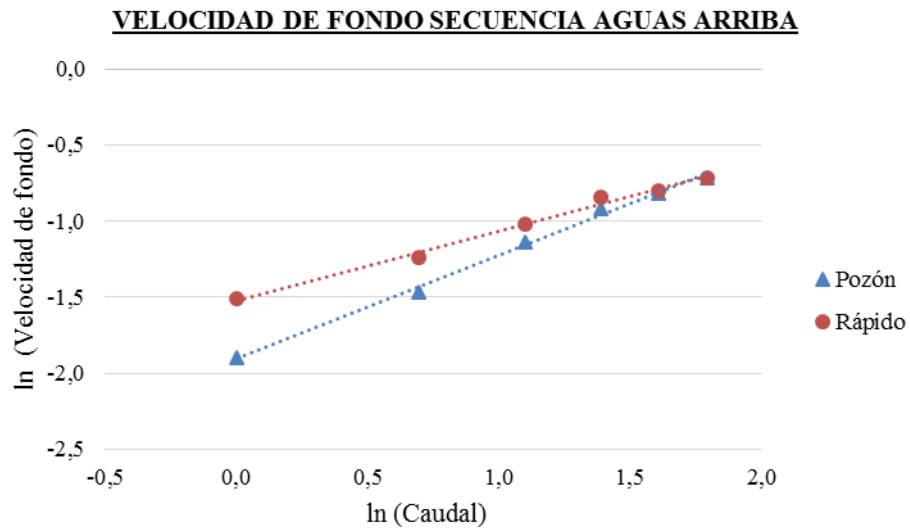
En ninguna de las dos secuencias ocurre inverso para los caudales estudiados, sin embargo, ambas muestran convergencia. (Figuras 3.7 y 3.8)

**Tabla 3. 4:** *Velocidad de fondo en zonas de interés para distintos escenarios de caudal.*

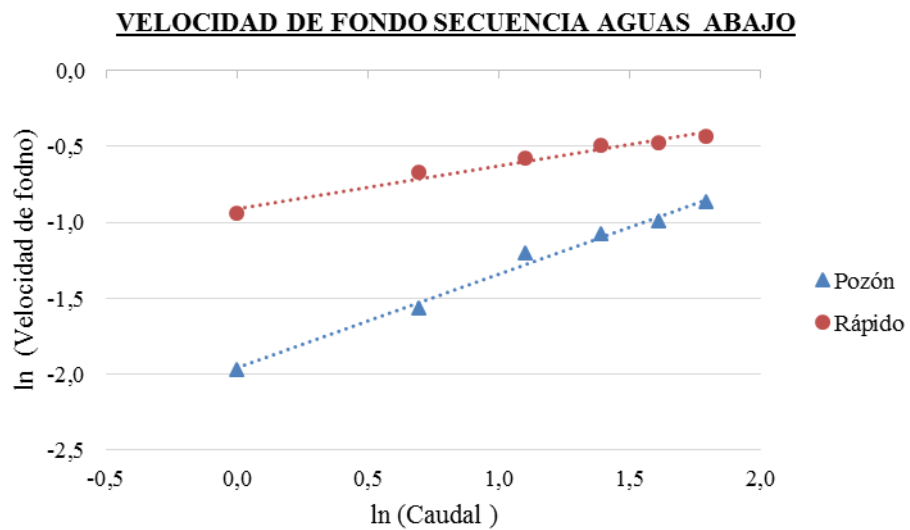
VELOCIDAD DE FONDO (M/S)				
Caudal (m3/s)	Pozón 1	Rápido 1	Pozón 2	Rápido 2
1	0.15	0.22	0.14	0.39
2	0.23	0.29	0.21	0.51
3	0.32	0.36	0.3	0.56
4	0.4	0.43	0.34	0.61
5	0.44	0.45	0.37	0.62
6	0.49	0.49	0.42	0.65

**Tabla 3. 5:** *Esfuerzo de corte en zonas de interés para distintos escenarios de caudal.*

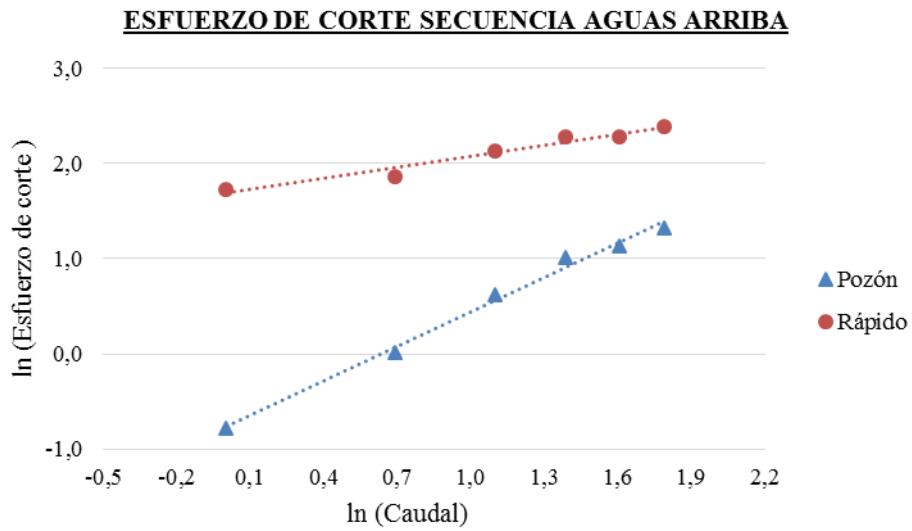
ESFUERZO DE CORTE (N/M2)				
Caudal (m3/s)	Pozón 1	Rápido 1	Pozón 2	Rápido 2
0.00	0.46	5.66	0.66	15.98
0.69	1.02	6.43	1.34	19.27
1.10	1.86	8.4	2.52	18.2
1.39	2.75	9.78	3.15	17.27
1.61	3.12	9.81	3.46	16.64
1.79	3.75	10.89	4.35	16.28



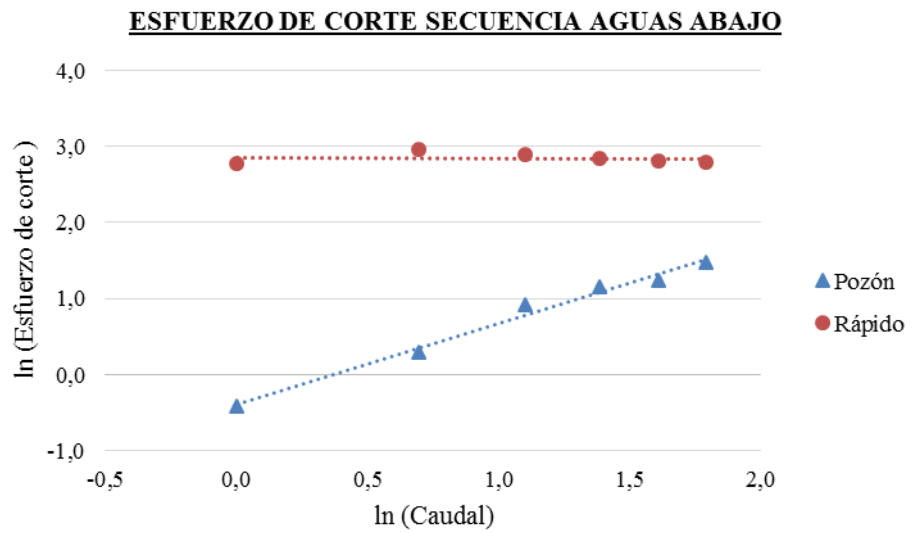
**Figura 3. 5:** Velocidad de fondo en estructura pozón-rápido aguas arriba para distintos escenarios de caudal. Datos Tabla 3.4



**Figura 3. 6:** Velocidad de fondo en estructura pozón-rápido aguas abajo para distintos escenarios de caudal. Datos Tabla 3.4



**Figura 3. 7:** Esfuerzo de corte en estructura pozón-rápido aguas arriba para distintos escenarios de caudal. Datos Tabla 3.5



**Figura 3. 8:** Esfuerzo de corte en estructura pozón-rápido aguas abajo para distintos escenarios de caudal. Datos Tabla 3.5

La Tabla 3.6 muestra la aplicación del criterio unidimensional para la ocurrencia de la velocidad inversa (Sección 2.4). En el caso en que el ancho del pozón es mayor al del rápido ( $B_p > B_r$ ) el criterio no es aplicable y esta denotado por N/A. Para el escenario de  $6 \frac{m^3}{s}$  el criterio se cumple y establece que la primera secuencia pozón-rápido cumple con las condiciones para que ocurra la velocidad inversa.

**Tabla 3. 6:** Verificación criterio unidimensional velocidad inversa, Caamaño et.al (2009)

	Caudal 1 m <sup>3</sup> /s		Caudal 2 m <sup>3</sup> /s		Caudal 3 m <sup>3</sup> /s	
	Pozón Rapido	Pozón-Rapido	Pozón Rapido	Pozón-Rapido	Pozón Rapido	Pozón-Rapido
	aguas arriba (1)	aguas abajo (2)	aguas arriba (1)	aguas abajo (2)	aguas arriba (1)	aguas abajo (2)
<i>B<sub>p</sub></i> (m)	10.8	12.1	11.2	12.8	12.1	13.7
<i>B<sub>R</sub></i> (m)	12.8	11.3	13.9	12.6	15.1	14.1
<i>D<sub>z</sub></i> (m)	0.22	0.16	0.22	0.16	0.22	0.16
<i>h<sub>Rt</sub></i> (m)	0.29	0.27	0.38	0.35	0.46	0.43
<i>B<sub>R</sub>/B<sub>p</sub> - 1</i>	0.19	-0.07	0.24	-0.02	0.25	0.03
<i>D<sub>z</sub>/h<sub>Rt</sub></i>	0.76	0.59	0.58	0.46	0.48	0.37
<i>Criterio Vel. Inversa</i>	No	N/A	No	N/A	No	No

	Caudal 3.99 m <sup>3</sup> /s		Caudal 5 m <sup>3</sup> /s		Caudal 6 m <sup>3</sup> /s	
	Pozón Rapido	Pozón-Rapido	Pozón Rapido	Pozón-Rapido	Pozón Rapido	Pozón-Rapido
	aguas arriba (1)	aguas abajo (2)	aguas arriba (1)	aguas abajo (2)	aguas arriba (1)	aguas abajo (2)
<i>B<sub>p</sub></i> (m)	12.9	14.2	13	15	13.2	16.1
<i>B<sub>R</sub></i> (m)	16.5	15.2	17.2	17.3	18.1	19.5
<i>D<sub>z</sub></i> (m)	0.22	0.16	0.22	0.16	0.22	0.16
<i>h<sub>Rt</sub></i> (m)	0.56	0.52	0.59	0.58	0.64	0.63
<i>B<sub>R</sub>/B<sub>p</sub> - 1</i>	0.28	0.07	0.32	0.15	0.37	0.21
<i>D<sub>z</sub>/h<sub>Rt</sub></i>	0.39	0.31	0.37	0.28	0.34	0.25
<i>Criterio Vel. Inversa</i>	No	No	No	No	Si	No

## Capítulo 4. Discusión y Conclusiones

Dos estructuras formadas naturalmente del tipo pozón- rápido fueron analizadas en este estudio. El pozón aguas arriba pertenece a un tramo recto aguas arriba y un rápido aguas abajo. El segundo pozón, ubicado inmediatamente aguas abajo está ubicado entre dos rápidos. Cuatro puntos fueron elegidos para poder comparar y verificar la existencia de velocidad de fondo inversa y esfuerzo de corte inverso (La porción más profunda en cada uno de los pozones y la porción más profunda de la cresta de los rápidos), para 6 distintos escenarios de caudal.

En relación al modelo, este representa de buena manera el modelo físico o proceso que se está modelando, porque se calibra y valida correctamente. Tanto las superficies de agua predichas como los perfiles verticales de velocidad concuerdan con los datos obtenidos en terreno.

El número de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) da la relación entre la velocidad de propagación y el paso de tiempo, es una condición de convergencia de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales solucionadas mediante ciertos algoritmos. En el Anexo D se muestra un reporte que entrega Delft 3D-Flow al momento de terminar la simulación del modelo, se puede apreciar que  $CFL < 10$  en todas las iteraciones de la modelación, con lo que se demuestra que el modelo es estable y la simulación entregará resultados correctos.

Se demuestra que las falencias en la representación matemática del modelo ocurren cerca de la superficie (Figura 3.3), no así en la cercanía del lecho, las cuales son más relevantes en esta investigación. Estas diferencias pueden deberse a la cantidad de capas consideradas en el cálculo de éstas, o a forzantes como el viento que no fueron considerados en esta investigación.

El modelo sobreestima la velocidad cerca de la superficie en el perfil de velocidad N°1, el cual está próximo al pozón aguas arriba y cerca de un brazo del río que no se consideró dentro del área de modelación y que probablemente este desviando agua de la superficie hacia el caudal lateral. En general, los perfiles verticales de velocidad cumplen con la forma medida (o registrada) en terreno.

Los resultados modelados y calibrados para un cierto escenario permiten predecir el comportamiento para otros caudales, con los cuales se puede establecer una relación entre las velocidades de fondo y los esfuerzos de corte en el fondo en dos secuencias consecutivas del tipo pozón- rápido.

La velocidad de fondo inversa no ocurre al mismo caudal que el esfuerzo de corte inverso, con la velocidad inversa ocurriendo a un caudal menor. En la secuencia aguas arriba las velocidades de fondo en el pozón aumentan rápidamente con el incremento del caudal y a una tasa mayor que en el rápido, la velocidad inversa ocurre a los  $5.6 \frac{m^3}{s}$  mientras que en la secuencia aguas abajo no ocurre reversa en la velocidad de fondo. Se observa que las líneas de tendencia convergen, por lo que a medida que aumente el caudal la velocidad de fondo inversa ocurrirá eventualmente a los  $20.3 \frac{m^3}{s}$ .

El esfuerzo de corte inverso no ocurre, pero la tendencia muestra que ocurrirá a caudales mayores que el bankfull y mayores que el de la velocidad inversa. En la secuencia aguas arriba se tendría que alcanzar un caudal de  $20.1 \frac{m^3}{s}$  mientras que en la secuencia aguas abajo un caudal de  $23.7 \frac{m^3}{s}$ .

Lo anterior se puede traducir en que será más difícil que el flujo sea capaz de sacar el sedimento del pozón y depositarlo en el rápido en la secuencia aguas abajo. Es decir, el pozón aguas abajo es más probable que se mantenga siempre y cuando ocurran caudales de  $23.7 \frac{m^3}{s}$ .

La reversa en el esfuerzo de corte indica que, en primera instancia, al ser el esfuerzo de corte mayor en el rápido y menor en el pozón, el sedimento comenzará a depositarse en el pozón y el fondo de éste comenzará a elevarse. A medida que aumenta el caudal ocurre la reversa, es decir, el esfuerzo de corte es mayor en el pozón que en el rápido, lo que conlleva a que el sedimento salga del pozón, pero no necesariamente siga avanzando por el rápido, sino que se queda en el rápido porque el esfuerzo de corte es menor. En definitiva, lo que sucede es que se limpia el pozón y contribuye a que este se mantenga en el tiempo.

Si bien la velocidad de fondo inversa y el esfuerzo de corte de fondo inverso están relacionados, no ocurren al mismo caudal. Eso quiere decir que para que ocurra inversa en el esfuerzo de corte tienen que darse otras características que no solamente dependen de la velocidad.

Una forma de concluir lo dicho anteriormente, es evaluar cómo se calculó el esfuerzo de corte (Ecuación 2.11). Los resultados del esfuerzo de corte son sensibles al parámetro  $C_{3D}$  (Ecuación 2.13), el cual depende de la aceleración de gravedad “g”, la constante de Von Karman “k”,  $Z_0$  y de  $\Delta z_b$  que es variable (espesor del  $\sigma$ ).

Para distintos caudales hay distintas alturas de agua, por ende, distintos  $\Delta z_b$ , diferentes rugosidades y distintos esfuerzos de corte. Para el cálculo del esfuerzo de corte con una rugosidad variable o dependiente del flujo, la inversa no ocurre para un mismo caudal, sin embargo, si la rugosidad es menos sensible a las variaciones de caudal entonces los esfuerzos de corte deberían tener inversa al mismo caudal que la velocidad. Eso quiere decir que, si la rugosidad no es bien estimada, los caudales de inversa no serán iguales para las velocidades y para los esfuerzos de corte. Para que el esfuerzo de corte inverso ocurra al caudal correcto en el cual tiene que ocurrir la inversa, la rugosidad para los distintos caudales tiene que estar muy bien caracterizada.

El esfuerzo de corte es sensible a la rugosidad del fondo, lo que sugiere que diferencias en la rugosidad entre el pozón y el rápido pueden jugar un importante rol en la ocurrencia de esfuerzo de corte inverso.

Este estudio respalda el criterio unidimensional propuesto por Caamaño et. al (2009).

A medida que aumenta el caudal, la diferencia relativa entre el ancho del rápido y el ancho del pozón aumenta a una tasa mayor en la secuencia aguas arriba. Esta condición influye directamente en la ocurrencia del criterio y es la que tiene más impacto en el cumplimiento de éste.

Con la información recopilada en esta investigación, se concluye que la velocidad de fondo inversa resulta estar relacionada con el esfuerzo de corte inverso en una secuencia del tipo pozón-rápido por medio de la caracterización de la rugosidad. Por consiguiente, la hipótesis planteada se cumple. Así también fue posible profundizar en la ocurrencia de cada uno de estos fenómenos por si solos.

#### Recomendaciones:

Esta tesis deja abierta la investigación para estudiar la sensibilidad del esfuerzo de corte en la estimación de la rugosidad, por lo tanto, se recomienda que en futuras investigaciones se consideren detalladamente la variación espacial de la rugosidad para los diferentes escenarios de modelación de manera de estimar correctamente el esfuerzo de corte y asociarlo a la velocidad inversa.

La existencia del esfuerzo de corte inverso puede que dependa o el método usado para calcular el esfuerzo de corte de fondo, el método usado en este estudio muestra que el esfuerzo de corte inverso ocurre a caudales más altos que los necesarios para cumplir el criterio de velocidad inversa.

Existen fenómenos físicos que no fueron considerados en la modelación y que podrían influir al estimar las variables observadas a través de las simuladas. Por lo tanto, en futuras investigaciones se deberían considerar fenómenos como los esfuerzos de corte en la superficie libre, generados por la acción del viento y la evaporación en la superficie libre.

## Capítulo 5. Referencias

Booker, D.J., Sear, D.A. & Payne, A.J., 2001. Modelling Three-Dimensional Flow Structures and Patterns of Boundary Shear Stress in a Natural Pool-Riffle Sequence. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(5), pp.553-76.

Caamaño D. 2008. The velocity reversal hypothesis and implications to the sustainability of pool-riffle bed morphology. PhD Dissertation, Center for Ecohydraulics Research, University of Idaho, Boise.

Caamaño D, Goodwin P, Buffington JM, Liou JC, Daley-Larsen S. 2009. A unifying criterion for velocity reversal hypothesis in gravel-bed Rivers. *Journal of Hydraulic Engineering* 135(1): 66–70.

Carling, P.A., Wood, N. (1994). “Simulation of flow over pool-riffle topography: A consideration of the velocity reversal hypothesis.” *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(4), 319-332.

Delft3D-Flow, User Manual, 2011.

Dunne, T and L.B. Leopold. 1978. *Water in Environmental Planning*. W.H. Freeman and Company, New York.

Englund G, Krupa JJ. 2000. Habitat use by crayfish in stream pools: influence of predators, depth and body size. *Freshwater Biology* 43(1):75-83

Gilbert, G.K. (1914). “The transportation of debris by running water.” *US Geological Survey Professional Paper*, paper 86.

- Jowett, I.G. 1993. A method of objectively identifying pool, run, and riffle habitats from physical measurements. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 27:241-248.
- Lisle, T., 1979. A Sorting Mechanism for a Riffle-Pool Sequence. *Geological Society of America Bulletin*, 90(Part II), pp.1142-57.
- Keller EA. 1971. Areal sorting of bed-load material: the hypothesis of velocity reversal. *Bulletin of the Geological Society of America* 82(3): 753–756.
- Keller, E. A. 1972. “Areal sorting of bed-load material: The hypothesis of velocity reversal. Replay.” *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 915–918.
- Keller, E. A., Melhorn, W.N. (1978). “Rhythmic spacing and origin of pools and riffles.” *Bulletin of the Geological Society of America*, 89(5), 723-730.
- Keller, E. A., and Florsheim, J. L. 1993. “Velocity-reversal hypothesis: A model approach.” *Earth Surf. Processes Landforms*, 18, 733–740.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial Forms & Processes: A new perspective*. Arnold, London.
- Leopold, L.B., Wolman, M. G., Miller, J.P. (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Francisco
- Nikuradse, J. 1933 Laws of flow in rough pipes. *VDI Forschungsheft* 361. In translation, *NACA TM 1292*, 1950.
- Phillips NA. 1957. A map projection system suitable for large-scale numerical weather prediction. *J. Meteorol. Soc. Japan* 35: (75th anniversary issue) 262–267.

Stelling Guus S, Kester Jan AThM van. 1994. On the approximation of horizontal gradients in sigma co-ordinates for bathymetry with steep bottom slopes. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 18, 915-935.

Woodsmith, Richard D.; Hassan, Marwan A. 2005. Maintenance of an Obstruction-Forced Pool in a Gravel-Bed Channel: Streamflow, Channel Morphology, And Sediment Transport.

Wolman, M.G. 1954. A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions American Geophysical Union* 35, 951-956

## Capítulo 6. Anexos

### Anexo A: Granulometría

*Tabla 6. 1: Granulometría de los cuatro perfiles medidos en terreno*

1° Perfil	2° Perfil	3° Perfil	4° Perfil
1	1	1	45
1	1	1	1
1	1	1	45
1	1	45	1
2.8	1	45	64
1	11	1	1
1	32	22.6	90
22.6	1	90	1
64	128	1	1
45	32	16	128
45	1	22.6	45
32	64	32	45
22.6	22.6	64	90
32	45	22.6	1
45	32	45	128
32	32	32	128
32	32	22.6	128
45	45	64	32
22.6	128	32	64
32	32	22.6	45
32	16	90	45
32	90	45	32
32	90	22.6	16
128	180	22.6	90
64	180	180	128
128	32	32	8
180	32	16	45
128	45	22.6	64
32	90	64	32
32	180	32	32
180	64	2.8	64
64	128	45	45
11	128	64	32
32	90	45	45
90	120	64	90

45	45	45	45
1	180	45	180
1	128	22.6	16
128	45	90	22.6
1	90	90	45
64	180	45	16
1	42	64	32
1	90	90	32
1	180	64	90
1	64	64	45
1	64	64	8
180	90	180	64
90	32	22.6	128
1	16	128	128
1	64	180	90
128	90	180	45
4	180	22.6	64
64	90	64	1
128	128	22.6	1
11	45	1	1
180	1	1	45
11	128	1	32
11	128	128	90
45	180	45	90
128	90	90	90
128	1	128	90
22.6	1	90	64
45	1	128	45
16	1	180	180
16	1	45	64
128	1	64	1
64	90	32	1
128	128	64	1
32	90	32	2.8
32	64	45	90
5.6	64	90	22.6
32	180	90	11
32	64	64	45
32	64	2.8	22.6
2	180	64	22.6
11	180	90	32
16	128	128	8

180	128	32	32
16	64	90	64
32	128	22.6	45
8	32	32	22.6
16	90	128	45
1	64	22.6	90
2.8	128	64	32
4	45	32	64
1	180	64	64
1	90	128	32
1	45	22.6	32
1	128	22.6	32
1	16	22.6	32
1	64	90	45
1	64	32	45
2	22.6	45	64
1	32	2.8	11
2.8	45	128	90
4	45	32	90
128	64	45	32
22.6	64	90	22.6
16	90	16	45
64	45	16	180
	45	11	64
	45	32	64
	128	32	64
	90	90	90
	45	64	64
	128	128	64
	90	2	64
	32	90	90
	1	64	1
	45	64	1
	11	2	1
	16	1	1
	8	1	90
	8	1	128
	1	1	180
	1		1
	1		1

**Tabla 6. 2: Datos de granulometría 1° Perfil**

<b>Abertura (mm)</b>	<b>1° Perfil</b>	<b>Retenido acumulado</b>	<b>% Retenido acumulado</b>	<b>% Que pasa</b>
180	5	5	4.90	95.10
128	11	16	15.69	84.31
90	2	18	17.65	82.35
64	7	25	24.51	75.49
45	7	32	31.37	68.63
32	17	49	48.04	51.96
22.6	5	54	52.94	47.06
16	6	60	58.82	41.18
11	5	65	63.73	36.27
8	1	66	64.71	35.29
5.6	1	67	65.69	34.31
4	3	70	68.63	31.37
2.8	3	73	71.57	28.43
2	2	75	73.53	26.47
1	27	102	100	0
	102			

**Tabla 6. 3: Datos de granulometría 2° Perfil**

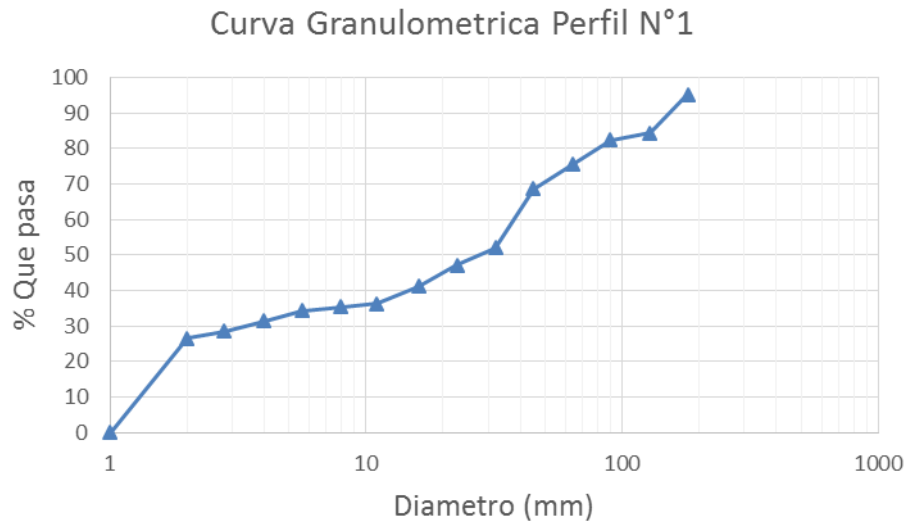
<b>Abertura (mm)</b>	<b>2° Perfil</b>	<b>Retenido acumulado</b>	<b>% Retenido acumulado</b>	<b>% Que pasa</b>
180	12	12	10.17	89.83
128	17	29	24.58	75.42
90	17	46	38.98	61.02
64	15	61	51.69	48.31
45	16	77	65.25	34.75
32	12	89	75.42	24.58
22.6	2	91	77.12	22.88
16	4	95	80.51	19.49
11	2	97	82.20	17.80
8	2	99	83.90	16.10
5.6	0	99	83.90	16.10
4	0	99	83.90	16.10
2.8	0	99	83.90	16.10
2	0	99	83.90	16.10
1	19	118	100.00	0.00
	118			

**Tabla 6. 4: Datos de granulometría 3° Perfil**

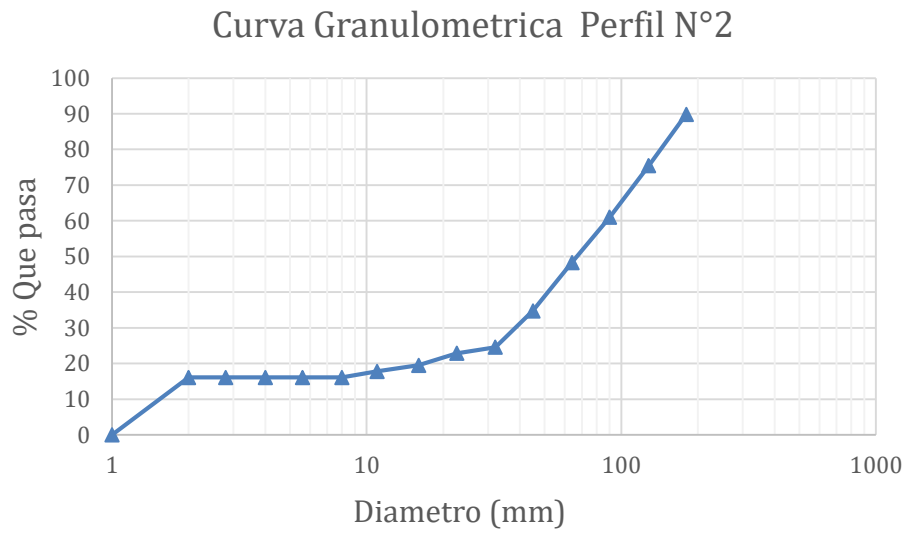
Abertura (mm)	3° Perfil	Retenido acumulado	% Retenido acumulado	% Que pasa
180	5	5	4.35	95.65
128	9	14	12.17	87.83
90	15	29	25.22	74.78
64	19	48	41.74	58.26
45	14	62	53.91	46.09
32	14	76	66.09	33.91
22.6	17	93	80.87	19.13
16	4	97	84.35	15.65
11	1	98	85.22	14.78
8	0	98	85.22	14.78
5.6	0	98	85.22	14.78
4	0	98	85.22	14.78
2.8	3	101	87.83	12.17
2	2	103	89.57	10.43
1	12	115	100.00	0.00
	115			

**Tabla 6. 5: Datos de granulometría 4° Perfil**

Abertura (mm)	4° Perfil	Retenido acumulado	% Retenido acumulado	% Que pasa
180	4	4	3.39	96.61
128	9	13	11.02	88.98
90	17	30	25.42	74.58
64	18	48	40.68	59.32
45	21	69	58.47	41.53
32	16	85	72.03	27.97
22.6	6	91	77.12	22.88
16	3	94	79.66	20.34
11	2	96	81.36	18.64
8	3	99	83.90	16.10
5.6	0	99	83.90	16.10
4	0	99	83.90	16.10
2.8	1	100	84.75	15.25
2	0	100	84.75	15.25
1	18	118	100.00	0.00
	118			

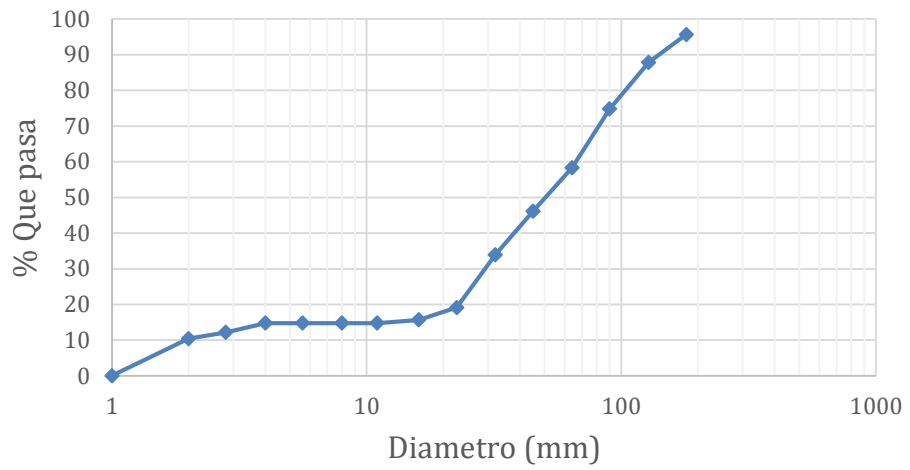


**Figura 6. 1:** Curva Granulométrica Perfil N°1



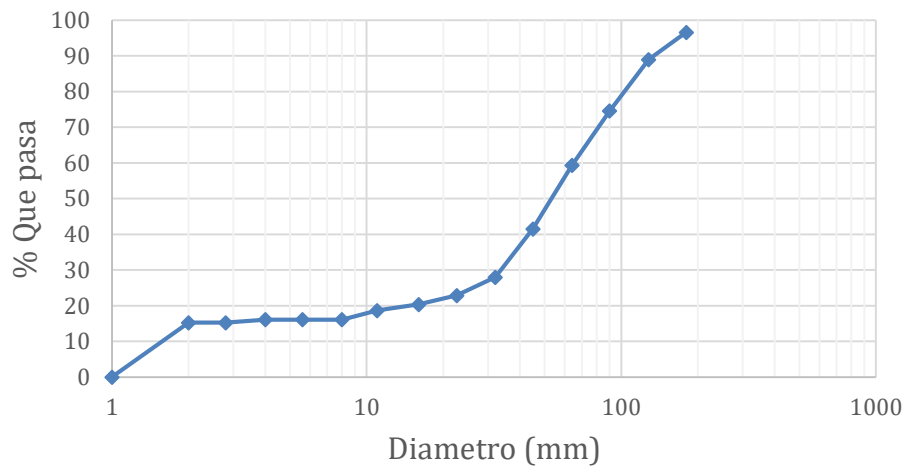
**Figura 6. 2:** Curva Granulométrica Perfil N°2

Curva Granulometrica Perfil N°3



*Figura 6. 3: Curva Granulométrica Perfil N°3*

Curva Granulometrica Perfil N°4



*Figura 6. 4: Curva Granulométrica Perfil N°4*

## Anexo B: Perfiles de Velocidad

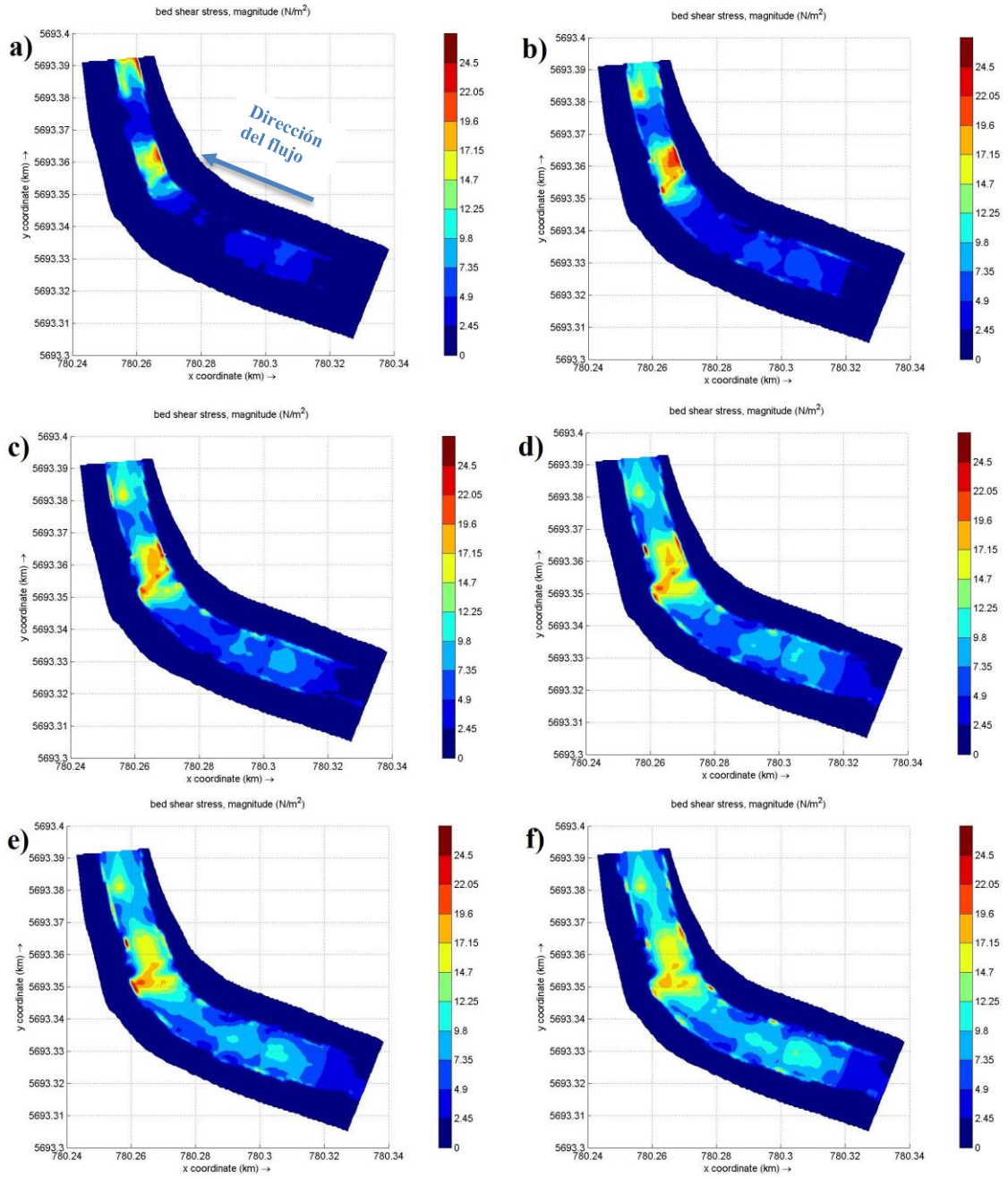
*Tabla 6. 6: Datos de los perfiles de velocidad reales vs perfiles de velocidad medidos en terreno.*

PERFILES REALES		PERFILES MEDIDOS	
<b>VP1</b>			
V(m/s)	Y(m)	V(m/s)	Y(m)
0.329	0.05	0.33	0.05
0.382	0.1	0.44	0.1
0.517	0.15	0.53	0.2
0.557	0.2	0.58	0.3
0.585	0.25	0.61	0.4
0.635	0.3	0.63	0.5
0.647	0.4	0.68	0.6
0.654	0.5	0.69	0.67
0.637	0.6		
0.607	0.64		
<b>VP2</b>			
V(m/s)	Y(m)	V(m/s)	Y(m)
0.51	0.05	0.41	0.02
0.5	0.1	0.5	0.05
0.594	0.15	0.62	0.1
0.703	0.2	0.74	0.2
0.703	0.25	0.81	0.3
0.737	0.3	0.84	0.4
0.8	0.4	0.86	0.5
0.885	0.5	0.87	0.6
0.97	0.6	0.88	0.68
0.977	0.65		
0.95	0.7		
<b>VP3</b>			
V(m/s)	Y(m)	V(m/s)	Y(m)
0.396	0.05	0.38	0.05
0.463	0.1	0.51	0.1
0.581	0.15	0.69	0.2
0.657	0.2	0.77	0.3
0.743	0.25	0.81	0.4
0.782	0.3	0.84	0.5
0.853	0.4	0.86	0.63
0.85	0.5		
0.84	0.6		
0.804	0.65		
<b>VP4</b>			
V(m/s)	Y(m)	V(m/s)	Y(m)
0.418	0.05	0.42	0.03
0.526	0.1	0.5	0.05
0.633	0.15	0.61	0.1
0.709	0.2	0.75	0.2
0.76	0.25	0.86	0.3
0.824	0.3	0.93	0.4
0.89	0.4	1.03	0.53
0.941	0.5		
0.738	0.57		

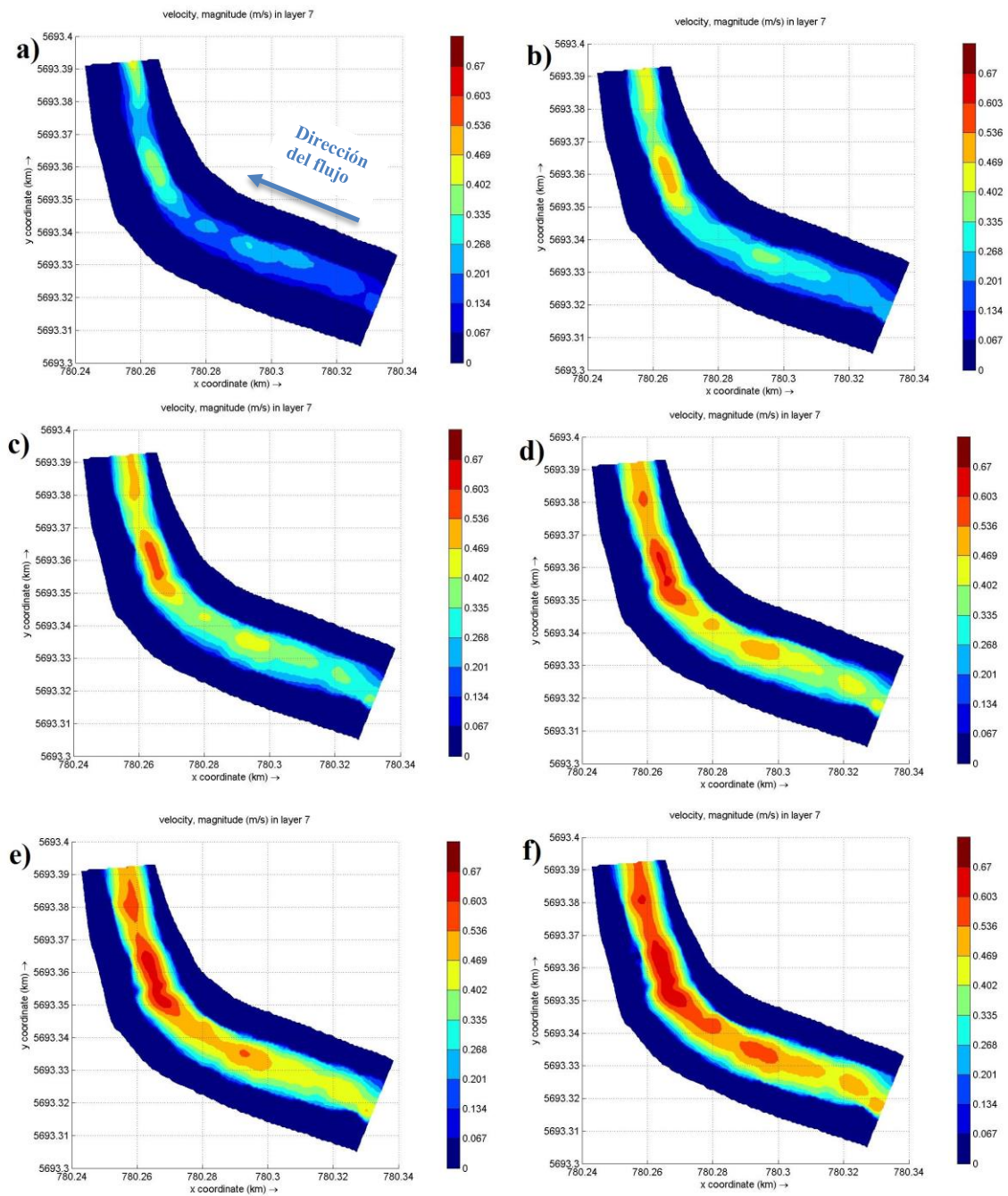
PERFILES REALES		PERFILES MEDIDOS	
<b>VP5</b>			
V(m/s)	Y(m)	V(m/s)	Y(m)
0.467	0.05		
0.596	0.1	0.4	0.05
0.708	0.15	0.62	0.1
0.843	0.2	0.76	0.15
0.938	0.25	0.84	0.2
0.947	0.3	0.91	0.25
0.989	0.4	1.02	0.35
0.852	0.45	1.05	0.42
<b>VP6</b>			
V(m/s)	Y(m)	V(m/s)	Y(m)
0.474	0.05	0.51	0.04
0.528	0.1	0.65	0.08
0.728	0.15	0.7	0.1
0.757	0.2	0.81	0.15
0.918	0.25	0.88	0.2
0.981	0.3	1.01	0.3
1.025	0.4	1.04	0.4
1.003	0.45	1.05	0.5
0.986	0.54		
<b>VP7</b>			
V(m/s)	Y(m)	V(m/s)	Y(m)
0.639	0.05	0.52	0.05
0.778	0.1	0.75	0.1
0.882	0.15	0.92	0.2
0.965	0.2	1.03	0.3
1.046	0.25	1.1	0.4
1.089	0.3	1.13	0.5
1.136	0.4	1.15	0.55
1.194	0.5		
0.904	0.56		
<b>VP8</b>			
V(m/s)	Y(m)	V(m/s)	Y(m)
0.425	0.05	0.39	0.05
0.408	0.1	0.58	0.07
0.49	0.15	0.7	0.1
0.774	0.2	0.85	0.2
0.785	0.25	0.94	0.3
0.886	0.3	0.99	0.4
0.975	0.4	1.02	0.5
1.043	0.5	1.05	0.56
1.046	0.55		
1.023	0.62		

## Anexo C: Variación espacial



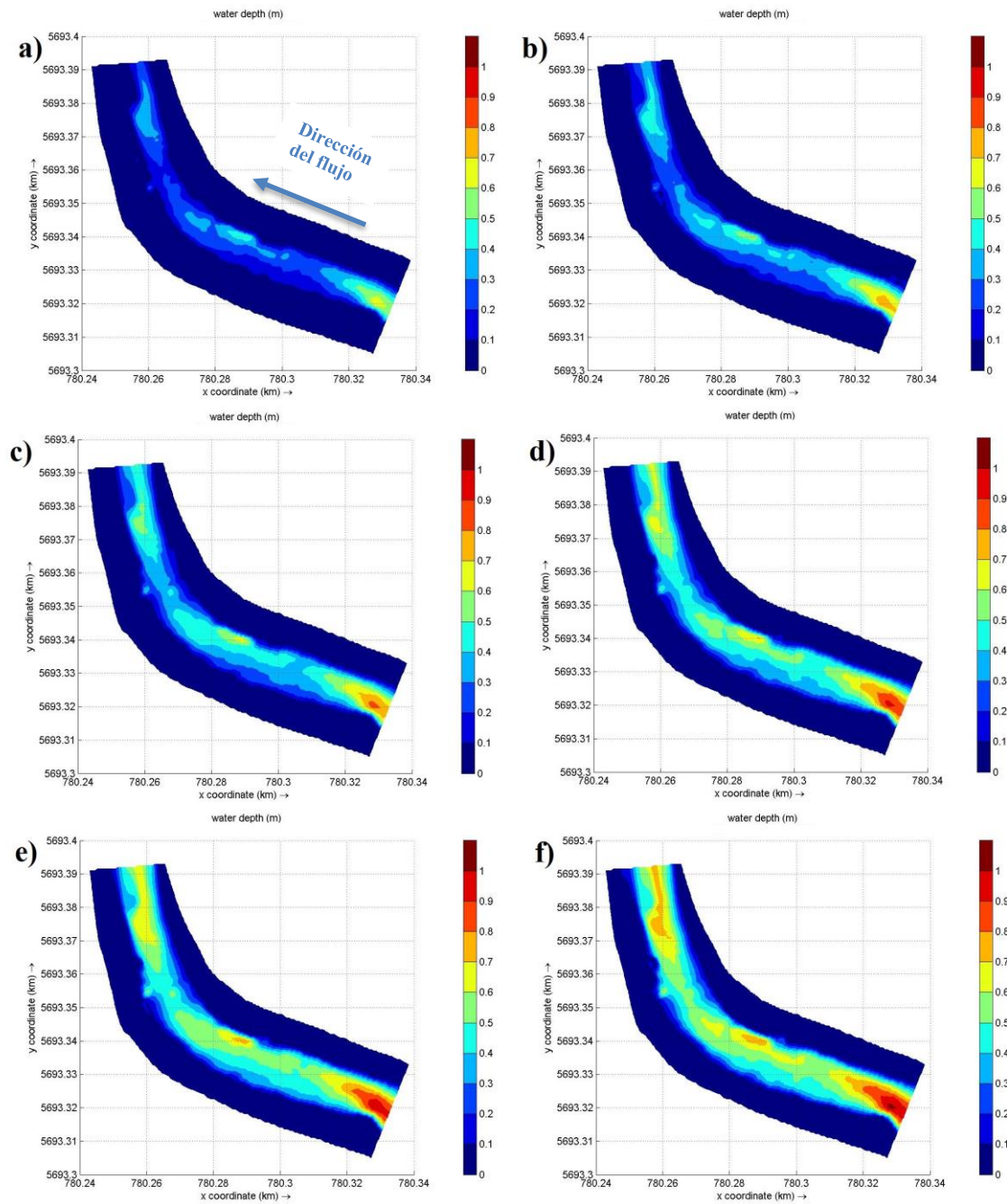
**Figura 6. 5:** Variación del esfuerzo de corte en el área de modelación.

a)  $Q = 1 \text{ m}^3/\text{s}$ , b)  $Q = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ , c)  $Q = 3 \text{ m}^3/\text{s}$ , d)  $Q = 3.99 \text{ m}^3/\text{s}$ , e)  $Q = 5 \text{ m}^3/\text{s}$ , f)  $Q = 6 \text{ m}^3/\text{s}$ ,



**Figura 6. 6:** Variación de la velocidad de fondo en el área de modelación.

a)  $Q = 1 \text{ m}^3/\text{s}$ , b)  $Q = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ , c)  $Q = 3 \text{ m}^3/\text{s}$ , d)  $Q = 3.99 \text{ m}^3/\text{s}$ , e)  $Q = 5 \text{ m}^3/\text{s}$ , f)  $Q = 6 \text{ m}^3/\text{s}$ ,



**Figura 6. 7:** Variación de la profundidad de agua en el área de modelación.

a)  $Q = 1 \text{ m}^3/\text{s}$ , b)  $Q = 2 \text{ m}^3/\text{s}$ , c)  $Q = 3 \text{ m}^3/\text{s}$ , d)  $Q = 3.99 \text{ m}^3/\text{s}$ , e)  $Q = 5 \text{ m}^3/\text{s}$ , f)  $Q = 6 \text{ m}^3/\text{s}$ ,

