

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL



TESIS

**MODELADO DE PERFILES DE CONCENTRACIÓN DE
SEDIMENTOS EN RÍOS DE MONTAÑA TROPICAL**

PARA OBTENER EL TITULO PROFESIONAL DE INGENIERO CIVIL

ELABORADO POR:

RENZO DAMPIER MENDOZA SULCARAY

ASESOR:

MSc. ROBERTO LUIS CAMPAÑA TORO

LIMA – PERU

2019

© 2019, Universidad Nacional de Ingeniería. Todos los derechos reservados.

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

rmendozas@uni.pe

rsulcaray@gmail.com

978543729

DEDICATORIA

A mis padres Marcos y Ernestina,

binomio que a través de su ejemplo me inculcaron valores
que enojado con dulzura y ternura han forjado mi alma.

A mis familiares,

a mis hermanos Henry, Jhonatan, Emily, Andrews, Maura, Cinthia y Jean,
por el amor fraterno, la comprensión, apoyo y ser mi inspiración.
a mi tío Mauro por sus consejos y apoyo en los momentos más difíciles.

A la UNI,

a quien quiero como a mi madre,
por educarme y prepararme,
para perseguir mis sueños,
por darme amigos.

A mi nación,

por darme a mis padres origen de mi existir,
por heredarme una cultura rica en tradiciones.
por brindarme oportunidades para seguir realizando mi ser.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Instituto Geofísico del Perú (IGP) que a través del proyecto "Monitoreo y Caracterización del transporte de sedimentos en suspensión y de fondo durante crecidas o eventos extremos El Niño en las cuencas binacionales Puyango-Tumbes" financiado por Innovate Perú (Programa Nacional de Innovación para la Competitividad y Productividad), subvencionó los gastos para el desarrollo de la presente tesis.

A la Ph.D. Elisa Armijos Cárdenas mi asesora del IGP por su constante paciencia, dedicación, orientación, críticas, sugerencias y recomendaciones durante el desarrollo de la tesis; también, por despertar en mí la enorme pasión por el campo de la hidráulica fluvial. Además, por desafiarme a dar lo mejor de mí para crecer profesionalmente.

Al Ph.D. Sergio Morera mi co-asesor del IGP por su orientación y enérgicas críticas que retroalimentaron mi motivación por la hidráulica fluvial al desarrollar la presente tesis.

Al MSc. Roberto Campaña mi asesor de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI) por darme la oportunidad de asistir al curso de Postgrado "Transporte de Sedimentos" dictado por su persona; además, por la guía y orientación durante el desarrollo de la presente tesis.

A mis amigos y amigas por su apoyo y consejos brindados en esta etapa, en especial a Gesell Villanueva (Compañero paralelo de la tesis), por la sustanciosa ayuda durante la etapa de procesamiento de las muestras en el laboratorio UNALM-HYBAM, al Grupo Makerlab y a Tatiana Galván por orientarme de cómo enfrentar esta etapa de la vida profesional.

Finalmente, agradezco al equipo del Proyecto Especial Binacional Puyango-Tumbes (PEBPT) por guiarnos durante la visita a la estación El Tigre; a la comunidad SCAH-IGP por generar un ambiente de inspiración y sinergia que invita a sumergirte en el mundo de la ciencia esa redentora que necesita nuestro país para un desarrollo verdadero a través de eventos como el "Clima" llevado a cabo los miércoles.

INDICE

	Pág.
RESUMEN	1
ABSTRACT	2
PRÓLOGO	3
LISTA DE TABLAS	5
LISTA DE FIGURAS	6
LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS	10
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	14
1.1 GENERALIDADES	14
1.2 PROBLEMÁTICA	17
1.3 OBJETIVOS	18
1.3.1 Objetivo principal	18
1.3.2 Objetivos específicos.....	18
1.4 HIPOTESIS	19
1.4.1 Hipótesis general.....	19
1.4.2 Hipótesis específica.....	19
CAPÍTULO II. FUNDAMENTO TEÓRICO	20
2.1 CONCEPTOS FUNDAMENTALES	20
2.1.1 Los ríos	20
2.1.1.1 <i>Tipos de río</i>	21

2.1.1.2	<i>Hidrología fluvial</i>	22
2.1.2	Hidráulica de canales abiertos.....	25
2.1.2.1	<i>Flujo permanente</i>	26
2.1.2.2	<i>Flujo uniforme</i>	26
2.1.2.3	<i>Fuerza tractiva</i>	27
2.1.3	Hidrometría	30
2.1.4	Medición de las velocidades.....	30
2.1.4.1	<i>Dispositivos para medir la velocidad del agua</i>	31
2.1.5	Distribución de velocidades en una sección de canal.....	35
2.1.6	Modelamiento del Perfil de Velocidades	36
2.1.6.1	<i>Flujo Laminar</i>	36
2.1.6.2	<i>Flujo Turbulento</i>	36
2.1.7	Transporte de sedimentos	42
2.1.7.1	<i>Trasporte de Fondo</i>	42
2.1.7.2	<i>Trasporte en suspensión</i>	43
2.1.7.3	<i>Propiedades físicas de los sedimentos</i>	47
2.1.7.4	<i>Muestreo de sedimentos en campo</i>	54
2.1.8	Optimización:.....	65
2.1.8.1	<i>Componentes</i>	65
2.1.8.2	<i>Modelo y Modelado</i>	65
2.1.8.3	<i>Métodos:</i>	66
2.1.8.4	<i>Máximos y mínimos de una función</i>	66
CAPÍTULO III. CARACTERIZACION HIDROLOGICA, HIDRAULICA Y SEDIMENTOLOGICA DEL RÍO TUMBES		77

3.1	GENERALIDADES DE LA CUENCA PUYANGO TUMBES ...	77
3.1.1	Ubicación	77
3.1.2	Precipitaciones	79
3.2	CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA DEL RÍO TUMBES	80
3.2.1	Aguas superficiales:	80
3.3	CARACTERIZACIÓN HIDRÁULICA DELA ESTACION EL TIGRE	81
3.4	MORFOLOGÍA FLUVIAL	82
3.5	GRANULOMETRÍA DE LECHO:.....	83
3.6	SEDIMENTOLOGÍA DEL RÍO TUMBES	83
3.7	ZONA DE ESTUDIO:.....	84
CAPÍTULO IV:	ESTUDIO DEL PERFIL DE CONCENTRACIONES DE SEDIMENTOS DEL RÍO TUMBES	86
4.1	MATERIALES Y EQUIPOS	86
4.1.1	Materiales y equipos de laboratorio para procesamiento de las muestras de sedimentos en suspensión	86
4.1.2	Materiales y equipos para realizar los cálculos.....	86
4.2	METODOLOGÍA.....	87
4.3	INFORMACIÓN DE VELOCIDADES.....	88
4.3.1.1	<i>Tratamiento de la información:</i>	<i>88</i>
4.3.1.2	<i>Perfil Logarítmico</i>	<i>92</i>
4.3.1.3	<i>Velocidad de Corte.....</i>	<i>95</i>
4.3.2	Resultados del perfil de velocidades:	96
4.4	INFORMACIÓN DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN.....	98

4.4.1	Procesamiento de las muestras de sedimentos en suspensión	100
4.4.2	Determinación de los parámetros del Modelo de Rouse.....	102
4.4.2.1	<i>Método de Lagrange</i>	102
4.4.3	Resultados del perfil de concentración de sedimentos en suspensión	105
4.4.4	Validación del Modelado	113
CONCLUSIONES		114
RECOMENDACIONES		116
BIBLIOGRAFÍA		117
ANEXOS		123
ANEXO A-	ASPECTOS COMPLEMENTARIOS DEL ADCP	124
ANEXO B-	GUÍA ESTÁNDAR ASTM D4411-03 - PARA MUESTREO DE SEDIMENTOS FLUVIALES EN MOVIMIENTO.....	129
ANEXO C-	GUÍA ESTÁNDAR ASTM D3977- 97 MÉTODOS DE PRUEBA ESTÁNDAR PARA DETERMINAR LA CONCENTRACIÓN EN MUESTRAS DE AGUA.	131
ANEXO D-	PANE LFOTOGRAFICO.....	133

RESUMEN

La costa norte del Perú es una de las zonas más afectadas durante la presencia de eventos extremos y recurrentes o cíclicos como el Fenómeno El Niño, donde elevadas concentraciones de sedimentos en suspensión son transportadas en épocas de avenidas y en estos eventos la cantidad de flujo de agua y sedimentos equivale al transporte de 30 años normales promedio, causando daños económicos. Evaluar la distribución espacial de la concentración de sedimentos en una sección es importante debido a que se pueden determinar las zonas de transporte y de sedimentación en ríos muy turbulentos y de lecho cambiante. Este estudio ha escogido el río Tumbes ubicado en la costa norte del Perú por ser un río de montaña con características de turbulencia y aporte sedimentario estacional, el cual por su carácter binacional abastece de agua al Ecuador y al Perú. Para este análisis se utilizó el Modelo de Rouse, un modelo empírico con dos parámetros principales un exponente que relaciona el equilibrio entre la velocidad de sedimentación y velocidad de corte, y un coeficiente que corresponde a la concentración cercana al fondo. Este modelo ha sido aplicado en ríos de montaña, así como en grandes ríos como el Amazonas. El objetivo de este estudio fue determinar la validez del Modelo de Rouse como herramienta para determinar la gradiente de concentración de los sedimentos en suspensión que transporta el río Tumbes en la estación El Tigre localizada a 25 km de la ciudad de Tumbes. Los resultados indican que es factible modelar mediante el "Modelo de Rouse" los sedimentos en suspensión en épocas de avenidas y eventos extremos como El Niño. Los modelos fueron calibrados con tres concentraciones discretas de muestras tomadas simultáneamente a diferentes profundidades alineadas verticalmente. Los exponentes oscilaron desde 0.04 a 0.3 y las concentraciones cerca del fondo oscilaron desde 115 mg/l a 1600 mg/l. Se pudo observar que durante eventos extremos o años normales existe un canal principal en el centro de la sección. Los sedimentos transportados en suspensión fueron limos y arenas finas (diámetro: 40 a 90 micras).

Palabras Claves: *Río Tumbes, Modelo de Rouse, El Niño, sedimentos en suspensión, velocidad de corte, velocidad de sedimentación.*

ABSTRACT

The northern coast of Peru is one of the most affected areas during the presence of extreme and recurrent or cyclical events such as the El Niño Phenomenon, where high concentrations of suspended sediments are transported during floods and in these events the amount of flow of Water and sediment equals normal average 30-year transport, causing economic damage. Evaluating the spatial distribution of the sediment concentration in a section is important because the transport and sedimentation zones can be determined in very turbulent and changing-bed rivers. This study has chosen the Tumbes river located on the north coast of Peru for being a mountain river with characteristics of turbulence and seasonal sedimentary contribution, which by binational nature supplies water to Ecuador and Peru. For this analysis, we used Rouse Model, an empirical model with two main parameters, an exponent that relates the balance between the sedimentation velocity and the shear velocity, and a coefficient that corresponds to the concentration near the bottom. This model has been applied in mountain rivers, as well as in large rivers such as the Amazon. The objective of this study was to determine the validity of the Rouse Model as a tool to determine the concentration gradient of sediments in suspension transported by the Tumbes River in the El Tigre station located 25 km from the city of Tumbes. The results indicate that it is feasible to model suspended sediments during floods and extreme events such as El Niño using the "Rouse Model". The models were calibrated with three discrete concentrations of samples taken simultaneously at different vertically aligned depths. The exponents ranged from 0.04 to 0.3 and concentrations near the bottom ranged from 115 mg / l to 1600 mg / l. It was observed that during extreme events or normal years there is a main channel in the center of the section. The sediments transported in suspension were silts and fine sands (diameter: 40 to 90 microns).

Key Words: Tumbes River, Rouse Model, El Niño, suspended sediments, shear velocity, sedimentation velocity.

PRÓLOGO

El Perú, es un país que está en vías de desarrollo, por lo que necesita crear conocimiento para reforzar el crecimiento. La investigación es uno de los caminos que a largo plazo permite dar herramientas oportunas para los tomadores de decisión. Es así que el Instituto Geofísico del Perú en conjunto con el Plan Binacional Puyango-Tumbes, en el marco del Proyecto “Monitoreo y caracterización del transporte de sedimentos en suspensión y de fondo durante crecidas o eventos extremos El Niño” y con la ayuda de “Innovate Perú” buscan encontrar a través de la ciencia básica conocimiento que puede ser aplicado para evitar daños por riesgos en la cuenca del Tumbes y en otras regiones del norte peruano.

Este estudio, fue realizado en el Río Tumbes, un río binacional que abastece de agua a Ecuador y Perú y que en presencia de eventos extremos se desborda causando daños económicos a la región, sobre todo en los meses de lluvias de diciembre a marzo. El problema principal no es solamente el exceso de caudales sino también la cantidad de sedimentos que son transportados por el río y que es la causa principal del desbordamiento por colmatación de los cauces.

Desde esa perspectiva, nace el interés de estudiar el transporte de partículas en suspensión debido a que el 90% del flujo sedimentario en el río Tumbes es de este tipo. Hasta el momento se han dado algunos valores de flujos sedimentario sin embargo no se ha realizado un estudio que muestre el transporte de sedimentos en la sección, es decir conocer cuál es canal principal de transporte, zonas de mayor velocidad, zonas de sedimentación etc. El estudio que presentamos a continuación muestra la aplicación de un modelo de concentración, conocido como Modelo de Rouse, modelo empírico, basado en la relación de equilibrio entre la velocidad de caída (fuerzas de gravedad) y fuerzas de turbulencia (fuerzas de cizallamiento) para determinar el gradiente de concentración en un perfil es decir de la superficie hasta el fondo.

El documento consta de IV capítulos:

- i) Introducción, en donde se presenta el porqué de estudio, la justificación y las hipótesis planteadas,
- ii) Fundamento Teórico, en este capítulo se habla de los diferentes conceptos que serán utilizados en el trabajo como son tipos e flujo, tipos de transporte, conceptos básicos de hidráulica, modelos de concentración, Modelo de Rouse, Fenómeno de El Niño.
- iii) Caracterización Hidrológica, hidráulica y sedimentológica del río Tumbes, en esta sección se identifica la hidráulica e hidrología del río Tumbes, el lector conocerá las precipitaciones y la morfología,
- iv) Estudio del perfil de concentraciones de sedimentos del río Tumbes, se darán paso a paso la metodología utilizada, como aplicar el modelo de Rouse, como obtener los parámetros de velocidad de corte y velocidad de caída de las partículas.
Asimismo, en los resultados, se verán los valores de los parámetros del modelo, aplicados tanto en condiciones normales como en un evento El Niño, se observa que los perfiles de concentración pueden variar hasta diez veces de las condiciones normales a eventos extremos, existe una variación de la sección, sin embargo, el canal principal de transporte y mayores velocidades está en margen izquierda. Se ha determinado que las partículas que son transportadas por su granulometría son de tipo arena fina hasta limos. En condiciones normales los perfiles cercanos a las márgenes son similares por lo que se puede aplicar un mismo perfil en estas zonas.

Es necesario recalcar el esfuerzo de Renzo y el apoyo de MSc. Campaña y de la Universidad Nacional de Ingeniería para realizar este estudio, una vez más se constata la importancia de un trabajo en grupo.

Dra. Elisa Armijos.

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Clasificación de sedimentos AGU.....	48
Tabla 2. Resumen de máximos o mínimos de una función de dos variables.	68
Tabla 3. Característica morfológicos de la cuenca Puyango-Tumbes	79
Tabla 4. Parámetros hidráulicos 2007-2010.	81
Tabla 5. Parámetros a y b en la vertical V35 del perfil de velocidades.	96
Tabla 6. Parámetros a y b en la vertical V50 del perfil de velocidades.	96
Tabla 7. Parámetros a y b en la vertical V65 del perfil de velocidades.	97
Tabla 8. Parámetros calculados para los Perfiles de Rouse - V35.	105
Tabla 9. Parámetros calculados para los Perfiles de Rouse - V50.	106
Tabla 10. Parámetros calculados para los Perfiles de Rouse - V65.	106
Tabla 11. Parámetros calculados para el Perfil de Rouse - V80.	109

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1: Perfil longitudinal de un río.	20
Figura 2. Tipos de ríos según origen y geomorfología: a) de Montaña, b) Recto, c) Trenzado y d) meándrico.	22
Figura 3. Hidrograma de crecida	23
Figura 4. Mapa de Pacífico tropical y las regiones El Niño.	24
Figura 5: Interacción océano-atmósfera sobre la costa peruana: a) Condiciones normales y b) Condiciones “El Niño”	25
Figura 6. Esquema de la fuerza tractiva.	27
Figura 7. Esquema de la fuerza tractiva en un canal.	28
Figura 8. a) RiverBoat -ADCP, b) ADCP Río Grande-ADCP 1200 KHz de cuatro transductores, c) GPS diferencial, d) Laptop con el Software de ADCP: WinRiverII.	32
Figura 9. Aforo con ADCP. a) Medición con ADCP y b) Haces de ADCP de 4 transductores.	33
Figura 10. a) Esquema del ADCP y b) Rodajas de agua que el ADCP no puede explorar.	33
Figura 11. Matriz de velocidades recogida por el ADCP.	34
Figura 12. Distribución de velocidades: a) en una sección transversal de un río y b) en una vertical.	35
Figura 13. Distribución de velocidades en un canal: a) Rectangular y b) cauce natural	36
Figura 14. Perfil de velocidades para un flujo: a) laminar y b) turbulento	37

Figura 15. Capas de un flujo turbulento.....	38
Figura 16. Perfil de Velocidades en un flujo de lámina libre.....	40
Figura 17. Clasificación del transporte de sedimentos.....	43
Figura 18. Abaco de Shields.....	46
Figura 19. Relación entre el Coeficiente de arrastre C_d y el número de Reynolds-Partícula.	51
Figura 20. Variabilidad transversal de las concentraciones de sedimentos en suspensión en mg/l (a)Para material entre 0.0625 y 0.125 mm; (b) Para material entre 0.25 y 0.5 mm.....	57
Figura 21. Distribución vertical de sedimentos en el río Missouri en la ciudad de Kansas de la concentración de material en suspensión para diferentes granulometrías.	58
Figura 22. Perfil de concentración de sedimentos en un vertical	62
Figura 23. Gráfico de distribución vertical de sedimentos suspendidos	63
Figura 24. Se muestra los puntos críticos de una función, máximo relativo(a) o mínimo relativo (b).....	67
Figura 25. Representación de una ecuación de regresión lineal simple para la relación entre x e y.	69
Figura 26. Representación de los mínimos cuadrados.	70
Figura 27. Puntos extremos: mínimo local(a) y máximo local(b)- función de dos variables.	73
Figura 28. Cuenca Puyango-Tumbes cuya área es 5530Km ²	77
Figura 29. Batimetría de la Estación El Tigre-río Tumbes. (12/2015-04/2016)....	82
Figura 30. Río Tumbes: a) tramo trezado, b)tramo recto	83

Figura 31. Dinámica del transporte de sedimentos en la cuenca del río Puyango-Tumbes.	84
Figura 32. Estación El Tigre: a) Vista en planta, b) Sección de control-Infraestructura, c) Aguas abajo de la estación y d) Aguas Arriba de la Estación.....	85
Figura 33. Esquema de la metodología	87
Figura 34. Medición de las velocidades: a) Aforo, b) ADCP.....	88
Figura 35. Datos de velocidades del ADCP leída en WinRiverII. a) 4-4-2017 y b)17-04-2018.....	89
Figura 36. Las áreas moradas son áreas no medidas por el ADCP.....	90
Figura 37. Esquema del cambio de referencia de la matriz velocidad.	91
Figura 38. Matriz velocidad en Matlab2017b, se aprecia la zona de influencia V50 del 17/04/2018. Perfiles logarítmicos de velocidad V50 del 17-04-2018.....	93
Figura 39. Rango de valores del perfil promedio de velocidades tomadas para la regresión lineal (6% a 60% de y). a) Esquema, b) Modelado.....	93
Figura 40. Incertidumbre de a debido a la variación espacial. Dentro de la zona de estabilidad se tiene la mejor correlación para $N_p= 40$ y $a = 0.11$. Fecha: 17-04-2018.	95
Figura 41. Perfil de velocidades en la V35, V50 y V65.	98
Figura 42. Muestreador triple. a) Antes del muestreo, b) Después del muestreo.	99
Figura 43. Muestreo del material en suspensión con el muestreador triple desde el carro huaro.....	99
Figura 44. Esquema de la sección transversal de control (a=15m, b=30m, c=65m y d=80m) para el muestreo de sedimentos.	100

Figura 45. Secuencia del procesamiento de las muestras de sedimentos en suspensión. a) muestras, b) filtro Celulosa 0.45 um y portamuestras, c) filtro-muestra húmeda, d) estufa, e) filtro-muestras secas y f) balanza	101
Figura 46. a) Batimetría de la sección transversal - El Tigre, b) Perfiles de Rouse en la V65.....	108
Figura 47. Perfiles de Rouse, se aprecia la persistencia de un canal de mayor concentración y gradiente ubicada alrededor de la V50. a) con El Niño, 4 -04- 2017, y b) Sin El Niño, 17-04- 2018.....	110
Figura 48. Abanico total de Perfiles de Rouse.....	111
Figura 49. Concentraciones Modelados de Perfil de Rouse vs Concentraciones de Campo ($r^2=0.90$).....	113
Figura 50. Esquema conceptual para la profundidad promediada y el cálculo de descarga; (a) vista en planta; (b) sección transversal; (c) Relación entre ADCP y sistemas de coordenadas fluviales.....	126
Figura 51. Visita a campo para reconocer la estación El Tigre y la metodología que emplean en la medición de las velocidades y la toma de muestras de materiales en suspensión.....	134
Figura 52. Filtrado de las muestras de sedimentos en suspensión en el laboratorio de Agua y Suelo de la Facultad de Ingeniería Agrícola de la Universidad Nacional Agraria la Molina.....	136

LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS

g	: aceleración específica de la gravedad [m^2/s]
h	: altura desde el fondo [m]
y_0	: altura inicial del perfil [m]
Q	: caudal [m^3/s]
q_s	: caudal específico [$m^3/s.m$]
c_D	: coeficiente de arrastre
ε_m	: coeficiente de difusión de la cantidad de movimiento del fluido
r	: coeficiente de pearson
C	: concentración de los sedimentos en suspensión [mg/l]
c_h	: concentración de sedimentos a una altura h desde el fondo [mg/l]
R^n	: conjunto de número reales de n componentes
k	: constante de Von Karman
a, b	: constantes
K_1, K_2	: constantes
f	: denota una función
ρ	: densidad del agua [Kg/m^3]
d	: diámetro medio de los sedimentos [m]
Δq_s	: diferencial del caudal específico
U, D	: dominio de una función
e_i	: error de la muestra i
b_0	: es la intersección de la recta con el eje x
b_1	: es la pendiente de la recta

y	: es la variable dependiente
x	: es la variable independiente
τ_y	: esfuerzo cortante para un fluido turbulento
τ_h	: esfuerzo de corte a una altura h del fondo [N/m ²]
τ_o	: esfuerzo de corte en el fondo [N/m ²]
a	: espesor de la capa de fondo, se asume como 0.05y
β	: factor de diferencia de difusión sólido-fluido
$(\tau_o)_c$: fuerza tractiva crítica [N/m ²]
$\varphi(Re)$: función de parámetros del número de Reynolds.
g	: función de variable real
$f _S$: función f restringida a S
Q_{SF}	: gasto sólido de fondo [m ³ /s]
Q_{SS}	: gasto sólido en suspensión [m ³ /s]
Q_S	: gasto sólido total [m ³ /s]
∇f	: gradiente de f
G_s	: gravedad específica [2.65]
\bar{c}_s	: la concentración volumétrica de sedimentos en suspensión.
w_s	: la velocidad de caída del grano de sedimentos [m/s]
S	: longitud del canal [m]
u_x, u_y	: medias muestrales de x e y
Re	: número de Reynolds
Re_*	: número de Reynolds granular
λ	: número real

τ^*	: parámetro adimensional de la fuerza tractiva crítica
z	: parámetro de suspensión de Rouse
S	: pendiente del fondo del canal [m/m]
γ_s	: peso específico de los sedimentos [N/m ³]
γ	: peso específico del agua [N/m ³]
p	: presión [atm]
P_0	: punto de una función
\subseteq	: símbolo lógico: "está constituido"
$\sum_1^n q_i$: sumatoria del caudal específico [m ³ /s]
\sum_i^n	: sumatoria desde i hasta n
t	: tiempo [s]
y	: tirante del agua [m]
x, y	: variables aleatorias
Var_x	: varianza de x
v	: velocidad [m/s]
v_h	: velocidad a una altura h [m/s]
w_s	: velocidad de caída de los sedimentos [m/s]
V_*	: velocidad de corte [m/s]
$\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$: velocidades del flujo en los ejes x, y, z respectivamente.
ν	: viscosidad cinemática [m ² /s]
μ	: viscosidad del agua [g/cm.s]

ADCP	:	Acoustic Doppler Current Profiler.
IGP	:	Instituto Geofísico del Perú.
PEBPT	:	Proyecto Especial Binacional Puyango-Tumbes.
SENAMHI	:	Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología.
SO HYBAM	:	Geodynamical, hydrological and biogeochemical control of erosion/alteration and material transport in the Amazon, Orinoco and Congo basins.
ASCII	:	American Standard Code for Information Interchange
RMSE	:	Raíz del error cuadrático medio.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

Las obras fluviales se construyen con el objetivo de controlar y/o aprovechar, gestionar y preservar los recursos hídricos de un territorio (Abel, 2018), sin embargo, para el mejor aprovechamiento de los recursos hídricos es necesario tener datos a largo plazo de las variables que intervienen como son: el recurso agua y las características de los sedimentos en suspensión y del lecho. El monitoreo a largo plazo permite identificar los eventos hidro-climáticos extremos, las condiciones morfológicas de los cauces para realizar proyecciones que conlleven al éxito de la obra y alcance el tiempo de vida útil proyectado.

La costa peruana se ve afectada por los eventos del Fenómeno El Niño donde las lluvias sobrepasan hasta 50% de la media (S. B. Morera, Condom, Crave, Steer & Guyot, 2017.). El Fenómeno El Niño causa grandes movimientos de masa sólida que son transportados por los ríos costeros. Considerar este tipo de factores climáticos es importante para el diseño de las obras hidráulicas (Campaña, 1996; Rocha, 2006).

Para estudiar la respuesta de un río al alterar sus condiciones al construir obras hidráulicas se pueden utilizar dos métodos de modelamiento: a) modelamiento físico y b) modelamiento matemático. Los modelos físicos hidráulicos son prototipos a pequeña escala de un río o cuenca utilizados para anticipar los efectos que ocurren a gran escala por modificaciones. Los modelos matemáticos hidráulicos son utilizados para predecir cambios a corto y largo plazo en un río debido a fenómenos transitorios en canales aluviales utilizando ecuaciones de movimiento y de continuidad para el agua cargada de sedimentos (Richardson, Simons & Julien, 1990). Los modelos matemáticos basados en perfiles de velocidad y concentración de sedimentos en suspensión de un río permiten obtener parámetros como la velocidad de corte (V_*), esfuerzo de corte ($T = \rho V_*^2$) y la velocidad de caída de los granos de sedimentos (w_s), entre otros (Higgins, Restrepo, Otero, Ortiz & Conde, 2017). Estos parámetros brindan información sobre los procesos de transporte de sedimentos y turbulencia en los ríos. Es necesario considerar que los modelos deben ser calibrados y validados con datos de campo.

La ecuación de movimiento emplea perfiles verticales de distribución de velocidades, las cuales obedecen generalmente al modelo de Prandtl-Von Karman y la ecuación de la conservación de la masa emplea perfiles verticales de concentraciones de sedimentos en suspensión las cuales generalmente obedecen al Modelo de Rouse (Rocha, 1998).

Higgins et al. (2017) modelaron los perfiles de concentración vertical de sedimentos en suspensión, considerando la estacionalidad (estiaje y crecida) en la estación Calamar, cerca de la desembocadura del río Magdalena en Colombia. Utilizaron los modelos de concentración de Rouse y Rouse Modificada. Este estudio indica que en la época de crecida el modelo que mejor se ajusta a los datos obtenidos en campo, es el de Rouse debido a que el perfil de velocidades sigue un modelo logarítmico. En época seca el río disminuye su caudal e incrementa ligeramente sus concentraciones, estas condiciones no favorecen el uso del Modelo de Rouse, sino al Modelo de Rouse Modificado.

Armijos et al. (2017) en el río Amazonas utilizaron muestreos con turbidímetro para calibrar el Modelo de Rouse, el objetivo fue tener un mayor número de mediciones en profundidad para calibrar el Modelo de Rouse. Este estudio mostró que para el Amazonas es necesario separar los tipos de granulometría y obtener los perfiles de concentración de Rouse para partículas finas y gruesas. Se concluyó que hay una gran correlación ($r^2=0.72$) en la concentración de sedimentos registrados con el turbidímetro (tanto para finos y gruesos) y los obtenidos de manera puntual en campo. Los valores del número de Rouse (z) variaron de 0.01-0.03 y 0.25-0.60, para sedimentos finos y gruesos respectivamente. Aunque la incertidumbre en el cálculo del flujo de sedimentos gruesos fue importante, la incertidumbre disminuyó a $\pm 25\%$ para la estimación del flujo total de sedimentos en suspensión debido a la homogeneidad de la concentración de sedimentos finos en toda la sección. Este estudio demostró que los sensores de turbidez pueden mejorar en gran medida la monitorización de sedimentos en suspensión de grandes ríos.

[Quincho \(2015\)](#) obtuvo para la cuenca Puyango-Tumbes en la estación El Tigre un gasto sólido total promedio (Q_{st}) para el periodo 2012-2014 igual a 1.6 millones de toneladas anuales, de los cuales el 98 % se transportó en suspensión (1.57 millones de toneladas anuales) y un 2% por el fondo (0.032 millones de toneladas anuales). Sin embargo, [Goyburo \(2017\)](#) obtuvo casi el doble de flujo sedimentario (Q_{st}), de enero a mayo del 2016, 2.79 millones de toneladas, de los cuales el 99 % se transportó en suspensión y 1% por el fondo. De ambos estudios se desprende la conclusión de la gran variabilidad de la cantidad de sedimentos que el río Tumbes transporta debido a eventos extremos como el Fenómeno El Niño.

1.2 PROBLEMÁTICA

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Proyecto Especial Binacional Puyango-Tumbes (PEBPT- Ecuador-Perú) bajo convenio vienen trabajando conjuntamente mediante el proyecto "Monitoreo y Caracterización del transporte de sedimentos en suspensión y de fondo durante crecidas o eventos extremos El Niño en la cuenca binacional Puyango-Tumbes". El objetivo del PEBPT es mejorar las condiciones de vida de los pobladores especialmente de los agricultores de la región Tumbes a través de las siguientes acciones : a) aprovechar racionalmente los recursos naturales de la cuenca del río Tumbes, b) regular los caudales y controlar inundaciones del río Tumbes y c) proteger las áreas agrícolas mediante el manejo de cuencas del río Tumbes (PEBPT, 2016).

El río Tumbes es utilizado para riego y agua potable; y en épocas de avenidas o eventos extremos como El Niño al igual que otros ríos de la costa acarrea grandes cantidades de sedimentos los cuales afectan a la población y a los sistemas de distribución de riego (Fuentes et al., 2014). Huamán (2018) y Goyburo (2017) señalan: En el río Tumbes, por su alto nivel de turbulencia y su sección variable, es necesario realizar un monitoreo constante en épocas de avenidas o eventos como El Niño.

Aplicar un modelo de concentración de sedimentos va permitir realizar el trabajo de monitoreo más adecuado evitando algunos costos, sin embargo, es necesario calibrar el modelo. Por lo tanto, en esta tesis se busca establecer un modelo de distribución de concentración de sedimentos que fortalezca el monitoreo de los flujos sedimentarios en la estación del El Tigre, principalmente durante épocas de avenidas o Fenómeno El Niño.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo principal

- ✓ Modelar las concentraciones de sedimentos suspendidos en el río Tumbes.

1.3.2 Objetivos específicos

- ✓ Describir la metodología utilizada para modelar el perfil de concentración de sedimentos.
- ✓ Determinar los parámetros del perfil de velocidades del río Tumbes para que se ajusten a la distribución logarítmica de Prandtl-Von Karman.
- ✓ Determinar los parámetros del perfil de concentraciones de sedimentos suspendidos del río Tumbes para que se ajusten al Modelo de Rouse.

1.4 HIPOTESIS

1.4.1 Hipótesis general

- ✓ Es factible modelar matemáticamente el perfil de concentraciones de sedimentos en suspensión del río Tumbes.

1.4.2 Hipótesis específica

- ✓ El patrón de distribución vertical de velocidades del flujo del río Tumbes es modelable bajo un perfil logarítmico en épocas de avenidas o eventos extremos.
- ✓ El patrón de distribución vertical de concentraciones de sedimentos en suspensión del río Tumbes es modelable bajo el Modelo de Rouse en épocas de avenidas o eventos extremos.

La hipótesis que se refiere a calcular el caudal sólido utilizando el modelo matemático para luego verificarlo con los datos de campo ya no fue realizado debido a que la tesis sería muy voluminosa para una tesis de pregrado. Además, la tesis, por ser parte del proyecto “Monitoreo y caracterización del transporte de sedimentos en suspensión y de fondo durante crecidas o eventos extremos El Niño” ya incluye el cálculo del caudal sólido en las tesis: “Estudio experimental del transporte de sedimentos en suspensión y fondo y comparación con fórmulas empíricas en los ríos Puyango-Tumbes y Zarumilla” por Janet Quincho y; “Monitoreo y caracterización del transporte de sedimentos durante crecidas o eventos extremos de El Niño en el río Tumbes” por Andrés Goyburo. Ambas tesis también fueron desarrolladas en el Instituto Geofísico del Perú.

CAPÍTULO II. FUNDAMENTO TEÓRICO

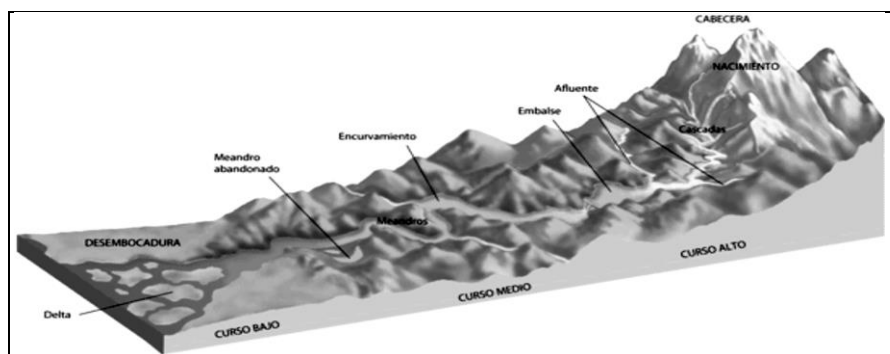
2.1 CONCEPTOS FUNDAMENTALES

2.1.1 Los ríos

Según la Directiva Marco de Agua a nivel de toda la Unión Europea se define un río como un ecosistema fluvial la cual está conformado por tres elementos fundamentales: el cauce, la ribera y la llanura de inundación, y junto al biotopo la biota, acuática y terrestre. El cauce de un río está formado por el lecho, el agua con sus características físico-químicas e hidráulicas y los sedimentos. Los sedimentos juegan un papel importante ya que su zona superficial es ocupada por un conjunto de macroinvertebrados que son la base de la cadena trófica del río (Fernández, 2003).

Un río es el drenaje recolectado de un tramo de país o países (cuenca hidrográfica) que se abre camino hacia el mar, o hacia algún lago interior, por un canal natural, que une muchos afluentes, cortado por la acción del agua que ha estado fluyendo continuamente a través de él desde tiempos inmemoriales, o moldeado por alguna catástrofe que afecta a las rocas por las que pasa. Un curso de río es divisible en tres partes (ver Figura 1): alto, medio y bajo. En el curso alto, que incluye la cabecera y primeros kilómetros de recorrido, predominan las grandes pendientes y las cascadas o cataratas. En el curso medio se encuentran las pendientes más suaves con valles más abiertos y planos. En el curso bajo, el río es más caudaloso y presenta formas propias de la zona de desembocadura -como, por ejemplo, los deltas (Ansted, 2011).

Figura 1: Perfil longitudinal de un río.



Fuente: Adaptado de Tarbuck & Lutgens (2005)

2.1.1.1 Tipos de río

Un río se puede clasificar según su origen, geomorfología, etc. Por su origen: ríos de montaña (ver Figura 2a), ríos en transición y ríos de planicie. Por su geomorfología (ver Figura 2b, 2c, 2d): ríos trenzados, ríos rectos y ríos meándricos.

2.1.1.1.1 Ríos de Montaña

Un río de montaña (ver Figura 2a) puede definirse a partir de dos criterios principales. En el primero, es todo aquel curso de agua natural, perenne o intermitente, que se halle en una región considerada como de montaña. Una región montañosa debido a su complejidad queda definida por variables como altitud y pendiente del terreno o de latitud y clima (tropicales, mediterráneos, polares, etc.). El segundo, toma ciertas características hidrogeomorfológicas de los ríos. Considerando únicamente la pendiente longitudinal del cauce como factor principal y de acuerdo con [Jarrett \(1990\)](#), un río de montaña sería aquél cuyo curso tiene una pendiente longitudinal superior al 0,2% ([Alonso, 2005](#)).

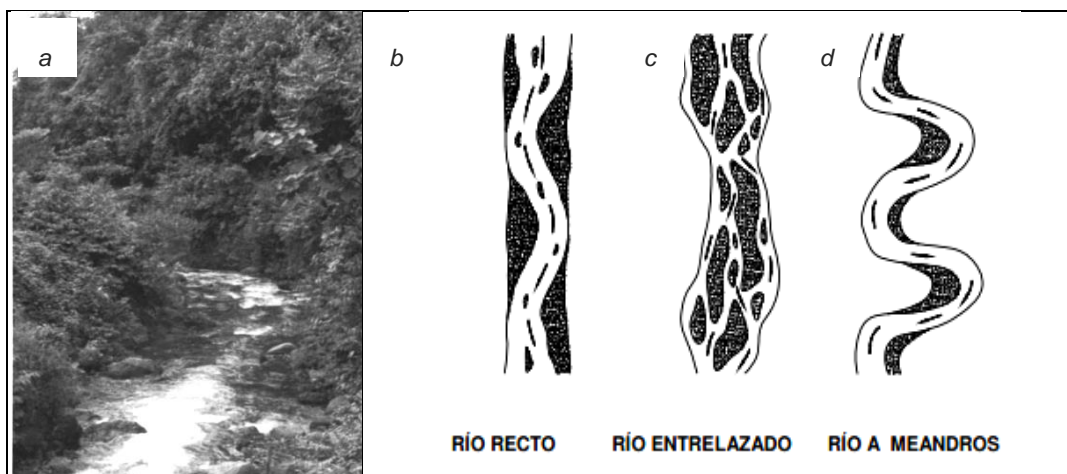
2.1.1.1.1.1 Montaña Tropical

Las montañas tropicales tienen amplitud térmica muy pequeña y estacionalidad insignificante (asociado al ciclo de precipitaciones) por su cercanía al Ecuador. Tienen exposición de sol muy elevada. Son influenciadas por la regularidad de los vientos tropicales y hace que las precipitaciones sean muy concentradas en una única vertiente y ello origina disimetrías de precipitaciones muy fuertes desde la base hasta la cumbre de la montaña ([García, 2011](#)).

2.1.1.1.2 Ríos Trenzados

Los ríos trenzados (ver Figura 2c) son conocidos también como ríos entrelazados, tienen varios canales secundarios que se comunican entre sí y que forman bancos (islas transitorias) entre ellos. Este tipo de ríos tienen un curso divagante ([Rocha, 2009](#)). Un río es de naturaleza trenzada si $i*Q^{0.44} > 0.0116$ (i: pendiente del cauce, Q: caudal) de lo contrario será meándrico. También, muchas veces los ríos son meándricos y trenzados por tramos ([Martín, 2007](#)).

Figura 2. Tipos de ríos según origen y geomorfología: a) de Montaña, b) Recto, c) Trenzado y d) meándrico.



Fuente: a) Wohl (2000) b), Rocha (2009)

2.1.1.2 Hidrología fluvial

Según Bourges, Hoorelbecke, Cortez & Carrasco (1993) y Martín (2007) se puede entender por hidrología fluvial al estudio de la secuencia de caudales en un río la cual va asociado a su régimen hidrológico (pluvial, tropical, etc.) y la hidrología de un río se puede estudiar a diferentes escalas. En pequeña escala, toma la forma de simples crecidas de algunas horas, o de algunos días. En escala media (mensual), es la variación estacional con los períodos de aguas en crecidas o avenidas extraordinarias y los estiajes. A gran escala, se trata de las variaciones interanuales, de los años secos o lluviosos. Es evidente que este modo de variación, y por lo tanto el régimen, dependen de las lluvias, lo que le da un carácter aleatorio, pero también de la cuenca hidrográfica del río que tiene características bien definidas, que varían poco en el tiempo.

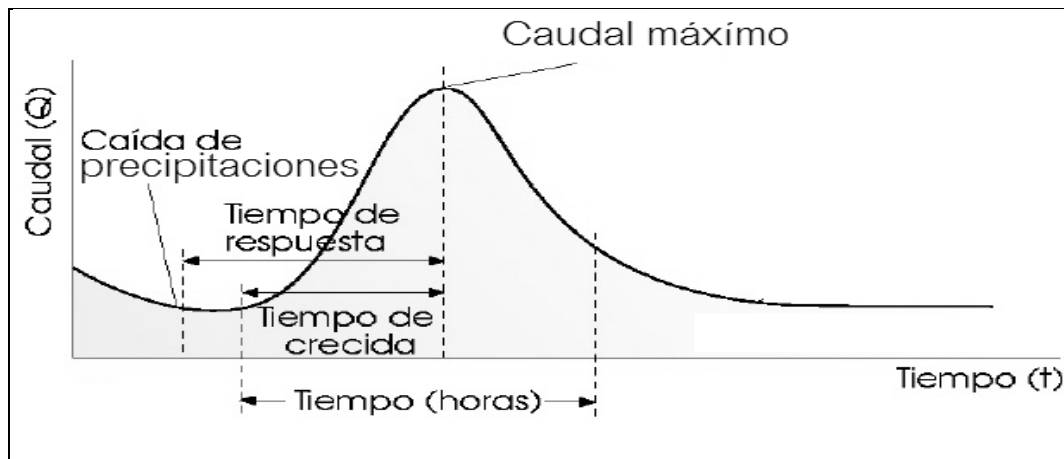
El régimen de caudales, representado en hidrogramas, puede ser descrito a través de cinco atributos fundamentales que influyen directamente en multitud de procesos ecológicos: La magnitud, duración, frecuencia, estacionalidad y predictibilidad y tasa de cambio (Peñas, 2014). El régimen hidrológico en regiones como la costa norte del Perú es alterado por el Fenómeno El Niño ya que altera la variabilidad interanual del clima y recursos hídricos. Los fenómenos asociados a los eventos El Niño influyen en el clima del mundo entero con consecuencias que pueden llegar a ser dramáticas en lo que se refiere a: los excesos de agua (inundaciones, ciclones, etc.), lo que afecta altamente a la

agricultura, la pesca, el turismo, la salud, la generación hidroeléctrica y la economía de las poblaciones de los países (Umpiérrez, 2016).

2.1.1.2.1 Época de avenidas o crecidas

Las avenidas es el proceso de elevación de las aguas de un curso o cuerpo de agua hasta un máximo a partir del cual descienden. La crecida (ver Figura 3) es producida por una parte del total de precipitación caída sobre el área de captación que se transforma en escurrimiento. Las crecidas presentan un ciclo anual similar al resto de los fenómenos hidrológicos, por lo cual las crecidas de cada año hidrológico son estadísticamente un subconjunto de la población total de crecidas (Chaves & Cruz, 2016).

Figura 3. Hidrograma de crecida



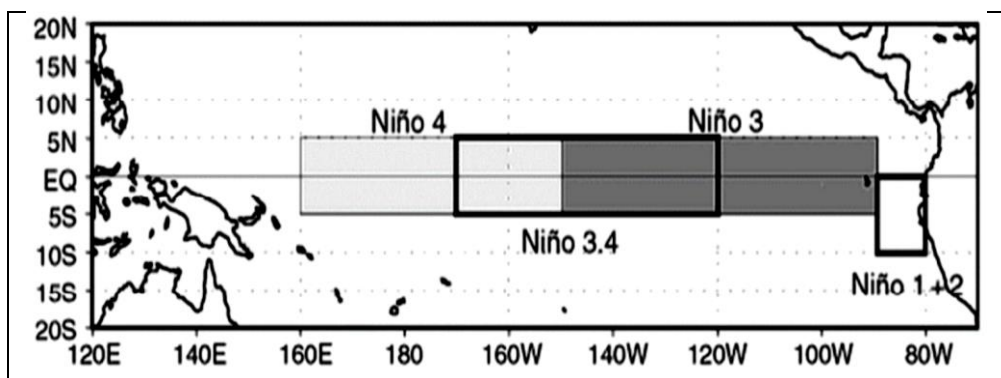
Fuente: Adaptación de Villón (2002)

La avenida es la elevación del agua a niveles no usuales en el cauce, generalmente se debe a precipitaciones elevadas o extraordinarias. Gran porcentaje de dicha precipitación se convierte en escorrentía superficial que se concentra en los cauces trayendo consigo el incremento de su nivel (Robredo, 2000). Durante una crecida el cauce principal puede ser insuficiente para drenar el agua por lo tanto el agua se desborda e invade la llanura de inundación (Salas & Jiménez, 2007).

2.1.1.2.2 Eventos extremos: Fenómeno El Niño

El Fenómeno El Niño es un evento acoplado océano-atmósfera que se identifica por el calentamiento anómalo del Pacífico Tropical. El Centro de Predicción Climática de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica determinó cuatro regiones en el Pacífico Ecuatorial para monitorear la temperatura superficial del mar (TSM) como parte del Fenómeno El Niño (Bamston, Chelliah, & Goldenberg, 1997). Estas regiones se denominaron (ver Figura 4): El Niño 1, El Niño 2, El Niño 3 y El Niño 4. Lagos, Silva, Nickl & Mosquera (2008) y Lavado & Espinoza (2014) concluyó que las precipitaciones extremas en la costa norte del Perú están vinculadas al calentamiento de la región Niño 1+2. Según SENAMHI (2017) el último Fenómeno El Niño, afectó la región 1+2, calificado como tal tuvo presencia desde el mes de diciembre de 2016 a mayo de 2017 la cual presentó características o mecanismos océano-atmosférico un poco particulares por ello se le llamó Niño Costero 2017.

Figura 4. Mapa de Pacífico tropical y las regiones El Niño.



Fuente: Adaptado de Sarachik & Cane (2010).

La costa norte del Perú de acuerdo a la ubicación geográfica que tiene (cerca de la línea ecuatorial) debería tener un clima eminentemente tropical (con lluvias intensas), sin embargo, es de clima cálido y muy seco (ver Figura 5a), excepto en presencia del Fenómeno El Niño. Woodman (1999) y León (2014) señalan: "Esto se produce debido a que la atmósfera en la costa peruana es estable y no admite que el aire caliente siga subiendo a un nivel sobre los 1000-1500 msnm, en donde el aire caliente debería expandirse, enfriarse, condensarse y finalmente formar estas nubes" (ver Figura 5b).

Figura 5: Interacción océano-atmósfera sobre la costa peruana: a) Condiciones normales y b) Condiciones "El Niño"



FUENTE: Adaptado de Takahashi (2004).

2.1.2 Hidráulica de canales abiertos

Un canal abierto es un conducto en el cual el agua fluye con una superficie libre. Un canal de acuerdo a su origen puede ser natural o artificial. Los canales naturales pueden ser: arroyuelos, quebradas, arroyos, ríos, estuarios de mareas y las aguas subterráneas. Las propiedades hidráulicas de un canal natural son muy irregulares, generalmente se hacen simplificaciones empíricas y se aplica la hidráulica teórica para su tratamiento analítico. Estudiar el comportamiento holístico de los flujos en canales naturales requiere conocer áreas como la hidrología, geomorfología y transporte de sedimentos las cuales constituyen la hidráulica fluvial. Los canales artificiales son aquellos construidos por el ser humano como: canales de navegación, canales de centrales hidroeléctricas y canales de irrigación (Chow, 1994).

Hidráulicamente un canal (artificial) se comporta como un río debido a que el agua fluye por gravedad. En la hidráulica de canales abiertos se utiliza simplificaciones para estudiar los flujos naturales que son bastante complejos, debido a que estos no son flujos permanentes ni uniformes. Así mismo, la sección transversal en un río puede variar a consecuencia de la erosión y deposición de sedimentos.

Las fórmulas de la hidráulica de canales fueron obtenidas considerando condiciones ideales para el flujo (flujo permanente y uniforme) y la forma de la sección del canal constante (Rocha, 1998).

En nuestro caso vamos a aplicar la Hidráulica de Canales a la Hidráulica Fluvial. En todos los casos se supone para los flujos movimiento permanente y uniforme, de peso específico γ , tirante y , un radio hidráulico R y una pendiente S .

2.1.2.1 Flujo permanente

Llamado también flujo estacionario, es aquél que, en una sección determinada, no presenta variaciones de sus características hidráulicas con respecto al tiempo, es decir, en una sección dada el caudal, presión, velocidad, etc. permanecen constantes a lo largo del tiempo (Ecuación [2-1]):

$$\boxed{\begin{matrix} \frac{\partial v}{\partial t} = 0 & \frac{\partial Q}{\partial t} = 0 & \frac{\partial p}{\partial t} = 0 \\ \text{a) } & \text{b) } & \text{c) } \end{matrix}} \quad [2-1]$$

Donde:

Q : caudal [m^3/s]

v : velocidad [m/s]

p : presión [atm]

t : tiempo [s]

2.1.2.2 Flujo uniforme

Este tipo de flujos son poco comunes y ocurren cuando el vector velocidad en todos los puntos del escurrimiento es idéntico tanto en magnitud como en dirección para un instante dado. También se puede decir que un flujo es uniforme cuando la velocidad, el tirante y el área hidráulica permanecen constantes en cada sección y la línea de energía, la superficie libre del agua y el fondo del canal son paralelas según la Ecuación [2-2]. El flujo uniforme solo ocurre en estado permanente en canales prismáticos de gran longitud. El flujo uniforme puede ser laminar o turbulento. El flujo laminar es poco común en la práctica o realidad (Sotelo, 2002).

$$\frac{\partial v}{\partial s} = 0$$

[2-2]

Donde:

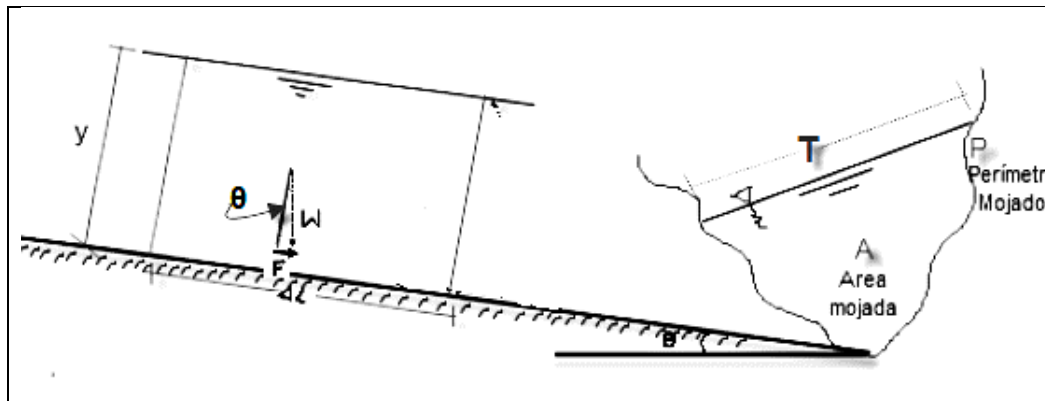
v : velocidad del flujo [m/s]

s : longitud del canal [m]

2.1.2.3 Fuerza tractiva

Es la fuerza F (Figura 6) que ejerce el flujo sobre el contorno del canal en contacto con el fluido.

Figura 6. Esquema de la fuerza tractiva.



Fuente: Adaptado de Richardson et al. (1990)

La fuerza tractiva o fuerza de corte F (Ecuación [2-3]) que ejerce el flujo permanente uniforme en un canal inclinado un ángulo θ pequeño ($\text{sen}\theta \approx \text{tan}\theta \approx S$) correspondiente a un cuerpo de agua de longitud ΔL viene a ser:

$$F = \gamma A \Delta L \text{sen}\theta = \gamma A \Delta L S$$

[2-3]

A la fuerza tractiva (F) por unidad de superficie (A) se le conoce como la fuerza tractiva unitaria o esfuerzo de corte τ_0 (Ecuación [2-4]).

$$\tau_0 = \frac{F}{A} = \frac{\gamma \cdot A \cdot \Delta L \cdot S}{P \cdot \Delta L} = \gamma R S$$

[2-4]

Considerando un río muy ancho (ver Figura 6), es decir, el ancho (T) del río es mayor a 10 veces su tirante (y) y además, Radio

hidráulico(R) = Área mojada(A)/Perímetro mojado(P)≈tirante(y), se tiene la fuerza tractiva unitaria de fondo (Chow, 1994) según la Ecuación [2-5]:

$$\tau_o = \gamma y S \quad [2-5]$$

La fuerza tractiva es una fuerza que actúa en la dirección del flujo y es igual a la fuerza tractiva unitaria o tensión de corte en la sección del canal multiplicada por el perímetro mojado (Richardson et al., 1990).

En un flujo laminar uniforme el esfuerzo de corte (τ_h) o fuerza tractiva unitaria varía linealmente, en el fondo es máxima y en la superficie es nula (Ecuación [2-6]).

$$\tau_h = \gamma(y - h)S \quad [2-6]$$

Donde:

τ_h : esfuerzo de corte a una altura h del fondo [N/m^2]

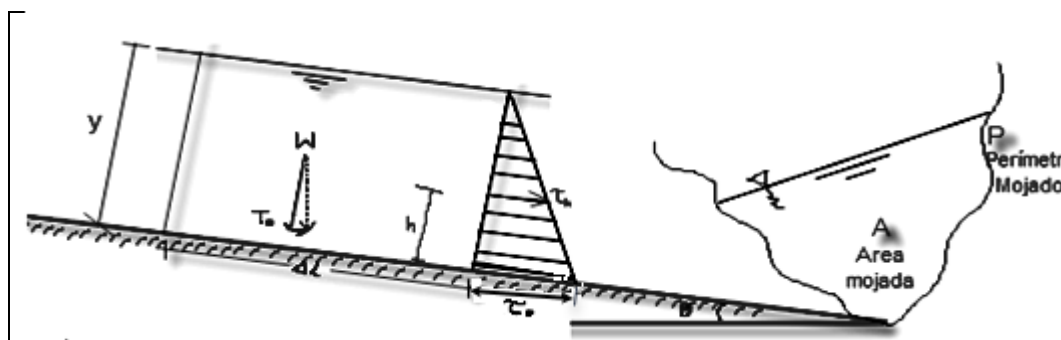
γ : peso específico [N/m^3]

y : tirante del agua [m]

h : altura respecto del fondo [m]

S : pendiente del fondo del canal [m/m]

Figura 7. Esquema de la fuerza tractiva en un canal.



Fuente: Adaptado de Richardson et al. (1990)

El esfuerzo cortante (τ_h) en un flujo turbulento, flujo con vórtices y remolinos, permanente y uniforme puede ser descrito por la Ecuación [2-7] (ver Figura 7):

$$\tau_h = \rho v \frac{dv}{dh} - \rho v' w' \quad [2-7]$$

Donde:

- v : velocidad media a una altura h [m/s]
 v' : variación de la velocidad del fluido turbulento en dirección horizontal [m/s]
 w' : variación de la velocidad del fluido turbulento en dirección vertical [m/s]
 ρ : densidad del fluido [m³/s]
 ν : coeficiente de viscosidad cinemática [m²/s]

A pesar de que la velocidad promedio vertical w es igual a cero ($w=0$), la variación de la velocidad vertical no es igual a cero ($w' \neq 0$). Por ello, el esfuerzo cortante turbulento será $\tau_T = -\rho v' w' \neq 0$ (Van Rijn, 1993).

En un flujo turbulento, el esfuerzo cortante turbulento τ_T es dominante en la mayor parte de la profundidad. Cerca del fondo el esfuerzo cortante de viscosidad es dominante, y las fluctuaciones de la velocidad se anulan en el fondo ($v' = 0, w' = 0$ para $h=0$). La sub-capa donde el esfuerzo de viscosidad es dominante se denomina subcapa viscosa.

2.1.2.3.1 Velocidad de corte

Es la raíz cuadrada de la relación entre el esfuerzo de corte sobre el fondo y la densidad del fluido. Convencionalmente se le asigna el símbolo V_* y tiene unidades de velocidad (m/s). Para un río ancho se tiene la Ecuación [2-8]:

$$V_* = \sqrt{\frac{\tau_o}{\rho}} = \sqrt{gyS} \quad [2-8]$$

Donde:

- g : aceleración de la gravedad [m/s²]
 y : radio hidráulico [m] radio hidráulico [m]
 ρ : densidad del agua [Kg/m³]
 τ_o : esfuerzo de corte en el fondo [N/m²]
 V_* : velocidad de corte [m/s]

2.1.3 Hidrometría

La palabra hidrometría deriva del griego hydro (agua) y metría (medición). Por lo tanto, hidrometría significa 'medición del agua', sea el agua que corre en un canal, riachuelo o en un río. La hidrometría trata de los métodos de medición de la velocidad, el caudal, los niveles de agua, la concentración de sedimentos y, los levantamientos alimétricos de los perfiles longitudinales y transversales del cauce de las corrientes naturales en lo que se denomina estaciones hidrométricas. Las unidades de medición del caudal, la velocidad y la concentración de sedimentos son m^3/s , m/s y mg/l respectivamente. Una estación hidrométrica es debidamente localizada en una de las márgenes del curso de agua, dotada de instrumentos como: miras, limnímetros, limnógrafos, etc. (Marbello, 2001). Asimismo, cerca de la estación hidrométrica se elige una sección transversal en el río donde se ejecuta las mediciones de velocidades, caudal y el muestreo de sedimentos (USGS, 1986).

2.1.4 Medición de las velocidades

Se mide la velocidad del flujo en ríos con la finalidad de obtener su velocidad media en una sección transversal para obtener su caudal, es decir, el volumen de agua que atraviesa una sección transversal por unidad de tiempo (OMM, 2011). La precisión del aforo o velocidad media depende de una buena elección de la sección transversal, perfil del valle en sentido perpendicular al eje de un curso de agua, por ello se sigue criterios de Quiñones & Guzmán (1986):

- La sección debe estar localizada en un tramo recto del río.
- El fondo del cauce debe ser relativamente uniforme y libre de rocas, plantas acuáticas.
- El flujo debe ser relativamente uniforme, sin puntos de turbulencia.
- Las velocidades deben exceder a $0.15 m/s$ y profundidades mayores a $0.15 m$.
- En caso de tener una estación hidrográfica la sección transversal debe estar localizada a una distancia corta de la estación.

Para medir la velocidad media en una franja se utiliza los métodos conocidos como: método de distribución de velocidades, método de un número discreto de puntos y método de integración. El método de distribución

de velocidades consiste en efectuar mediciones a distintas profundidades en cada vertical. Se grafica la velocidad versus profundidad. Este método resulta el más beneficioso para realizar el modelamiento adecuado de la distribución de velocidades en una vertical ([OMM, 2011](#)).

2.1.4.1 Dispositivos para medir la velocidad del agua

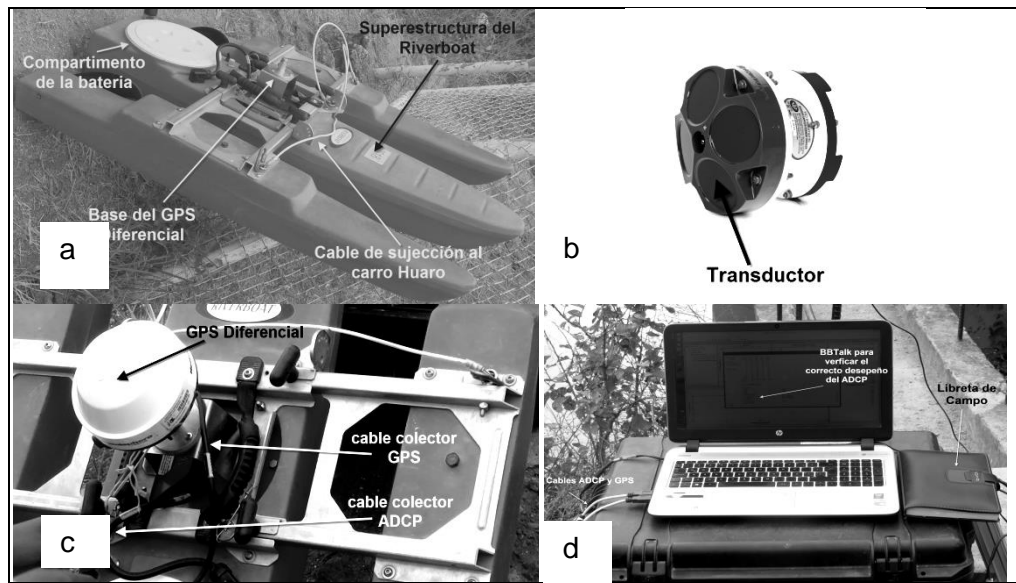
2.1.4.1.1 Molinete:

También llamado correntómetro, está provisto de una hélice (también llamada rotor, aspa, copa o cazoleta, según el tipo del correntómetro) que gira en un eje, por efecto de la corriente líquida. Según la [ISO4363 \(2002\)](#) y la [OMM \(2011\)](#) la velocidad del flujo en un punto suele medirse mediante el número de revoluciones de un rotor de molinete durante un breve período de tiempo calculado con ayuda de un cronómetro. Se recomienda dividir la sección transversal del canal o río en franjas verticales por medio de un determinado número de verticales sucesivas. Las velocidades se miden a 0.6 o tomando el promedio de las velocidades a 0.2 y 0.8 de profundidad ([Chow, 1994](#)).

2.1.4.1.2 Perfilador Acústico Doppler

El perfilador acústico Doppler es un equipo que se compone de tres partes: 1) Equipo electrónico de medida, digitalización y procesamiento de señal (ver Figura 8a, 8b, 8c), 2) transductores de discos cerámicos, emisores de ondas sonoras, que se expanden y contraen bajo la influencia de un campo electromagnético, que transforma la señal eléctrica en señal acústica de ultrasonido (ver Figura 8b) y 3) un software de configuración, monitorización, análisis y almacenamiento (Figura 8d). Las frecuencias que tienen los ADCP varían desde 150 kHz hasta 5,0 Mhz ([Everardo, 2006](#)).

Figura 8. a) RiverBoat -ADCP, b) ADCP Río Grande-ADCP 1200 KHz de cuatro transductores, c) GPS diferencial, d) Laptop con el Software de ADCP: WinRiverII.



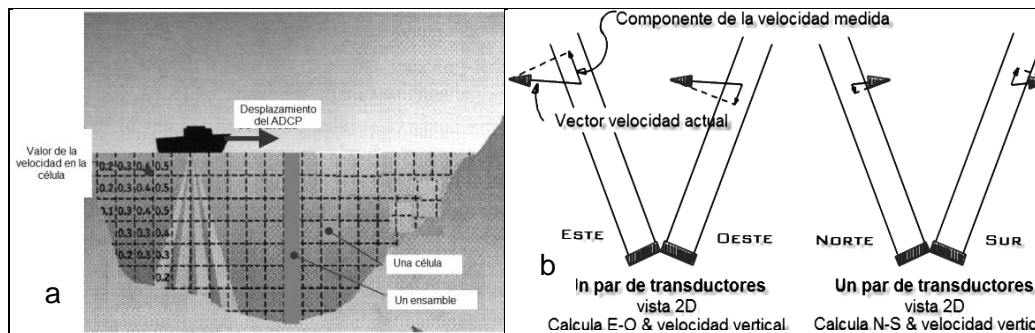
Fuente: Elaboración Propia.

El Perfilador Acústico Doppler (ADCP por sus siglas en inglés) es usado para el monitoreo de flujos en ríos y ha venido siendo más aceptada en los últimos años porque permiten obtener datos en cortos períodos de tiempo y con alta precisión (Hashiba, Kai, Yorozyua & Motonaga, 2014).

El ADCP mide la velocidad del flujo bajo el principio del efecto Doppler (diferencias de frecuencia de los ecos). El ADCP emite ondas sonoras a través de cerámicas piezoeléctricas (3 o 4 transductores) las cuales viajan hacia el fondo y conforme se va reflejando en las partículas en suspensión en el agua van emitiendo una onda de respuesta. La velocidad de las partículas sólidas en suspensión es igual a la del agua (Everardo, 2006).

El ADCP divide la región, sección transversal del río, en células rectangulares donde una franja o columna de células conforman un ensamble (ver Figura 9a). Las velocidades registradas son paralelas al haz emitido del sonido (ver Figura 9b) las cuales a través de transformaciones trigonométricas se convierte a una velocidad tridimensional en sistemas cartesianos con origen en el equipo. La velocidad del flujo obtenida obedece a las direcciones Norte / Sur o Este / Oeste (Chauvet, 2009). Más detalles revisar en ANEXO A.

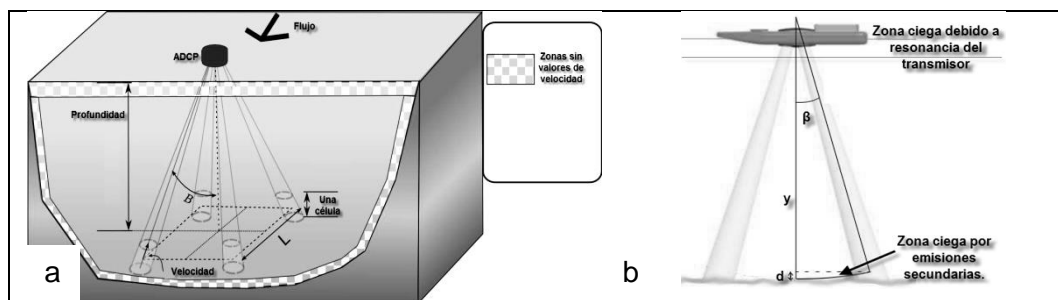
Figura 9. Aforo con ADCP. a) Medición con ADCP y b) Haces de ADCP de 4 transductores.



Fuente: Adaptado de a) y b) Everardo (2006)

El Perfilador Doppler tiene restricciones, hay zonas de la sección transversal que el ADCP no puede medir. Las áreas que no puede medir el ADCP son: la parte superior, el fondo y las márgenes del río (ver Figura 10a, 10b).

Figura 10. a) Esquema del ADCP y b) Rodajas de agua que el ADCP no puede explorar.



Fuente: Adaptado de a) Chauvet (2009). y b) Le Coz, Chastan, Védie & Dramais (2007)

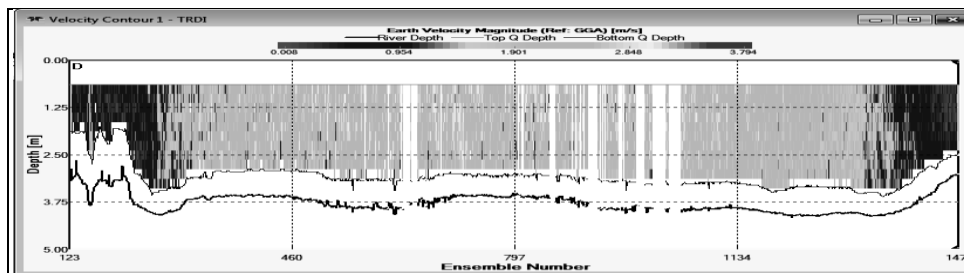
Para completar los datos vacíos se extrapola e interpola. Los métodos usados en la superficie son: Constante, Exponencial y Tres puntos. Para el fondo: Constante, Exponencial y Slip. Para las márgenes: Fulford.

- Extrapolación Constante: Consiste en asignar la velocidad más superficial o profunda a la superficie o fondo respectivamente.
- La extrapolación e interpolación exponencial: Se parte de las mediciones con molinete para la extrapolación logarítmica y usando un exponente de $1/6$ (Lee, Lee, Kim, Kim & Kim, 2013).
- Extrapolación Tres puntos: Toma las tres últimas células para establecer una inclinación y utiliza esta inclinación para extrapolar el área no medida, necesita por lo menos 6 células o utilizará el método constante.

- Extrapolación método Slip: Consiste en usar el 20% final de células de la profundidad para determinar una extrapolación exponencial terminando en cero por ser esta velocidad del fondo.
- Fulford: El caudal junto a los márgenes se estima a partir de los datos disponibles. Se utilizan los valores de la última profundidad, la distancia al margen y la velocidad media sacada de los últimos ensambles, usualmente 10 (Fulford & Sauer, 1986).

En el caso de que el ordenador pierda contacto momentáneamente con el ADCP ("Lost ensemble"), no se reporta en pantalla datos faltantes, pero si un conjunto excesivamente largo. Para calcular el conjunto de datos perdidos por el ADCP no tiene el tiempo, entonces asume que el siguiente conjunto válido tiene un tiempo largo que sería el tiempo desde el último buen conjunto. Los "Bad ensemble"-columna vacía- son generados debido a causas como: a) pérdida de fondo; b) descorrelación de la señal acústica; y c) bajo nivel de retorno del eco. Los "Badbins"-célula vacía- son células que no alcanzan los patrones técnicos de confiabilidad del dato y por eso son marcados como "bad". Los "Lost ensemble", "Bad ensemble" y "Bad Bins" son mostrados en la Figura 11.

Figura 11. Matriz de velocidades recogida por el ADCP.



Fuente: Winriver II (Propia)

2.1.4.1.3 WinRiverII

WinRiverII es el programa computacional donde se configura el ADCP a operar en campo y que a su vez recolecta la data emitida por el ADCP en tiempo real. La configuración realizada en WinriverII puede ser guardada y utilizada en futuras mediciones. También, la data cruda recolectada del ADCP puede ser post-procesada en WinRiverII. Según el tipo de referencia elegida se

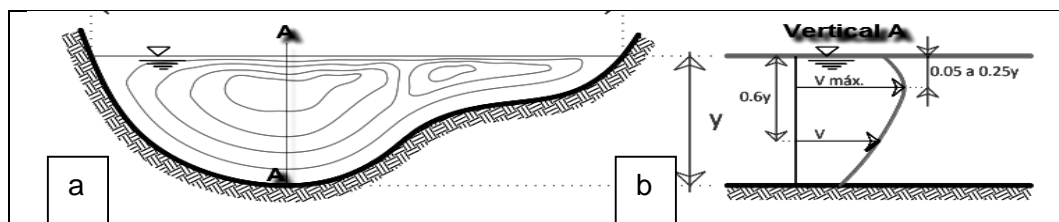
obtienen diferentes formatos de información. Los formatos de información que se generan son: DBT, GGA, VTG (Instrument, 2003). A continuación, se describe cada formato.

- DBT: Datos con profundidad referenciadas al transductor y velocidad relativa del flujo respecto del ADCP. Válido para flujos de poca turbulencia.
- GGA: Datos ajustados por el tiempo y posición GPS. Válido para flujos turbulentos.
- VTG: El recorrido es referenciado por el GPS, pero la velocidad respecto del fondo.

2.1.5 Distribución de velocidades en una sección de canal

La superficie libre y la fricción de las paredes generan una distribución no uniforme de velocidades del flujo en los canales. El flujo alcanza en canales normales velocidades máximas a una profundidad de la superficie libre entre 5% y 25% de la profundidad (y) la cual se representa en la Figura 12 (Chow, 1994).

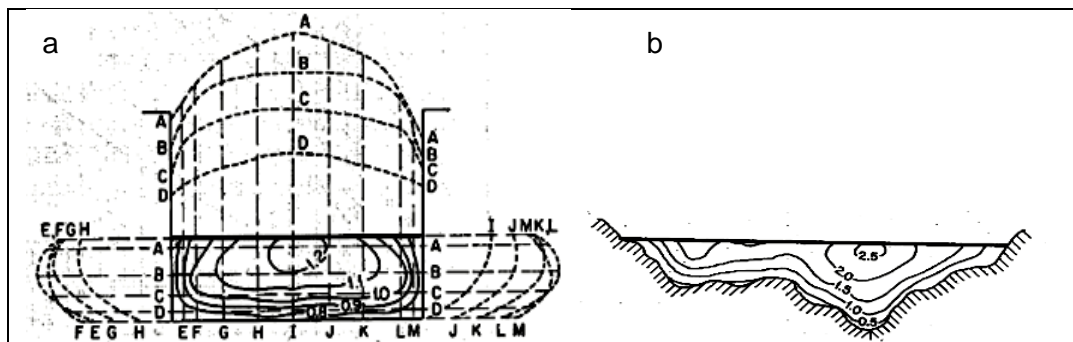
Figura 12. Distribución de velocidades: a) en una sección transversal de un río y b) en una vertical.



Fuente: ICC (2017)

La Figura 13 muestra un modelo de distribución de velocidades en a) un canal rectangular y b) un cauce natural o río. Se puede observar que las líneas de igual velocidad son aproximadamente paralelas al fondo y a los costados del canal. En la superficie se presenta una disminución ligera de la velocidad (Kennedy Pérez, Fragoza Díaz, Peña Peña & Moreno Bañuelos, 1992).

Figura 13. Distribución de velocidades en un canal: a) Rectangular y b) cauce natural



Fuente: Chow (1994)

La distribución de velocidades de un flujo a través de un canal o río es afectada también por la forma de la sección, la rugosidad, la presencia de curvas. La forma de la sección transversal de un canal, el ancho y/o tirante, hace que su velocidad para un flujo rápido alcance su velocidad máxima en la superficie. La rugosidad del canal influye en la curvatura de la distribución de las velocidades. La curvatura hace que las velocidades se incrementen en el lado convexo (Chow, 1994).

2.1.6 Modelamiento del Perfil de Velocidades

Al describir el movimiento del agua en un canal se puede decir que este puede manifestarse de dos maneras

2.1.6.1 Flujo Laminar

Es cuando el agua se desplaza en forma de láminas paralelas a la dirección del desplazamiento, las cuales se deslizan tangencialmente. Este flujo presenta rozamiento entre las distintas láminas de fluido. El perfil de velocidades de un flujo laminar es condicionado por la fricción interna de manera significativa y no presenta remolinos ni vórtices (ver Figura 14a).

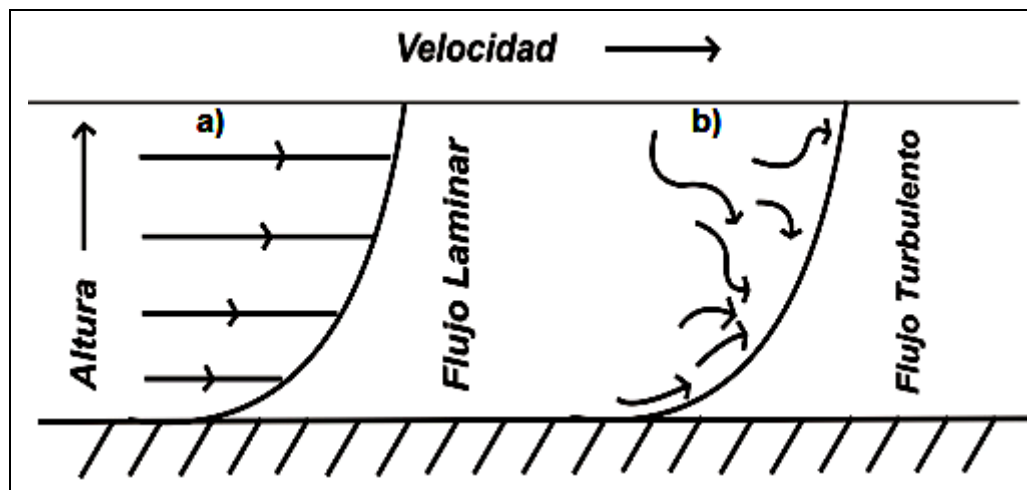
2.1.6.2 Flujo Turbulento

El agua se mueve formando vórtices y remolinos, y el rozamiento interno influye poco en el movimiento de las partículas del fluido. En condiciones turbulentas ocurre que la velocidad media de flujo supera con creces a la fricción

interna de la masa de agua y, entonces, las líneas de corriente divergen y dibujan vórtices y remolinos (ver Figura 14b).

Estos dos tipos de flujos se diferencian por la velocidad de corriente. A velocidades bajas el flujo es laminar y el rozamiento interno ofrece una buena oposición a la inercia del fluido. Por el contrario, en velocidades altas, el movimiento de las partículas materiales del fluido es bastante mayor que la capacidad de oposición de las fuerzas de rozamiento produciéndose la formación de remolinos y turbulencias. Se concluye que los tipos de flujo vienen determinados por la magnitud de las fuerzas de fricción, las cuales dependen de la superficie que conforma el contorno del canal (Vázquez, 2012).

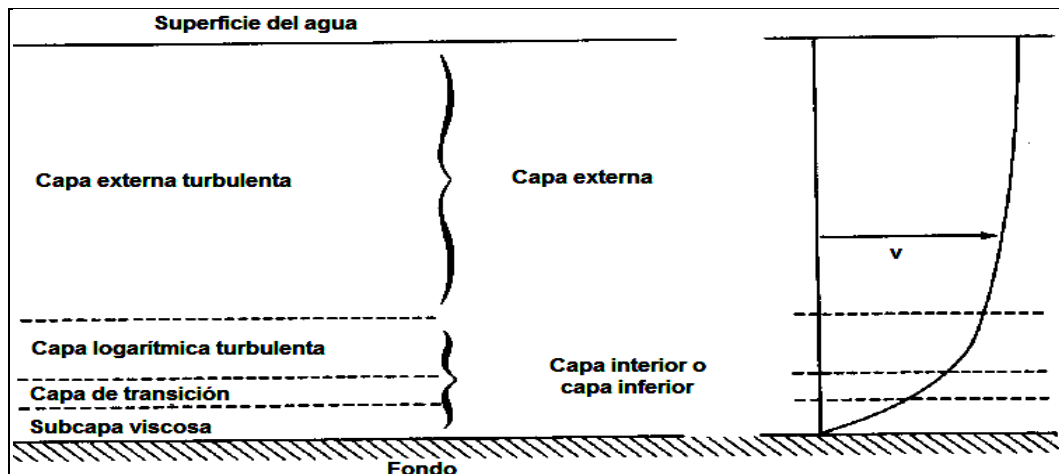
Figura 14. Perfil de velocidades para un flujo: a) laminar y b) turbulento



Fuente: Vázquez (2012)

En un flujo turbulento al analizar detenidamente el esfuerzo cortante de turbulencia en toda la profundidad del flujo hallamos varias subcapas (ver Figura 15). La subcapa donde el esfuerzo cortante de la viscosidad es dominante es llamada subcapa viscosa. Encima de la subcapa viscosa el flujo es turbulento. Lo más importante de la subcapa turbulenta es la subcapa logarítmica. Entre la subcapa viscosa y la subcapa logarítmica hay una subcapa de transición, algunas veces llamado subcapa de amortiguamiento. Encima de la subcapa logarítmica hay una subcapa externa (Van Rijn, 1993).

Figura 15. Capas de un flujo turbulento.



Fuente: Van Rijn (1993).

El flujo que se presentan en los ríos son de tipo turbulento. El perfil de velocidades que adopta está condicionado por el esfuerzo cortante del flujo. La expresión final del esfuerzo de corte τ_h (Ecuación [2-9]) que se obtiene está dada en base a fundamentos teóricos y datos empíricos; y es válida para la capa logarítmica y externa turbulenta (ver Figura 15).

$$\tau_h = \tau_T = \rho v' w' \quad [2-9]$$

Prandtl (1925) desarrolló el concepto de turbulencia de manera práctica al utilizar la teoría de longitud de mezcla. La teoría de longitud de mezcla trata de que las partículas del fluido recorren una distancia l antes de chocar con otra y cambia su cantidad de movimiento, dicha distancia l es proporcional a las fluctuaciones de velocidades a una altura h desde el fondo y a la gradiente de velocidades (Ecuación [2-10]).

$$v' \sim w' \sim l \frac{dv_h}{dh} \quad [2-10]$$

Reemplazando los valores de la Ecuación [2-10] en [2-9] se obtiene la Ecuación [2-11]:

$$\tau_h = \tau_T = \rho \left(l \frac{dv_h}{dh} \right)^2 \quad [2-11]$$

Dando forma a la Ecuación [2-11] se tiene la Ecuación [2-12].

$$\sqrt{\frac{\tau_h}{\rho}} = l \left(\frac{dV_h}{dh} \right) \quad [2-12]$$

Considerando un canal muy ancho, se tiene la relación de la longitud de mezcla l y la profundidad teniendo en cuenta que la longitud de mezcla en la superficie y en el fondo es nula, la cual queda establecida en la Ecuación [2-13].

$$l = \kappa h \left(1 - \frac{h}{y} \right)^{1/2} \quad [2-13]$$

Reemplazando la Ecuación [2-13] y la Ecuación [2-6] en [2-12], se tiene la Ecuación [2-14].

$$\sqrt{\frac{\gamma(y-h)S}{\rho}} = \kappa h \left(1 - \frac{h}{y} \right)^{1/2} \frac{dV_h}{dh} \quad [2-14]$$

Continuando se tiene la Ecuación [2-15].

$$dV_h = \frac{\sqrt{\gamma y S}}{\kappa} \frac{dh}{h} \quad [2-15]$$

Reemplazando la Ecuación [2-8] en [2-15] se tiene la Ecuación [2-16].

$$dV_h = \frac{V_*}{\kappa} \frac{dh}{h} \quad [2-16]$$

Luego, integrando y teniendo en cuenta que es válido desde $h=y_0$ se tiene la Ecuación [2-17]:

$$V_h = \frac{V_*}{\kappa} \ln \left(\frac{h}{y_0} \right) \quad [2-17]$$

Para un flujo turbulento la expresión general de la distribución del perfil de velocidades es logarítmica (Ecuación [2-18]) - (ver Figura 16) en un flujo de lámina libre aproximadamente tanto para superficies de contorno hidráulicamente lisa o rugosa. Un contorno hidráulicamente liso presenta una subcapa laminar o viscosa adherido al contorno del canal. En contornos hidráulicamente rugosos no hay presencia de la subcapa laminar o viscosa (Van Rijn, 1993).

$$v_h = \frac{V_*}{\kappa} \ln\left(\frac{h}{y_0}\right) \quad [2-18]$$

Donde:

v_h : velocidad a una altura h [m/s]

V_* : velocidad de corte [m/s]

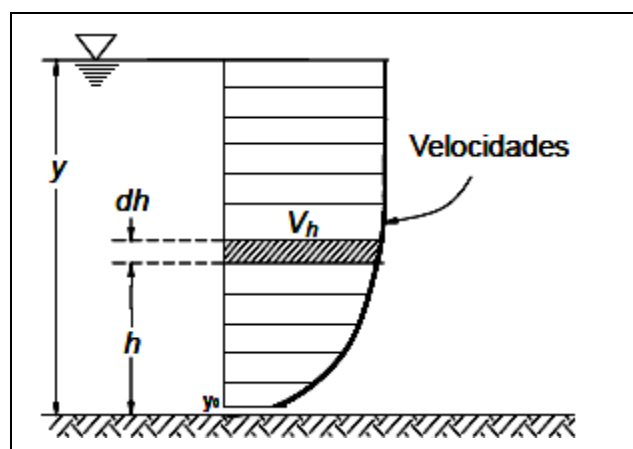
κ : constante de Von Karman [m/s]

h : altura desde el fondo [m]

y_0 : altura inicial del perfil [m]

La v_h según la expresión es mínima en el fondo y máxima en la superficie (ver Figura 16). Todo ello se cumple considerando las hipótesis ya planteadas.

Figura 16. Perfil de Velocidades en un flujo de lámina libre



Fuente: Rocha (1998)

La velocidad (Ecuación [2-18]) se expresa también como Ecuación [2-19]. Las constantes a y b se determina según Ecuación [2-20] y Ecuación [2-21] respectivamente.

$$v_h = a \ln(h) + b \quad [2-19]$$

Donde:

$$V_* = a\kappa \quad [2-20]$$

$$y_0 = e^{\frac{-b}{a}} \quad [2-21]$$

a, b : constantes

Finalmente, si se tiene mediciones realizadas con ADCP, para realizar el modelado del perfil de velocidades se debe tener en cuenta que la data recogida en campo es afectada de manera inherente por la turbulencia del flujo. Los efectos turbulentos afectan a la medición de manera espacial o temporal. Dichas afectaciones son conocidas como variación espacial y temporal. La variación temporal se da cuando tenemos mediciones tipo estático (el equipo se mantiene fijo en un punto) y la variación espacial se da cuando se tiene mediciones tipo dinámico (el equipo se mueve de una orilla a otra). Por ello cuando se elija la vertical (vertical objetivo) donde se ha de modelar el perfil de velocidades se debe buscar reducir dichos efectos. Por eso se realiza el promediado de la data obtenida ya sea a escala temporal o espacial en la vertical objetivo (Chauvet, 2009).

Variación temporal, permite conocer cuánto tiempo es necesario para tener un valor estable de los coeficientes que describen el perfil logarítmico.

Variación espacial, permite determinar el número de perfiles (ensambles) a promediar de un transecto (Aforo de una ida o regreso completo con ADCP) hasta obtener un perfil logarítmico estable. Alrededor de la vertical elegida se considera una zona de influencia. La zona de influencia, es simétrica a la vertical elegida, tiene una longitud total igual a la sumatoria de los anchos de todos los ensambles considerados.

2.1.7 Transporte de sedimentos

El transporte de sedimentos en los ríos es un fenómeno inherente ya que los granos de sedimentos de una cuenca al estar expuestos a las fuerzas del agua, gravedad y otros; paulatinamente son transportados al cauce principal del río. Los sedimentos que llegan al cauce principal continúan siendo transportados provocando modificaciones en los contornos, fondo y orilla del cauce de los ríos. Por lo tanto, los ríos son medios bifásicos de agua y sedimentos provenientes de la cuenca o cauce (Martín, 2007).

El transporte de sedimentos depende de las variables que controlan el movimiento de sedimentos en un cauce natural las cuales son la capacidad de transporte del cauce y la disponibilidad de sedimentos. La capacidad del transporte es la máxima carga que puede transportar un flujo y la disponibilidad es la existencia de material para ser movilizado por un flujo (Simons & Şentürk, 1992).

No es fácil establecer y definir un límite nítido y claro entre las modalidades de transporte. Generalmente se consideran el transporte de fondo y en suspensión (Rocha, 1998).

2.1.7.1 *Trasporte de Fondo*

Son aquellas partículas que viajan constantemente en contacto con el fondo del cauce las cuales provienen del lecho (ver Figura 17). Se desplazan rodando, deslizándose o saltando. En fondos móviles dichas partículas están constituidas por partículas de mayor tamaño y siempre avanzan formando risos, dunas, anti-dunas (Rocha, 1998).

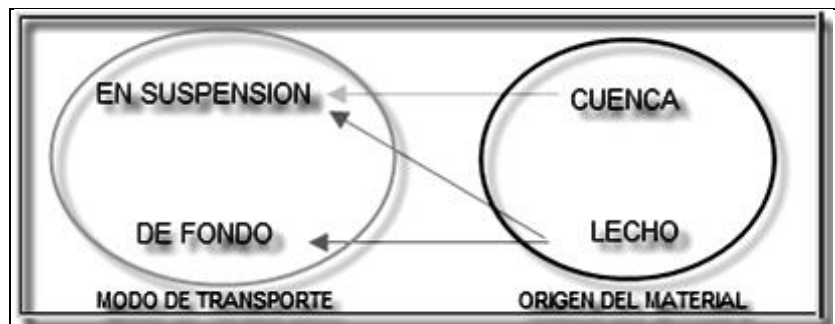
Generalmente, el flujo de sedimentos de fondo es pequeño comparado con la descarga de sedimentos suspendidos que un río transporta. Pero, el arrastre de fondo es importante por su contribución a la morfología del cauce, la cual determina la estabilidad de un canal natural reflejada en la resistencia hidráulica, gradiente de energía del cauce y algunas características del flujo (Bravo-Espinosa, Osterkamp & Lopes, 2004).

2.1.7.2 *Trasporte en suspensión*

Los materiales que se transportan en suspensión son de granulometría fina y se hallan distribuidos en toda la sección transversal las cuales provienen del lecho o cuenca (ver Figura 17). El perfil de concentración de las partículas en suspensión teóricamente en la superficie es mínimo y en el fondo es máximo según Richardson et al. (1990) y Rocha (1998).

El transporte de sedimentos en suspensión puede representar el 90% o más de todo el transporte sólido de un río, el material transportado está ligado a características hidrológicas de la cuenca: Litología, los suelos, las pendientes, la vegetación, la precipitación, la escorrentía, etc. El material en suspensión tiene grandes efectos en la salida o desembocadura de un río, la cual forma deltas o causa la colmatación de embalses según Richardson et al. (1990) y Martín (2007).

Figura 17. Clasificación del transporte de sedimentos.



Fuente: Martín (2007)

El material sólido tanto en suspensión como de fondo arrastrado por un río proviene de su cuenca en términos de largo plazo (Martín, 2007). Los sólidos transportados experimentan un incremento de la fuerza tractiva del flujo hasta llegar el momento en que la velocidad de corte sea mayor que la velocidad de caída de las partículas, y estas entrarán en suspensión. Las partículas en suspensión se mantendrán a una altura en la que se encuentra equilibrado la velocidad del movimiento ascensional de la turbulencia y la velocidad de caída de la partícula. Teóricamente al momento de inicio de suspensión de las partículas se denomina condición de “Bagnold”, la cual se presenta cuando la velocidad de corte V_* es mayor que la velocidad de caída de las partículas w_s . En la práctica

se considera que las partículas finas inician su movimiento en suspensión cuando $V_* \geq 0.25w_s$ (Rocha, 1998).

2.1.7.2.1 Principio de movimiento de los sedimentos

Se menciona el criterio que consiste en el cálculo teórico de la tensión de corte crítica la cual utiliza conceptos de equilibrio de fuerzas para predecir los umbrales correspondientes al movimiento incipiente.

2.1.7.2.1.1 Fuerza Tractiva Crítica

La fuerza por unidad de área que ejerce la corriente de agua sobre el fondo se denomina fuerza tractiva τ_o . La fuerza tractiva crítica $(\tau_o)_c$ correspondiente al movimiento incipiente, fue definida por Shields como aquella para la cual el transporte de fondo tiende a cero, es decir, la fuerza tractiva crítica es la mínima necesaria para inicializar el movimiento de los sedimentos del lecho, Ecuación [2-22], según Van Rijn (1993), Rocha (1998) y Richardson et al. (1990).

$$\tau_o \geq (\tau_o)_c \quad [2-22]$$

La iniciación del movimiento ocurre cuando la fuerza tractiva de fondo τ_o es igual a la fuerza tractiva crítica $(\tau_o)_c$. Si continua incrementándose la fuerza tractiva de fondo τ_o a un valor mucho mayor $(\tau_o)'_c$ -desigualdad [2-23]- a que corresponde para cuando la partícula empieza a moverse en suspensión acorde a Van Rijn (1993) y Rocha (1998):

$$\tau_o \geq (\tau_o)'_c \quad [2-23]$$

Donde:

τ_o : fuerza tractiva de fondo [N/m²]

$(\tau_o)_c$: fuerza tractiva crítica [N/m²]

$(\tau_o)'_c$: fuerza tractiva crítica de movimiento en suspensión [N/m²]

2.1.7.2.1.2 Criterio de Shields

Un lecho que soporta la circulación de una corriente de agua atestiguará el desplazamiento de una partícula en algún momento. Conocer las

condiciones en las que se presenta el umbral o principio movimiento de fondo fueron recabados en laboratorios y también estudiadas por Shields (Martín, 2007).

La acción del agua sobre el fondo genera una fuerza cortante τ_o = $(\tau_o)_c$ - fuerza cortante crítica. La resistencia a moverse de la partícula se relaciona con su peso sumergido, $(\gamma_s - \gamma)$, peso específico sumergido, y del tamaño d que caracteriza el volumen. Con estas tres variables puede formarse el parámetro de tensión cortante adimensional (Ecuación [2-24]) según Van Rijn (1993) y Martín (2007):

$$\tau_c^* = \tau_o / (\gamma_s - \gamma)d \quad [2-24]$$

Donde:

- d : diámetro medio de los sedimentos [m]
- γ_s : peso específico de los sedimentos [N/m^3]
- τ^* : parámetro adimensional de la fuerza tractiva crítica
- γ : peso específico del agua [N/m^3]

El parámetro adimensional de la fuerza tractiva crítica τ_c^* llamado también parámetro de Shields o de movilidad, que compara como cociente la fuerza promotora del movimiento (proporcional a τd^2) con la fuerza estabilizadora (peso, proporcional a $(\gamma_s - \gamma)d^3$). Se toma como primera aproximación en el fondo una $\tau_o = \gamma RS$ (Martín, 2007).

La acción del agua sobre el fondo también se puede caracterizar por la velocidad de corte V_* (Ecuación [2-25]), esto se desprende de:

$$V_* = \sqrt{\frac{\tau_o}{\rho}} \quad [2-25]$$

Donde:

- V_* : velocidad de corte [m/s]
- ρ : densidad del agua [Kg/m^3]
- τ_o : esfuerzo cortante crítico [N/m^2]

El parámetro τ_c^* puede expresarse también como Ecuación [2-26].

$$\tau_c^* = \frac{V_*^2 \rho}{(\gamma_s - \gamma) d} \quad [2-26]$$

Asimismo, se plantea el número de Reynolds granular (Ecuación [2-27]), definido como:

$$Re_* = V_* d / \nu \quad [2-27]$$

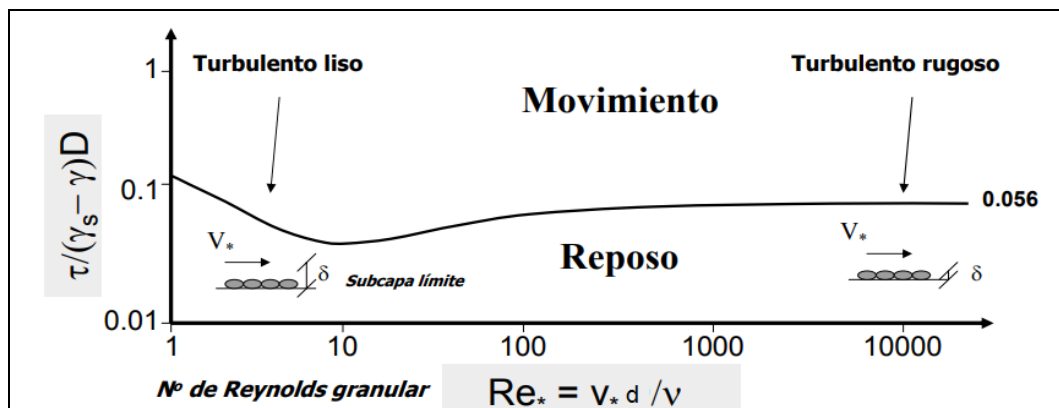
Donde:

Re_* : número de Reynolds granular

ν : viscosidad cinemática [m²/s]

El ábaco de Shields (ver Figura 18) muestra una curva de principio de movimiento tomando como ejes τ_c^* y Re_* . La partícula debe alcanzar el valor de la ordenada para empezar a moverse según su número de Reynolds sólido. Cuando el Número de Reynolds granular tiende a ser muy grande la curva tiende a ser constante, así se logró calcular para $Re_* > 400$ un $\tau_c^* = 0.056$, este es el caso más frecuente en los ríos (Martín, 2007).

Figura 18. Abaco de Shields.



Fuente: Martín (2007)

2.1.7.3 *Propiedades físicas de los sedimentos*

Las principales propiedades físicas de las partículas sólidas de los sedimentos que más nos interesa son: Tamaño, peso específico y la velocidad de caída. Todas las propiedades se refieren a propiedades individuales.

2.1.7.3.1 *Tamaño*

El tamaño de las partículas de los sedimentos es una de las características físicas más importante para controlar el transporte de los sedimentos suspendidos la cual se incluye en términos de velocidad de sedimentación en la mayoría de los modelos de transporte de sedimentos (Walling, Owens, Waterfall, Leeks & Wass, 2000). Usualmente nos referimos a los sedimentos como arena, limo y arcilla, las cuales hacen referencia al tamaño de las partículas de sedimentos (Van Rijn, 1993). Para referirnos a su tamaño utilizamos el parámetro "diámetro" que tiene varias acepciones (Abel, 2018):

- Diámetro nominal: el diámetro de una esfera que tiene el mismo volumen que la partícula (Richardson et al, 1990).
- Diámetro del tamiz: el diámetro de una esfera igual a la longitud del lado de una abertura cuadrada del tamiz a través de la cual pasarán las cantidades medidas (en peso) de la muestra (Richardson et al, 1990).
- Diámetro de sedimentación: es el diámetro de la esfera que tiene una gravedad específica de 2,65 y tiene la misma velocidad de caída que la partícula en agua destilada y en reposo a 24 ° C (Richardson et al, 1990)

Una muestra natural de partículas de sedimentos se compone de partículas de diferentes tamaños. La distribución del tamaño o granulometría de dicha muestra es la distribución del material del sedimento por porcentaje de peso, que generalmente se presenta como una distribución de frecuencia acumulativa. La distribución de frecuencias se caracteriza por:

- Tamaño de partícula medio: denominado también diámetro medio, d_{50} , es el tamaño del tamiz hasta donde queda retenido acumulado el 50% de los sedimentos (Richardson et al, 1990).

Existen varios criterios para clasificar las partículas por su tamaño. En el caso de suelos el más común es el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS). En el caso de los ríos es más común la clasificación propuesta por la American Geophysical Union (AGU por sus siglas en inglés-Tabla 1).

Tabla 1. Clasificación de sedimentos AGU

Grupo	Denominación	d (mm)	d (μ m)
Bolos	Cantos rodados muy grandes	4096 – 2048	
	Cantos rodados grandes	2048 – 1024	
	Cantos rodados medianos	1024 – 512	
	Cantos rodados pequeños	512 – 256	
Cantos	Guijarros grandes	256 – 128	
	Guijarros pequeños	128 – 64	
Grava	Grava muy gruesa	64 – 32	
	Grava gruesa	32 – 16	
	Grava mediana	16 – 8	
	Grava fina	8 – 4	
	Grava muy fina	4 – 2	
Arena	Arena muy gruesa	2 – 1	
	Arena gruesa	1 – 1/2	
	Arena mediana	1/2 – 1/4	
	Arena fina	1/4 – 1/8	
	Arena muy fina	1/8 – 1/16	125 – 62.5
Limo	Limo grueso	1/16 – 1/32	62.5 – 31.3
	Limo mediano	1/32 – 1/64	31.3 – 15.6
	Limo fino	1/64 – 1/128	15.6 – 7.80
	Limo muy fino	1/128 – 1/256	7.8 – 3.90
Arcilla	Arcilla gruesa	1/256 – 1/512	3.9 – 1.95
	Arcilla mediana	1/512 – 1/1024	1.95 – 0.98
	Arcilla fina	1/1024 – 1/2048	0.98 – 0.49
	Arcilla muy fina	1/2048 – 1/4096	0.49 – 0.24

Fuente: Abel (2018)

Las partículas denominadas grava, arena, limo y arcilla tienen algunas características típicas de como reconocerlo de manera práctica:

- Gravav y arenas: las partículas de arena con poca humedad tienen cierta "cohesión" pero con las gravas no ocurre eso.
- Limos: se pueden considerar partículas similares a las de arena, pero de tamaño más pequeño las cuales no pueden moldearse.
- Arcillas ($d < 0,002$ mm): Son Moldeables con facilidad en presencia de agua y, con agua se expanden y contraen; son prácticamente impermeables y en seco presentan una elevada resistencia.

2.1.7.3.1.1 *Peso Específico*

Cada partícula tiene su propia densidad, la cual depende de su composición mineralógica. Comúnmente se encuentra cuarzo cuyo peso específico es 2.65 t/m^3 .

2.1.7.3.1.1.1 *Peso Específico Relativo*

Se denomina peso específico relativo a la relación del peso específico del sedimento sobre la del agua γ_s / γ .

2.1.7.3.1.1.2 *Peso Específico Relativo Sumergido*

Se denomina peso específico relativo a la relación del peso específico sumergido del sedimento sobre la del agua $(\gamma_s - \gamma) / \gamma$.

2.1.7.3.1.2 *Velocidad de caída*

Se denomina velocidad de caída a la velocidad con la que cae una partícula sólida en una masa fluida ilimitada y en reposo. Describe la interacción flujo-sedimento.

Las partículas de sedimentos aceleran al iniciar su movimiento, cuando alcanza su velocidad terminal, la velocidad de caída se torna constante y se vuelve independiente del tiempo. Las propiedades determinantes para la velocidad de caída son: aceleración de la gravedad g , densidad del fluido ρ_{H_2O} tamaño d y densidad ρ_s de las partículas de la partícula, Ecuación [2-28]:

$$w_s = \varphi(\rho, \mu, d, \gamma_s) \quad [2-28]$$

Donde:

w_s : velocidad de caída de los sedimentos [m/s]

ρ : densidad del agua [Kg/m³]

μ : viscosidad del agua [g/cm.s]

$\varphi(\rho, \mu, d, \gamma_s)$: función de varios parámetros

La velocidad terminal es la que nos interesa para cualquier tipo de partículas esféricas o no, se puede expresar la velocidad de caída del siguiente modo, Ecuación [2-29]:

$$w_s^2 = \frac{2gd(\gamma_s - \gamma)k_2}{C_D k_1} \quad [2-29]$$

Donde:

k_1, k_2 : constantes

C_D : coeficiente de arrastre

γ : peso específico del agua [N/m³]

w_s : velocidad de caída sedimentos [m/s]

Si la partícula fuese esférica tendríamos finalmente la velocidad de caída de una partícula según Ecuación [2-30]:

$$w_s = \sqrt{\frac{4gdG_s}{3C_D}} \quad [2-30]$$

Donde:

G_s : peso específico de los sedimentos

El coeficiente C_D (Ecuación [2-31]) de arrastre se determina experimentalmente. Para una partícula de una determinada forma se tiene:

$$C_D = \varphi(\text{Re}) \quad [2-31]$$

Donde:

Re : número de Reynolds

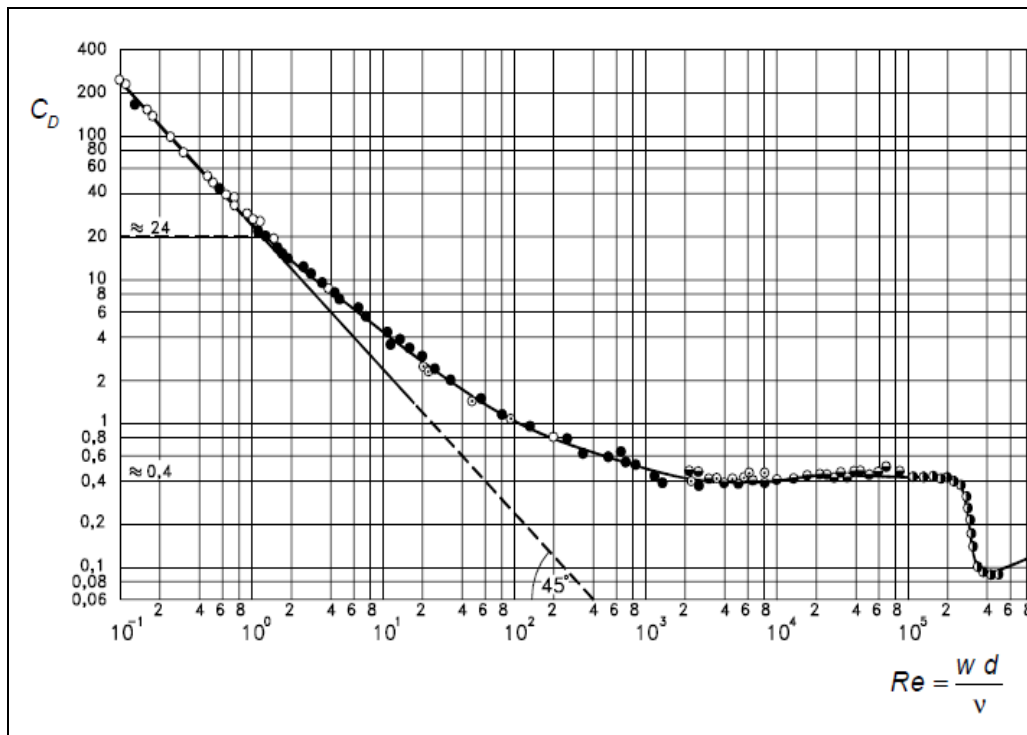
$\varphi(\text{Re})$: función de parámetros del número de Reynolds.

Stokes determinó el coeficiente de arrastre de una esfera. El número de Reynolds está relacionado con coeficiente de arrastre. En la Figura 19 se observa que hay una parte de la curva que es una curva logarítmica (recta en dibujo logarítmico). Para la cual se puede establecer la Ecuación [2-32].

$$C_D = \frac{24}{Re}$$

[2-32]

Figura 19. Relación entre el Coeficiente de arrastre Cd y el número de Reynolds-Partícula.



Fuente: Rocha (1998).

Si reemplazamos el valor obtenido en la Ecuación [2-30] se obtiene la siguiente expresión (Ecuación [2-33]) para partículas esféricas (Stokes, 1851):

$$w_s = \frac{1}{18} \frac{(\gamma_s - \gamma_{H_2O})}{\mu} d^2$$

[2-33]

Donde:

μ : viscosidad del agua [g/cm.s.]

La Ecuación [2-33] es conocida como la ley de Stokes, la cual es aplicable sólo a partículas esféricas cuando el Numero de Reynolds es menor o igual a uno ($Re \leq 1$).

La velocidad de caída para partículas de manera general se obtiene con las expresiones según la granulometría del sedimento dado por la Ecuación [2-34].

$$\begin{aligned}
 w_s &= \frac{1}{18} \left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\mu} \right) d^2, & 1 < d \leq 100 \mu\text{m} \\
 w_s &= \frac{10\nu}{d} \left[\left(1 + \frac{0.01(G_s - 1)gd^3}{\nu^2} \right) - 1 \right], & 100 < d \leq 1000 \mu\text{m} \\
 w_s &= 1.1[(G_s - 1)gd]^{0.5}, & d \geq 1000 \mu\text{m}
 \end{aligned}
 \tag{2-34}$$

Dónde:

- d : diámetro medio de las partículas [m]
 g : aceleración específica de la gravedad [m^2/s]
 ν : viscosidad cinemática [m^2/s]
 G_s : gravedad específica [2.65]

2.1.7.3.2 Caudales Sólidos

Las avenidas hidrológicas marcan la frecuencia y probabilidad de las avenidas sólidas con la cual se puede diseñar obras hidráulicas como represas, bocatomas, etc. Generalmente, cuando se realiza la evaluación del total de sólidos en un periodo largo la masa total queda caracterizada por la cantidad de sólidos transportados en épocas de avenidas (Rocha, 1998).

2.1.7.3.2.1 Gasto Sólido Total

El gasto sólido de fondo (Q_{SF}) y en suspensión (Q_{SS}) es la cantidad de sedimentos por unidad de peso o volumen de agua que pasa por una sección transversal en un determinado tiempo. El gasto sólido se puede expresar en kg/día, t/mes, m^3 /año, etc. A menudo se utiliza el gasto sólido específico la cual

es el gasto sólido por unidad de ancho del río o canal según Rocha (1998), Abel (2018) y Martín (2007).

Generalmente, del gasto sólido total que transporta un río más del 90% lo hace en suspensión. En un torrente, la proporción de sólidos transportados en suspensión puede llegar a ser el 50%. Asimismo, en arroyos de arena poco profundos con poca o ninguna carga de lavado, el gasto sólido suspendido medido puede llegar a ser el 50% del gasto total según Richardson et al. (1990) y Rocha (1998).

El gasto sólido se determina con información recogida en los aforos de caudales sólidos en campo. Según Rocha (1998) debemos tener presente que determinar los gastos sólidos es una labor que requiere considerar la variabilidad los fenómenos en espacio-tiempo.

El gasto sólido total queda representado por la Ecuación [2-35].

$$Q_s = Q_{SF} + Q_{SS} \quad [2-35]$$

Donde:

Q_s : gasto sólido total [m^3/s]

Q_{SF} : gasto sólido de fondo [m^3/s]

Q_{SS} : gasto sólido en suspensión [m^3/s]

2.1.7.3.2.1.1 Gasto Sólido en Suspensión

El gasto sólido en suspensión viene dado por la cantidad de sólidos suspendidos en volumen o masa por volumen de agua (Rocha, 1998).

Utilizando criterios básicos del cálculo se determina el gasto sólido en suspensión como una sumatoria de flujos a través de regiones canónicas o célula. Dicha región canónica tiene un ancho unitario y altura Δh . El gasto sólido a través de dicha célula queda determinado según Ecuación [2-36].

$$\Delta q_i = c_h v_h \Delta h \quad [2-36]$$

Dónde: h es la distancia variable, a partir del fondo, a la que corresponden la concentración (Ecuación [2-48]) y velocidad (Ecuación [2-23]) señaladas con subíndice i .

El gasto sólido en suspensión total Q_s se determina sumando el flujo a través de todas las regiones canónicas que conforman la sección transversal o multiplicando el caudal específico q_s por el ancho del río (Ecuación [2-37]):

$$q_s = \sum q_i = \sum_a^h c_i v_i \Delta h_i \quad [2-37]$$

Donde:

q_s : caudal específico [$m^3/s.m$]

Δq_s : diferencial del caudal específico

$\sum_1^n q_i$: sumatoria del caudal específico [m^3/s]

El gasto sólido específico en suspensión q_s es el peso del material en suspensión transportado en un curso fluvial por unidad de tiempo y longitud, puede ser expresado en $t. año^{-1}.m^{-1}$, $t.d^{-1}.m^{-1}$, $kg.s^{-1}.m^{-1}$, $kg.m^{-1}.m^{-1}$.

2.1.7.4 Muestreo de sedimentos en campo

Según Quiñones & Guzmán (1986) una sección transversal adecuado para la toma de muestras en campo de sedimentos en suspensión (MES) debe cumplir con los requisitos: a) No debe ubicarse inmediatamente aguas abajo de una confluencia por la mezcla lateral deficiente, b) no deben ubicarse en sitios donde haya entrada o salida de agua y c) debe ser accesible al muestreo durante las inundaciones

Una vez ubicada la sección transversal adecuada en un río se puede subdividirla mediante el método de incrementos iguales, o el método de igual caudal. El método de incrementos iguales consiste en dividir la sección

transversal en anchos iguales y las muestras se han de tomar en la vertical central de cada incremento.

La frecuencia de muestreo se puede optimizar después de una revisión de los datos recopilados durante un período inicial de muestreo intensivo. En épocas de estiaje se puede bajar la frecuencia y en épocas de avenidas se debe incrementar (ASTMD4411-03, 2014), revisar ANEXO B. Al empezar una campaña de campo se debe plantear alguna estrategia basada en experiencias y criterio profesional para luego analizar la información obtenida e ir refinando la metodología de muestreo como la frecuencia, el número y la localización donde realizar la toma de muestras (Quiñones & Guzmán, 1986).

2.1.7.4.1 *Equipos de muestreo de sedimentos en suspensión*

La selección del equipo depende del objeto del programa de muestreo y características físicas e hidráulicas del sitio. Si las mediciones iniciales muestran que casi toda la carga total se transporta en suspensión, se ha de muestrear solo los sedimentos en suspensión (ASTMD4411-03, 2014).

Los equipos de muestreo de sedimentos deben evitar modificar el flujo, es decir, deben ser isocinéticos para evitar las alteraciones de concentración durante el muestreo (ASTMD4411-03, 2014).

Usualmente se ha venido empleando dos tipos de equipos para el muestreo de sedimentos en suspensión: a) la de alta confiabilidad, pero baja precisión-muestreador circular y b) de alta precisión, pero baja confiabilidad debido a su sensibilidad-Turbisonda Neypic o botella Delft. Un buen muestreador debe brindar una muestra representativa de la muestra agua-sedimentos del punto de muestreo y a su vez debe ser de fácil transporte a campo (Rocha, 1998).

Según Abel (2018) los equipos de muestreo de sedimentos en suspensión pueden agruparse dentro de los grupos: Instantáneos e integradores.

Instantáneos, captan súbitamente la muestra agua-sedimento. Consiste en descender el muestreador abierto en posición vertical u horizontal al sitio donde se va muestrear e inmediatamente se acciona un mecanismo que cierra el recipiente y por tanto se captura un volumen.

Integradores, existen dos tipos de muestreadores integradores, el primero capta la muestra en un punto permaneciendo cierto tiempo; esta forma se le conoce como integración puntual. El segundo se obtiene una muestra mientras el dispositivo recorre verticalmente una cierta distancia; a esta forma se le conoce como integrador de profundidad.

2.1.7.4.2 *Concentración de los sedimentos:*

La concentración de sedimentos es la cantidad de sedimento en relación con la cantidad de fluido de transporte, o mezcla de fluido-sedimento. La concentración puede ser en peso o en volumen. Generalmente se expresa en ppm (partes por millón) o ppl (partes por litro). Cuando se expresa en ppm, está dado en volumen de sólido por volumen de líquido. Cuando se expresa en mg/l, está dado en masa de sólido por volumen de líquido.

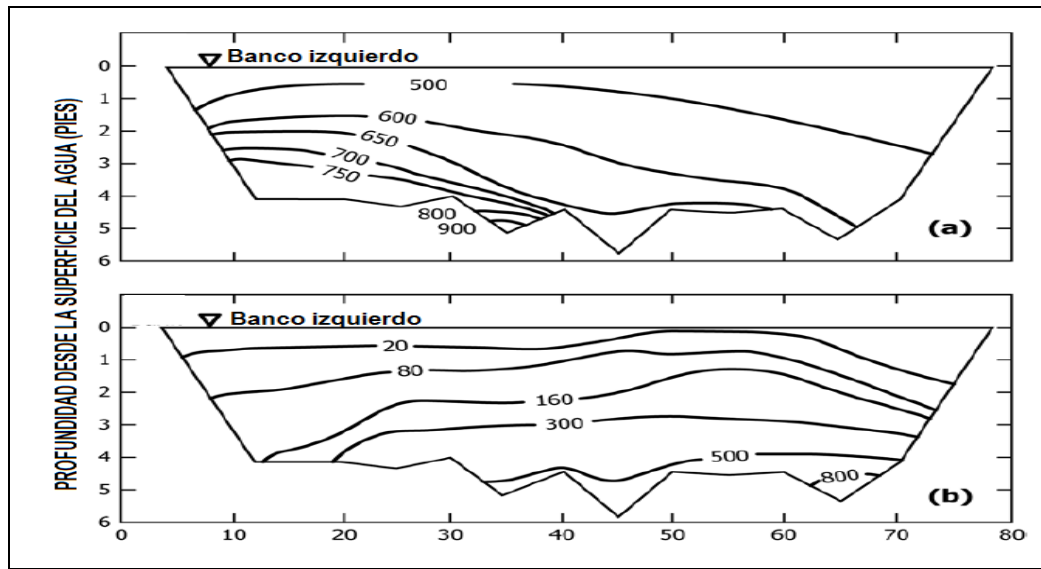
Debido al gradiente, la concentración de sedimentos en una parcela de mezcla de sedimentos que se mueve hacia arriba a través del plano es más alta que la concentración de sedimentos en una parcela que se mueve hacia abajo a través del plano. Esta diferencia en la concentración produce un flujo ascendente neto que equilibra el flujo descendente neto causado por la difusión. Debido a sus altas velocidades de caída, las partículas grandes tienen un gradiente más pronunciado que las partículas más pequeñas. La Figura 20 muestra (para una condición de flujo particular) los gradientes para varios rangos de tamaño de partícula. Generalmente, la concentración de partículas más pequeñas que aproximadamente 60 μm será uniforme en toda la profundidad.

2.1.7.4.3 *Distribución espacial de los sedimentos suspendidos*

La distribución espacial de los sedimentos en un canal podemos subdividirlo en vertical y horizontal. La distribución vertical de los sedimentos en suspensión se presenta debido a las fuerzas de la acción de las velocidades ascendentes de la turbulencia del flujo y descendentes de la velocidad de caída de los sedimentos. La distribución horizontal de los sedimentos se presenta debido a las fuerzas horizontales de la turbulencia del flujo las cuales distribuyen las concentraciones desde una margen a la otra. En un canal recto la turbulencia distribuye la concentración horizontal de manera casi simétrica y la gradiente vertical se vuelven casi iguales, pero si no se tiene un río recto y de sección

constante las concentraciones horizontales y las gradientes verticales pueden diferir significativamente. Las curvas de un canal siempre provocan modificaciones notorias en las gradientes verticales y horizontales de la concentración de los sedimentos en suspensión (ASTMD4411-03, 2014).

Figura 20. Variabilidad transversal de las concentraciones de sedimentos en suspensión en mg/l (a) Para material entre 0.0625 y 0.125 mm; (b) Para material entre 0.25 y 0.5 mm.



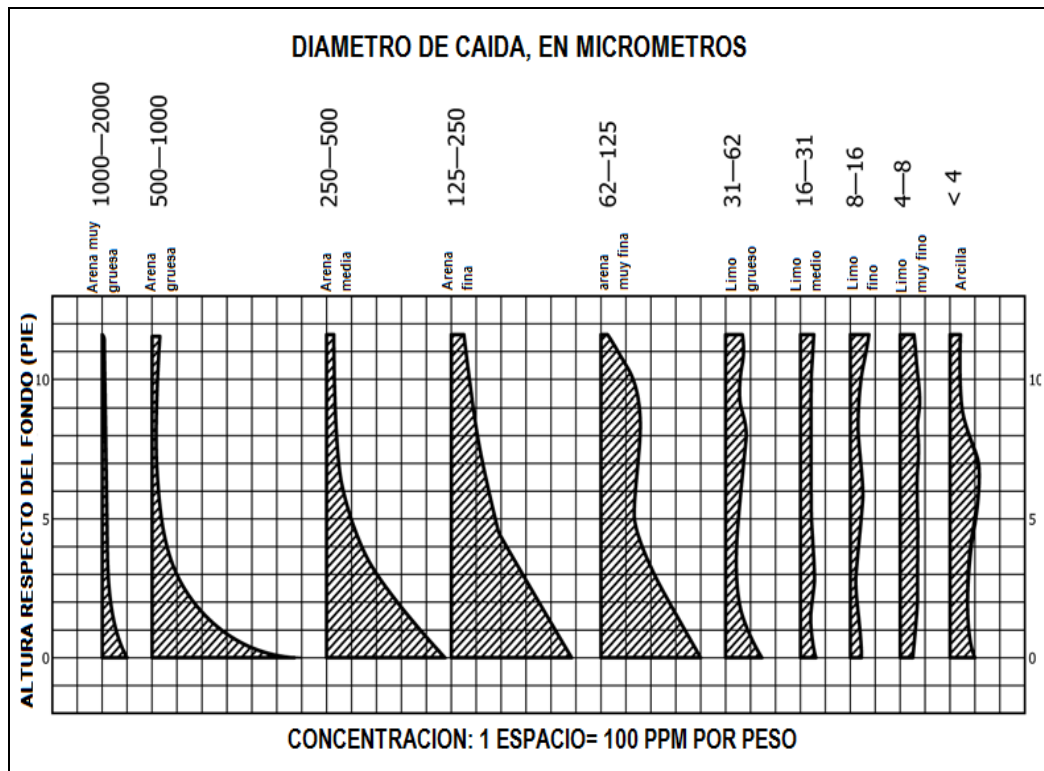
Fuente: ASTMD4411-03 (2014).

A pesar de que la turbulencia dispersan las partículas a lo largo de la dirección del flujo, la concentración en un punto variara a lo largo del tiempo, pero se ha estimado que la variación no excederá el 20% de la media aproximadamente (ASTMD4411-03, 2014).

2.1.7.4.4 Perfiles verticales de distribución de concentración de sedimentos en suspensión.

La distribución vertical de los sedimentos en suspensión en los ríos generalmente presenta una gradiente. La Figura 21 muestra la distribución vertical que generalmente se encuentra en los cursos de agua en función de la granulometría. El mayor gradiente vertical de concentración se aprecia en las arenas, mientras que en los sedimentos finos se tiene poca gradiente en los ríos como El Amazonas (Armijos, 2015). En general, los sedimentos finos se distribuyen uniformemente en toda la sección transversal de la corriente (Richardson et al., 1990).

Figura 21. Distribución vertical de sedimentos en el río Missouri en la ciudad de Kansas de la concentración de material en suspensión para diferentes granulometrías.



Fuente: Adaptado de ASTMD4411-03 (2014) .

2.1.7.4.5 Modelamiento del perfil vertical de concentración de sedimentos en suspensión

Generalmente, la curva de distribución vertical de concentración de sedimentos en suspensión es logarítmica.

Según [Van Rijn \(1993\)](#) muchos modelos analíticos son capaces de describir la distribución de concentración en toda la profundidad del agua. Los modelos pueden ser divididos en

- Modelo de difusión o conservación de la masa.
- Modelo de conservación de la energía.
- Modelo estocástico.

En la presente investigación nos apoyaremos en modelos de difusión o conservación de la masa. Según [Garcia & Parker \(1991\)](#) el modelo de

la conservación de la masa sostiene que los sedimentos en suspensión están sujetos al fenómeno de la difusión debido a la turbulencia del flujo según Ecuación [2-38] (ecuación de advección-difusión de sedimentos en suspensión 3D promediada en el período de la turbulencia):

$$\frac{\partial \bar{c}_s}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u} \bar{c}_s}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v} \bar{c}_s}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w} \bar{c}_s}{\partial z} - \frac{\partial \overline{w_s c'_s}}{\partial z} = - \frac{\partial}{\partial x} (\overline{u' c'_s}) - \frac{\partial}{\partial y} (\overline{v' c'_s}) - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w' c'_s}) \quad [2-38]$$

Donde:

w_s : velocidad de caída de la partícula de sedimento

$\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$: velocidades del flujo en los ejes x, y, z respectivamente.

\bar{c}_s : la concentración volumétrica de sedimentos en suspensión.

$\overline{u' c'_s}, \overline{v' c'_s}, \overline{w' c'_s}$: producto velocidad-turbulentas y concentración en x, y, z

Un modelo (2D y 3D) para la distribución vertical de los sedimentos se fundamenta en la ecuación de difusión de sedimentos (Ecuación [2-38]). Seguidamente, mostramos el modelo de difusión en un espacio bidimensional (2D). La Ecuación [2-39] describe el perfil vertical de la concentración de sedimentos en suspensión en condiciones de equilibrio, es decir, flujo permanente y uniforme en un canal rectangular ancho con transporte en suspensión invariable en el tiempo y el espacio:

$$-w_s \bar{c}_s + \overline{w' c'_s} = 0 \quad [2-39]$$

Luego usamos la ley de [Fick \(1855\)](#)-Ecuación [2-40]:

$$\overline{w' c'_s} = -\varepsilon_s \frac{d\bar{c}_s}{dz} \quad [2-40]$$

Reemplazando la expresión de la Ecuación [2-40] en la Ecuación [2-39] y luego llevándolo a una relación bidimensional lo podemos expresar del siguiente modo, Ecuación [2-41]:

$$\varepsilon_s \frac{dc}{dh} + cw_s = 0 \quad [2-41]$$

Donde:

ε_s : coeficiente de difusión de mezcla de sedimentos del fluido.

c : concentración de los sedimentos en suspensión [mg/l]

w_s : la velocidad de caída del grano de sedimento [m/s].

h : altura h desde el fondo [m]

Para la Ecuación [2-39] se asumió condición de equilibrio, para los granos de sedimentos, en la vertical (la fuerza de turbulencia y la de gravedad son iguales).

La Ecuación [2-41] es válida para concentraciones (menores a 10 kg/m^3) porque la velocidad de caída es asumida constante (w_s : Ley de Stokes). En mezclas de alta concentración la velocidad de caída no es constante, sin embargo, depende de la concentración de partículas porque las partículas están chocando unos con otros durante su descenso (Van Rijn, 1993).

La solución de la Ecuación [2-41] depende del tipo de distribución para el coeficiente de difusión en la dirección vertical. Si utilizamos una expresión parabólica (Ecuación [2-42]) obtenemos el Modelo de Rouse. Si utilizamos una ecuación lineal (Ecuación [2-43]) obtenemos el Modelo Exponencial. A la combinación del Modelo de Rouse y Exponencial se le denomina Modelo de Van Rijn o Modelo de Rouse Modificado, la cual consiste en adoptar ε_m para $y/h \geq 0.5$ un perfil parabólico (Ecuación [2-42]) en la mitad inferior de la vertical y un perfil constante en la mitad superior (Ecuación [2-43]). Sin embargo, Coleman(1970) corroboró empíricamente para diferentes granulometrías que el mejor coeficiente de difusión es de tipo parabólico.

$$\varepsilon_m = kV_*h\left(1 - \frac{h}{y}\right) \quad [2-42]$$

$$\varepsilon_m = kV_*h \quad [2-43]$$

Donde:

k : constante de Von Karman

h : altura h desde el fondo [m]

2.1.7.4.5.1 *Modelo de Rouse:*

El precursor del modelado de sedimentos en suspensión fue [Hunter Rouse \(1937\)](#) y al se debe su nombre del modelo.

Si tomamos la expresión parabólica teniendo en consideración las condiciones de turbulencia, para los ríos, podemos expresar el esfuerzo de corte turbulento según la Ecuación [2-44] y el coeficiente de dispersión según Ecuación [2-45].

$$\tau_h = \varepsilon_m \rho \frac{dv_h}{dh} \quad [2-44]$$

$$\varepsilon_s = \beta \varepsilon_m \quad [2-45]$$

Donde:

ρ : densidad del fluido

β : factor de diferencia de difusión sólido-fluido

τ_y : esfuerzo cortante para un fluido turbulento

ε_m : coeficiente de difusión de cantidad de movimiento del fluido

Asumimos que se trata de un río ancho; el esfuerzo cortante en el fondo (Ecuación [2-6]), la velocidad de corte (Ecuación [2-8]), la distribución logarítmica de las velocidades (Ecuación [2-18]) y el coeficiente de difusión (Ecuación [2 45]) al reemplazar y operar en la Ecuación [2-44] se tiene la Ecuación [2-46]:

$$\varepsilon_s = \beta \left(\frac{\gamma S [y-h]}{\rho \frac{V_*}{kh}} \right) = \beta k V_* h \left(1 - \frac{h}{y} \right) \quad [2-46]$$

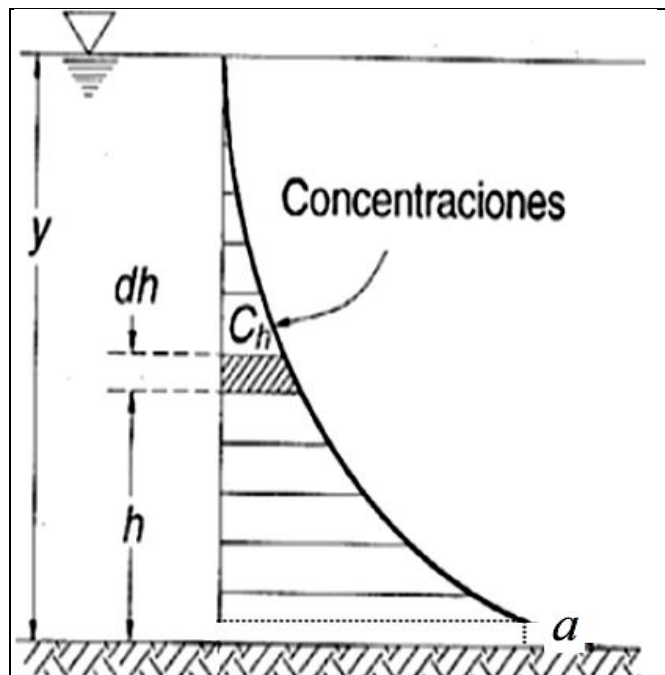
Reemplazando en la Ecuación [2-41] se tiene la expresión Ecuación [2-47].

$$\beta k V_* h \left(1 - \frac{h}{y}\right) \frac{dc}{dh} + c w_s = 0$$

[2-47]

Integrando la Ecuación [2-47], desde $h=a$ hasta $h=h$ se tiene, Ecuación [2-48] la cual se denomina "Perfil de Rouse" o "Modelo de Rouse" (Figura 22):

Figura 22. Perfil de concentración de sedimentos en un vertical



Fuente: Adaptado de Rocha (1998).

$$\frac{c_h}{c_a} = \left(\frac{y-h}{y-a} * \frac{a}{h} \right)^z$$

[2-48]

Donde:

a : espesor de la capa de fondo, se asume como $0.05y$

y : tirante del agua [m]

c_h : concentración de sedimentos a una altura h desde el fondo [mg/l]

c_a : concentración de sedimentos de referencia a una altura a del fondo [mg/l]

V_* : velocidad de corte [m^2/s]

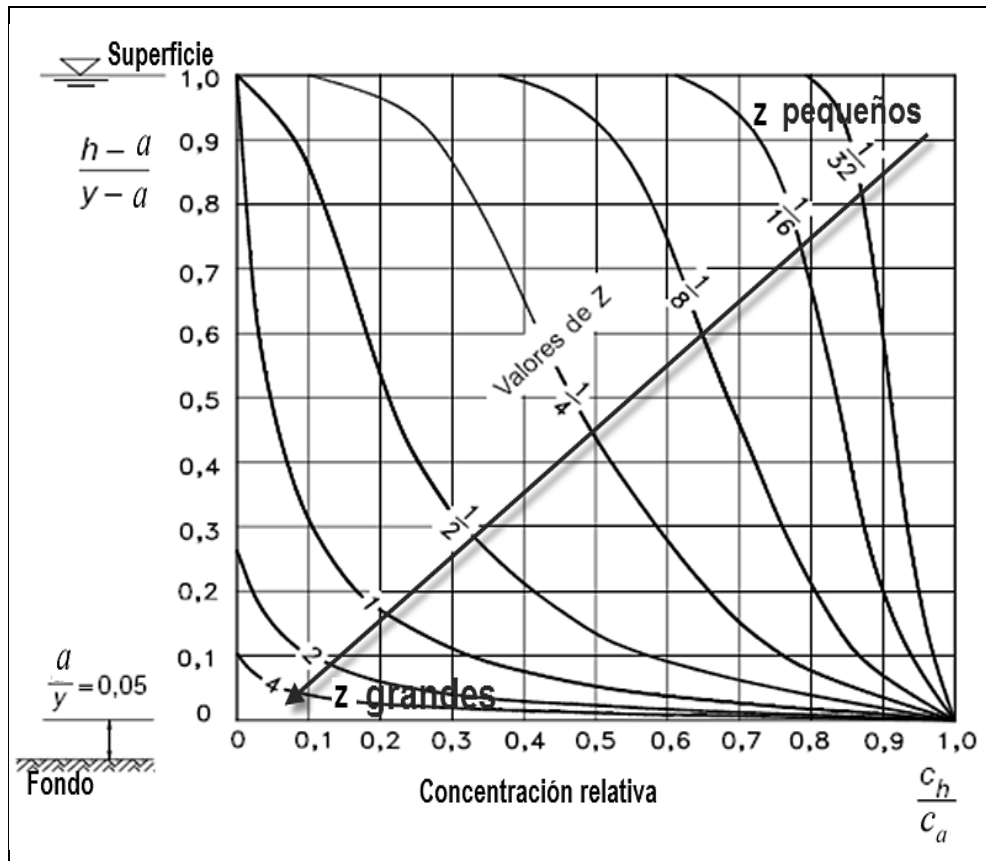
$z = \frac{w_s}{\beta k V_*}$, z : parámetro de suspensión de Rouse

$k = 0.4$: coeficiente de Von Karman

$\beta = 1$: coeficiente.

El parámetro de suspensión, z , refleja el cociente entre las fuerzas de gravedad y la fuerza de sustentación actuando sobre una partícula suspendida. Es un parámetro descriptivo de la distribución vertical del sedimento en suspensión. En la Figura 23 se muestra el abanico de Perfiles de Rouse posibles según " z ".

Figura 23. Gráfico de distribución vertical de sedimentos suspendidos.



Fuente: adaptado de Richardson et al. (1990).

Interpretación del abanico de perfiles según los valores de " z ":

Valores pequeños de " z " conducen a distribuciones uniformes de concentración. Las partículas suspendidas son de granulometría fina y por ende su velocidad de caída es menor con respecto a la velocidad de corte del fondo según Van Rijn (1993) y Richardson et al. (1990).

Valores grandes de " z " conducen a distribuciones exponenciales de concentración. Las partículas suspendidas son de granulometría gruesa y por

ende su velocidad de caída es mayor con respecto a la velocidad de corte del fondo [Van Rijn \(1993\)](#) y [Richardson et al. \(1990\)](#).

2.1.7.4.5.2 *Influencia de las formas de fondo:*

Según [Van Rijn \(1993\)](#) apoyándose en [Einstein \(1950\)](#) señala: cuando hay formas de lecho, no está completamente claro si la velocidad de corte del tamaño del grano (V^*) o la velocidad de corte del lecho (V'^*) total se debe usar para calcular el parámetro "z". Los efectos no pueden ser ignorados y se propuso utilizar el valor V^* general para calcular el parámetro "z". [Ikeda & Asaeda \(1983\)](#) midieron los perfiles de concentración en experimentos con y sin formas de fondo (risos, dunas y antidunas). Sus resultados experimentales muestran un gran efecto de las formas de fondo en los perfiles de concentración. Observó que los perfiles de concentración medidos en experimentos con formas de lecho eran mucho más uniformes que los medidos en un experimento con un lecho plano en la misma condición hidráulica ($w_s / V^* = 0.6$). Las formas del fondo parecen causar una mezcla más intensa de partículas suspendidas.

2.1.8 Optimización:

Utilizando los fundamentos teóricos desarrollado para los modelos de distribución del perfil de velocidades y de concentración de sedimentos en suspensión se busca determinar los parámetros que generen las mejores bondades de ajuste para ello se recurre al concepto de optimización.

Optimización es el proceso de hallar el máximo o mínimo relativo de una función, generalmente sin la ayuda de gráficos (Orihuela, 2009).

Los problemas de optimización se componen generalmente de tres ingredientes: Función objetivo, variables y restricciones (Ramos, Sánchez, Ferrer, Barquín & Linares, 2010).

2.1.8.1 Componentes

Los componentes de los problemas de optimización son:

- Función Objetivo: Expresión matemática de la cual se desea maximizar o minimizar (Ramos et al., 2010).
- Variables: Valores numéricos que afectan el valor de la función objetivo. Las variables pueden ser dependientes o independientes (D. Montgomery, Peck & Vining, 2006).
- Restricciones: conjunto de relaciones que ciertas variables deben satisfacer (expresadas mediante ecuaciones). Las restricciones reducen la cantidad de alternativas posibles, definiendo un espacio acotado de soluciones factibles (Baquela & Redchuk, 2013).

Resolver es el proceso de hallar los valores de las variables para hacer óptima la función objetivo cumpliendo las restricciones (Ramos et al., 2010).

2.1.8.2 Modelo y Modelado

Un modelo es una representación matemática simplificada de una realidad compleja. Modelar es la acción de construir un modelo, de ajustar la realidad. Implica la relación entre el modelador y el conocimiento de la representación en la realidad (RAE, 2018).

El Modelado es la ciencia que ayuda a determinar y detectar la relación entre datos. Considera algunas suposiciones y aproximaciones. Tiene algoritmos específicos de solución. Finalmente, soluciona el modelo. Las ventajas de realizar un modelado son: organiza la información, estructura la comprensión del comportamiento del sistema. Indica la dirección de decisiones para realizar algunas mejoras (Ramos et al., 2010).

2.1.8.3 Métodos:

Según Baquela and Redchuk (2013) los métodos de resolución por cálculo apelan al cálculo de derivadas para determinar los valores del dominio en la cual la función presenta un máximo o un mínimo. Son métodos de optimización muy robustos.

La teoría de optimización clásica o programación matemática está constituida por un conjunto de resultados y métodos analíticos y numéricos enfocados a encontrar a la mejor opción de entre una colección de alternativa, sin tenerlas que enumerar y evaluar explícitamente todas.

2.1.8.4 Máximos y mínimos de una función

2.1.8.4.1 Función objetivo de una variable

Sea D el dominio de $y=f(x)$, definimos:

$c \in D$ es un máximo de $f \leftrightarrow f(x) \leq f(c) \quad \forall x \in D$, si el valor de f en c es estrictamente mayor, $f(x) < f(c)$, que cualquier otro punto de D , entonces c es un máximo absoluto.

$d \in D$ es un mínimo de $f \leftrightarrow f(x) \geq f(d) \quad \forall x \in D$, si el valor de f en d es estrictamente menor, $f(x) > f(d)$, que cualquier otro punto de D , entonces c es un mínimo absoluto.

Según Orihuela (2009) los puntos anteriores son denominados usualmente punto críticos o valores óptimos. Los pasos para determinar los máximos y mínimos de una función son:

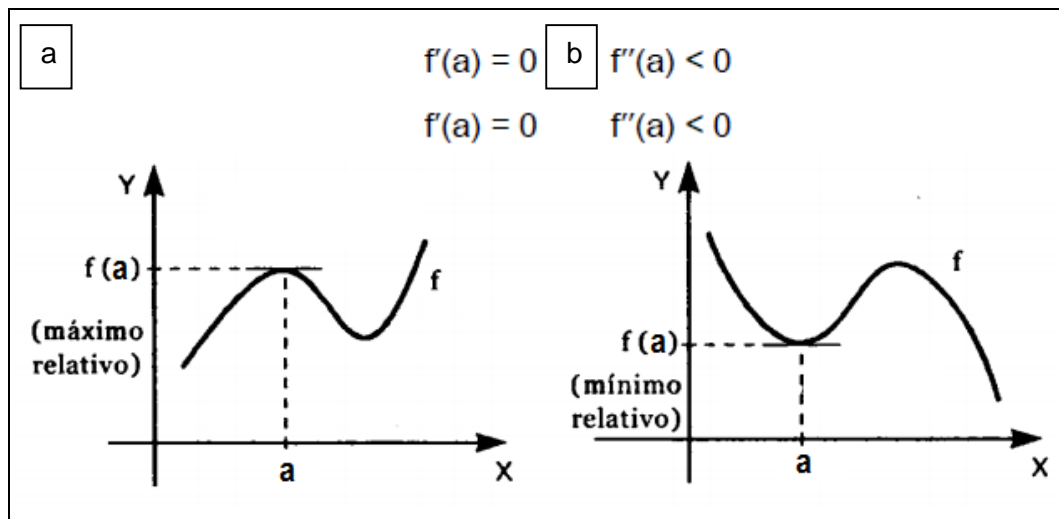
1. Identificar los puntos críticos u óptimos: En general x_0 es un punto crítico de f si $f'(x_0) = 0$.
2. Tomar la segunda derivada, evaluar los puntos críticos, y revisar los signos. Esta condición es llamada "condición suficiente". Si un punto crítico es "a", entonces:

$f''(a) < 0$, función cóncava en "a", por ende, un máximo relativo (ver Figura 24 a).

$f''(a) > 0$, función convexa en "a", por ende, un mínimo relativo (ver Figura 24b).

$f''(a) = 0$, el test es inconcluso no se puede dar afirmaciones.

Figura 24. Se muestra los puntos críticos de una función, máximo relativo(a) o mínimo relativo (b).



Fuente: Adaptado de Venero (2001)

2.1.8.4.2 Función objetivo de dos variables

Sea D el dominio de $z=f(x,y)$, definimos:

Para que una función como $z = f(x, y)$ tenga un mínimo o máximo relativo, tres condiciones deben ser satisfechas (Orihuela, 2009):

Primero, las derivadas parciales (Ecuación [2-49]) de primer orden f' deben simultáneamente ser iguales a cero, la cual indica que en un punto dado (a,b) sea "punto crítico".

$$\frac{\partial f}{\partial x} = 0 \quad \text{y} \quad \frac{\partial f}{\partial y} = 0$$

[2-49]

Segundo, las derivadas parciales de segundo orden deben ser negativas cuando ellas son evaluadas en el punto crítico (a,b) para un máximo relativo y positivas para un mínimo relativo.

Tercero, el producto de las derivadas parciales de segundo orden evaluadas en el punto crítico debe exceder el producto de las derivadas parciales cruzadas también evaluadas en dicho punto.

La Tabla 2 muestra el resumen de condiciones que se cumplen en los puntos críticos de una función de dos variables.

Tabla 2. Resumen de máximos o mínimos de una función de dos variables

Condición	Máximo	Mínimo
Primero orden	$f_x=f_y=0$	$f_x=f_y=0$
Segundo Orden	$f_{xx}, f_{yy}>0$ y $f_{xx}>(f_{xy})^2$	$f_{xx}, f_{yy}>0$ y $f_{xx}<(f_{xy})^2$

Fuente: Orihuela (2009)

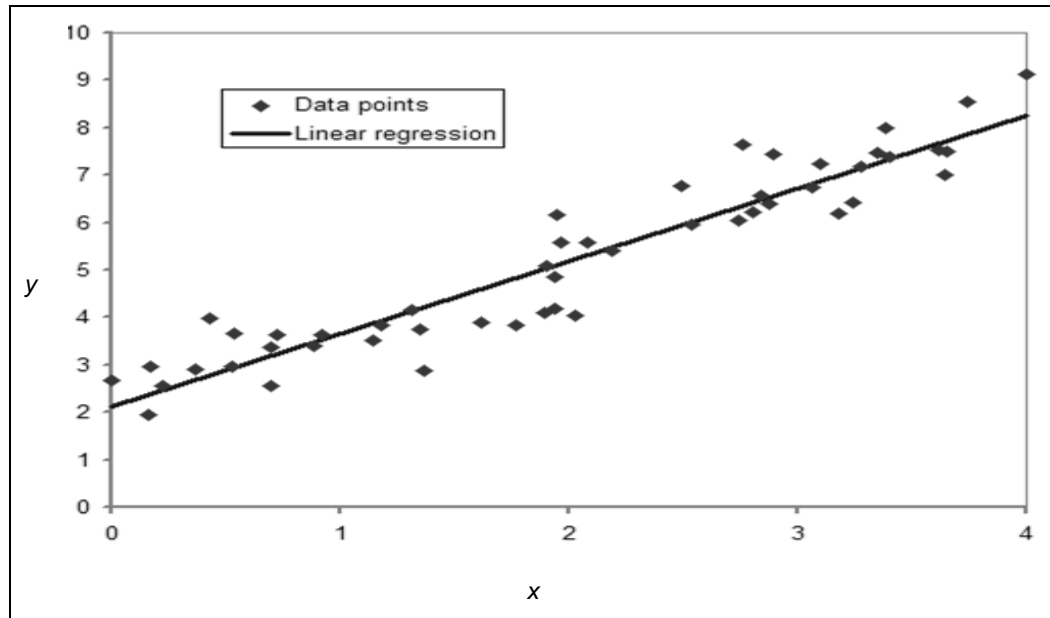
Hay un caso típico cuando el modelo es una recta y se tiene dos variables, una dependiente y otra independiente x. Si queremos hallar tanto la pendiente como la intersección con el eje x de esta recta se realiza el proceso conocido como regresión lineal simple. Donde las dos variables se determinan teniendo como función objetivo al error cuadrático acumulado. Se busca minimizar el error cuadrático acumulado.

2.1.8.4.2.1 Regresión lineal Simple

Según D. C. Montgomery (2008) una regresión lineal simple viene a ser el cálculo de la ecuación correspondiente a la línea que mejor describe la relación entre la una variable dependiente y una variable independiente. Dicha

ecuación representa la línea que mejor se ajusta a los puntos en un gráfico de dispersión (ver Figura 25).

Figura 25. Representación de una ecuación de regresión lineal simple para la relación entre x e y .



Fuente: Adaptado de Carrasquilla et al. (2016).

La regresión lineal, tiene una variable dependiente o respuesta, sirve para modelar un fenómeno que ayudará a predecir respuestas según la variable independiente o predictora.

La ecuación de la recta es la Ecuación [2-50].

$$y = b_0 + b_1x$$

[2-50]

Donde:

y : es la variable dependiente

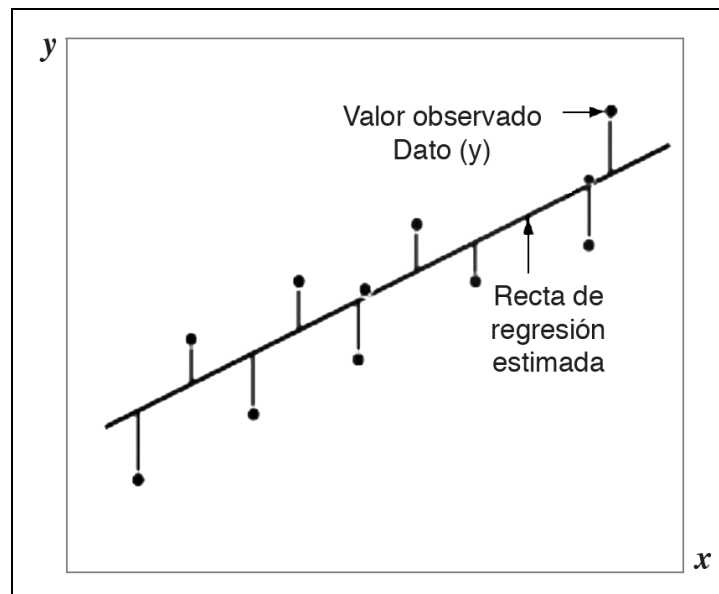
x : es la variable independiente

b_0 : es la intersección de la recta con el eje x

b_1 : es la pendiente de la recta

Como la regresión es una tendencia, se tiene puntos por encima y debajo de la recta generada, la distancia entre las variables modelada y la data se denomina residuo (ver Figura 26). Cuanto más cerca estén la nube de puntos alrededor de la recta la regresión será mucho mejor.

Figura 26. Representación de los mínimos cuadrados.



Fuente: Carrasquilla et al. (2016).

2.1.8.4.2.2 Medidas de bondad de ajuste

Se utiliza el método denominado mínimos cuadrados la cual consiste en utilizar el indicador estadístico denominado " raíz del error cuadrático medio" (RMSE por sus siglas en inglés). El mejor ajuste será si los valores adoptados por b_0 y b_1 minimizan la suma de los cuadrados de las distancias entre los datos y la línea de regresión ajustada.

La distancia entre un dato puntual y el valor estimado por la recta de regresión se denomina error (Ecuación [2-51]). Los errores se indican mediante $e_1, e_2, e_3, e_4, \dots, e_n$.

$$\begin{aligned}
 e_1 &= \text{diferencia entre el primer dato } 1 \text{ y la línea de regresión estimada} \\
 &= y_1 - (b_0 + b_1x_1) \\
 e_2 &= y_2 - (b_0 + b_1x_2) \\
 e_3 &= y_3 - (b_0 + b_1x_3) \\
 e_n &= y_n - (b_0 + b_1x_n)
 \end{aligned}
 \tag{2-51}$$

Entonces el RMSE queda definido según la ecuación [2-52].
 RMSE es nuestra función objetivo.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_1^n [y_i - (b_0 + b_1 x)]^2}{n}} \quad [2-52]$$

Teniendo en cuenta que la expresión $\sum_1^n [y_i - (b_0 + b_1 x)]^2$ interior de la raíz de la es la única que varía y además es positivo podemos despejarlo para simplificar los cálculos de optimización. Luego nuestra nueva función objetivo viene a ser el error cuadrático total (ECT) según Ecuación [2-53] con variables b_0 y b_1 :

$$\text{Error Cuadrático Total} = \sum_1^n e_i^2 = \sum_1^n [y_i - (b_0 + b_1 x)]^2 \quad [2-53]$$

Donde:

e_i : error de la muestra i

\sum_1^n : sumatoria desde i hasta n

Aplicamos los conceptos del cálculo diferencial explicado líneas arriba a nuestra nueva función Objetivo ECT. Sólo tiene mínimo ya que es una expresión cuadrática, es decir, no será necesario aplicar el criterio de la segunda derivada. Aplicamos la primera derivada y se tiene las Ecuaciones [2-54] y [2-55].

$$\frac{\partial \sum_1^n e_i^2}{\partial b_0} = \frac{\partial \left(\sum_1^n [y_i - (b_0 + b_1 x)]^2 \right)}{\partial b_0} = 0 \quad [2-54]$$

$$\frac{\partial \sum_1^n e_i^2}{\partial b_1} = \frac{\partial \left(\sum_1^n [y_i - (b_0 + b_1 x)]^2 \right)}{\partial b_1} = 0 \quad [2-55]$$

Luego de resolver las Ecuaciones [2-54] y [2-55] se tiene la Ecuación [2-56].

$$\sum_1^n y_i = nb_0 + b_1 \sum_1^n x_i \quad [2-56]$$

Despejando b_0 y b_1 , se obtiene las expresiones [2-57].

$$\left. \begin{aligned}
 b_1 &= \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left[\sum_{i=1}^n x_i \right]^2} \\
 b_0 &= \bar{y} - b_1 \bar{x}
 \end{aligned} \right\} [2-57]$$

2.1.8.4.2.2.1 Coeficiente de correlación de Pearson.

Sean x e y variables aleatorias con medias u_x y u_y y varianzas σ_x^2 y σ_y^2 , respectivamente. La correlación ρ entre m y n es Ecuación [2-58]:

$$r = \frac{Cov(x, y)}{\sqrt{(Var_x)(Var_y)}} [2-58]$$

Donde:

x, y : variables aleatorias

$Cov(x, y)$: covarianzas de x e y

r : coeficiente de pearson

Var_x : varianza de x

σ_x^2 : varianza de x

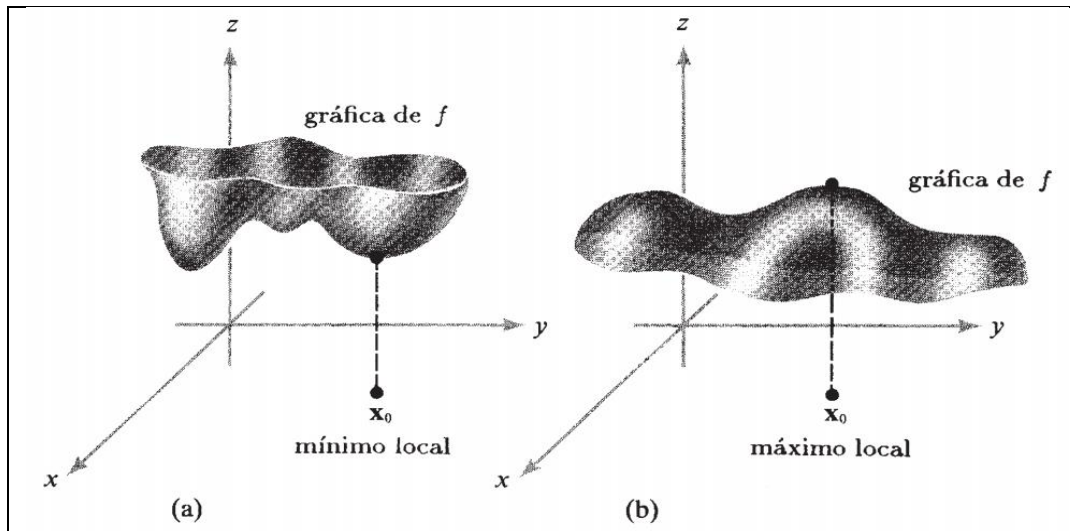
u_x, u_y : medias muestrales de x e y

El coeficiente de pearson r sirve para indicar el grado de correlación entre la variable dependiente x y la variable independiente y . El valor del coeficiente del grado de correlación r toma valores en el rango de -1 y 1. Así tenemos los siguientes casos: a) si $r=1$, la correlación es perfecta, b) si $r=0$, no hay correlación y c) si $r=-1$ hay una correlación negativa perfecta. Generalmente se trabaja con r^2 denominado coeficiente de determinación. Mientras $r^2 \rightarrow 1$ la bondad de ajuste del modelo es mucho mejor.

2.1.8.4.3 Función objetivo de variables reales

Entre las características geométricas básicas de la gráfica de una función están sus puntos extremos (ver Figura 27), en los cuales la función alcanza sus valores máximos y mínimos que pueden ser locales o absolutos. A continuación, basándonos en un nuevo método vamos a determinar los puntos críticos. Vamos a empezar haciendo las definiciones básicas (Marsden, Tromba, & Mateos, 1991).

Figura 27. Puntos extremos: mínimo local(a) y máximo local(b)- función de dos variables.



Fuente: Marsden et al. (1991).

Definición 1. Sea $D \subseteq R^n$ un conjunto abierto y $f: D \rightarrow R^n$ una función con derivadas segundas continuas en D . El punto $P_0 = (x_1^0, \dots, y_n^0)$ es un punto crítico de f si (Sistema de Ecuaciones [2-59]):

$$\begin{cases} \frac{\partial f(x_1^0, \dots, x_n^0)}{\partial x_1} = 0 \\ \vdots \\ \frac{\partial f(x_1^0, \dots, x_n^0)}{\partial x_n} = 0 \end{cases} \quad [2-59]$$

Donde:

P_0 : punto de una función

(x_1^0, \dots, x_n^0) : coordenadas del punto cero ("0")

f : denota una función

2.1.8.4.3.1 Extremos Restringidos y Multiplicadores de Lagrange

Es común en problemas querer maximizar una función sujeta a ciertas restricciones o condiciones locales.

Teorema del multiplicador de Lagrange: Sean $f: D \subseteq \mathbb{R}^n \rightarrow \mathbb{R}$ y $g: U \subseteq \mathbb{R}^n \rightarrow \mathbb{R}$ funciones suaves dadas. Sean $x_0 \in U$ y $g(x_0)=C$, y sea S el conjunto de nivel para g con valor c (recordar que éste es el conjuntos de puntos $x \in \mathbb{R}^n$ con $g(x)=c$). Suponer que $\nabla g(x_0) \neq 0$.

Sí $f|_S$, que denota a " f restringida a S ", tiene un máximo o un mínimo en S , en x_0 , entonces existe un número real λ tal que (Ecuación [2-60]):

$$\nabla f(x_0) = \lambda \nabla g(x_0) \quad [2-60]$$

Donde:

U, D : dominio de una función

\subseteq : símbolo lógico: "está constituido"

g : función de variable real

∇f : gradiente de f

C : constante

$f|_S$: función f restringida a S

λ : número real

\mathbb{R}^n : conjunto de número reales de n componentes

En la Ecuación [2-60] se dice que las derivadas parciales de f son proporcionales a las de g . Hallar los puntos x_0 en los que ocurre esto, significa resolver el sistema de ecuaciones [2-61].

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial x_1}(x_1, \dots, x_n) &= \lambda \frac{\partial g}{\partial x_1}(x_1, \dots, x_n) \\ \frac{\partial f}{\partial x_2}(x_1, \dots, x_n) &= \lambda \frac{\partial g}{\partial x_2}(x_1, \dots, x_n) \\ &\vdots \\ \frac{\partial f}{\partial x_n}(x_1, \dots, x_n) &= \lambda \frac{\partial g}{\partial x_n}(x_1, \dots, x_n) \\ g(x_1, \dots, x_n) &= \lambda c \end{aligned} \right\} [2-61]$$

para x_1, \dots, x_n y λ .

Otra manera de considerar estas ecuaciones es así: pensar en λ como una variable adicional y formar la función auxiliar $h(x_1, \dots, x_n, \lambda) = f(x_1, \dots, x_n) - \lambda [g(x_1, \dots, x_n) - c]$. En el teorema del multiplicador de Lagrange se dice que para hallar los puntos extremos de $f|_S$ debemos examinar los puntos críticos de h . Estos se encuentran resolviendo el sistema de ecuaciones [2-62].

$$\left. \begin{aligned} 0 &= \frac{\partial f}{\partial x_1}(x_1, \dots, x_n) - \lambda \frac{\partial g}{\partial x_1}(x_1, \dots, x_n) \\ 0 &= \frac{\partial f}{\partial x_2}(x_1, \dots, x_n) - \lambda \frac{\partial g}{\partial x_2}(x_1, \dots, x_n) \\ &\vdots \\ 0 &= \frac{\partial f}{\partial x_n}(x_1, \dots, x_n) - \lambda \frac{\partial g}{\partial x_n}(x_1, \dots, x_n) \\ 0 &= g(x_1, \dots, x_n) - \lambda c \end{aligned} \right\} [2-62]$$

Estas Ecuaciones [2-62] son las mismas que las ecuaciones en el grupo anterior (Ecuación [2-61]). Entonces f debe tener un máximo y un mínimo en S . En particular, si f sólo tiene dos puntos que satisfagan las condiciones del teorema del multiplicador de Lagrange, entonces uno debe ser un máximo y el otro debe ser un mínimo. Evaluado f en cada punto podremos distinguir el máximo del mínimo. Sin embargo, si hay más de dos de dichos puntos, algunos pueden ser punto silla. Además, si S no está acotada, entonces f no necesariamente tiene máximos o mínimos.

Si una superficie S está definida por cierto números de restricciones, a saber, entonces se puede generalizar el teorema del multiplicador

de Lagrange de la siguientes manera (Sistema de Ecuaciones [2-63]): si f tiene un máximo o un mínimo en x_0 en S , deben existir constante $\lambda_1, \dots, \lambda_2$ tales:

$$\left. \begin{array}{l} g_1(x_1, \dots, x_n) = c_1 \\ g_2(x_1, \dots, x_n) = c_2 \\ \vdots \\ g_k(x_1, \dots, x_n) = c_k \end{array} \right\} \quad [2-63]$$

Entonces se puede generalizar el teorema del multiplicador de Lagrange, de la siguiente manera: Si f tiene un máximo o un mínimo en x_0 en S , deben existir constantes $\lambda_1, \dots, \lambda_k$ tales que Ecuación [2-64]:

$$\nabla f(x_0) = \lambda_1 \nabla g_1(x_0) + \dots + \lambda_k \nabla g_k(x_0). \quad [2-64]$$

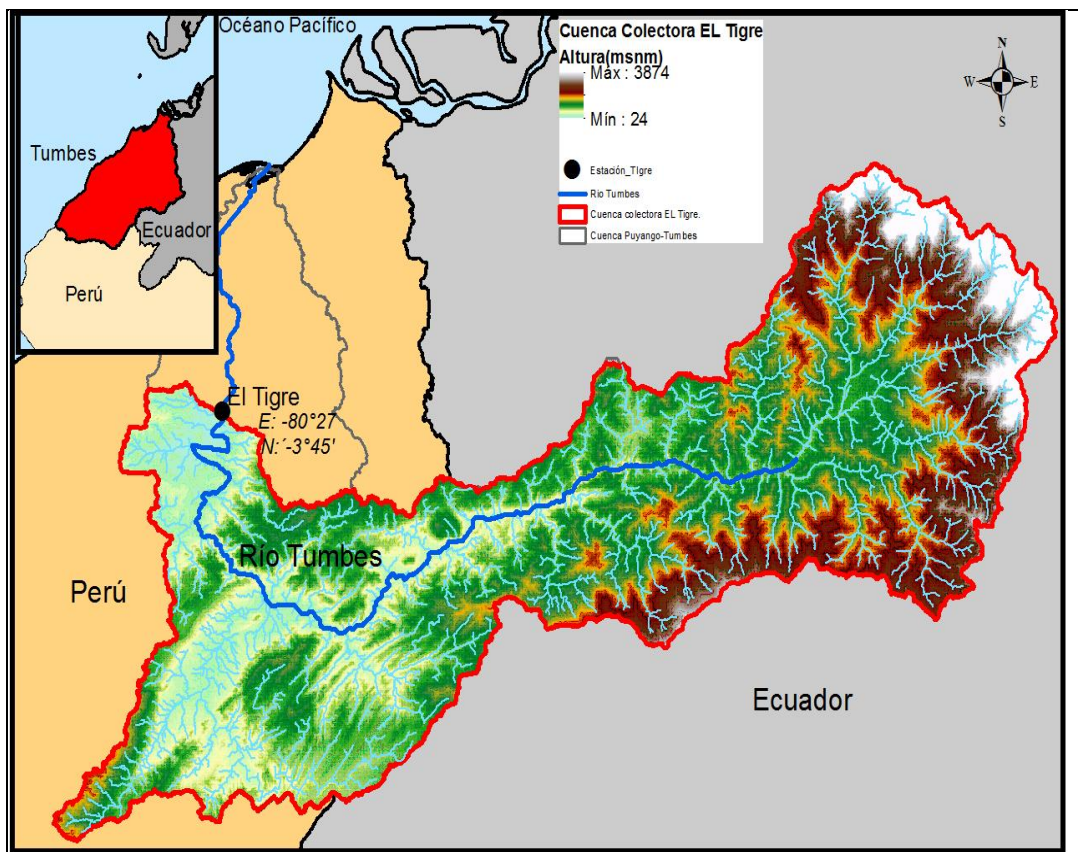
CAPÍTULO III. CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA, HIDRÁULICA Y SEDIMENTOLÓGICA DEL RÍO TUMBES

3.1 GENERALIDADES DE LA CUENCA PUYANGO TUMBES:

3.1.1 Ubicación

La cuenca binacional Puyango-Tumbes (Figura 28) se extiende a través del departamento de Tumbes (Perú) y las provincias de El Oro y Loja (Ecuador). Con una extensión total de 5 530 km², de los cuales el 65 % es ecuatoriana (3 594 km²) y el 35 % es peruana (1 935 km²). El río Puyango-Tumbes recorre de 532 km desde Portovelo hasta su desembocadura en el Océano Pacífico (Núñez & Zegarra, 2006).

Figura 28. Cuenca Puyango-Tumbes cuya área es 5530Km².



Fuente: Elaboración Propia.

Políticamente, la parte peruana de la cuenca del río Tumbes se localiza en el Gobierno Regional de Tumbes y forma parte de los distritos de Tumbes, San Juan de la Virgen, Pampas de Hospital, San Jacinto, La Cruz y Corrales de la provincia y departamento de Tumbes.

El clima en la cuenca peruana del río Tumbes, varía desde el clima desértico en la zona costera al semiárido de las zonas montañosas (alturas hasta 885 msnm) en la parte fronteriza, y está influenciado por la zona de convergencia intertropical además de la interacción de las corrientes marinas de El Niño y de Humboldt. En el Perú, «El Niño» está asociado a un aumento de temperatura en el mar y la región costera, torrenciales lluvias e inundaciones en la costa norte, deficiencia de precipitaciones en la sierra sur, una mayor frecuencia en la ocurrencia de deslizamientos y flujos, incremento del caudal de los ríos de la cuenca del Pacífico.

En la cuenca Puyango-Tumbes está ocurriendo una intensa deforestación, principalmente en la parte media y alta por un mal manejo de la agricultura. Muchos de los bosques son quemados y con el tiempo se convierten en terrenos áridos por pérdida de los suelos, esto es un factor para el incremento de fenómenos geodinámicos (Núñez & Zegarra, 2006).

En la parte baja de la cuenca (manglares), se desarrolla desde hace muchos años una intensa actividad de la industria langostinera, la cual efectúa pozas de diferentes dimensiones donde se vierte agua proveniente de los esteros, observándose en varios lugares el abandono de estas pozas (Núñez & Zegarra, 2006).

La cuenca del río Puyango-Tumbes queda caracterizada morfológicamente por la Tabla 3.

Tabla 3. Característica morfológicos de la cuenca Puyango-Tumbes

Parámetro	Unidad	Puyango-Tumbes		Descripción
Área	Km ²	5530		Mediana
Perímetro	km	620		Mediana
Long. cauce principal	km	247.5		Perú: Río Tumbes
Ancho promedio	km	22.5		Ecuador: Río Puyango Ancha en parte alta
Elev. media	msnm	924.7		Baja elevación
Pendiente del cauce principal	%	Parte baja	Parte media-alta	Baja: Perú Alta: Ecuador
		0.2	7.6	
Orden de las corrientes	-	4		

Fuente: Adaptado de PEBPT (2002)

3.1.2 Precipitaciones

La precipitación en la cuenca Puyango-Tumbes principalmente ocurre en los meses de enero a marzo la cual es del 85% al 90% de la precipitación total anual. La precipitación media anual registrada en las estaciones representativas del lado peruano, Puerto Pizarro y El Caucho, se ubican en altitudes de 1 a 450 msnm y presentan valores entre 300 a 949 mm. Este análisis ha considerado el período lluvioso del fenómeno meteorológico El Niño.

Analizando las precipitaciones, se observó variaciones muy fuertes con períodos de sequía muy importantes, como el del año 1968, y de precipitaciones muy altas como las ocurridas en los años 1983 y 1998 a causa del fenómeno El Niño (Núñez & Zegarra, 2006).

Las precipitaciones máximas en 24 horas, se producen generalmente en las noches, correspondiendo al período enero-marzo. El más alto valor registrado fue el 8 de febrero de 1988 con 235 mm, valor registrado en todas las estaciones ubicadas cerca al litoral. Las máximas precipitaciones registradas en la zona datan de los años 1925, 1932, 1983 y 1998 (Núñez & Zegarra, 2006).

3.2 CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA DEL RÍO TUMBES

3.2.1 Aguas superficiales:

El río Puyango-Tumbes nace en las cordilleras del Zaruma en los Andes occidentales del Ecuador. En su curso medio toma el nombre de Puyango. En el hito Cazaderos a 476 m.s.n.m se unen el río Puyango y la quebrada Cazaderos, ingresando a territorio peruano como un solo curso de agua, de 130 km de longitud, que toma el nombre de río Tumbes hasta desembocar en el Océano Pacífico donde forma un delta (Fuentes et al, 2014).

Las aguas superficiales en el ámbito de las administraciones locales de agua (ALA) del río Puyango-Tumbes en la zona fronteriza comparten el derecho internacional de usarlo. La masa promedio anual representa aproximadamente 3,400 millones de m³ y su aprovechamiento no supera el 10% (MINAG, 2013).

La red hidrográfica del río Puyango-Tumbes tiene un grado de ramificación de 4° orden. La red hidrográfica está formada en su cabecera por numerosas quebradas desde la cordillera Chilla y Cerro Negro. En su parte alta el río es llamado Río Grande, Puyango a partir de su confluencia con el Yaguachi, luego el río Puyango alcanza la quebrada Cazaderos para formar el río Tumbes, donde gira hacia el norte unos 80 km hasta desembocar en el Océano Pacífico cerca de la ciudad de Tumbes. En su origen sus tributarios del río Puyango-Tumbes tienen una pendiente pronunciada de cerca de 7 por mil. La mayor parte del río Tumbes tiene una pendiente aproximada al 2 por mil (Lazarte Araoz, 2002).

La disponibilidad hídrica del río Tumbes medida en la estación el Tigre indica que las descargas medias mensuales varían desde un mínimo de 19m³/s hasta un máximo de 336m³/s, con una media anual de 114m³/s. En épocas de avenidas el caudal medio es de 241 m³/s (Núñez & Zegarra, 2006).

3.3 CARACTERIZACIÓN HIDRÁULICA DE LA ESTACION EL TIGRE

La estación El Tigre viene operando desde 1963; existe interrupción de los registros para los años 1996 y parte de 1997.

Los parámetros hidráulicos determinados de la sección transversal de la estación El Tigre son mostrados en la Tabla 4, fueron determinados por [Quincho \(2015\)](#) para el periodo 2007-2010. Los parámetros hidráulicos que se calcularon fueron: a) Área, b) perímetro mojado, c) radio hidráulico y d) caudal-velocidad media del flujo. Además, analizó su batimetría de la cual se concluyó que la sección no varió significativamente en dicho periodo y que también el río tiende a extenderse a la derecha con caudales mayores a 400 m³/s.

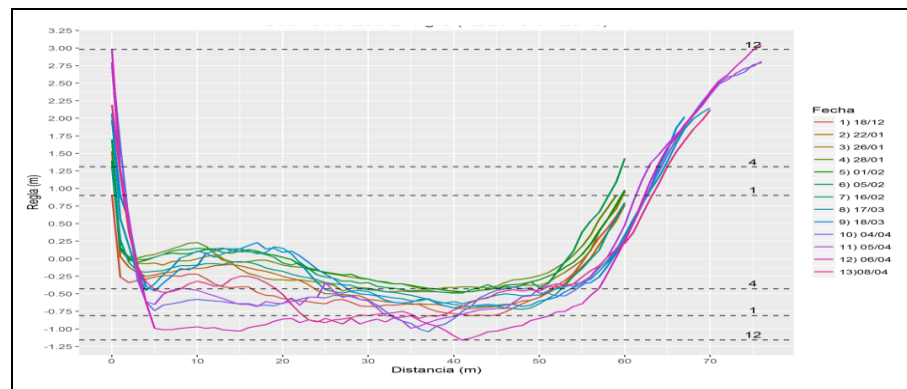
Tabla 4. Parámetros hidráulicos 2007-2010.

Cota (cm)	Caudal Q(m ³ /s)	Área A(m ²)	Perímetro P (m)	Radio Hidráulico R (m)	Velocidad V (m/s)
350	578.73	1591.5	236.4	7	2.5
272	353.36	1155.7	167.2	7	2.06
131	54.08	634.4	136.3	5	0.54
97	21.15	376.4	129.2	3	0.34
91	18.34	462	152.8	3	0.27

Fuente: [Quincho \(2015\)](#).

[Goyburo \(2017\)](#) prosiguió con el análisis de la sección transversal de la zona de control en la estación El Tigre mediante la superposición de los perfiles de batimetría registrada por el ADCP para el periodo diciembre 2015 a marzo del 2016. El concluyó que la sección transversal varía notablemente en periodos corto como se muestra en la Figura 29.

Figura 29. Batimetría de la Estación El Tigre-río Tumbes. (12/2015-04/2016)



Fuente: (Goyburo, 2017).

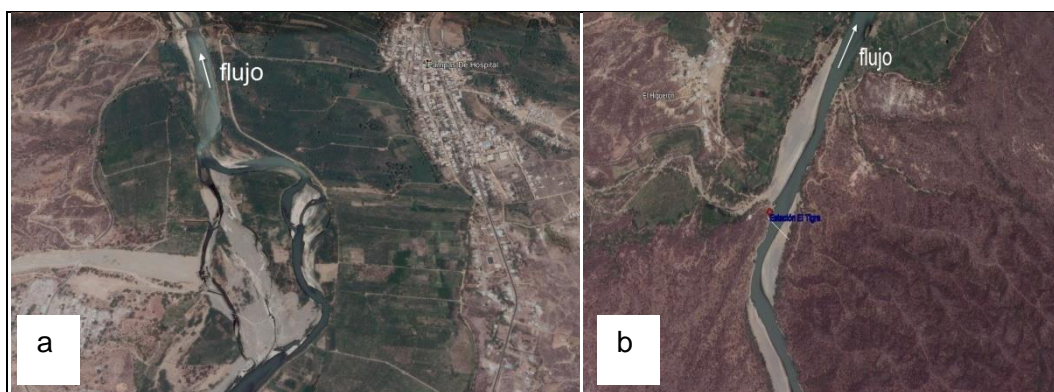
3.4 MORFOLOGÍA FLUVIAL

El río Tumbes es permanente o perenne, siendo en la parte alta de la cuenca de lecho rocoso y encajonado, mientras que en la parte baja se puede apreciar zonas aluviales con menores pendientes que conforman las llanuras de inundación (Fuentes et al., 2014).

La pendiente de un río establece el aspecto más importante para definir el régimen hidráulico. De acuerdo a este parámetro el río Tumbes se comporta como un río de montaña tropical en la parte baja y media de la cuenca (Alonso, 2005).

En parte el río presenta una morfología tipo trezado (Figura 30a), mientras que para el resto del río se comporta con una morfología tipo recto (Figura 30b). Si relacionamos la pendiente con el caudal mediante la relación $i \cdot Q^{0.44} > 0.0116$ (i = pendiente y Q = caudal), entonces el río se comporta como recto (Fuentes et al., 2014).

Figura 30. Río Tumbes: a) tramo trenzado, b) tramo recto



Fuente: Elaboración Propia de Google Earth (2018)

3.5 GRANULOMETRÍA DE LECHO:

La granulometría de lecho de la estación El Tigre, río Puyango-Tumbes, fue determinada por [Quincho \(2015\)](#) quién mediante las calicatas en ambas márgenes del río, apreció las diferencias en la capa superficial debido al fenómeno de acorazamiento con pequeñas gravas en la margen derecha del río aguas abajo. Sin embargo, en la margen izquierda se apreció depósitos de bancos de arenas. Asimismo, determinó que hay presencia de gravas, arenas gravosas con inclusión de canto rodado en ambas márgenes. La granulometría dado por el diámetro medio d_{50} fue 0.0139 m.

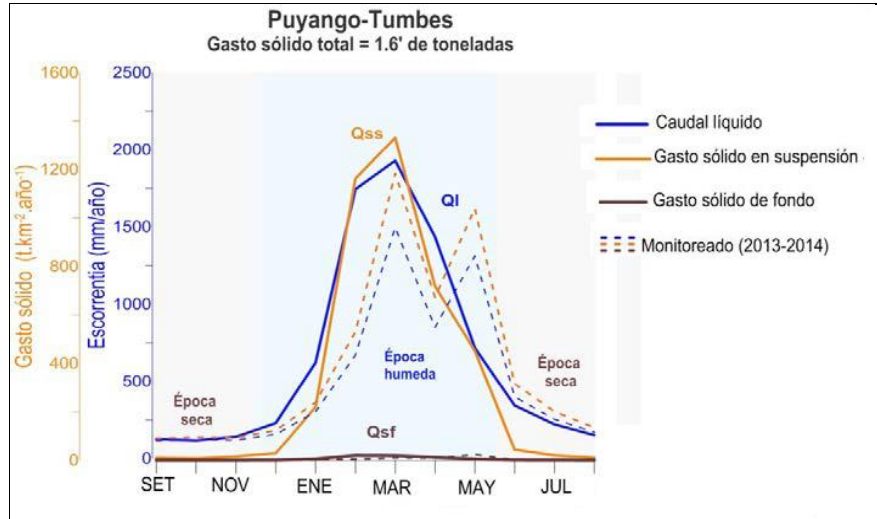
3.6 SEDIMENTOLOGÍA DEL RÍO TUMBES

[Quincho \(2015\)](#) determinó una relación potencial con 90% de confianza entre el caudal sólido (t/d) en suspensión y el caudal líquido (m^3/s) para 2004-2014 con caudales líquidos para la cuenca Puyango-Tumbes (El Tigre). Asimismo, notó que al aumentar el caudal líquido aumentó el flujo de sedimentos en suspensión y ello probablemente ocurre por la presencia de limos y arcilla en el cauce, típico de un río de montaña. Finalmente, comparó el caudal sólido monitoreado (2013-2014) y el histórico como se ve en la Figura 31 de líneas punteadas y líneas continuas respectivamente, donde observó que los mayores picos se dan en febrero, marzo y abril.

Para la cuenca Puyango-Tumbes en la estación El Tigre, se obtuvo un caudal sólido total promedio igual a 1.6 millones de toneladas anuales,

340 t.km⁻².año⁻¹, de los cuales el 92% se transportó durante la época húmeda, el 7 por ciento en transición y solo 1 por ciento durante estiaje (S. Morera, 2014).

Figura 31. Dinámica del transporte de sedimentos en la cuenca del río Puyango-Tumbes.



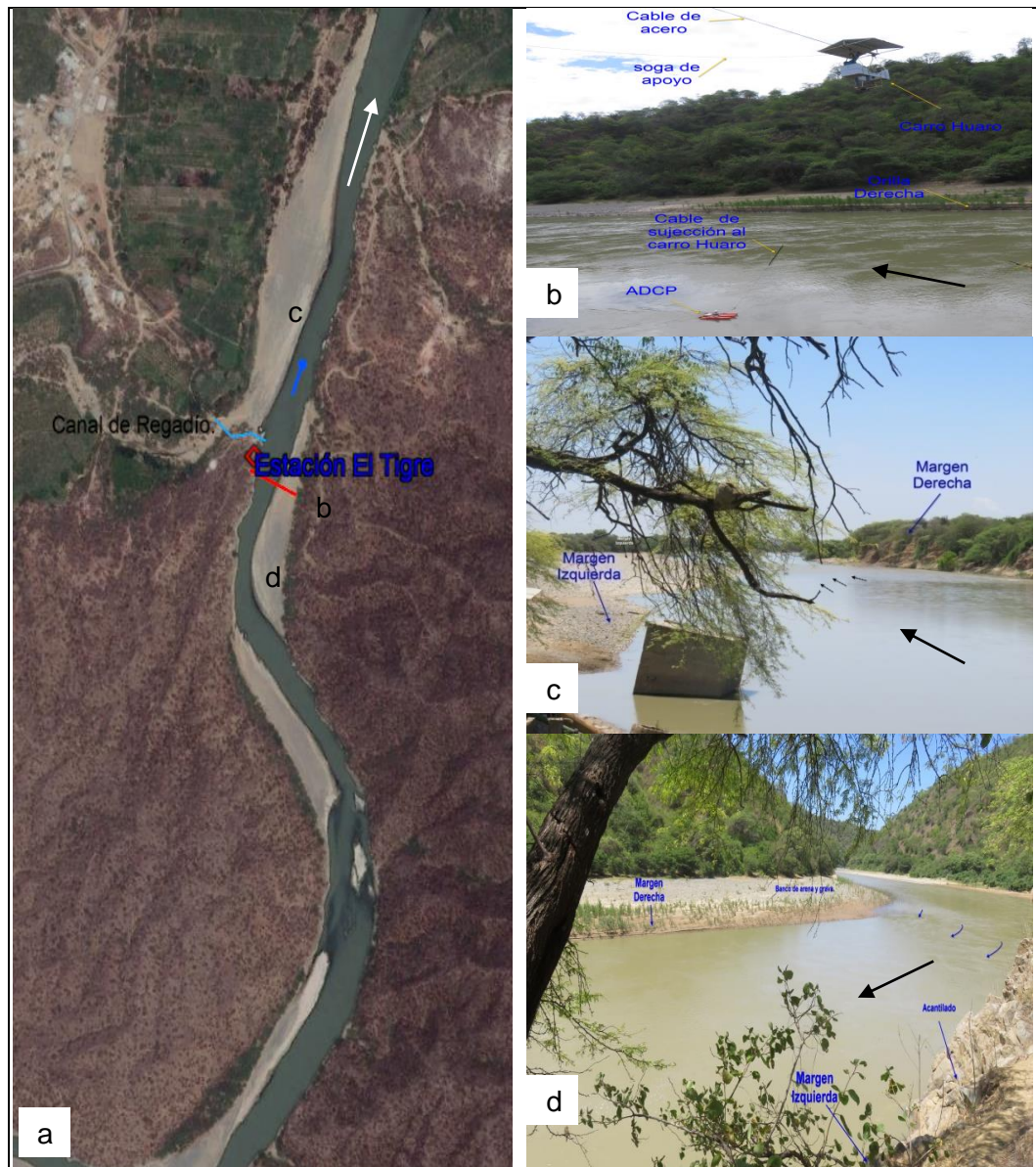
Fuente: Quincho (2015).

3.7 ZONA DE ESTUDIO:

La zona de estudio es el tramo del río Tumbes en las inmediaciones de la estación hidrográfica "El Tigre". La estación El Tigre se encuentra ubicada a 25 km de la ciudad de Tumbes, tiene un área de cuenca colectora aproximada de 4,380 km², altitud 40 msnm, longitud 80°27'W, latitud 3°45' S. Políticamente la estación El Tigre se ubica en el departamento de Tumbes, provincia de Tumbes, distrito de San Jacinto, centro poblado el Higuerón (ver Figura 28).

La estación El Tigre pertenece al SENAMHI y la infraestructura correspondiente es un sistema de cable suspendido-carro huaro conocida localmente como oroya (ver Figura 32)

Figura 32. Estación El Tigre: a) Vista en planta, b) Sección de control-Infraestructura, c) Aguas abajo de la estación y d) Aguas Arriba de la Estación.



Fuente: a) Google Earth-Elaboración Propia, b), c) y d) Elaboración Propia.

Para mayor ilustración de la estación El Tigre revisar ANEXO D

CAPÍTULO IV: ESTUDIO DEL PERFIL DE CONCENTRACIONES DE SEDIMENTOS DEL RÍO TUMBES

4.1 MATERIALES Y EQUIPOS

4.1.1 Materiales y equipos de laboratorio para procesamiento de las muestras de sedimentos en suspensión

Los materiales y equipos usados en el laboratorio fueron:

- Balanza analítica.
- Bolsas Zip Lock.
- Filtros de 0.45 micras de porosidad-celulosa.
- Estufa.
- Sistema de bombas de vacío(Rampa).
- Agua destilada.

Para mayor ilustración revisar Anexo D.

4.1.2 Materiales y equipos para realizar los cálculos

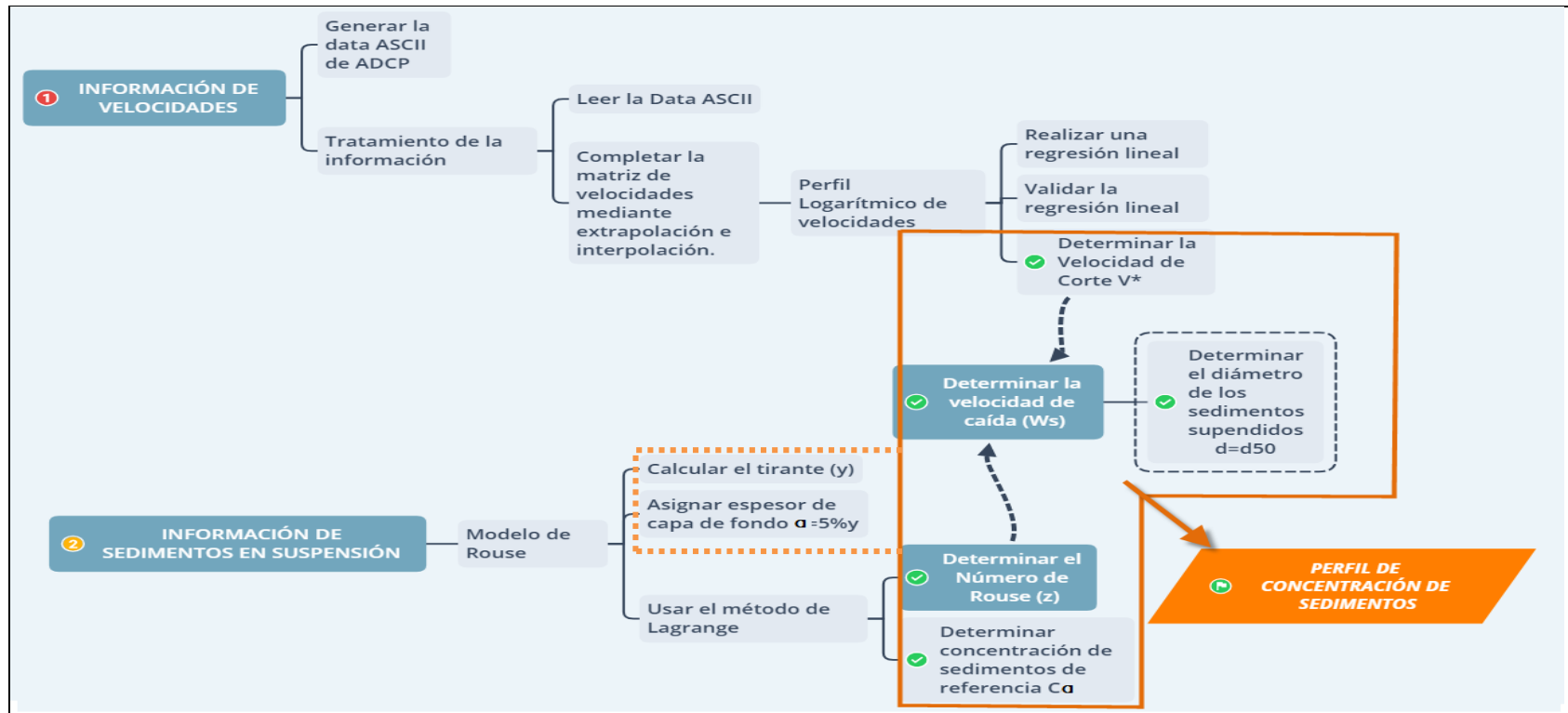
Los materiales y equipos usados fueron:

- Software (WinRiver II, etc.).
- Libreta de apuntes.
- Una laptop Lenovo con Windows 7 – Corel i5.

4.2 METODOLOGÍA

Se muestra la metodología (Figura 33) que se elaboró para generar los perfiles de velocidades y concentración de sedimentos en suspensión.

Figura 33. Esquema de la metodología



Fuente: Elaboración Propia.

4.3 INFORMACIÓN DE VELOCIDADES

La información de velocidades aforadas de la corriente que se utilizó fue tomada durante la campaña de campo efectuada entre marzo y abril del año 2017 (en presencia de Fenómeno El Niño) y en abril del año 2018 (época de avenida normal).

Previo a la adquisición de la información se realizó una visita, en abril del 2018, a la zona de estudio para una pequeña demostración de cómo se realiza las mediciones. En campo las mediciones de las velocidades se realizaron con un perfilador acústico Doppler Río Grande 1200 KH-dinámico (ver Figura 35b). Las mediciones se realizan suspendiendo el ADCP desde un carro huaro que forma parte de la estación tipo oroya de El Tigre (ver Figura 34a).

Figura 34. Medición de las velocidades: a) Aforo, b) ADCP



Fuente: Elaboración Propia.

Adicionalmente, se extrajo la información batimétrica y el caudal que el equipo ADCP proporciona.

4.3.1.1 Tratamiento de la información:

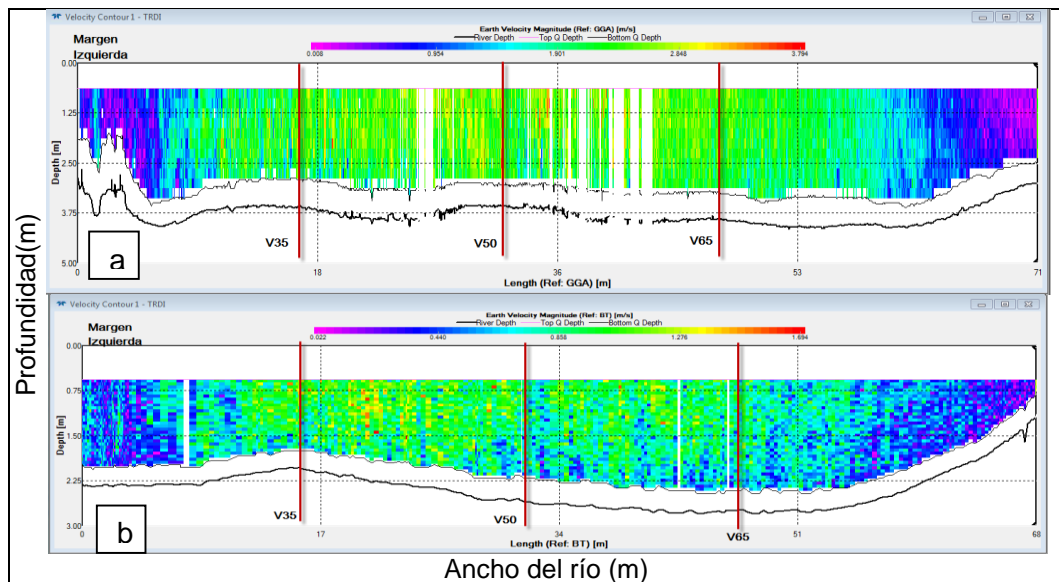
El tratamiento de la información consiste en completar la data faltante de velocidades. Para ello a partir de la data cruda recogida por el ADCP

se generó la data ASCII en WinRiverII, se leyó en Matlab2017b, y se extrapoló e interpoló para completar la data faltante en mención.

4.3.1.1.1 Generación de la Data ASCII

La data ASCII (Código estándar estadounidense para intercambiar información) se generó en el software WinRiverII considerando los formatos GGA y DBT. La data elegida para el 2017 (con presencia de El Niño) fue de tipo GGA -Figura 36a- debido a que el río Tumbes es muy turbulento y DBT -Fig. 36b- para el 2018 (avenida normal).

Figura 35. Datos de velocidades del ADCP leída en WinRiverII. a) 4-4-2017 y b) 17-04-2018



Fuente: Elaboración Propia.

4.3.1.1.2 Lectura de la Data ASCII

La data ASCII es leída en Matlab2017b gracias a las librerías disponibles de Virtual Mapping Tools(VMT). La Figura 35a,b muestra la matriz de velocidades(matriz coloreada) recogida por el ADCP.

- ✓ La matriz de velocidades (Transecto): es la matriz que se genera al leer la data de velocidades del ADCP cuyo número de filas está dado por la profundidad inicial ingresada por el usuario dividida por la altura de cada célula y su número de columnas es igual al número de franjas generadas

durante su recorrido de orilla a orilla. La matriz de velocidades contiene datos numéricos correspondientes a las velocidades del flujo y el resto es nulo.

- ✓ **Ensamble:** Está representado por una columna de la matriz de velocidades.
- ✓ **Célula:** Está representado por un elemento de un ensamble.

Los códigos(scripts) libres de VMT dado por la USGS (Servicio Geológico de Estados Unidos) creado inicialmente por Dan Pearson y Jon Czuba fueron empleados en Matlab2017b.

4.3.1.1.3 *Extrapolación e interpolación de la data*

La matriz de velocidades cruda que el ADCP genera tiene datos incompletos debido a restricciones propias de su funcionamiento y datos que no son recolectados por ser de mala calidad como se muestra en la Figura 36. La región cercana al fondo del cauce, la región cercana a la superficie libre del agua y las orillas no cuenta con información medida por el ADCP, pero es imprescindible para el presente estudio ([Instrument, 2003](#)).

Figura 36. Las áreas moradas son áreas no medidas por el ADCP.



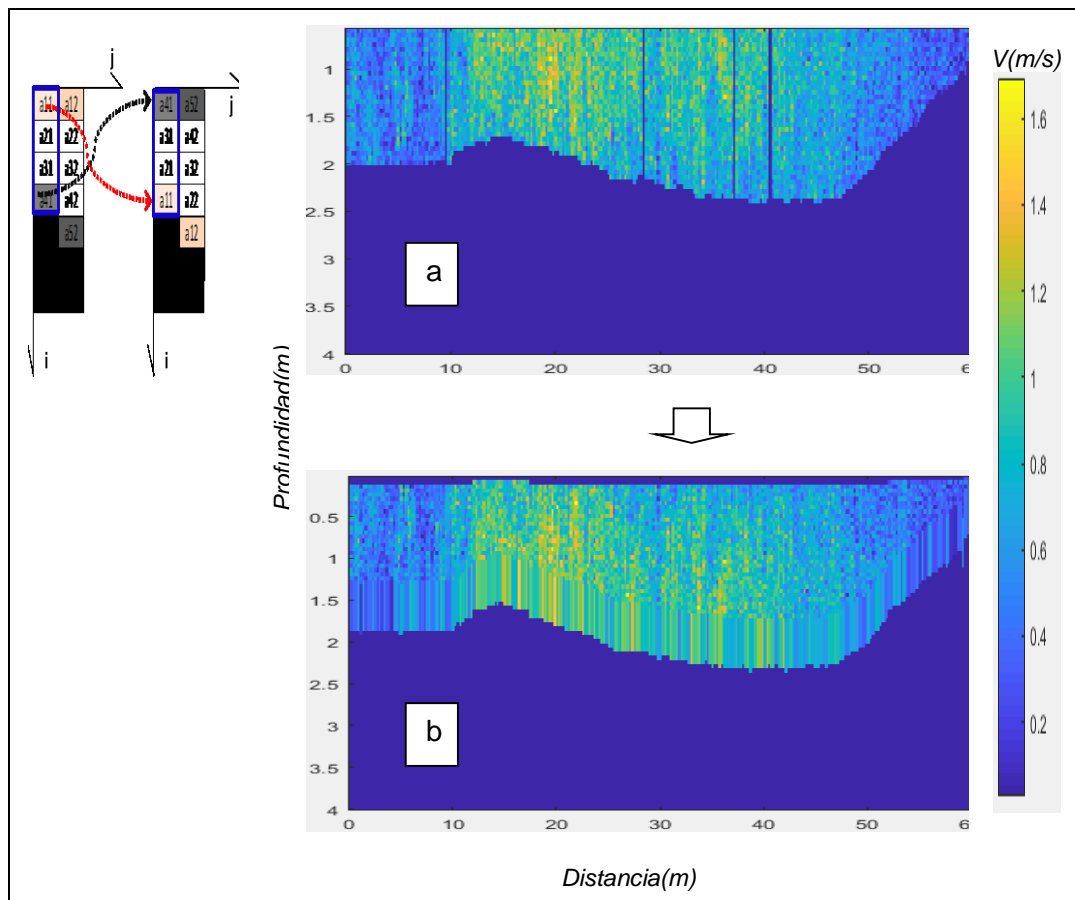
Fuente: *Instrument (2003)*

Mediante extrapolaciones e interpolación se completaron los datos faltantes (Figura 37a) de la matriz velocidad. Los métodos de extrapolación comúnmente usados son: a) En la superficie el método de extrapolación constante, b) para el fondo el método de extrapolación Slip y c) para las columnas (sets) y células (bins) perdidas el método de extrapolación e interpolación exponencial (Instrument, 2003).

Parte del código VMT utilizados realizan a modo de artificio el ordenamiento de los valores de la matriz velocidad respecto del fondo según Figura 37b.

Continuando, los códigos VMT hacen uso de las funciones de Matlab para completar la data con la extrapolación e interpolación constante y slip y exponencial. La función Matlab que realiza estas operaciones es conocida como función "inpaint nans".

Figura 37. Esquema del cambio de referencia de la matriz velocidad.



Fuente: Elaboración Propia a partir de Matlab2017b

Por otro lado, en esta parte se ha extraído la información batimétrica de la sección transversal para cada fecha en la cual se analizó los perfiles de velocidad. Las batimetrías se referenciaron verticalmente con la cota relativa, regla limnimétrica, de la estación El Tigre y horizontalmente al margen izquierdo del río. También, se toma la data de caudal y velocidad media desde el software WinRiverII.

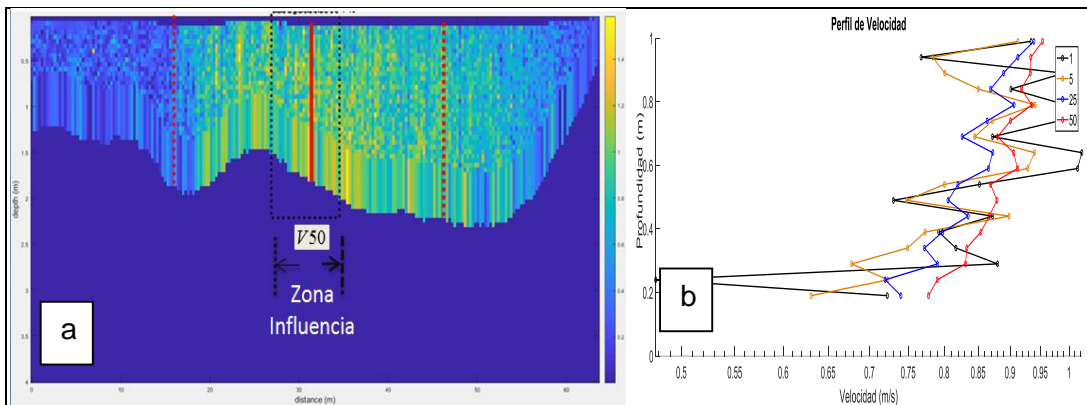
4.3.1.2 Perfil Logarítmico

Para obtener el perfil logarítmico, primero se busca reducir los efectos de la turbulencia afectados por la variación espacial alrededor de la vertical objetivo (V35, V50, V65 y V80) debido a que se midió con un ADCP en modo dinámico.

Variación espacial, conociendo que la zona de influencia es simétrica a la vertical elegida, se determina a partir de la adición de perfiles verticales de velocidad hasta obtener un perfil logarítmico estable y no superará una longitud de 7.5 m ya que es la distancia media entre verticales. Para nuestros fines consideraremos una longitud de 4 m lo que equivale en número de perfiles al 100 como máximo (4 cm ancho de cada ensamble).

En la Figura 38b se puede apreciar la gráfica del perfil de velocidades para 1, 5, 25 y 50 perfiles promediados a cada lado de la zona de influencia (ver Figura 38a) que corrobora que a mayor número de perfiles sumados se va eliminando el efecto de la turbulencia y por ende el perfil toma forma logarítmica para la V50.

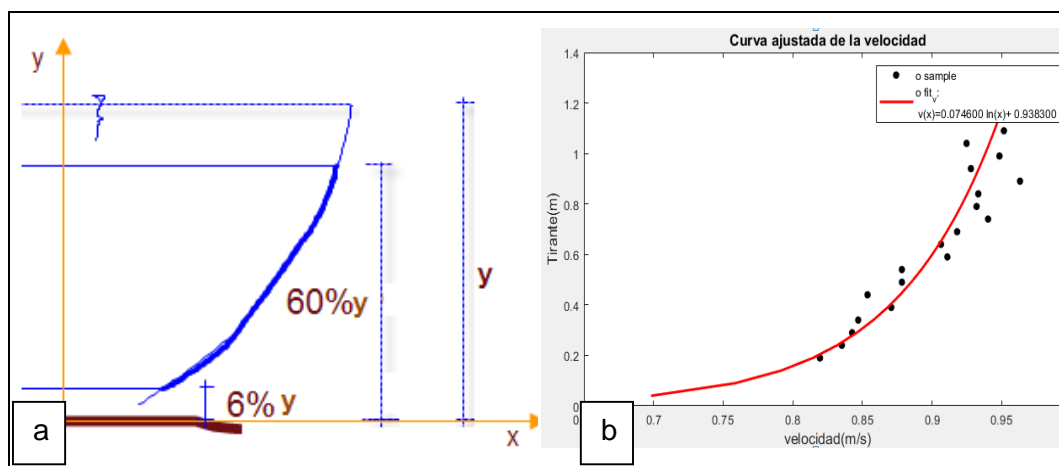
Figura 38. Matriz velocidad en Matlab2017b, se aprecia la zona de influencia V50 del 17/04/2018. Perfiles logarítmicos de velocidad V50 del 17-04-2018.



Fuente: Elaboración Propia a partir de Matlab2017b

La mejor curva de ajuste de cada perfil promedio se obtiene considerando una acotación vertical (dominio y rango). El rango de datos velocidad-profundidad toma en cuenta la data desde el 6%y hasta el 60%y-tirante y (Figura 39a). En el espesor de 6%y queda incluido la capa del transporte sólido de fondo. Por encima del 60%y la fuerza de turbulencia pierde efecto y por ende la velocidad de corte, es decir, según Van Rijn (1993) sólo trabajamos con la capa logarítmica y parte de la capa externa turbulenta (ver Figura 15 y Figura 39b).

Figura 39. Rango de valores del perfil promedio de velocidades tomadas para la regresión lineal (6% a 60% de y). a) Esquema, b) Modelado



Fuente: Elaboración Propia

4.3.1.2.1 Regresión Lineal:

El perfil logarítmico que mejor se ajuste a las mediciones de campo será determinado con regresión lineal. Identificamos sus componentes:

Modelo: Perfil de velocidades de Prandtl-Von Karman (Ecuación [4-1]):

$$v_h = \frac{V_*}{\kappa} \ln\left(\frac{y}{y_0}\right) = a \ln(y) + b \quad [4-1]$$

Donde $V_* = a\kappa$ y $y_0 = e^{\frac{-b}{a}}$

Se realizó el cambio de variable considerando las expresiones:

$x' = \ln(y)$ y $y' = v_h$, las cuales se reemplazaron en la Ecuación [4-1] y se tiene la Ecuación [4-2], la cual viene a ser nuestro modelo :

$$y' = ax' + b \quad [4-2]$$

Función Objetivo: Minimizar el ECT (Ecuación [4-3]).

$$\text{Error Cuadrático Total} = \sum_1^n e_i^2 = \sum_1^n [y_i - (a + bx')]^2 \quad [4-3]$$

Variables: Coeficientes a y b de la recta.

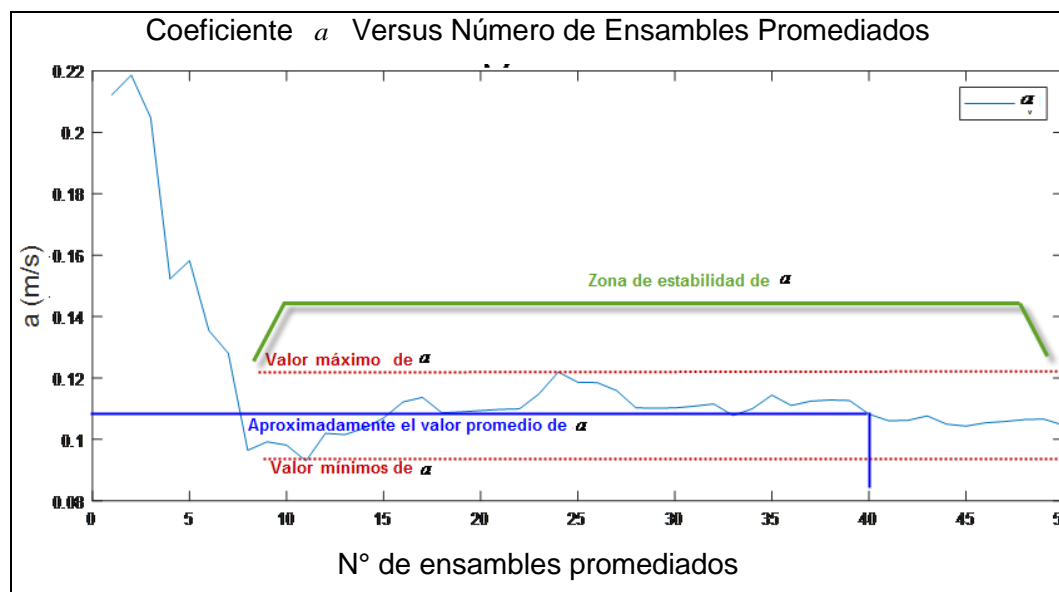
Restricciones: Dominio acotado.

El procedimiento seguido está acorde al capítulo de "optimización". Se emplea los conceptos ya definidos y luego se valida mediante su grado de determinación r^2 . Se ha de seleccionar la curva de mayor r^2 que cumpla $0.7 < r^2 < 1$.

Una regresión lineal para cada caso se realiza y a su vez de manera visual se ha de verificar la estabilidad que muestra el coeficiente a a través de la gráfica "número de ensambles sumados" (N_p) versus a .

En la Figura 40 se observa que a partir de una determinada cantidad de perfiles sumados el coeficiente α empieza a estabilizar sus valores, dicha zona se llama "zona de estabilidad". Dentro de dicha zona α toma valores máximos y mínimos. Además, se observa que la mejor correlación ocurre en dicha zona y se da para 40 perfiles en la cual α aproximadamente es el valor medio entre el máximo y mínimo. Verificando todo lo descrito cada perfil obtenido será el más óptimo y de mayor bondad de ajuste.

Figura 40. Incertidumbre de α debido a la variación espacial. Dentro de la zona de estabilidad se tiene la mejor correlación para $N_p=40$ y $\alpha = 0.11$. Fecha: 17-04-2018.



Fuente: Elaboración Propia.

4.3.1.3 Velocidad de Corte

La velocidad de corte que representa la raíz cuadrada del esfuerzo cortante sobre la densidad del flujo y actúa en el fondo del lecho del río se calcula al multiplicar la constante α , obtenida del mejor perfil de velocidades, por la constante κ de Von-Karman según la expresión: $V_* = \alpha \kappa$

4.3.2 Resultados del perfil de velocidades:

Los coeficientes a y b calculados permitieron encontrar una curva de tendencia logarítmica de gran bondad la cual está dada por el coeficiente de determinación r^2 . Los coeficientes r^2 determinados fueron: Mayores a 0.8 en la vertical V35 (Tabla 5), mayores a 0.85 en la vertical V50 (Tabla 6) y mayores a 0.80 en la vertical V65 (Tabla 7) y en la V80, $r^2=0.97$. Luego sólo se emplearon los valores del coeficiente a para determinar las velocidades de corte alrededor de la vertical objetivo.

En la vertical V35 según la Tabla 5 el esfuerzo de corte llegó a ser el triple el año 2017 respecto al año 2018. En el año 2018 la velocidad de corte se mantuvo constante en dos días consecutivos.

Tabla 5. Parámetros a y b en la vertical V35 del perfil de velocidades.

V35					
Fecha	a	b	N _{ensambles}	$V^*_{(m/s)} = a k$	r^2
04-abr-17	0.202	2.392	97	0.008	0.96
17-abr-18	0.075	0.938	47	0.003	0.89
18-abr-18	0.063	0.880	35	0.003	0.85

Fuente: Elaboración Propia

En la vertical V50 según la Tabla 6 el esfuerzo de corte llegó a ser el doble el año 2017 respecto al año 2018. En el año 2018 la velocidad de corte se mantuvo constante en dos días consecutivos.

Tabla 6. Parámetros a y b en la vertical V50 del perfil de velocidades.

V50					
Fecha	a	b	N _{ensambles}	$V^*_{(m/s)} = a k$	r^2
04-abr-17	0.17	2.22	24	0.007	0.99
17-abr-18	0.11	0.92	49	0.004	0.95
18-abr-18	0.08	0.90	49	0.003	0.87

Fuente: Elaboración Propia.

En la vertical V65 según la Tabla 7 el esfuerzo de corte llegó a ser como máximo el doble el año 2017 respecto al año 2018. En el año 2018 la velocidad de corte se mantuvo constante en dos días consecutivos.

Tabla 7. Parámetros a y b en la vertical V65 del perfil de velocidades.

V65					
Fecha	a	b	$N_{\text{ensambles}}$	$V_{* (m/s)} = a k$	r^2
15-mar-17	0.17	1.88	29	0.007	0.99
01-abr-17	0.04	2.74	40	0.002	0.93
04-abr-17	0.10	1.84	85	0.004	0.99
11-abr-17	0.14	2.72	54	0.006	0.98
15-abr-17	0.05	1.25	100	0.002	0.81
18-abr-17	0.12	1.83	100	0.005	1.00
19-abr-17	0.13	1.78	12	0.005	0.92
17-abr-18	0.07	0.73	31	0.003	0.81
18-abr-18	0.07	0.73	47	0.003	0.92

Fuente: Elaboración Propia.

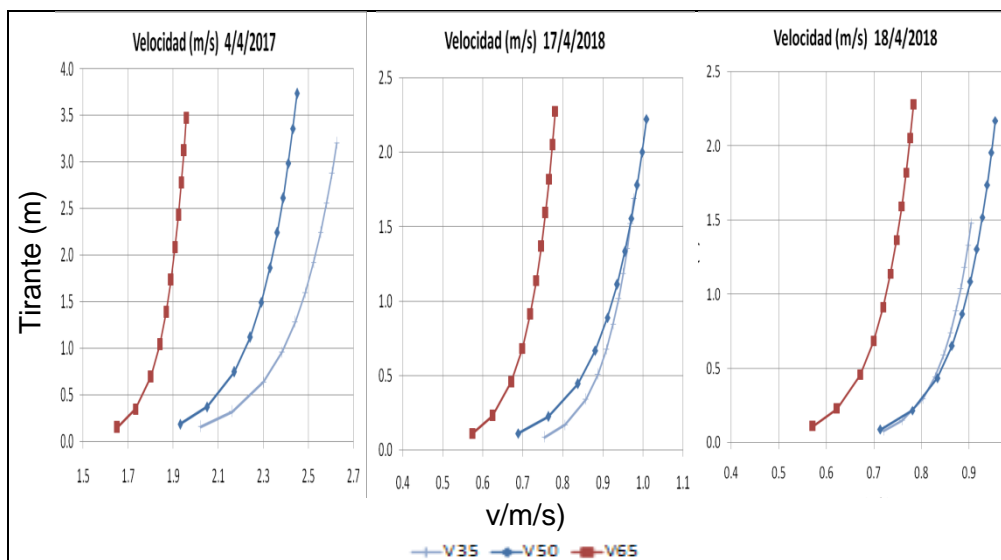
La velocidad de corte V_* varió en el rango de 0.03 a 0.07 m/s en la V35, de 0.03 a 0.07 m/s en la V50 y de 0.03 a 0.07 m/s en la V65. La velocidad de corte V_* tiende a ser mucho mayor alrededor de la V50. Las mayores variaciones de su valor se han determinado para el año 2017 cuando hubo mayores velocidades.

Tomando en consideración las Tablas 5, 6 y 7 se aprecia que en años de eventos extremos la velocidad de corte varía en la sección mientras que en años sin El Niño la velocidad de corte es constante en toda la sección, lo que significa las mismas condiciones hidráulicas.

También, se puede apreciar en los tres verticales V35, V50 y V65 según las Tablas 5, 6 y 7 que la cantidad de ensambles ($N_{\text{ensambles}}$) o grupo de vectores columna de velocidades contiguos promediados necesarios para encontrar un perfil logarítmico de velocidades varió desde 10 hasta 100 hacia cada lado. Finalmente, la Figura 41 muestra los perfiles de velocidades modeladas del 4/4/2017, 17/04/2018 y 18/4/2018 en las verticales V35 (color celeste), V50 (color

azul) y V65 (color marrón). Se observa que en la vertical V35 se alcanzan las mayores velocidades y las menores velocidades alrededor de la V65.

Figura 41. Perfil de velocidades en la V35, V50 y V65.



Fuente: Elaboración Propia

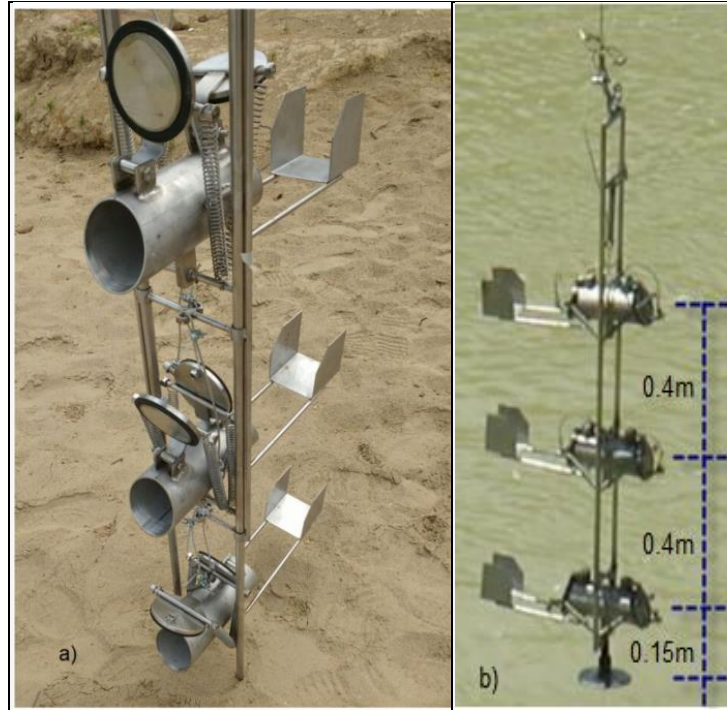
4.4 INFORMACIÓN DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN

Toda la información de sedimentos en suspensión que transporta la corriente pertenece al periodo marzo-abril 2017 y abril 2018. La información de concentraciones fue agrupada por fecha y vertical de acuerdo a como se tomó en campo. Se ha obtenido tres concentraciones por vertical. Hay fechas en que sólo se dispone de información en un solo vertical. La información de concentraciones en mención fue obtenida luego de procesar las muestras de sedimentos en suspensión.

En la visita a la estación El Tigre, previo a la recepción de las muestras, en abril del 2018, se hizo una breve demostración de cómo se muestrea los sedimentos en suspensión en campo (ver Figura 43). Las muestras de sedimentos en suspensión fueron recolectadas con el muestreador Triple (ver Figura 42a, 42b) diseñado por el Dr. Sergio Morera en el marco del proyecto "Monitoreo y Caracterización del transporte de sedimentos en suspensión y de fondo durante crecidas o eventos extremos El Niño en las cuencas binacionales Puyango-Tumbes". El "Muestreador Instantáneo de Sedimentos Triple", toma tres

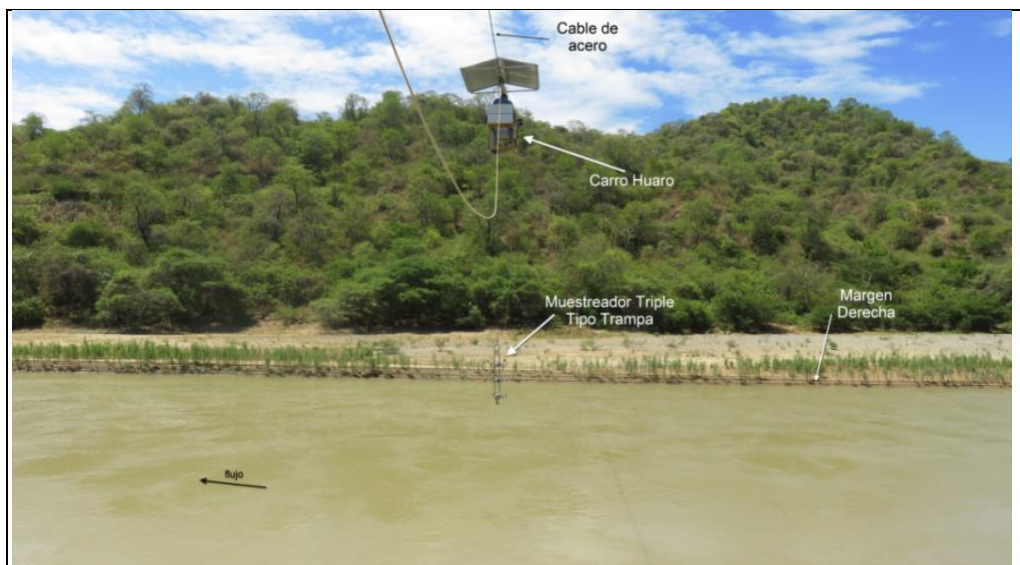
muestras simultáneas puntuales alineadas verticalmente. Las muestras fueron almacenadas en botellas de 500 a 700 ml de acuerdo al protocolo adoptado por el PEBPT-IGP dado por la guía ASTM D4411-03.

Figura 42. Muestreador triple. a) Antes del muestreo, b) Después del muestreo.



Fuente: Elaboración Propia

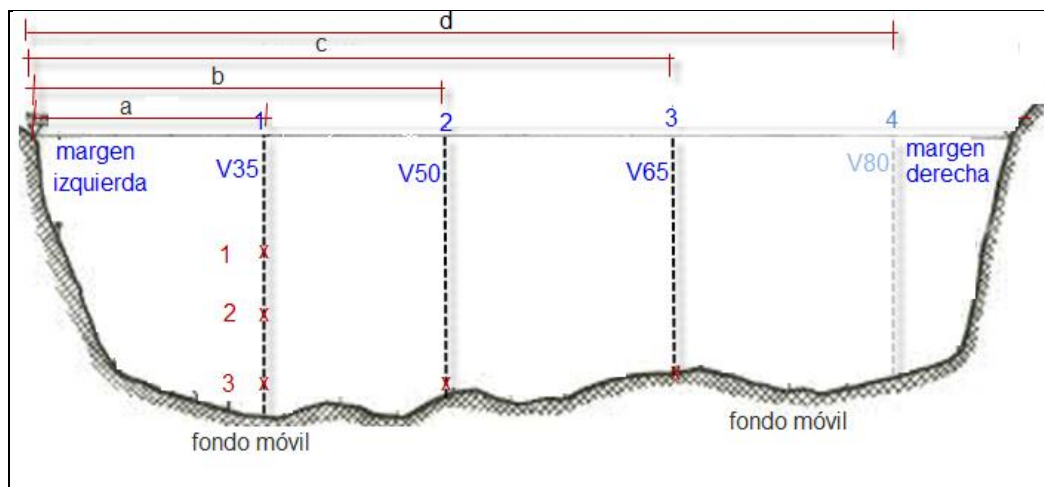
Figura 43. Muestreo del material en suspensión con el muestreador triple desde el carro huaro.



Fuente: Elaboración Propia.

Para determinar el número de verticales de muestreo en campo el PEBPT-IGP adoptó las pautas dadas por [Edwards, Glysson, Guy, and Norman \(1999\)](#) del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS por sus siglas en Inglés). La sección cuenta con tres verticales, verticales objetivos, de muestreo referenciadas desde la margen izquierda a 15, 30 y 45 metros-conocidas como vertical: V35, V50 y V65 respectivamente y una adicional a 60 m denominada vertical V80 (Figura 44) según [Huamán \(2018\)](#) y [Goyburo \(2017\)](#).

Figura 44. Esquema de la sección transversal de control ($a=15m$, $b=30m$, $c=65m$ y $d=80m$) para el muestreo de sedimentos.



Fuente: Elaboración Propia

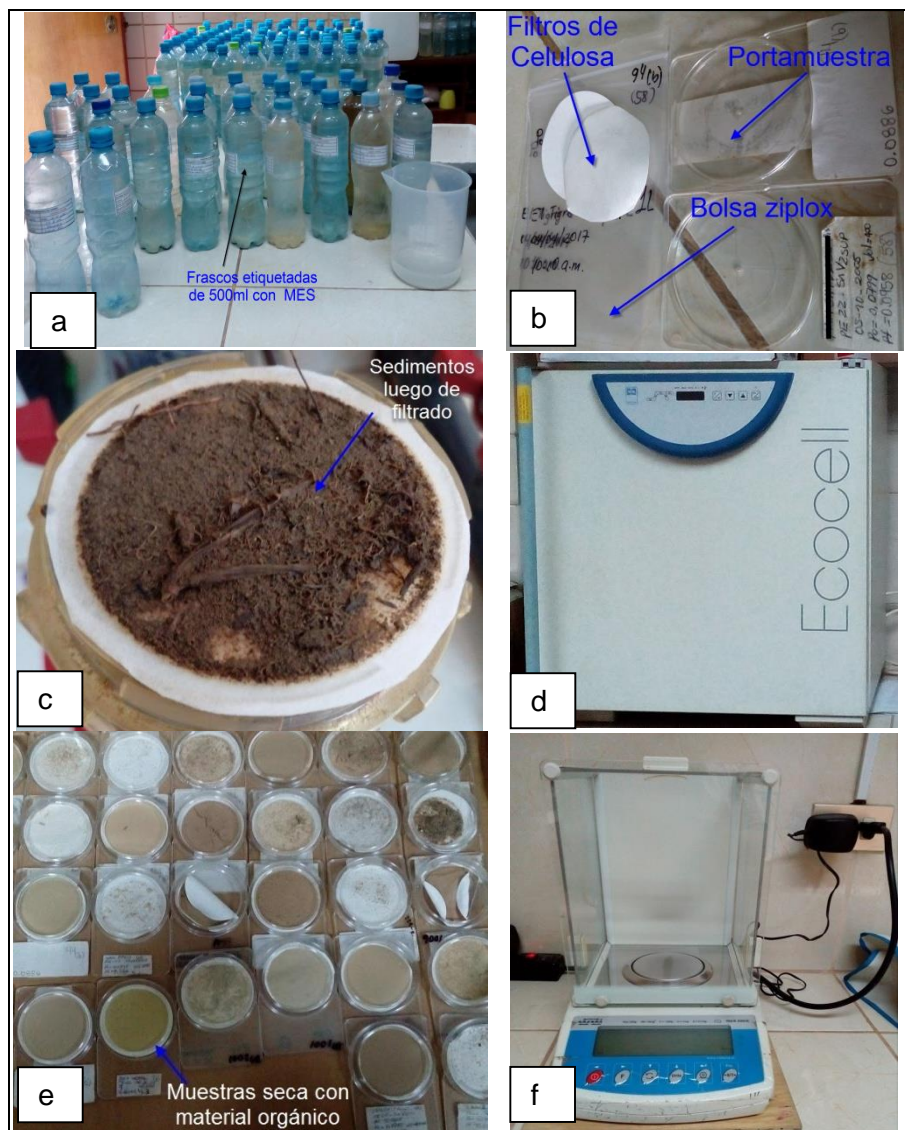
4.4.1 Procesamiento de las muestras de sedimentos en suspensión

Las muestras de materiales en suspensión (MES) fueron procesadas según el protocolo SO HYBAM y pautas dadas en la guía [ASTMD3977-97 \(2013\)](#)-ver Anexo C. El procedimiento es enumerado a continuación:

1. Filtrado, cada muestra de 500ml a 700 ml de MES pasan a través de un filtro de celulosa de $0.45 \mu m$ de porosidad (ver Figura 45 a, b, c).
2. Secado, Los filtros se colocan sobre un portamuestras para luego ser puestos en la estufa a $75^{\circ}C$ durante 1.5 horas (ver Figura 45d).
3. Determinación de la concentración, el peso de los sedimentos fue calculado por diferencia de pesos (filtro, filtro y muestra). Luego se dividió

entre su volumen de muestra. Se le asignó la unidad de mg/l (ver Figura 45 e,f)

Figura 45. Secuencia del procesamiento de las muestras de sedimentos en suspensión. a) muestras, b) filtro Celulosa 0.45um y portamuestras, c) filtro-muestra húmeda, d) estufa, e) filtro-muestras secas y f) balanza



Fuente: a), b), c), d), e), f) Elaboración propia.

4.4.2 Determinación de los parámetros del Modelo de Rouse

Con la información generada de concentraciones y tomando las velocidades de corte (V_*) del perfil de velocidades, se procede a calcular los parámetros del Modelo de Rouse para cada vertical objetivo: V35, V50, V65 y V80.

Los parámetros a determinar son: la concentración de referencia de fondo (C_a), el número de Rouse (z), la velocidad de caída de los sedimentos (w_s) y el diámetro medio de los sedimentos en suspensión ($d=d_{50}$) a través de la optimización mediante el método de Lagrange. Vamos a considerar que $a = 5\%$ del tirante (y). El tirante (y) se determina como la distancia desde la superficie hasta el fondo incluyendo el espesor de la capa de fondo a .

4.4.2.1 Método de Lagrange

Debido a que el Modelo de Rouse no es lineal se emplea el método de los multiplicadores de Lagrange para hallar el perfil más óptimo.

Modelo: Modelo de Rouse (Ecuación [4-4]):

$$C_h = C_a \left(\frac{y-h}{y-a} * \frac{a}{h} \right)^z \quad [4-4]$$

Función Objetivo: Minimizar el ECT (Ecuación [4-5]) Donde C_{hi} es la concentración de la muestra tomada en campo.

$$\text{Error Cuadrático Total} = \sum_1^n e_i^2 = \sum_1^n \left[C_{hi} - C_a \left(\frac{y-h}{y-a} * \frac{a}{h} \right)^z \right]^2 \quad [4-5]$$

Variables: La función objetivo tiene las variables de concentración C_a , número de Rouse (z), diámetro $d=d_{50}$ de los sedimentos y la velocidad de caída w_s .

Restricciones: Se tiene dos restricciones Ecuación [4-6] y Ecuación [4-7].

$$z = \frac{w_s}{\beta k V_*} \quad [4-6]$$

$$w_s = \frac{1}{18} \left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\mu} \right) d^2 \quad [4-7]$$

Se proceder dar forma a las funciones (Ecuaciones [4-8], [4-9] y [4-10]) para aplicar los multiplicadores de Lagrange .

$$f(C_a, z, d, w_s) = \sum_1^n \left[C_{hi} - C_a \left(\frac{y-h}{y-a} * \frac{a}{h} \right)^z \right]^2 \quad [4-8]$$

$$g(C_a, z, d, w_s) = z - \frac{w_s}{\beta k V_*} = 0 \quad [4-9]$$

$$h(C_a, z, d, w_s) = w_s - \frac{1}{18} \left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\mu} \right) d^2 = 0 \quad [4-10]$$

Se tiene la siguiente igualdad (Ecuación [4-11]) que se cumple para los puntos críticos, es decir, para el modelo con mayor bondad de ajuste.

$$\nabla f(C_a, z, d, w_s) = \lambda_1 \nabla g(C_a, z, d, w_s) + \lambda_2 \nabla h(C_a, z, d, w_s) \quad [4-11]$$

Al resolver la Ecuación [4-11] se tiene la Ecuación [4-12] y Ecuación [4-13].

$$z = \frac{n \sum_1^n \ln \left(\frac{y-h_i}{y-a} \frac{a}{h_i} \right) \ln(C_{hi}) - \sum_1^n \ln(C_{hi}) \sum_1^n \ln \left(\frac{y-h_i}{y-a} \frac{a}{h_i} \right)}{n \sum_1^n \left(\ln \left(\frac{y-h_i}{y-a} \frac{a}{h_i} \right) \right)^2 - \left(\sum_1^n \ln \left(\frac{y-h_i}{y-a} \frac{a}{h_i} \right) \right)^2} \quad [4-12]$$

$$C_a = e^{\sum_1^n \frac{\ln(C_{hi})}{n} - z \frac{1}{n} \sum_1^n \ln \left(\frac{y-h_i}{y-a} \frac{a}{h_i} \right)} \quad [4-13]$$

Donde:

C_{h_i} : concentración i de campo a una altura h desde el fondo [mg/l]

h_i : altura h de la muestra i desde el fondo del cauce [m]

n : número de muestras total de campo

a : espesor de la capa de fondo [m].

Continuando, se procede a determinar la velocidad de caída (w_s) y el diámetro $d=d_{50}$ de los sedimentos suspendidos mediante la expresión [4-6] y [4-7] respectivamente.

Los parámetros hallados nos brindan los parámetros del Modelo de Rouse que mejor se ajusta al perfil de concentraciones de los sedimentos en suspensión del río Tumbes.

Finalmente, teniendo todos los perfiles se procede a validar el modelo a través de la gráfica de concentraciones medidas y modeladas. El grado de determinación r^2 nos brindará que tan óptimo es el Modelo de Rouse para representar a las gradientes de las concentraciones medidas. Mientras $r^2 \rightarrow 1$ se acepta el modelo.

4.4.3 Resultados del perfil de concentración de sedimentos en suspensión

Se muestra los valores numéricos de los parámetros luego de calibrar los Perfiles del Modelo de Rouse: el diámetro medio de los sedimentos (d_{50}), la velocidad de caída de los sedimentos (w_s), la concentración de referencia de fondo (C_a) y el número de Rouse (z) en las verticales objetivo (V35, V50, V65 y V80). Se tomó en cuenta la velocidad de corte V^* del perfil de velocidades para determinar la velocidad de caída w_s de los sedimentos.

La concentración de referencia de fondo (C_a) varió en el rango de 115 a 1600 mg/l. Los valores del número de Rouse (z) varió en el rango de 0.05 a 0.3 y fueron muy menores respecto de 1. La velocidad de caída (w_s) varió desde 0.001 a 0.007 m/s. El diámetro (d_{50}) de los granos de sedimentos varió en el rango de 40 μm a 90 μm .

Según las Tablas 8, 9, 10 y 11 los Perfiles de Rouse de mayores concentraciones (C_h) corresponden al año 2017, época en la que hubo presencia del Fenómeno El Niño. Los valores de z y C_a variaron en espacio-tiempo en la sección transversal en cada vertical pero de manera más notoria durante el año 2017.

En las tablas 8, 9, 10 y 11 se muestra los parámetros hallados para las verticales V35, V50, V65 y V80 respectivamente.

Tabla 8. Parámetros calculados para los Perfiles de Rouse - V35.

Fechas			y(m)	α (m)	V^* (m/s)	d_{50T} (μm)	w_s (m/s)	C_a ref(mg/L)	z
04	04	2017	3.2	0.16	0.08	60	0.003	1250	0.10
17	04	2018	1.7	0.08	0.03	40	0.001	115	0.12
18	04	2018	1.5	0.07	0.03	40	0.001	115	0.14

Fuente: Elaboración Propia

En la vertical V35 según la Tabla 8 al comparar los valores de los parámetros del año 2017 respecto al año 2018 se tiene: Tanto los tirantes (y) como los espesores de la capa de fondo (α) llegaron a ser el doble, las

concentraciones de referencia del fondo (C_a) llegaron a ser 10 veces, los diámetros fueron similares, las velocidades de caída (w_s) fueron el triple y los números de Rouse (z) también fueron muy similares.

Tabla 9. Parámetros calculados para los Perfiles de Rouse - V50.

Fechas	y(m)	α (m)	V*(m/s)	d_{50T} (μ m)	w_s (m/s)	C_a - ref(mg/L)	z
04 04 2017	3.7	0.19	0.07	90	0.007	1550	0.26
17 04 2018	2.2	0.11	0.04	50	0.002	135	0.13
18 04 2018	2.2	0.11	0.03	50	0.002	190	0.18

Fuente: Elaboración Propia.

En la vertical V50 según la Tabla 9 al comparar los valores de los parámetros del año 2017 respecto al año 2018 se tiene: Tanto los tirantes (y) como el espesor de la capa de fondo (α) llegó a ser el doble, las concentraciones C_a de referencia del fondo llegaron a ser 10 veces, los diámetros fueron el doble, las velocidades de caída (w_s) fueron el triple y los números de Rouse (z) mucho mayor.

Tabla 10. Parámetros calculados para los Perfiles de Rouse - V65.

Fechas	y(m)	α (m)	V*(m/s)	d_{50T} (μ m)	w_s (m/s)	C_a - ref(mg/L)	z
15 03 2017	3.25	0.16	0.07	62	0.003	392	0.13
01 04 2017	4.0	0.20	0.02	45	0.002	300	0.26
04 04 2017	3.5	0.17	0.04	40	0.001	1232	0.09
11 04 2017	5.1	0.25	0.06	60	0.003	1200	0.15
15 04 2017	3.2	0.16	0.02	45	0.002	250	0.21
18 04 2017	2.7	0.13	0.01	30	0.001	800	0.21
19 04 2017	2.8	0.14	0.05	50	0.002	1600	0.11
17 04 2018	2.3	0.11	0.03	40	0.001	115	0.13
18 04 2018	2.3	0.11	0.03	40	0.001	115	0.13

Fuente: Elaboración Propia

En la vertical V65 según la Tabla 10 al comparar los valores de los parámetros del año 2017 respecto al año 2018 se tiene: Tanto los tirantes (y) como los espesores de la capa de fondo (α) llegaron a ser como máximo el doble, los diámetros (d) llegaron a ser menores al doble, las velocidades de caída (w_s) llegaron a ser como máximo el triple, las concentraciones de referencia de fondo

(C_a) llegaron a ser como máximo 10 veces y los números de Rouse (z) llegaron a ser como máximo el doble.

Así mismo, se hizo énfasis en el parámetro de la velocidad de corte (V^*) por estar asociado a la variación de la sección transversal del río Tumbes en la estación El Tigre. La Velocidad de corte (V^*), también tiene fuerte influencia en los perfiles de concentraciones de sedimentos en suspensión.

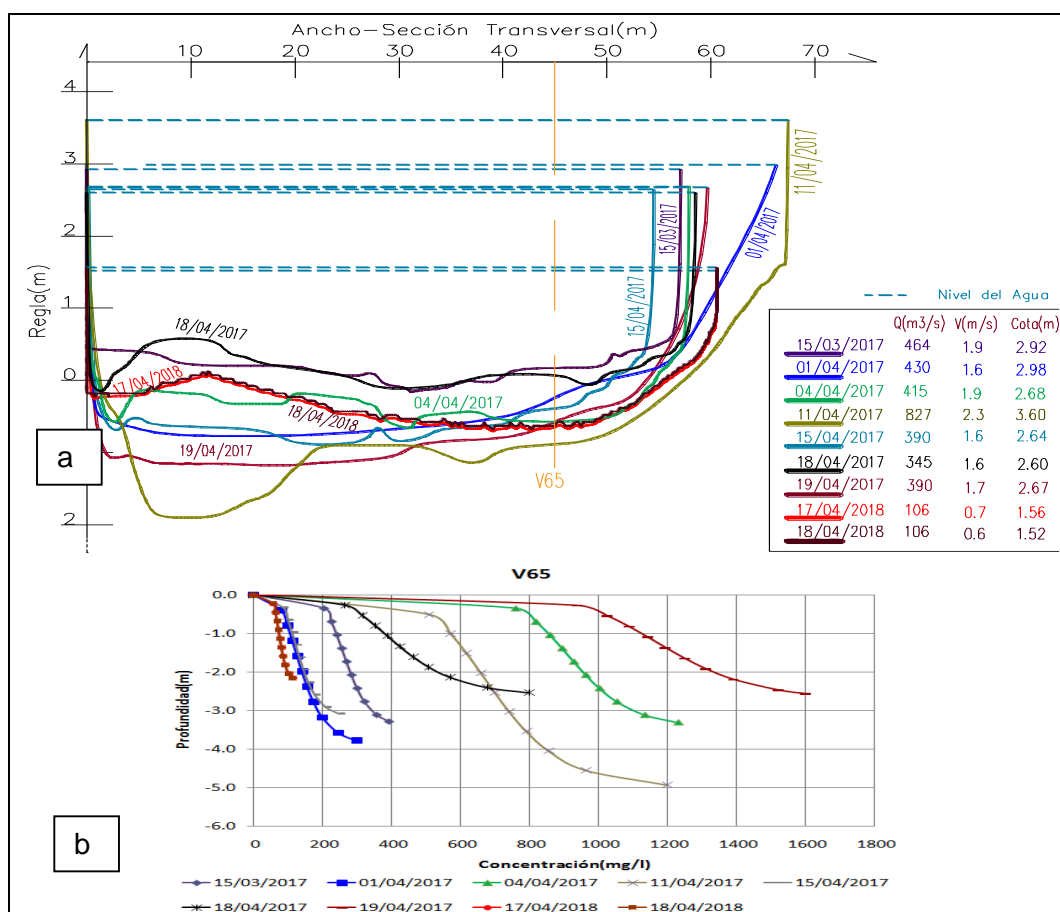
La variabilidad de la sección transversal del río Tumbes en la estación El Tigre se aprecia en la Figura 46a. Se puede ver que la sección transversal varió o cambió constantemente en periodos muy cortos (días o semanas) en el año 2017 en presencia del Fenómeno El Niño. A continuación, mostramos el análisis conjunto alrededor de la vertical V65.

La Figura 46b nos muestra los diferentes Perfiles de Rouse en la vertical V65 en la cual se aprecia que las mayores concentraciones se presentaron cuando hubo presencia del Fenómeno el Niño durante el año 2017.

Con la Figura 47a y los valores de la velocidad de corte V^* se puede muy bien describir los fenómenos de socavación o sedimentación que ocurrieron en la sección transversal y de cómo afectaron a los Perfiles de Rouse (Figura 47b). Por ejemplo, se puede apreciar que del 04 al 11 de abril del 2017 la sección sufrió socavación y ello se reflejó en el incremento de la velocidad de corte V^* de 0.04 a 0.06 m/s pero en el caso de los Perfiles de Rouse las concentraciones C_a (1200 mg/l) cerca del fondo se mantuvieron constante a pesar del incremento del caudal líquido de 415 m³/s a 827 m³/s. Los diámetros de los sedimentos que transportó la corriente se fueron incrementando (d_{50} : 40-60 μ m); se puede indicar que probablemente debido al aumento del tirante (y) se incrementó la turbulencia, pero fue mucho menor respecto a la variación de incremento del diámetro e hizo que las gradientes (z : 0.09-0.15) de las concentraciones aumentasen a pesar de que las concentraciones del fondo C_a se mantuvieran constantes. Luego, comparando el 11 y 15 de abril del 2017 se observó que la sección transversal ha sufrido sedimentación y eso implica que la velocidad de corte decreció (0.06 a 0.02), el caudal se redujo prácticamente a la mitad (827 m³/s a 390 m³/s) y los Perfiles de Rouse sufrieron un cambio drástico en cuanto a las concentraciones de referencia C_a cerca del fondo ya que se redujo de 1200 mg/l a 250 mg/l. Los

diámetros de los sedimentos que transportó fueron disminuyendo (d_{50} : 60-45 μm). Por lo tanto, se puede indicar que probablemente debido a la disminución del tirante (y) la turbulencia fue mucho menor e hizo que la disminución de la velocidad de corte (V^*) fuera mucho mayor que la disminución del tamaño de los sedimentos e hizo que las gradientes se incrementasen (z : 0.15 - 0.21). Continuando, la sección transversal no se modificó en dos días consecutivos en abril del 2018 (época de avenidas de un año normal), es decir, los parámetros del Modelo de Rouse se mantuvieron constantes.

Figura 46. a) Batimetría de la sección transversal - El Tigre, b) Perfiles de Rouse en la V65.



Fuente: Elaboración Propia

Además, considerando que hay de una relación potencial entre caudal líquido y caudal sólido en suspensión según [Quincho \(2015\)](#) para años sin el Fenómeno El Niño (2004 - 2014). Se explicaría que se obtuvo la relación potencial debido a que las propiedades hidráulicas (velocidad media y gradiente

de sedimentos en suspensión) a lo largo de la sección transversal se mantuvieron constantes.

Tabla 11. Parámetros calculados para el Perfil de Rouse - V80.

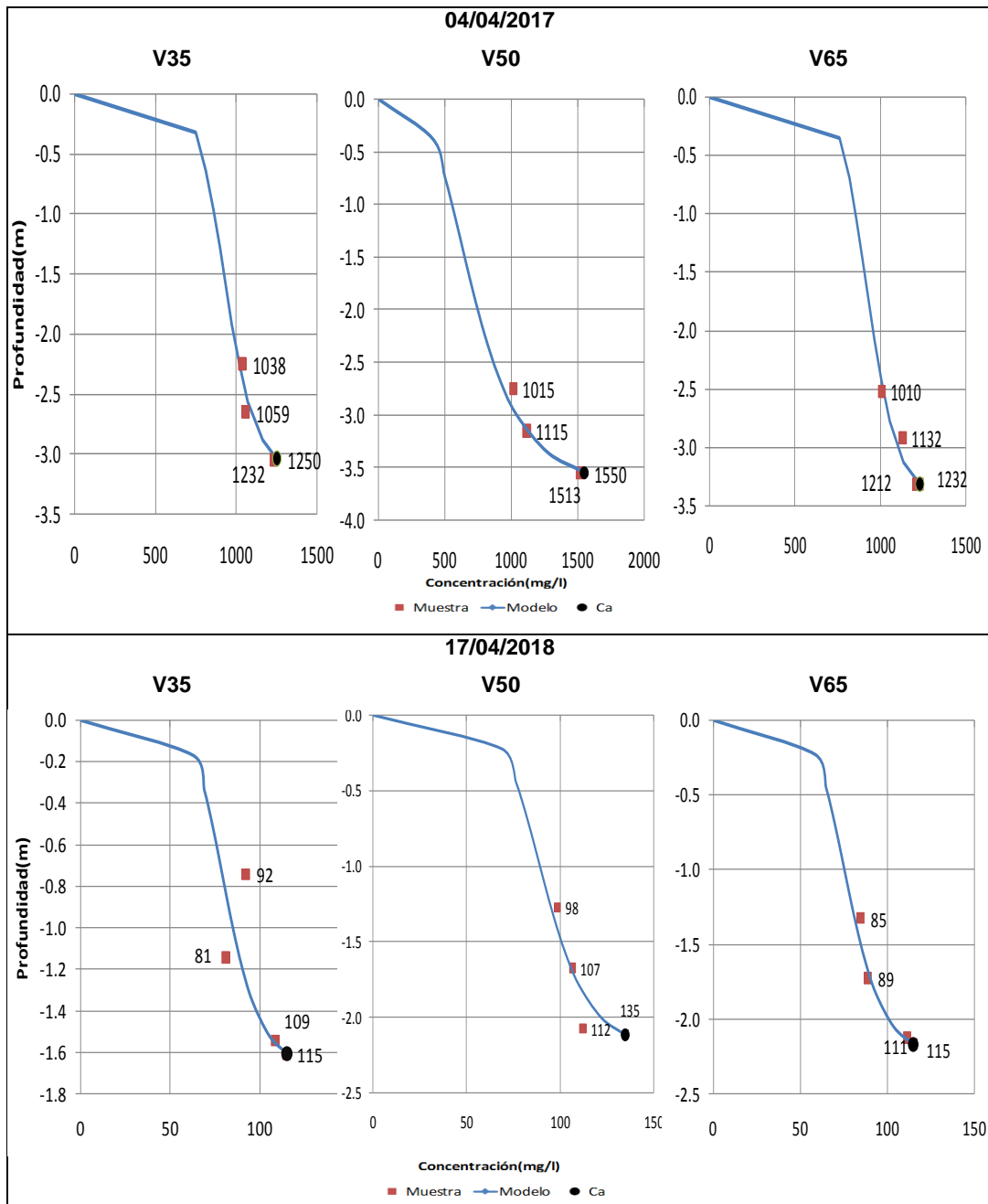
Fechas	y(m)	α(m)	V*(m/s)	d_{50T}(μm)	w_s(m/s)	C_{α}- ref(mg/L)	z
15 03 2017	3.0	0.15	0.15	60	0.003	450	0.05

Fuente: Elaboración Propia.

La V80 queda descrita por la Tabla 11 en la cual se aprecia durante marzo del 2017 que el tirante fue de 3 m, el espesor de la capa de fondo 0.15 m, la granulometría de los sedimentos en suspensión en dicha vertical fueron finos y que la concentración de fondo fue de 450 mg/l y el número de Rouse (z) fue 0.05 lo que indica que el perfil fue muy uniforme.

Durante épocas de avenidas o eventos extremos los Perfiles de Rouse presentan aproximadamente igual concentración en ambas orillas (V35 y V65). El canal Central (alrededor de la V50) presentó perfiles de mayor gradiente (z) y mayor concentración de fondo C _{α} . Lo mencionado se puede observar en los perfiles de la Figura 47a,b la cual ocurrió el 04/04/2017 (época de Fenómeno El Niño) y 17/04/2018 (época de avenida de un año normal).

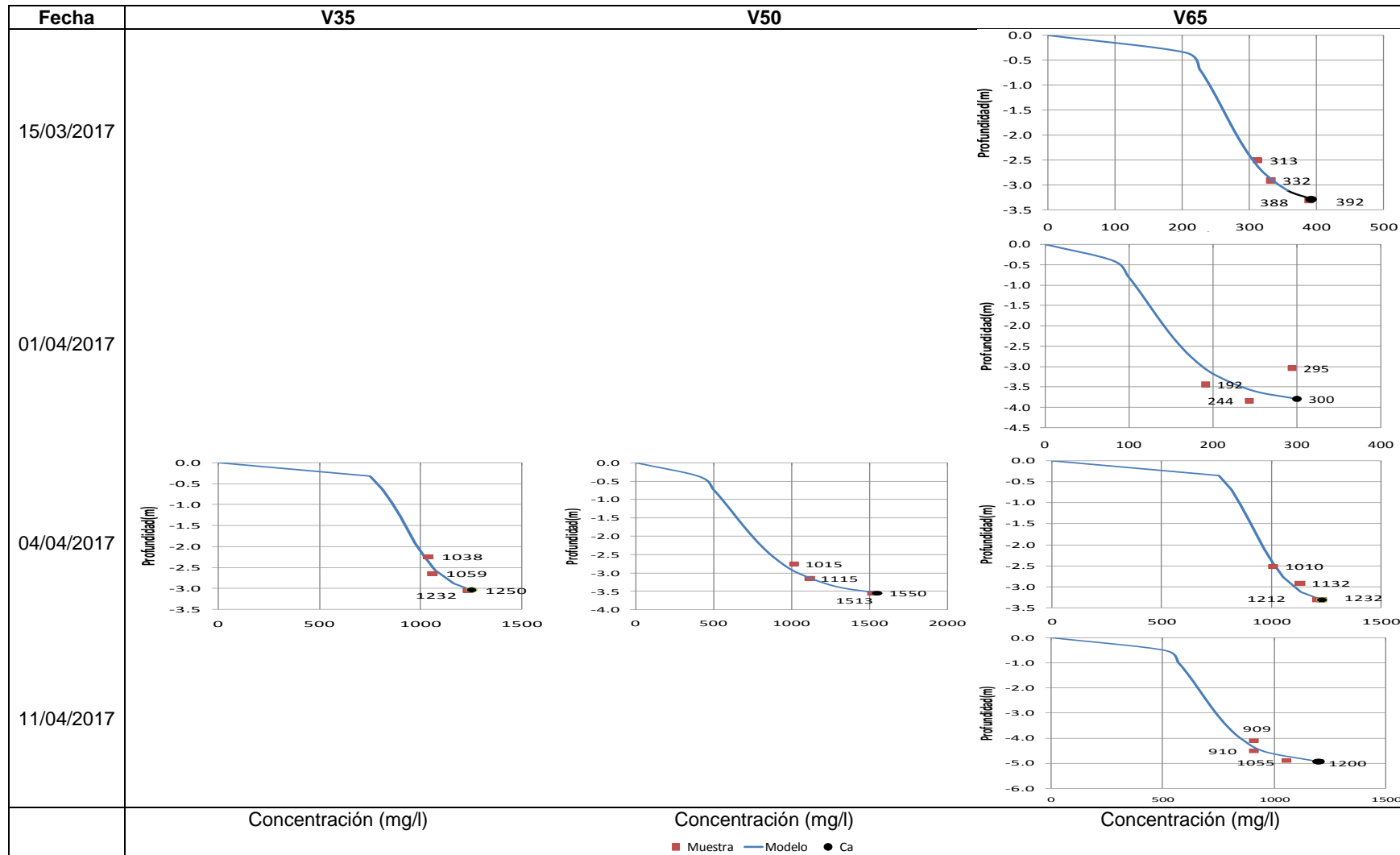
Figura 47. Perfiles de Rouse, se aprecia la persistencia de un canal de mayor concentración y gradiente ubicada alrededor de la V50. a) con El Niño, 4 -04- 2017, y b) Sin El Niño, 17-04- 2018.

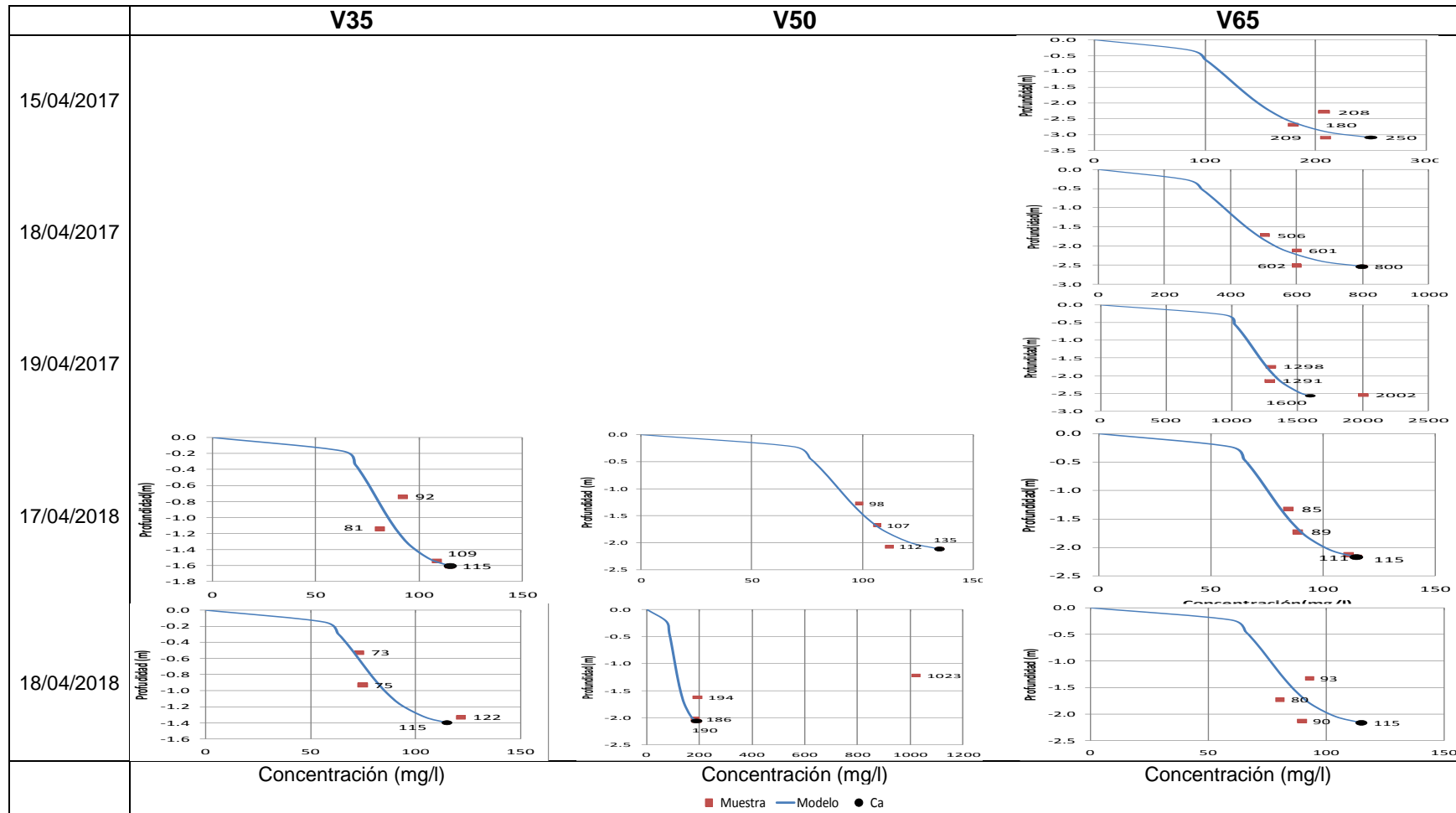


Fuente: Elaboración Propia

A continuación en la Figura 48 mostramos todos los perfiles obtenidos del Modelo de Rouse obtenidos.

Figura 48. Abanico total de Perfiles de Rouse.



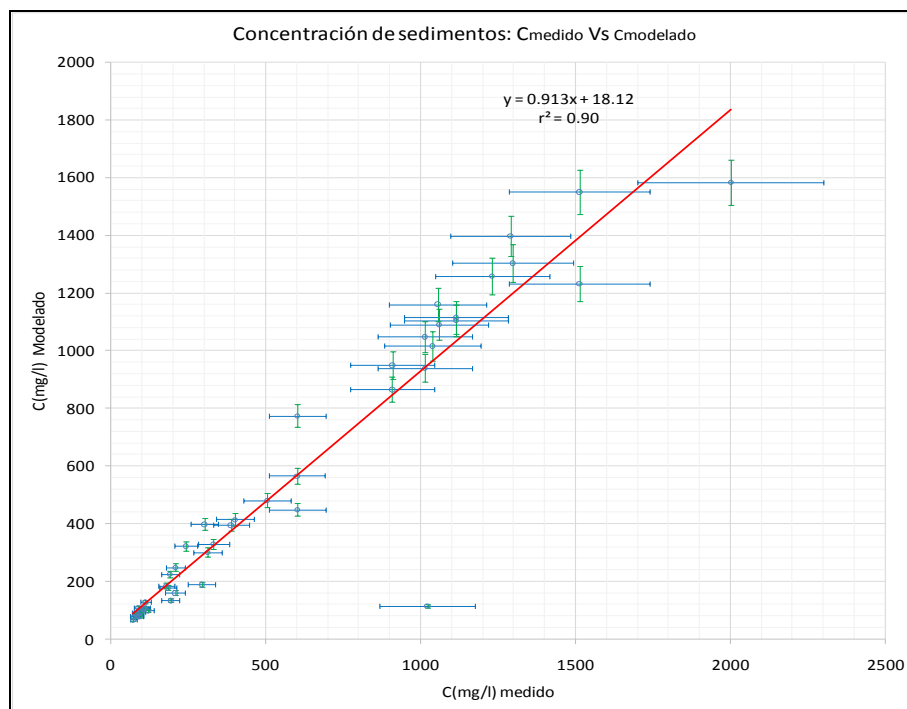


Fuente: Elaboración Propia

4.4.4 Validación del Modelado

Después de obtener todos los Perfiles de Rouse se procedió a validar los valores numéricos obtenidos para ello se realizó la gráfica de las concentraciones medidas en campo versus las concentraciones modeladas (ver Figura 49), la cual muestra el grado de correlación dado por el coeficiente de determinación r^2 . Se observa una fuerte correlación ($r^2 \rightarrow 1$) entre las concentraciones de muestreo de campo y las obtenidas mediante el modelo ($r^2=0.90$). Cabe resaltar que la buena correlación está dada para los sedimentos muestreados cerca del fondo, pero si se considerara una muestra adicional cercana a la superficie se tendría una correlación más realista y se podrá disminuir la incertidumbre respecto a la selección del método para determinar la concentración de sedimentos. Asimismo, se graficó las incertidumbres de 5% debido a la correlación (eje vertical) y 15% en el muestreo (eje horizontal), las cuales fueron consideradas de los estudios de [Sampaio \(2016\)](#) y [ASTMD4411-03 \(2014\)](#). Se puede apreciar que se tiene mayor incertidumbre cuanto mayor es la concentración de sedimentos. Las mayores concentraciones se registran cerca del fondo del cauce.

Figura 49. Concentraciones Modelados de Perfil de Rouse vs Concentraciones de Campo ($r^2=0.90$)



Fuente: Elaboración Propia

CONCLUSIONES

- El objetivo de este estudio fue modelar el perfil de concentraciones de los sedimentos en suspensión del río Tumbes utilizando el Modelo de Rouse la cual en base a la literatura se menciona que dentro de los modelos que tienen fundamento en la conservación de la masa según Coleman, quien realizó el estudio comparativo de manera empírica entre los modelos de conservación de la masa, el Modelo de Rouse tiene una mejor descripción de los perfiles de concentración de sedimentos en suspensión en función de la granulometría. Todo lo mencionado se reafirma para el caso del río Tumbes al obtener resultados satisfactorios para el modelado de los perfiles de concentración de los sedimentos en suspensión según la metodología implementada.
- El patrón de distribución de velocidades del flujo en el río Tumbes se pueden modelar mediante el Perfil Logarítmico o de Prandtl-Von Karman en épocas de avenidas en años normales o con presencia del Fenómeno El Niño.
- Los valores de los parámetros a y b del perfil de velocidades logarítmicos variaron en el rango de 0.04-0.20 y 0.73-2.7 respectivamente. La velocidad de corte (V^*) varió de 0.01 a 0.08 m/s.
- Los parámetros de la velocidad hicieron que se pueda obtener una gran determinación ($r^2 > 0.8$) al ser modeladas logarítmicamente. El parámetro a , la más importante de la distribución logarítmica, alcanzó su estabilidad más rápidamente en la vertical V50, es la razón por la cual fue necesario sumar menos ensambles.
- Los valores de la velocidad de corte (V^*) se mantiene constante en toda la sección transversal cuando no hay presencia del Fenómeno El Niño.
- La cantidad de ensambles promediadas ($N_{\text{ensambles}}$) de la matriz velocidad para amoldarse a un perfil logarítmico varió en el rango de 10 a 100 hacia cada lado de la vertical objetivo, la cual está dentro de la zona de influencia establecida, es decir, dentro de los 4 m de longitud hacia cada lado.
- Se ha conseguido determinar que el flujo de mayor velocidad se encuentra alrededor de la vertical V35 y los flujos de menor velocidad alrededor de la

V65, es decir hay una gradiente lateral de velocidad de la orilla izquierda hacia la derecha de manera decreciente. Lo mencionado probablemente ocurra como consecuencia de la curva del río aguas arriba de la estación El Tigre.

- El patrón de distribución de la concentración de los sedimentos en suspensión en el río Tumbes se pueden modelar mediante el Modelo de Rouse en épocas de avenidas en años normales o con presencia del Fenómeno El Niño.
- Los valores de los parámetros del Modelo de Rouse, concentración de referencia del fondo (C_a), el número de Rouse (z), velocidad de caída de los sedimentos en suspensión (w_s) y diámetro medio de los sedimentos (d_{50}) variaron en un rango de 115-1600 mg/l, 0.055-0.3, 0.001-0.007 m/s y 40-90 μm respectivamente. Los valores pequeños del número de Rouse (z) indican que predomina el transporte en modo suspensión y son de tipo finos denominada limos y arenas finas.
- Alrededor de la vertical V50 se presenta un canal central de mayor gradiente (número de Rouse z mayor) de sedimentos en suspensión, mientras que cerca de la orilla las gradientes son pequeñas (número de Rouse z menor) y similares. En el canal central alrededor de la Vertical V50 se presenta las mayores concentraciones respecto a las orillas las cuales son similares.
- Las concentraciones cerca del fondo (C_a) en épocas de eventos como El Niño tiende a ser 10 veces de las concentraciones del fondo de las épocas de avenidas normales. Esto demuestra la activación de bancos de sedimentos de la cuenca Puyango-Tumbes y la gran variabilidad del cauce del río Tumbes durante el Fenómeno El Niño.
- Los valores del número de Rouse (z) en épocas de eventos como El Niño varía notoriamente en un tiempo muy corto (días o semanas) debido al cambio que sufre la sección transversal.
- Conocer los perfiles de los sedimentos suspensión nos permitirá optimizar los procesos de aforo y luego sistematizar la información para su futura utilización.

RECOMENDACIONES

- Emplear la metodología descrita para realizar los futuros modelamientos del Perfil de Concentración de Sedimentos en Suspensión.
- Buscar muestrear los sedimentos en las tres o cuatro verticales objetivos para así tener datos completos y los resultados sean más amplios.
- Dada la dificultad para realizar el muestreo superficial, se debería adicionar al menos un muestreo superficial de sedimentos en cada vertical para refinar el modelamiento y corroborar el pequeño sesgo que tiene la concentración modelada en la superficie.
- Realizar la granulometría de los sedimentos en suspensión (El Tigre) con lisímetro o granulómetro electrónico láser y compararlo con el diámetro medio modelado.
- Con una base de datos más amplia tanto de sedimentos como de velocidades a futuro se debería buscar determinar una expresión para las concentraciones de referencia de fondo (C_a) para el río Tumbes.
- Es necesario hacer un estudio de las formas de fondo debido a que influyen en los Perfiles de Concentraciones de los Sedimentos en Suspensión y a su vez brindará mayor entendimiento acerca de la estabilidad del lecho de fondo.
- Se debe continuar realizando el muestreo en campo tanto de sedimentos y medición de velocidades bajo las buenas practicas que tiene el PEBPT-SENAMHI.
- .

BIBLIOGRAFÍA

- Abel, B. P. (2018). Transporte de Sedimentos y Morfodinámica de Ríos Aluviales. In: UNR Editora. Editorial de la Universidad Nacional de Rosario.
- Alonso, R. L. (2005). Características hidráulicas y geomorfológicas de ríos de montaña (I). *Cimbra: Revista del Colegio de Ingenieros Técnicos de Obras Públicas*(361), 36-39.
- Ansted, D. T. (2011). *Water and Water-Supply*. London: Thomas Telford Publishing.
- Armijos, E. (2015). *Propagation des flux de sédiments en suspension sur l'Amazone de Tamshiyacu (Pérou) à Obidos (Brésil). Variabilité spatio-temporelle*. Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier,
- Armijos, E., Crave, A., Espinoza, R., Fraizy, P., Santos, A. D., Sampaio, F., Autin, P. (2017). Measuring and modeling vertical gradients in suspended sediments in the Solimões/Amazon River. *Hydrological processes*, 31(3), 654-667.
- ASTMD3977-97. (2013). Standard Test Methods for Determining Sediment Concentration in Water Samples. *Annual book of standards, Designation*, 4, 395-400.
- ASTMD4411-03. (2014). Standard Guide for Sampling Fluvial Sediment in Motion. *ASTM International*. doi:10.1520/D4411-98
- Bamston, A. G., Chelliah, M., & Goldenberg, S. B. (1997). Documentation of a highly ENSO-related SST region in the equatorial Pacific: Research note. *Atmosphere-ocean*, 35(3), 367-383.
- Baquela, E., & Redchuk, A. (2013). *Optimización matemática con R*. Madrid-España: Bubok Publishing.
- Bourges, J., Hoorelbecke, R., Cortez, J., & Carrasco, L. (1993). Los regímenes hidrológicos de la cuenca amazonica de Bolivia, 125-134. *Seminario sobre el PHICAB, MA Roche*, 1.
- Bravo-Espinosa, M., Osterkamp, W. R., & Lopes, V. L. (2004). Transporte de sedimentos en corrientes naturales: revisión técnica de ecuaciones empíricas de predicción del arrastre de sedimentos de fondo. *Terra Latinoamericana*, 22(3), 377-386.
- Campaña, T. R. (1996). *Estudio sedimentológico de la cuenca Catamayo-Chira con fines de aprovechamiento*. (Pregrado), Tesis para obtener el título profesional de Ingeniero Civil, Universidad Nacional de Ingeniería.
- Carrasquilla, B. A., Chacón, R. A., Núñez, M. K., Gómez, E. O., Valverde, C. J., & Guerrero, B. M. (2016). Regresión lineal simple y múltiple: aplicación en la

predicción de variables naturales relacionadas con el crecimiento microalgal. *Revista Tecnología en Marcha*, Pág. 33-45.

- Chauvet, H. (2009). *Etude préliminaire de l'écoulement de la Seine à Paris* (U. e.-P. V.-U. STEP Ed.). Institut Physique du Globe de Paris: Laboratoire de dynamique des fluides géologiques.
- Chaves, R. C. A., & Cruz, S. E. (2016). Cálculo del Tránsito de Caudales de Crecida Empleando Métodos Estadísticos del Río Aracataca en la Estación 29067150 Ganadería Caribe, en el Departamento del Magdalena.
- Chow, V. (1994). *Hidráulica de canales abiertos* (Vol. No. TC175. C6818 1994): California Spanish Books.
- Coleman, N. L. (1970). Flume studies of the sediment transfer coefficient. *Water Resources Research*, 6(3), 801-809 % @ 0043-1397.
- Edwards, T. K., Glysson, G. D., Guy, H. P., & Norman, V. W. (1999). *Field methods for measurement of fluvial sediment*. US Geological Survey Denver, CO.
- Einstein, H. A. (1950). *The bed-load function for sediment transportation in open channel flows* (Vol. 1026): US Department of Agriculture Washington, DC.
- Everardo, G. P. (2006). *II Curso de Medidores de Vazão Acústica Doppler, Apostila módulo Básico*. ITAIPU Binacional: Agência Nacional de Águas.
- Fernández, Y. J. A. (2003). La recuperación de ríos en entornos urbanos: el caso del Río Zadorra en Vitoria-Gasteiz. In (pp. 1-9): Universidad Politécnica de Madrid.
- Fick, A. (1855). V. On liquid diffusion. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 10(63), 30-39.
- Fuentes, P., Alfaro Abanto, T., Martínez Carrillo, I., Cieza De Los Santos, L. K., Vargas Cerón, O. D., & Quiñones Rojas, J. S. (2014). Tratamiento de cauce del río Tumbes para el control de inundación y erosión fluvial.
- Fulford, J., & Sauer, V. (1986). Comparison of velocity interpolation methods for computing open-channel discharge.
- García, C. J. C. (2011). Biogeografía. *Universidad de Cantabria. Edición electrónica disponible en <https://ocw.unican.es/course/view.php?id=121§ion=1>*.
- García, M., & Parker, G. (1991). Entrainment of bed sediment into suspension. *Journal of hydraulic engineering*, 117(4), 414-435.
- Goyburo, P. A. (2017). *Monitoreo y caracterización del transporte de sedimentos durante crecidas o eventos extremos de El Niño en el río Tumbes*.

- (Pregrado), Tesis para obtener el título profesional de Ingeniero Agrícola, Universidad Agraria La Molina.
- Hashiba, M., Kai, T., Yorozuya, A., & Motonaga, Y. (2014). *Field observation of the river flood flow and suspended sediment distribution using ADCP*. Paper presented at the Proceedings of the 9th International Symposium on Ultrasonic Doppler Methods for Fluid Mechanics and Fluid Engineering, Strasbourg, France-August 2014.
- Higgins, A., Restrepo, J. C., Otero, L. J., Ortiz, J. C., & Conde, M. (2017). Distribución vertical de sedimentos en suspensión en la zona de desembocadura del Río Magdalena, Colombia. *Latin american journal of aquatic research*, 45(4), 724-736.
- Huamán, G. D. J. (2018). *Hidrometría de alta precisión durante eventos hidrológicos extremos en el norte del Perú: caso de los ríos binacionales puyango-tumbes y zarumilla*. (Pregrado), Título para obtener el título profesional de Ingeniero Agrícola, Universidad Nacional de Tumbes-Tumbes.
- ICC. (2017). *Manual de Medición de Caudales*. Guatemala: Instituto Privado de Investigación sobre Cambio climático.
- Ikeda, S., & Asaeda, T. (1983). Sediment suspension with rippled bed. *Journal of hydraulic engineering*, 109(3), 409-423.
- Instrument, R. (2003). *WinRiver User's Guide International Version*. RD Instrument, San Diego, Calif, USA.
- ISO4363. (2002). Measurement of liquid flow in open channels-Methods for measurement of characteristics of suspended sediment.
- Jarrett, R. D. (1990). Hydrologic and hydraulic research in mountain rivers. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 26(3), 419-429.
- Kennedy Pérez, A., Fragoza Díaz, F., Peña Peña, E., & Moreno Bañuelos, E. (1992). Manual de aforos. In: IMTA. Coordinación de Tecnología de Riego y Drenaje.
- Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E., & Mosquera, K. (2008). El Niño? related precipitation variability in Perú. *Advances in Geosciences*, 14, 231-237.
- Lavado, C. W., & Espinoza, J. C. (2014). Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorología*, 29(2), 171-182.
- Lazarte Araoz, E. (2002). SIG de la cuenca del río Puyango Tumbes para la gestión de los recursos hídricos.

- Le Coz, J., Chastan, B., Védie, F., & Dramais, G. (2007). Emplois de l'ADCP en rivière: une revue de synthèse. *La Houille Blanche*(4), 119-130 %@ 0018-6368.
- Lee, H.-E., Lee, C., Kim, Y.-J., Kim, J.-S., & Kim, W. (2013). Power law exponents for vertical velocity distributions in natural rivers. *Engineering*, 5(12), 933.
- León, A. K. B. (2014). Análisis espacio-temporal de las precipitaciones y caudales durante los eventos El Niño (1982-83 y 1997-98) en la costa norte peruana.
- Marbello, R. (2001). Hidrometría y aforo de corrientes naturales. *Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Ingeniería Civil. Colombia. 63p.*
- Marsden, J. E., Tromba, A. J., & Mateos, M. L. (1991). *Cálculo vectorial* (Vol. 69): Addison-Wesley Iberoamericana.
- Martín, V. J. P. (2007). *Ingeniería de ríos* (Vol. 9): Univ. Politèc. de Catalunya.
- MINAG. (2013). *Estudio de la delimitación del ámbito territorial de la administración local de agua-Tumbes.*
- Montgomery, D., Peck, E., & Vining, G. G. (2006). Introducción al análisis de regresión lineal. *Compañía Editorial Continental. Tercera edición. México.*
- Montgomery, D. C. (2008). *Diseño y análisis de experimentos.* México.
- Morera, S. (2014). Magnitud, frecuencia y factores que controlan los flujos sedimentarios desde los Andes Centrales Occidentales hacia el océano Pacífico peruano. *Doctoris Philosophiae en Recursos Hídricos, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Peru, 176.*
- Morera, S. B., Condom, T., Crave, A., Steer, P., & Guyot, J. (2017). The impact of extreme El Niño events on modern sediment transport along the western Peruvian Andes (1968–2012). *Nature.*
- Muste, M., Yu, K., & Spasojevic, M. (2004). Practical aspects of ADCP data use for quantification of mean river flow characteristics; Part I: moving-vessel measurements. *Flow measurement and instrumentation*, 15(1), 1-16.
- Núñez, S., & Zegarra, J. (2006). Estudio geoambiental de la cuenca del río Puyango-Tumbes. Lima, Perú
- OMM, G. d. P. (2011). Hidrológicas-168: <http://www.inamhi.gov.ec/educativa.WMOSPA.pdf>. [citado 18 de Marzo de 2009].
- Orihuela, R. C. (2009). *Matemática para economistas.* Universidad Nacional Agraria la Molina. Lima, Perú.
- PEBPT. (2002). Plan de Gestión de la oferta de agua en las cuencas del ámbito del proyecto especial binacional Puyango-Tumbes. 158p.

- PEBPT. (2016). Plan Operativo Institucional. In *POI-2016*. Perú: Proyecto Especial Binacional Puyango Tumbes.
- Peñas , F. (2014). Clasificación del régimen hidrológico natural y predicción de características hidroecológicas en el tercio norte de la Península Ibérica.
- Prandtl, L. (1925). Bericht uber Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz. *Zs. angew. Math. Mech.*, 5, 136-139.
- Quincho, O. B. J. (2015). *Estudio experimental del transporte de sedimentos en suspensión y fondo y comparación con fórmulas empíricas en los ríos Puyango-Tumbes y Zarumilla*. (Pregrado), Tesis para obtener el título de Ingeniero Agrícola, Universidad Agraria La Molina. Lima, Perú.
- Quiñones , F., & Guzmán , S. (1986). *Determinación de caudal y técnicas de muestreo en agua superficial*. San Juan; U.S. Geological Survey; 1986. 68 p. Ilus, tablas. (WRIP 85-89). U.S.A.
- RAE. (2018). *Diccionario de la lengua española*: Real Academia Española.
- Ramos, A., Sánchez, P., Ferrer, J. M., Barquín, J., & Linares, P. (2010). Modelos matemáticos de optimización. *Publicación Técnica*, 1.
- Richardson, E., Simons, D., & Julien, P. (1990). *Highways in the river environment: participant notebook*: Federal Highway Administration.
- Robredo, J. (2000). Cálculo de caudales de avenida. *Universidad Politécnica de Madrid*.
- Rocha, A. (1998). *Introducción a la hidráulica fluvial*: Universidad Nacional de Ingeniería. Facultad de Ingeniería Civil.
- Rocha, A. (2006). *Problemática de la sedimentación de embalses en el aprovechamiento de los ríos peruanos, aplicada al embalse de Poechos*. Paper presented at the Proceedings del "Primer Congreso Internacional de Hidráulica, Hidrología, Saneamiento y Medio Ambiente-Hidro.
- Rocha, A. (2009). *La Morfología Fluvial y su Incidencia en la Estabilidad de las Obras Viales*. Paper presented at the VII Congreso Internacional de Obras de Infraestructura Vial. Academia Peruana de Ingeniería.
- Rouse, H. (1937). Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence. *Trans ASCE*, 102, 463-505.
- Salas, M., & Jiménez, E. (2007). Fascículo Inundaciones. In: CENAPRED.
- Sampaio, F. P. R. (2016). Métodos de amostragens de sedimentos em suspensão no Rio Solimões: Estudo de caso na estação de Manacapuru.

- Sarachik, E. S., & Cane, M. A. (2010). *The El Niño-southern oscillation phenomenon*. Cambridge University Press, Cambridge University Press.
- SENAMHI. (2017). *El Niño Costero 2017 Condiciones Termo-Pluviométricas a Nivel Nacional*.
- Simons, D. B., & Şentürk, F. (1992). *Sediment transport technology: water and sediment dynamics*: Water Resources Publication.
- Sotelo, A. (2002). Hidráulica de canales. UNAM. México.
- Stokes, G. G. (1851). *On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums* (Vol. 9). Pitt Press Cambridge.
- Takahashi, K. (2004). *The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997--1998 and 2002 El Niño events*. Paper presented at the Annales Geophysicae.
- Tarback, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra*. Madrid: Pearson Educación
- Umpiérrez, O. (2016). Análisis de impactos hidrológicos del " El Niño". Compilación, estudios e investigación.
- Van Rijn, L. (1993). Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Amsterdam: Aqua publications.
- Vázquez, T. D. (2012). Transporte de sedimentos como carga de fondo en la cuenca del río Narcea (vertiente norte de la Cordillera Cantábrica).
- Venero, A. (2001). Análisis Matemático, I. Edic. Lima-Perú.
- Villón, M. (2002). Hidrología. Editorial Tecnológica de Costa Rica, Cartago.
- Walling, D. E., Owens, P. N., Waterfall, B. D., Leeks, G. J., & Wass, P. D. (2000). The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. *Science of the Total Environment*, 251, 205-222.
- Wohl, E. E. (2000). Mountain rivers. American Geophysical Union
- Woodman, R. (1999). Modelo estadístico de pronóstico de las precipitaciones en la costa norte del Perú. *El Fenómeno del Niño, Investigación para una prognosis, 1er encuentro de Universidades del Pacífico Sur: Memoria*, 93-108.

ANEXOS

ANEXO A- ASPECTOS COMPLEMENTARIOS DEL ADCP

A.1. Independencia de la trayectoria y la velocidad.

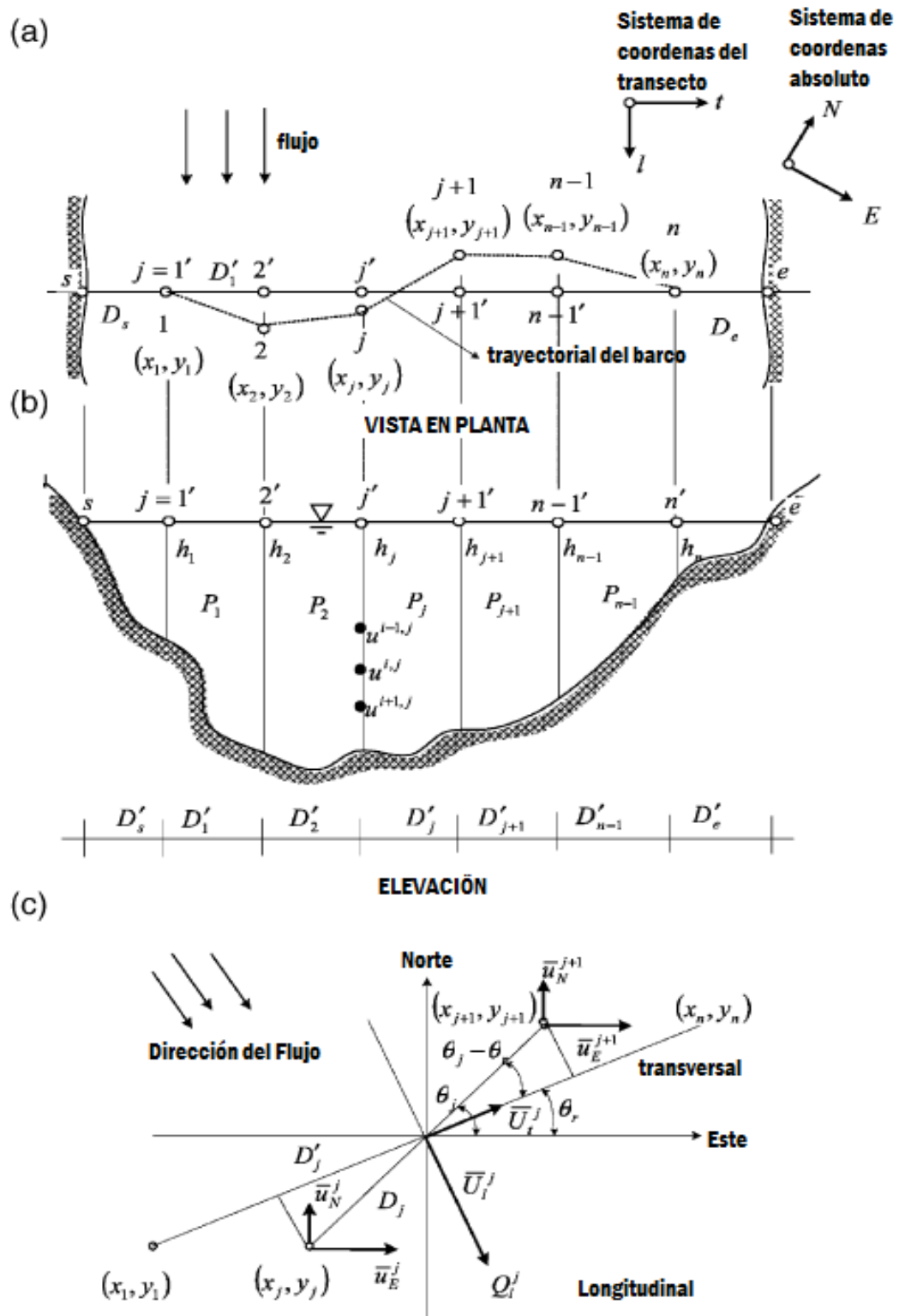
Se presenta un sumario adicional sobre ADCP. La data general que arroja los ADCP son los caudales de ríos, aunque también te informa de la geometría del transecto, la distribución de velocidades y los patrones. La necesidad de estimar las velocidades medias ha llevado a desarrollar el algoritmo desarrollado por Adler Nicodemus.

Los perfiles de velocidades que el ADCP registra desde barcos en cada transecto siguiendo trayectorias aproximadas a la transversal ideal son todas aproximadamente iguales ya que las velocidades son registradas en coordenadas Norte -Este y luego Post-Procesadas para ser proyectadas a la sección transversal ideal.

Se presenta el post-procesamiento adicional que reallizan los softwares como WinRiverII para mejorar el uso de los datos de ADCP para obtener las velocidades promedio sobre profundidad y el área de la sección del río. Si hay un grupo grande de transectos esta promedia para darte con precisión las características del flujo medio sobre profundidad y en la sección transversal.

A.2. Algoritmo para estimar perfiles de velocidad media.

Figura 50. . Esquema conceptual para la profundidad promediada y el cálculo de descarga; (a) vista en planta; (b) sección transversal; (c) Relación entre ADCP y sistemas de coordenadas fluviales.



Fuente: Adaptado de Muste, Yu, and Spasojevic (2004).

A. Aplicar condicionamiento a los datos en bruto.

B. Aplicar la ley de potencia (exponencial) para regresión a la velocidad medida por el ADCP en un ensamble (perfil j):

$$v_N^j = C_N \left(\frac{y}{h_j} \right)^{\frac{1}{7}}; v_E^j = C_E \left(\frac{y}{h_j} \right)^{\frac{1}{7}}$$

Los subíndices N y E están dado para dirección Norte y Este, respectivamente.

C. Cálculo de la velocidad promedio a profundidad (perfil j):

$$\bar{v}_N^j = \int_0^{h_j} v_N^j(y) dy; \bar{v}_E^j = \int_0^{h_j} v_E^j(y) dy;$$

D. Determine la dirección del Transecto (perfil j) y determine la componente longitudinal y transversal de la velocidad:

$$\theta_r = \tan^{-1} \left(\frac{y_n - y_1}{x_n - x_1} \right); \bar{V}_N^j = -\bar{v}_N^j \cos \theta_r + \bar{v}_E^j \operatorname{sen} \theta_r; \bar{V}_E^j = \bar{v}_N^j \cos \theta_r + \bar{v}_E^j \operatorname{sen} \theta_r$$

E. Calcular la distancia entre perfiles consecutivos (panel j):

$$D = \sqrt{(x_{j+1} - x_j)^2 + (y_{j+1} - y_j)^2}$$

cálculo de la dirección del segmento entre perfiles consecutivos y sus proyecciones, D_j:

$$\theta_r = \tan^{-1} \left(\frac{y_n - y_1}{x_n - x_1} \right); D_j' = D_j |\operatorname{sen}(\theta_j - \theta_r)|$$

F. calculo de la velocidad media entre perfiles consecutivos (panel j).

$$\bar{U}_l^s = \frac{U_l^j + U_l^{j+1}}{2}; \bar{U}_t^e = \frac{U_t^j + U_t^{j+1}}{2}$$

Cada ensamble es registrado con su sistema de coordenadas de río (eje longitudinal-eje transversal) en cada transecto. Los pasos A – D en la

Figura 51 se describen los pasos de cálculo para determinar las velocidades promediadas en profundidad en las coordenadas del río. El acondicionamiento de los datos se realiza en el paso A (ver Figura 51). Dada la dispersión potencial de los perfiles de velocidad 'instantáneos' (los perfiles de un solo ping muestran más dispersión que el promedio de algunos pings / conjuntos) recopilados con ADCP en buques en movimiento, se aplica el suavizado de regresión de ley de potencia a los datos sin procesar (paso B en la Figura 52). Velocidades promediadas en profundidad se puede calcular integrando la distribución de velocidad. sobre la profundidad (recomendado), o por métodos estándar asociado a la velocidad convencional (punto) Mediciones. Paso C en la Fig. 52 se calcula las velocidades promediadas en profundidad Utilizando el método de los tres puntos, para investigar la robustez del algoritmo de interpolación para ambas estimaciones de la velocidad media. Paso D del diagrama de flujo transforma las velocidades promediadas en profundidad en coordenadas de río: longitudinal (U_{jl}), y transversal (U_{jt}). La dirección de cada transecto individual se determina utilizando las coordenadas de la primera y los últimos conjuntos de ADCP del transecto (ver Figura 52).

**ANEXO B- GUÍA ESTÁNDAR ASTM D4411-03 - PARA MUESTREO DE
SEDIMENTOS FLUVIALES EN MOVIMIENTO.**

B.1. Sumario de la Guía Estándar ASTM D4411-03

Se presenta a continuación un sumario general de la guía en mención. Esta guía cubre el equipo y los procedimientos básicos de muestreo para determinar la descarga de sedimentos transportados.

El diseño de un programa de muestreo requiere una evaluación de varios factores. Dependiendo del objetivo se debe fijar las tolerancias. Para lograr los objetivos con un costo mínimo, se debe tener cuidado al seleccionar el sitio, la frecuencia de muestreo, la distribución espacial del muestreo, el equipo de muestreo y los procedimientos operativos.

- ✓ Sitio de muestreo: No debe ser localizado inmediatamente aguas abajo de una confluencia debido a la mala mezcla lateral del sedimento porque requerirá un número excesivo de muestras.
- ✓ La frecuencia de muestreo: se puede optimizar después de una revisión de los datos recopilados durante un período inicial de muestreo intensivo.
- ✓ La distribución espacial del muestreo: La ubicación y el número de verticales de muestreo requeridos en un sitio de muestreo dependen principalmente del grado de mezcla en la sección transversal.
- ✓ Selección de aparatos de muestreo: La selección del aparato depende del objeto del programa de muestreo y características físicas e hidráulicas del sitio. Para muestrear la descarga total de sedimentos dentro de una sección recta del canal abierto, use un muestreador de sedimentos en suspensión junto con un muestreador de fondo.

Muestreadores de sedimentos en suspensión- Cada vez que el fluido dentro de un tubo de corriente se acelera al cambiar su dirección o velocidad, las partículas de sedimento tienden a migrar a través de los límites del tubo de corriente. Esta migración provoca un enriquecimiento local o agotamiento en la concentración de sedimentos. Para evitar tales cambios en una boquilla de muestreo, los muestreadores de sedimentos suspendidos deben operar de forma isocinética (o casi isocinética). Hay dos tipos básicos de instrumentos isocinéticos comúnmente utilizados para muestrear sedimentos en suspensión: Uno tipo integrador y el otro tipo trampa.

ANEXO C- GUÍA ESTÁNDAR ASTM D3977- 97 MÉTODOS DE PRUEBA ESTÁNDAR PARA DETERMINAR LA CONCENTRACIÓN EN MUESTRAS DE AGUA.

C.1. Sumario de la Guía Estándar ASTM D3977-97

Se presenta a continuación un sumario general de la guía en mención. Los procedimientos dados en la guía son métodos utilizados por el Servicio de Investigación Agrícola, el servicio Geológico, el servicio de Conservación de los Recursos Nacionales, la Oficina de reclamación y otras agencias responsables de estudiar los cuerpos de agua. Estos métodos de prueba cubren la determinación de las concentraciones de sedimentos en agua y en muestras de aguas residuales recolectadas en lagos, embalses, estanques, arroyos y otros cuerpos de agua. En los ríos y otros cuerpos de agua que fluye, la concentración de sedimentos depende fundamentalmente de cómo se recolectan las muestras. Al multiplicar las concentraciones de los sedimentos obtenidas por el caudal líquido se puede estimar el caudal sólido.

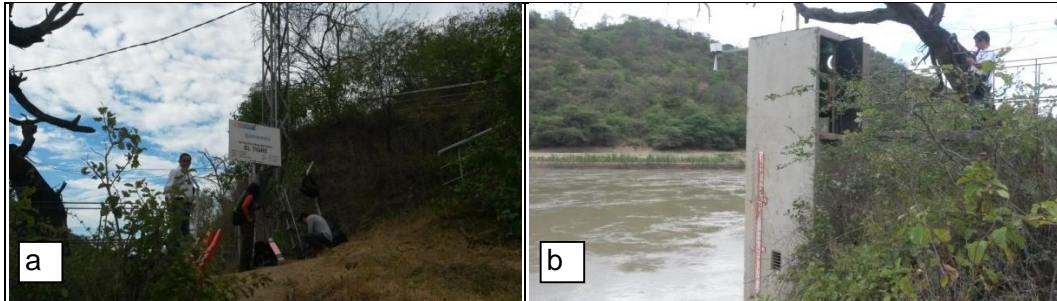
En el presente manual se describe el método C de forma explícita dentro de la categoría titulada "filtración por tamizado en húmedo" dentro de la categoría 20 a 25. El Método de prueba C puede usarse si se requieren dos valores de concentración: uno para partículas de tamaño de arena y otro para la combinación de partículas de limo y tamaño de arcilla. La fracción limo-arcilla no necesita ser sedimentable.

El Método de prueba C cubre mediciones de concentración de dos fracciones de tamaño de partícula. El término fracción fina se refiere a partículas lo suficientemente pequeñas para pasar a través de un tamiz con aberturas de 62 o 63 μm ; fracción gruesa se refiere a partículas lo suficientemente grandes como para ser retenidas en el tamiz. La fracción fina no necesita ser resuelta. Este método de prueba es útil cuando se deben recolectar muestras grandes en el campo, pero solo las sub-muestras pequeñas, generalmente de 300 a 500 ml, pueden enviarse al laboratorio. Para el presente estudio, se filtró toda la muestra y así se obtuvo la concentración total de los sedimentos en suspensión de cada una de ellas.

ANEXO D- PANEL FOTOGRÁFICO

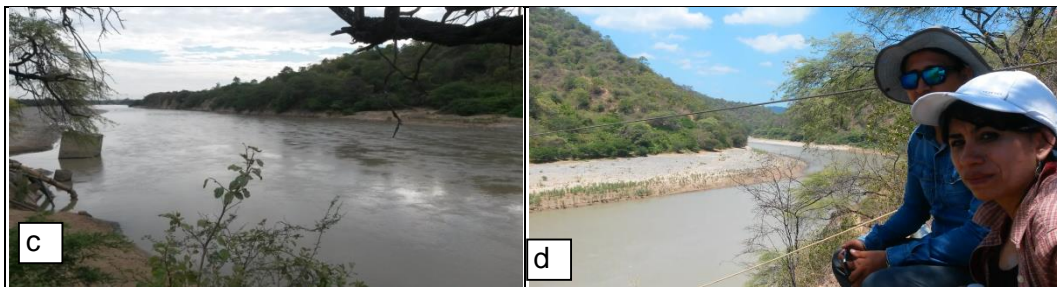
D.1. Fotografías en la estación El Tigre

Figura 51. Visita a campo para reconocer la estación El Tigre y la metodología que emplean en la medición de las velocidades y la toma de muestras de materiales en suspensión.



a Delegación IGP-PEBPT visitando la estación hidrométrica El Tigre.

b Estación El Tigre-en el la cual se registra la cota relativa del nivel de agua.



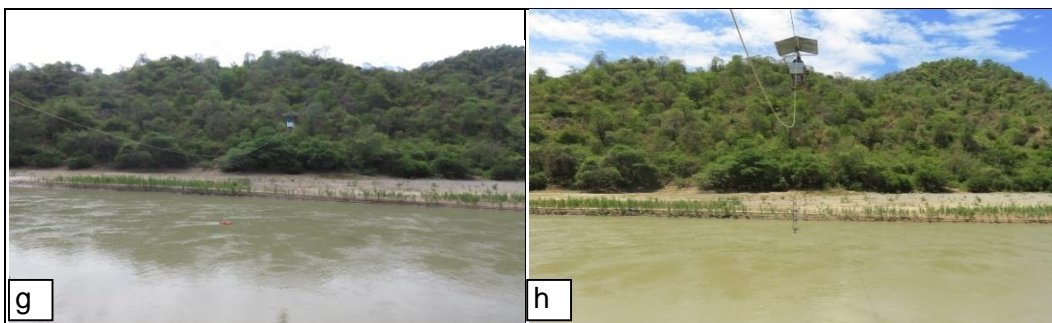
c Aguas abajo de la estación ElTigre.

d Aguas Arriba. El Ing. Darwin y la Dra Elisa.



e El Ing. Darwin preparando el ADCP.

f El Sr. Técnico Mena atando al carro huario el ADCP o muestreador Triple.



g

h

Estación El Tigre: medición de velocidades con el ADCP.

Estación El Tigre: Toma de muestras con el Muestreador Triple- tipo trampa puntual.



i

j

Carro Huaro conducido por el Sr. Florián - PEBPT.

El Ing. Otiniano colocando en posición al muestreador Triple. Punto de partida para tomar las muestras de los sedimentos en suspensión.

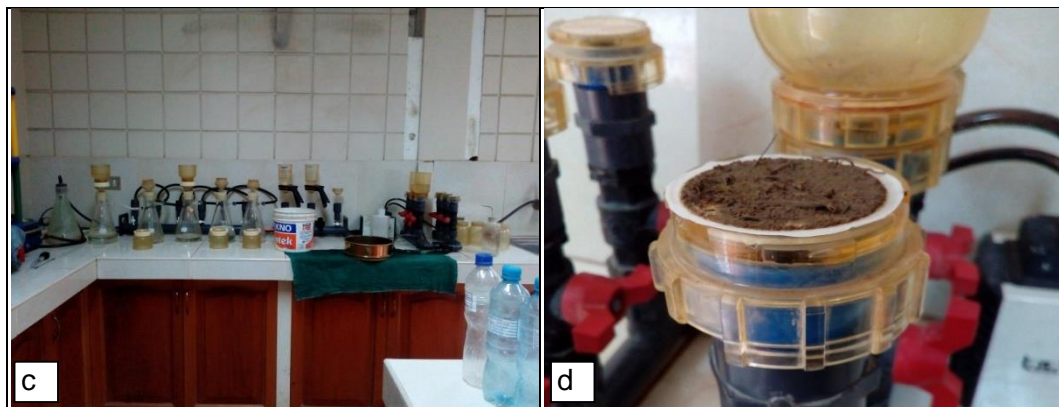
D.2. Fotografía del procesamiento de muestras en la Universidad Nacional Agraria La Molina.

Figura 52. Filtrado de las muestras de sedimentos en suspensión en el laboratorio de Agua y Suelo de la Facultad de Ingeniería Agrícola de la Universidad Nacional Agraria la Molina.



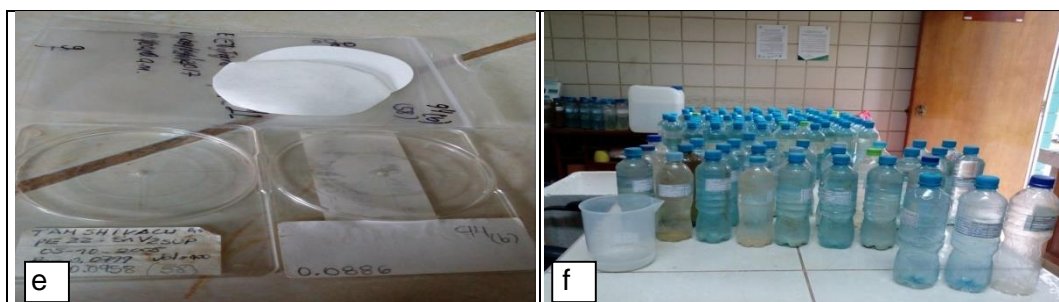
Muestras de los sedimentos en suspensión recogidas en recipientes de 500ml-700ml. Muestras del año 2017

Rampa o sistema de filtrado a vacío.



La rampa durante el filtrado

Muestra de sedimentos húmedo después del filtrado respectivo.



Papel filtro de celulosa 0.45 µm y portamuestras.

Muestras de los sedimentos en suspensión recogidas en recipientes de 500ml-700ml. Muestras del año 2018.



g

Balanza analítica



h

Estufa de secado



i

Muestras secadas.



j

En el laboratorio.