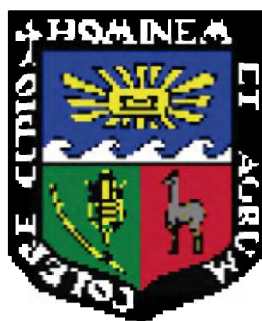


**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

ESCUELA DE POST GRADO

MAESTRIA EN RECURSOS HÍDRICOS



**CUANTIFICACION DE FLUJOS SEDIMENTARIOS DE LAS CUENCAS
AMAZONICAS DE PERU**

Presentado por:

Elisa Natalia ARMIJOS CARDENAS

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAGÍSTER SCIENTIAE EN
RECURSOS HÍDRICOS**

Lima- Perú

2010

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

ESCUELA DE POSTGRADO

MAESTRÍA DE RECURSOS HÍDRICOS

**CUANTIFICACION DE FLUJOS SEDIMENTARIOS DE
LAS CUENCAS AMAZONICAS DE PERU**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAGÍSTER
SCIENTIAE EN RECURSOS HÍDRICOS.**

Presentado por:

Elisa Natalia ARMIJOS CARDENAS.

Sustentada y aprobada ante el siguiente jurado:

**Mg.Sc. Rosa Miglio Toledo
Presidente**

**Mg.Sc. Eduardo Chávarri Velarde
PATROCINADOR**

**Dr. Thomas Condom
MIEMBRO**

**Mg.Sc. Sebastián Santayana Vela
MIEMBRO**

**Lima – Perú
2010.**

Agradecimiento

Este trabajo ha sido posible gracias al convenio entre el IRD (Institut de Recherche pour le Développement), la UNALM (Universidad Nacional Agraria La Molina) y el SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología) a través del Proyecto Hybam. Por lo que mi más sincero agradecimiento a la Universidad La Molina y al Proyecto Hybam por su acogida y formación durante estos años dentro de un ambiente de camaradería.

Agradezco profundamente a dos personas que admiro mucho por su calidad humana y científica, Jean Loup Guyot y Alain Crave, por su confianza puesta en mí, por iniciarme en este camino de la investigación a través de sus conocimientos y experiencias, por su paciencia y tiempo, porque sin su orientación no hubiera sido realidad este trabajo.

Agradezco a los integrantes de la casita verde, empezando por el profesor Eduardo Chavarri, quien ha sido parte de mi formación, a Philippe Vauchel y Pascal Fraizy, por la importante labor que realizan y a quienes les debo mis competencias en el terreno, a Nore por su impecable trabajo en el laboratorio, a Jhan Carlo, Jamesito, Emilie, Raulito, Hetitor, Sebas, Elmo, Gato, Sergio, Marita, Mimi, Marielle, que a más del intercambio científico me adoptaron como una más de esta familia, brindándome cariño y amistad.

Tengo que agradecer a los miembros del Jurado: Rosa Miglio, Sebastian Santallana, y Thomas Condom, por sus correcciones e importantes sugerencias.

Agradezco también al personal directivo y administrativo del IRD- Perú, Gerad Herail, Jannette, Liliana, Mimi, por su eficiencia y ayuda.

Un especial agradecimiento a las personas que me recibieron en este maravilloso País, y me abrieron las puertas de su hogar y de su corazón, Hilda, Walter, Sonia, Bety, Clodo, Nora, Raúl, Clara, Rocío, Aracelli, Yesenia, Karla, Karina.

Agradezco a mis amigos de Ecuador, por hacer que cada retorno a casa sea un aliciente para seguir adelante, a los compañeros del INMAHI en especial a Rodrigo Pombosa, Marcelo Ayabaca, Napoleón Burbano, Ramón Chango, a las señoras del Laboratorio, por su respaldo y motivación.

A mi familia, pilar fundamental, que con paciencia y amor aceptaron estos años de ausencia, Alberto, Dina, Luz y Nadia.

A Marie, H elene, Michel, Doriam, Pierric, por recibirme como un miembro mas de su familia, a Jacky, Brigitte, Denis, Lyka, amigos de la vida que se encuentran y no se olvidan.

Finalmente, agradezco a Pascalito, mi esposo, por mostrarme la vida desde otra perspectiva, por ser c omplice y confidente es este sendero que decidimos recorrer juntos.

ABSTRAT

The present study deals with the quantification of sedimentary transport, the degree of uncertainty in the methodologies employed, and the temporal variability of the liquid flow and sedimentary transport. In this study, we considered 8 hydrological and sedimentary stations in the Peruvian Amazonian River basin, three on the piedmont and five in the plain, specifically on the Marañón, Huallaga, Ucayali, Amazon, Tigre and Napo rivers. The period of observation is from 2004 until 2009.

For the determination of the suspended sediments flow, surface samplings were collected every ten days by a local person, in addition to the collection of sedimentary transport data, obtained during field campaigns made every three months.

The evaluation of the sedimentary flows was made through two methodologies of calculation; one of interpolation of the data of concentrations obtained every ten days and the other of extrapolation, using the relation between liquid flow versus sediment transport. The calculation of the bottom load was based on the Rouse's concentration and velocity profiles.

For the first time, Rouse's profile and the turbidity profile were used as a tool of spatial analysis for the Peruvian Amazonian rivers.

For the period of study and with a total of 1 547 samples, we determined that the Peruvian Amazonian River basin transports $629 \cdot 10^6 \pm 36\%$ t year⁻¹ of sediments in suspension, and a liquid flow rate of $36\,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The Ucayali River contributes the greatest amount of sediments with 61.2%, the Marañón River Basin with 30.4%, and the Napo River Basin with 8.4%.

At the piedmont, the Marañón river transports $162 \cdot 10^6$ t year⁻¹ ($\pm 24\%$), the Huallaga river $81 \cdot 10^6$ t year⁻¹ ($\pm 19\%$) and the Ucayali river $239 \cdot 10^6$ t year⁻¹ ($\pm 12\%$).

Large temporal variability in liquid as well as sediment fluxes is observed, mainly in the mountain rivers, which is attenuated approaching the plain.

Keywords:

Suspended sediments, turbidity, Rouse's profiles of velocity, Amazonía

RESUMEN

El presente estudio, trata sobre la cuantificación del flujo sedimentario, el grado de incertidumbre en las metodologías empleadas y la variabilidad temporal de los flujos líquidos y sólidos. Para este trabajo se consideró 8 estaciones hidrológicas y sedimentarias de la cuenca amazónica peruana, tres en el pie de monte y cinco en la llanura, sobre los ríos, Marañón, Huallaga, Ucayali, Amazonas, El Tigre y Napo. El período observación es del 2004 a 2009.

Para la determinación de flujo de sedimentos en suspensión, se utilizó muestreos superficiales recolectados cada diez días por una persona del lugar, además de los datos de caudal sólido, obtenidos en campañas de campo realizadas cada tres meses.

La evaluación de los flujos sedimentarios se realizó a través de dos metodologías de cálculo, una de interpolación de los datos de concentraciones especializados cada diez días y la otra de extrapolación, mediante de la relación caudal líquido vs caudal sólido.

El cálculo de la carga de fondo se fundamentó en el perfil de concentraciones de Rouse y el perfil de velocidades.

Se muestra por primera vez la utilización del perfil de Rouse y la turbiedad como una herramienta para el análisis espacial, para los ríos amazónicos peruanos.

Para el período establecido y con un total de 1 547 muestras, se determinó que la cuenca amazónica peruana transporta $629 \cdot 10^6 \pm 36\%$ t/año de sedimentos en suspensión al año, y un caudal de $36\,000 \text{ m}^3/\text{s}$. El río Ucayali aporta la mayor cantidad de sedimentos con 61.2%, la cuenca del río Marañón 30.4% y la cuenca el Napo 8.4%. En el pie de monte el río Marañón conduce $162 \cdot 10^6 \pm 24\%$ t/año, el río Huallaga $81 \cdot 10^6 \pm 19\%$ t/año, y el río Ucayali $239 \cdot 10^6 \pm 12\%$ t/año. Se observa una fuerte variabilidad temporal tanto en caudales líquidos como sólidos, sobre todo en los ríos de montaña, que se atenúa con forme se acerca a la planicie.

Palabras claves:

Sedimentos, suspensión, turbiedad, perfil de Rouse, perfil de velocidad, Amazonas.

Indice

	Pag
I. Introducción	1
II. Objetivos	2
2.1. Objetivo Principal	3
2.2. Objetivos secundarios	3
III. Justificación	3
IV. Revisión de Literatura	5
4.1. Dinámica del Transporte Fluvial	6
4.2. Modelo de Rouse	6
4.3. Erosión y deposición	7
4.4. Fuerza de tracción, velocidad crítica	8
4.5. Capacidad de Transporte	9
4.6. Modos de Transporte	9
4.7. Mecanismos de Transporte	10
4.8. Turbiedad	11
4.9. Medición de Caudales	12
4.9.1. Caudal líquido	12
4.9.2. Caudal sólido	15
4.10. Cálculo de flujos anuales-evaluación temporal	18
4.11. Cálculo de la Incertidumbre en los procesos de muestreo y laboratorio	20
V. Área de Estudio	23
5.1. Cuenca Amazónica	23
5.2. Cuenca Amazónica del Perú	24
VI. Materiales y Métodos	32
6.1. Estaciones de Referencia	32
6.2. Metodología de Campo	33
6.2.1. Muestreo de Material en Suspensión Superficial	33
6.2.2. Muestreo de Material en Suspensión de la Sección	33
6.2.3. Perfiles de Turbiedad	34
6.3. Análisis de Laboratorio	35
6.3.1. Determinación de la concentración de Material en Suspensión	35

6.3.2. Calibración de la Turbiedad	36
6.4. Metodología de Campo	37
6.4.1. Cálculo de Caudales sólidos	37
6.4.2. Cálculo de flujo sólido	38
6.4.3. Estimación del material de fondo móvil	42
VII. Resultados	45
7.1. Resultado del Cálculo de Incertidumbre en los procesos de muestreo y laboratorio	45
7.2. Resultados de Calibración de Turbiedad	46
7.3. Resultados de Cálculo de Fondo móvil	48
7.4. Flujos Líquidos	52
7.5. Flujos Sólidos	58
7.5.1. Variabilidad temporal de los flujos sólidos	58
7.5.2. Métodos de Cálculo de flujos sólidos	63
VIII. Conclusiones	70
IX. Perspectiva	72

Índice de Tablas

	Pág	
Tabla 1.	Métodos de cálculo de flujo de sedimentos	18
Tabla 2.	Flujos líquidos y sólidos de los principales ríos del Mundo	23
Tabla 3.	Red de estaciones de monitoreo	25
Tabla 4.	Parámetros morfométricos	27
Tabla 5.	Estaciones hidrológicas y de sedimentos. Fecha de inicio de muestreo de material en suspensión	32
Tabla 6.	Origen y diámetro (d50) de las muestras	36
Tabla 7.	Datos para el cálculo de perfil de concentración- Rouse	44
Tabla 8.	Resumen de Estimación de la Incertidumbre en los procesos de muestreo y laboratorio	45
Tabla 9.	Cálculo de Perfil de concentración con modelo de Rouse, Caudal de tipo no fondo.	49
Tabla 10.	Cálculo Porcentaje de fondo, con 3% ,2% y 1% de profundidad máxima	51
Tabla 11.	Coefficientes de variación para caudales diarios	56
Tabla 12.	Coefficientes de variación para concentración de sedimentos en suspensión a nivel instantáneo.	59
Tabla 13.	Cálculo de flujos sólidos para los diferentes ríos de la cuenca amazónica peruana – utilizando el método de interpolación lineal	64
Tabla 14.	Cálculo de flujos sólidos para los diferentes ríos de la cuenca amazónica peruana – utilizando el método Relación Caudal-Caudal Sólido.	66
Tabla 15.	Valores de parámetros de modelo de Rouse obtenidos a partir de las dos alternativas	75
Tabla 16.	Comparación de alternativas	75

Índice de Figuras

	Pag.	
Figura 1.	Denudación. Tres estados del ciclo de erosión, A) Juventud. B) Madures v C) Veiez.	5
Figura 2.	Distribución de velocidad, concentración de sedimentos y caudal sólido en una sección.	6
Figura 3.	Modelo de Rouse para concentraciones de sedimentos en suspensión	7
Figura 4.	Curva deHjulstrom, Kukal, 1970.	9
Figura 5.	Transporte de sedimentos	10
Figura 6.	Principios de medida de sondas de turbiedad o nefelómetros	11
Figura 7.	Regla limnimétrica- Río Napo en Bellavista.	12
Figura 8.	EL ADCP,efecto Doppler	13
Figura 9.	Instalación ADCP	14
Figura 10.	Datos de Aforo, medición "in situ". Estación Tamshiyacu	14
Figura 11.	Aforo sólido. Muestreo puntual de agua y sedimento	15
Figura 12.	Muestreo integrado	16
Figura 13.	Muestreo de fondo utilizando zanjas	16
Figura 14.	Muestreador de fondo	17
Figura 15.	Muestreador Triple (20, 50 y 100 cm desde el lecho)	17
Figura 16.	Cuenca Amazónica, unidades geomorfológicas , distribución política	24
Figura 17.	Ubicación de las estaciones de estudio en la cuenca amazónica de Perú	25
Figura 18.	Curvas hipsométricas- cuencas de estudio Marañón, Napo. Ucavali.	31
Figura 19.	Ubicación de las estaciones hidrológicas y de sedimentos de la cuenca amazónica peruana. Modelo Digital de	32
Figura 20.	Muestreo superficial	33
Figura 21.	Muestreadores a profundidad. a) Muestreo de la sección, b) muestreador manual verticla. c) muestreador	33
Figura 22.	Montaje y puesta en operación sondas de turbiedad	34
Figura 23.	Rampa de filtración, equipos de pH y conductividad eléctrica	35
Figura 24.	Dispositivo de calibración de turbiedad en laboratorio	36

Figura 25.	Determinación de la concentración total en suspensión en la sección. a) Método 1 b) Método 2	37
Figura 26.	Relación entre material en suspensión de la sección y el material en suspensión de superficie, curva de tendencia, límites máximos y mínimos con un índice de confianza	39
Figura 27.	Relación caudal líquido vs caudal sólido, tendencia de la serie y límites máximos y mínimos	42
Figura 28.	Perfil logarítmico de velocidades	42
Figura 29	Perfil de concentración con carga de fondo.	43
Figura 30	Resultados del cálculo de incertidumbre en el proceso de obtención de MES en la sección	46
Figura 31	Turbiedad (NTU) vs concentración de sedimentos (mg/l) a) finos v b) gruesos	47
Figura 32	Relación NTU vs Concentración de MES, con concentración de finos constante v variación de	47
Figura 33	Perfil de velocidad, Perfil de Rouse con y sin concentración de fondo.	48
Figura 34	Porcentaje de fondo, en función de concentración volumétrica	50
Figura 35	Figura 35. Caudales diarios para todas las estaciones período 2000-2009, excepto Chazuta (2003-2009) y Nueva York (2006-2009).	54
Figura 36	Distribución Caudales mensuales interanuales, considerando la mediana del valor mensual	55
Figura 37	Curvas de Calibración	57
Figura 38	Flujo medio mensual en t/d para los diferentes ríos amazónicos peruanos	60
Figura 39 (a).	Variación temporal, Caudal diario (m ³ /s) vs Concentración de sedimentos en suspensión instantáneos (mg/l)- . Período 2006-2008. Ríos Marañón,	61
Figura 39 (b)	Variación temporal, Caudal diario (m ³ /s) vs Concentración de sedimentos en suspensión	62
Figura 40 (a)	Curva de duración de flujos	65
Figura 40(b)	Incertidumbre calculada para una frecuencia de muestreo de 10 días. error sistemática v de imprecisión	65
Figura 41.	Reproductividad en el tiempo, método de extrapolación, Cuencas de Marañón. Ucavali. Napo v Amazonas. período	69
Figura 42.	Proceso de modelación con turbiedad y perfil de Rouse, a partir de la turbiedad de finos.	73
Figura 43.	Proceso de modelación con turbiedad y perfil de Rouse, a partir de la concentración de material grueso	74

CUANTIFICACION DE FLUJOS SEDIMENTARIOS DE LAS CUENCAS AMAZONICAS DE PERU

I. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas se ha elevado el interés de estudiar el cambio ambiental mundial y conocer cómo éste afecta la dinámica del sistema terrestre. Esta dinámica se expresa a través de flujos de variables físicas o de materia (flujos de calor, flujos de agua, flujos de sedimentos, flujos de organismos biológicos, etc.). Una pregunta importante actual es saber cómo estos flujos pueden ser modificados a causa del cambio climático y el impacto sobre la organización socio-económica.

La cuenca amazónica es la de mayor superficie en el mundo con $6.1 \cdot 10^6$ km², sin embargo en términos globales es la que menos ha recibido impactos antrópicos, de allí su importancia de estudio ya que se pueden evidenciar los agentes que contribuyen, a que cada año se depositen al Océano Atlántico 800 millones de toneladas de sólidos en suspensión (Guyot et al., 2005) y $270 \cdot 10^6$ t/año de material disuelto (Mortatti y Probst, 2003). La producción de sedimentos de la cuenca Amazónica la ubican en el primer lugar de América y tercera en el mundo después de los ríos Huang- He (río Amarillo) en la China y Ganges-Bamaputra en la India-Bangladesh. (Walling, 1996; Chakrapani, 2005).

Existen varios estudios sobre los procesos de erosión así como de la variabilidad espacio- temporal de la Cuenca Amazónica (Gibbs, 1967; Meade et al., 1979, 1985; Dunne et al., 1998; Filizola y Guyot, 2004, Guyot et al., 1996, 2005, 2007, Martínez et al., 2009), cuyas estimaciones muestran que la cadena Andina es una importante fuente de producción de sedimentos en suspensión y sólidos disueltos.

El Proyecto HYBAM, (Hidrogeodinámica actual de la Cuenca Amazónica) en el marco del convenio entre el Instituto Francés IRD (Institut de Recherche pour Developpement) y las Instituciones Peruanas, SENAMHI (Secretaria Nacional de Meteorología e Hidrología), UNALM (Universidad Nacional Agraria La Molina), inicia el monitoreo de medición de caudales y toma de muestras en el Perú desde el año 2004, con el mismo objetivo general propuesto en los otros países amazónicos, Brasil, Bolivia, Ecuador y Venezuela: estudiar los régimen hidrológicos, sedimentarios y geoquímicos a fin de caracterizar la erosión de los Andes, la transferencia de flujos de agua y de materia a la planicie amazónica, así como

también el impacto antrópico y las consecuencias de los eventos El Niño, La Niña .
(www.mpl.ird.fr/hybam).

El presente trabajo presenta las pautas tanto en metodología de adquisición de datos como en el cálculo de flujos de agua y sedimentos para un período de 6 años (2004-2009), para 8 estaciones ubicadas en los principales ríos peruanos (Marañón, Ucayali, Huallaga, Tigre, Napo y Amazonas), que han sido repartidas a lo largo de la cuenca, desde el pie de monte hacia la llanura.

Esta investigación, tiene como fin el estudio de la variabilidad temporal de los flujos sólidos a escala anual, incorporando además el grado de incertidumbre que genera tanto la metodología propuesta en el muestreo, así como los dos métodos de cálculo de interpolación y extrapolación (relación caudal líquido vs caudal sólido). Observar la reproductibilidad en el tiempo de los métodos expuestos, para finalmente realizar el cálculo de flujos de sedimentos de las cuencas amazónicas peruanas.

El objetivo de este estudio motivo a examinar la variabilidad espacial de la sección de aforo. Reconocer que existen dos tipos de poblaciones de sedimentos, con comportamientos diferentes (finos $\Phi > 0.45 \mu\text{m}$ y gruesos $\Phi > 63 \mu\text{m}$). Estos resultados permiten conocer el flujo de sedimentos y el grado de incertidumbre ligado a los procesos de medición y cálculo.

Se incluye, además, un modelo de estimación de transporte de fondo que permitirá disminuir la incertidumbre en este aspecto.

De igual manera se examina la modelación de material en suspensión, a través de perfiles de turbiedad ligados al modelo físico propuesto por Rouse (1937), generalmente utilizado en los modelos de transporte de sedimentos en suspensión. Esta experiencia se realizó para la estación de Tamshiyacu sobre el río Amazonas, obteniendo resultados interesantes, quedando como alternativa para evaluar de manera más precisa los flujos de sedimentarios, ya que considera las dos poblaciones de sedimentos existentes.

II. OBJETIVOS

2.1. Objetivo principal

- Cuantificar los flujos sedimentarios de los principales ríos de la cuenca amazónica peruana para el período 2004-2009.

2.2. Objetivos secundarios

- Conocer la integración del flujo sólido a escala anual para las 8 estaciones de los ríos amazónicos del Perú.
- Conocer el grado de incertidumbre en cada uno de los procesos tanto en campo (muestreo y medición de caudal líquido, sólido) como en laboratorio.
- Determinar la distribución espacial de las dos poblaciones de sedimentos en suspensión (material fino y grueso).
- Determinar una nueva metodología de análisis de sedimentos en suspensión a través de la turbiedad.

III. JUSTIFICACION

El estudio de la carga de sedimentos es importante ya que sirve como un indicador del impacto antrópico y natural sobre la tasa de erosión dentro de una cuenca. Los procesos de erosión y transporte de sedimentos pueden reflejar cambios en las tendencias temporales, debido a que son sensibles a varios factores: temperatura, intensidad de lluvias, escurrimiento de aguas de superficie, características fisiográficas de la cuenca, actividad volcánica, efecto antrópico. Estos agentes tendrán un mayor o menor peso dependiendo de la escala temporal.

Para poder diferenciar la influencia de cada factor es necesario observar el sistema natural sobre cuencas representativas y con una considerable serie de tiempo. Es por eso que el Proyecto Hybam (Hidro-geodinámica actual de la Cuenca Amazónica) se interesa en el estudio de los flujos líquidos y sólidos que son transportados por los ríos amazónicos.

Actualmente dentro del Proyecto Hybam, se tienen estudios de flujo de sedimentos para las cuencas amazónicas bolivianas (Guyot et *al.*, 1996), ecuatorianas (Laraque et *al.*, 2004, 2009) y del Brasil (Filizola, 2003; Guyot et *al.*, 2005).

En el Perú, el 76% de la superficie total del País pertenece a la cuenca amazónica es decir 977 900 km²). Sin embargo, son pocos los estudios que se han realizado (Espinoza et *al.*, 2006), debido a la escasa información hidrológica y de sedimentos. En 2007, Guyot, hace una primera estimación del flujo de sedimentos (Guyot et *al.*, 2007). Gracias a la red de estaciones limnimétricas del SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología) y las campañas de medición de caudales líquidos y sólidos, que ha realizado el Proyecto HYBAM, se pueden contar con 6 años de datos (2004-2009) para 8 estaciones de los principales ríos amazónicos del Perú. www.ore-hybam.org.

Este trabajo presenta en forma detallada la cuantificación la carga sedimentaria anual de los principales ríos amazónicos del Perú (Marañón, Huallaga, Ucayali, Napo y Amazonas). Estudia también la variabilidad de los flujos en el tiempo, para saber si existe una relación entre caudal líquido y caudal sólido.

IV. REVISIÓN DE LITERATURA.

Se dice que la función del río es transportar agua y sedimentos hacia su desembocadura. Para hacerlo va modelando la topografía, dando formas a las barras, “moviendo” los sedimentos gruesos (depositándolos cuando pierde capacidad de transporte) y “suspendiendo” en el fluido a los finos. Se ha calculado que la denudación tiene lugar alrededor de 50 a 90 metros por millón de años en la actual época geológica (Rayano, 2003). La superficie de la tierra está continuamente siendo reducida (modelada) y su forma es modificada por la erosión. La erosión fluvial es el agente más importante de denudación y depósito, y se puede considerar todo el proceso como un ciclo Figura 1 (Bordas y Semmelmann, 1997). La erosión del suelo es ínfima en las praderas y en los bosques, porque el efecto de las precipitaciones y agentes climáticos es amortiguado. En los ríos en su “etapa de juventud” su vertiente es más escarpada con radios de curvatura cerrados. A lo largo del tiempo las curvas se van suavizando a causa del proceso erosivo. Se tiende a una pendiente cóncava hacia el cielo. En cada punto la posición depende de la de los demás, debido a las mutuas interacciones entre ellos.

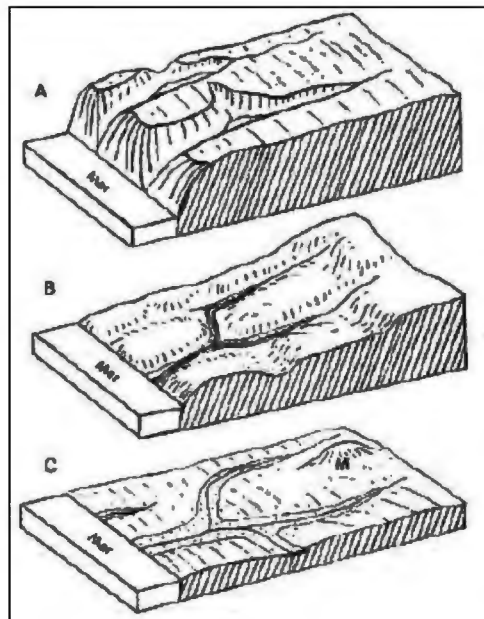


Figura1. Denudación. Tres estados del ciclo de erosión: A). Juventud B). Madurez y C). Vejez. (Derrau, 1965), tomado de Rayano, 2003.

4.1. Dinámica del transporte fluvial

La corriente de agua y el lecho que la acoge constituyen un sistema que interactúa dinámicamente. Si la velocidad de flujo de un río y la rugosidad de su lecho se incrementa coordinadamente, crece la turbulencia de las aguas y de ello se deriva un aumento de su competencia (es decir, su capacidad para movilizar y desplazar partículas); si por el contrario la velocidad de la corriente disminuye al tiempo que la rugosidad del lecho se incrementa, disminuye la turbulencia y se reduce correlativamente la competencia erosiva fluvial (hasta hacerse negativa y dar lugar a una deposición de la carga).

Los ríos son, por lo tanto, agentes de incisión o de sedimentación, sólo de forma temporal o circunstancial que se limitan a realizar estas acciones cuando se rompe el equilibrio entre la configuración del lecho y los caracteres del flujo y dejan de realizarlas en cuanto dicho equilibrio queda restablecido. (Espinoza, 2003)

En la Figura 2, se puede apreciar las diferentes distribuciones, tanto en la vertical como en la sección transversal, de velocidad, concentración y descarga de sedimentos.

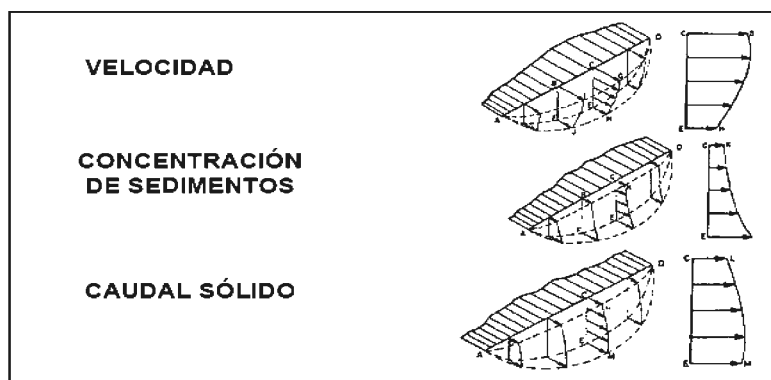


Figura 2. Distribución de velocidad, concentración de sedimentos y caudal sólido en una sección. Fuente (<http://www.fao.org/docrep/T0848S/t0848s07.htm>), tomado de Espinoza, 2008.

4.2. Modelo de Rouse

El análisis de los sedimentos suspendidos que tiene como primer precursor a Rouse (1937), quien desarrolla una ecuación para describir el perfil de concentraciones con la profundidad, en estado estable, basada en la distribución logarítmica de velocidades y por lo tanto lleva implícita las consideraciones de difusión turbulenta según el concepto de longitud de mezcla de Prandtl. (Ecuación 1) Figura 3. La

longitud de Prandtl es una función lineal de z con la constante de Von Karman = 0.41 como coeficiente director. Esta relación verificada cerca del fondo es extrapolada a toda la altura de agua. En la mitad superior de la lámina de agua, se puede suponer que la presencia de la superficie libre perturba la linealidad de la relación (Laguionie, 2006).

$$C = C_a \left[\frac{z-a}{h-a} \right]^{W_s/ku} \quad \text{Ecuación 1}$$

donde:

C y C_a = concentración a las alturas z y a , tomando como sistema de referencia el lecho del río (mg/l).

a = profundidad a la cual se desea conocer la concentración C_a

h = profundidad del agua (m)

k = la constante de von Karman (=0.41).

$W_s/ku = (w)$ es conocido como el número de Rouse, que determina el grado de uniformidad de suspensión, tomando en cuenta la granulometría de las partículas y la velocidad de tracción.

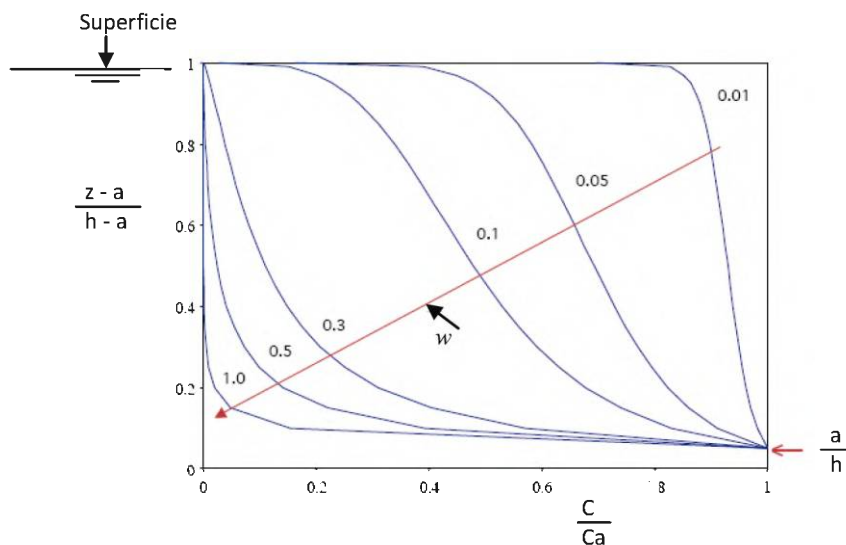


Figura 3. Modelo de Rouse, para concentraciones de sedimentos en suspensión. (Fuente Niño et al., 2003).

4.3. Erosión y deposición

Los procesos que rigen el desplazamiento de las partículas sólidas durante el ciclo hidro-sedimentológico pueden identificarse como: desagregación, erosión, transporte, sedimentación temporal o depósito (Bordas y Semmelmann, 1997).

La *desagregación*, es el desprendimiento de partículas del medio de que hacen parte, generalmente por efecto de la meteorización.

La *erosión*, es el proceso de desplazamiento de su lugar de origen de las partículas sólidas de la superficie del suelo o de los lechos de los cursos. El agente erosivo más importante es el agua, y la erosión puede estar relacionada a la temperatura o la precipitación media anual (Guy, 1970). La erosión hidráulica puede ser laminar o encausada: erosión *laminar* es aquella que se produce por una lámina de agua de altura uniforme, en cada unidad de terreno o lote. Las partículas de polvo o suelo suelto sobre la superficie del terreno también determinan la tasa de erosión laminar. En la erosión *encausada* el agua tiende a escurrir en canales, cuya acción erosiva conduce a la formación de cada vez mayores y más densos cursos, que si se agrava puede formar cárcavas.

Agradación o depósito, ocurre cuando la capacidad de transporte del flujo es superada o no se alcanza cubrirla. Pueden depositarse tanto partículas gruesas como finas en el lecho.

4.4. Fuerza de tracción, velocidad crítica

En el movimiento del líquido intervienen 2 tipos de fuerzas, las gravitatorias y la resistencia, la relación entre ambas determina la capacidad de la corriente para erosionar y transportar los sedimentos. La fuerza de fricción que determina la resistencia, que opone el contorno del cauce es la *fuerza de tracción* o *tensión de arrastre*, es máxima en el fondo, donde es mayor el peso del agua. El incremento de la carga suspendida lleva al decrecimiento de la fuerza de tracción; la disminución de la concentración de la carga de fondo produce un incremento de la misma (o un incremento de la fuerza de fricción).

Se denomina *velocidad crítica* a la velocidad necesaria para poner en movimiento una partícula, la velocidad fluctúa de acuerdo a los fenómenos (instantáneos) de turbulencia que van acompañados de la formación de la rugosidad o configuración de lecho, y es influenciada por la viscosidad aparente.

La representación de estas relaciones en función de la velocidad y el tamaño del grano se muestra en el diagrama de Hjulstrom (Rayano, 2003) en la Figura 4, donde se observa el descenso necesario en la fuerza para movilizar las arenas finas a medias (0,2 a 0,5 mm). La velocidad crítica para iniciar el movimiento (erosión) de los granos es mucho mayor que la necesaria para depositar los mismos.

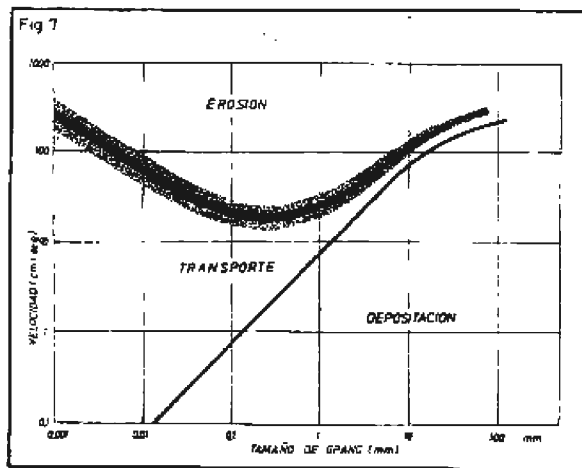


Figura4. Curva de Hjulstrom, Kukul, 1970. -Spalletti, 1986. Tomada de Rayano, 2003

4.5. Capacidad de transporte

La capacidad de transporte de la corriente determina la cantidad de material que puede transportar y erosionar. Se utilizan los siguientes conceptos:

Carga, consiste en la cantidad de detritos transportados, expresada en unidades de peso sobre tiempo, como kilogramos por segundo, toneladas por día.

Concentración, es la masa de sedimentos que se encuentra en un volumen unitario de agua, usualmente expresada en gramos por litro.

Producción de sedimentos (sediment yield) es la cantidad de sedimentos que pasa por la sección transversal de un río en la unidad de tiempo, dividida por el área de drenaje aguas arriba del punto de medida.

Se expresa en toneladas por kilómetro cuadrado por año.

Resistencia total al flujo (J) es igual a la suma de la resistencia de fricción más la fuerza de tracción, razón por la que existe (en una corriente, en un momento dado) un equilibrio entre ellas (Spalletti, 1986).

4.6. Modos de transporte

Las partículas finas son transportadas principalmente en suspensión por la turbulencia de la corriente, prácticamente sin deposición. Su velocidad es coincidente con la del flujo.

Las concentraciones de finos son mayores después de las tormentas, debido al arrastre laminar, razón por la que también se incrementa su cantidad con los flujos altos, producto de lluvias.

Sin embargo el pico de concentraciones de finos no suele coincidir con el pico de los caudales. En cambio el suministro disponible de gruesos es generalmente mayor a la capacidad de transporte de la corriente, es variable y está relacionada con la disponibilidad, con la energía de la corriente y sus condiciones de borde. (Orfeo, 1995)

4.7. Mecanismos de transporte

Como consecuencia de los fenómenos naturales, precipitación y escorrentía inherentes al ciclo hidrológico, se produce denudación y erosión en las cuencas, de tal forma que cantidades considerables de suelo llegan a los ríos. Las características que definen los procesos de suspensión, transporte y posterior depósito del sedimento dependen no sólo de las condiciones de flujo sino también de las propiedades del sedimento (Aguirre, 1980). Los sedimentos transportados por un curso de agua constituyen la erosión laminar de sus laderas y la de sus tributarios, así como también de los movimientos de masa y el material que la corriente levanta de su propio cauce. (Artigas, 2006). Generalmente estos sedimentos son clasificados de acuerdo al proceso de transporte dominante, al material de origen y a sus dimensiones. De acuerdo a su transporte en las corrientes fluviales, pueden clasificarse en: (Silva, 2007).

- sedimentos en suspensión
- sólidos disueltos
- sedimentos en estado de saltación
- carga de fondo.

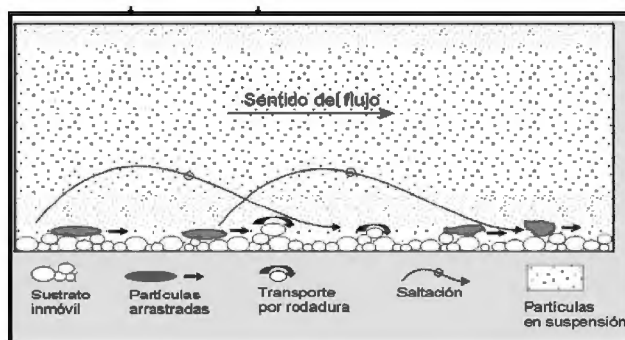


Figura 5. Transporte de sedimentos en el cauce de un río

(Fuente: <http://www.uclm.es/users/higuera/yymm/YM4.html>, tomado de Espinoza, 2008)

Sedimentos en suspensión: Son finos que llegan a la corriente por procesos de erosión pluvial de la cuenca, lavado del material suelto de las márgenes o por el transporte de la misma vertiente. Se mantienen en suspensión mientras la fuerza ascensional que se genera por la velocidad del flujo sea mayor que su peso propio.

En estado de solución: comprende a las sales disueltas en forma iónica.

El estado de saltación: Se produce por causa de las irregularidades del fondo. Parte de la carga de fondo sube y se mantiene en suspensión por un período corto.

Sedimentos de fondo: Es el movimiento de las partículas en el fondo, siendo el factor predominante la fuerza tractiva, esta fuerza es la fricción cortante que ejerce el fluido sobre los materiales y puede arrastrarlos aguas abajo. Debido a esto

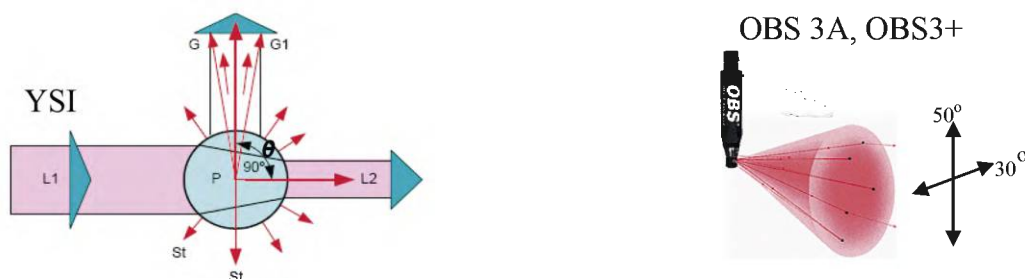
mientras mayor caudal, mayor fuerza tractiva y por lo tanto mayor va a ser el tamaño de las partículas a moverse. La carga de fondo es alimentada por los sedimentos que conforman el lecho y por los materiales gruesos que son transportados desde la cuenca por procesos de remoción en masa, estos pueden ser transportados por rodadura o por arrastre.

4.8. Turbiedad

La Turbiedad es una propiedad óptica que describe el grado de opacidad en el agua producido por partículas en suspensión. Una medida estándar de turbiedad es NTU (Unidad Nefelométrica de Turbiedad). En el presente trabajo se utilizó tres tipos de sondas de turbiedad, además de otros equipos y materiales:

- YSI, (sonda de turbiedad, Aprec +/- 0.1NTU)
- OBS 3A,(sonda de turbiedad, Aprec+/- 0.1 NTU)
- OBS3+,(sonda de turbiedad, Aprec+/-0.01 V)
- Ecosonda
- Antena GPS, Garmin 5 Hz

Estas sondas tienen un mismo principio nefelométrico, sin embargo se diferencian en la dirección de la difusión de la luz. En la sonda YSI, el haz de luz atraviesa la muestra de fluido, los sólidos suspendidos dispersan la luz en todas direcciones (360°, de forma esférica). Las partículas dispersas disminuyen este haz de luz. Entonces, la relación entre el haz de luz que entra sobre la muestra y la luz que sale de esta se valora como turbidez, por lo que la radiación dispersa dependerá del ángulo θ (90°). En el OBS 3A, OBS 3+, el emisor produce un haz que forma 50° en el plano axial del censor y 30° en el plano radial (ver Anexo)



Efectos de la luz al atravesar la muestra
 L1 = Haz de luz incidente sobre la muestra
 L2 = Haz de luz que ha pasado a través de la muestra
 P = Muestra
 St = Luz difundida por las partícula
 θ = ángulo entre la radiación incidente y la radiación difusa
 G, G1 = Rayos periféricos del haz de luz difundida usados para la medida

Figura 6. Principios de medida de sondas de turbiedad o nefelómetros (Fuente Proyecto Icue, D-A Instruments, YSI-Enviromental)

4.9. Medición de Caudales

4.9.1. Caudal Líquido

Limnimetría

El régimen hidrológico de un río se refiere, a las variaciones estacionales y cíclicas del nivel del agua o cota limnimétrica de una determinada estación, para el efecto se utiliza un juego de reglas referenciadas (Figura 7). Estas lecturas de cota se transforman en caudales a través de una curva de calibración (relación entre nivel de agua y el caudal medido en un tiempo determinado). Para obtener el caudal se realizan aforos líquidos. El presente estudio, cuenta con 8 estaciones hidrológicas, donde la información de limnimetría es proporcionada por observadores del SENAMHI. Las lecturas se realizan cuatro veces al día (06h00, 10h00, 14h00 y 18:00), a excepción de Atalaya donde la distancia a la estación es considerable por lo que se realiza dos lecturas diarias (06h00 y 18h00).



Figura 7. Regla limnimétrica- Río Napo en Bellavista (Fuente: Proyecto Hybam)

Aforo Líquido

El caudal de un río, es la cantidad de agua que fluye a través de una sección transversal en un tiempo determinado, se expresa en volumen por unidad de tiempo. Aforar es medir el caudal. (CNA, 1998). La medición de caudales para este tipo de ríos de gran magnitud (Filizola y Guyot, 2004), se realiza con un perfilador de corrientes por efecto Doppler ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) (RD Instrumentes, 1999), equipo que da componentes de velocidad del agua en diferentes capas de la columna de agua y calcula en tiempo real el caudal en función de la posición, en referencia al fondo. Cada tres meses se realizan visitas a cada una de las estaciones en las que se realizan aforos para completar la curva de calibración.

Efecto Doppler.- Llamado así por Christian Andreas Doppler (1842), consiste en la variación de la longitud de onda (cualquier tipo de onda) emitida o recibida por un objeto en movimiento. Por ejemplo, para el caso de ondas sonoras, el tono de una sirena de ambulancia será mas agudo conforme se aproxima a un observador fijo y se irá siendo más grave de acuerdo a como se aleje.

El ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler).- Para el caso del ADCP la señal ultrasónica es emitida por 4 transductores de cerámica, esta señal es enviada al agua por cada uno de estos transductores y reemitida por las partículas en suspensión (que actúan como reflectores), las cuales se supone tienen la misma velocidad que la corriente (velocidad horizontal). Pero esta retrodifusión llega al ADCP con un desfase de frecuencia que depende de la velocidad radial de la partícula, este es el efecto Doppler que hace que un observador fijo reciba una variación de frecuencia sobre una onda en movimiento (Figura 8). Como el ADCP también está en movimiento el efecto Doppler se produce dos veces, la primera vez de los transductores a la partícula y la segunda de la partícula al mismo transductor. (Coz et al., 2006). La profundidad o tirante de agua, se determina a través del pico de intensidad acústica que es enviada desde el fondo al transductor, donde la distancia del fondo al captor es determinada gracias al tiempo de retorno de la señal emitida y a la velocidad del sonido en el agua.

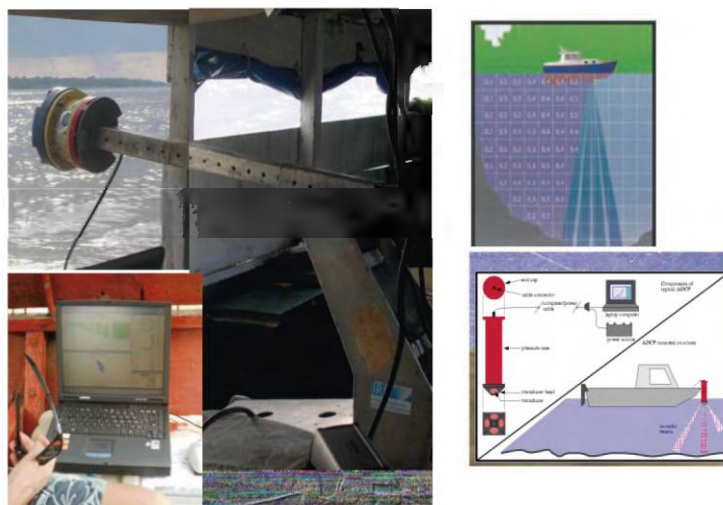


Figura 8. Medición desde una embarcación con ADCP

Montaje del ADCP, detección de datos

Este equipo se instala en el costado de una embarcación, procurando que este perpendicular a la corriente del río, como lo muestra la Figura 9. La embarcación

debe cruzar la sección del río es decir de una orilla a la otra intentando que la trayectoria sea lineal y que la velocidad del bote sea ligeramente menor que el de la corriente. A través del Sofwar Win River se obtiene la comunicación entre el ADCP y el computador en el cual, se indica en tiempo real todos los resultados de medición, (Figura 10). Para validar un caudal se realizó al menos 4 aforos, para cada sección.



Figura 9. Instalación ADCP. (Fuente: Proyecto Hybam)

Perfil de la sección y distribución de velocidades

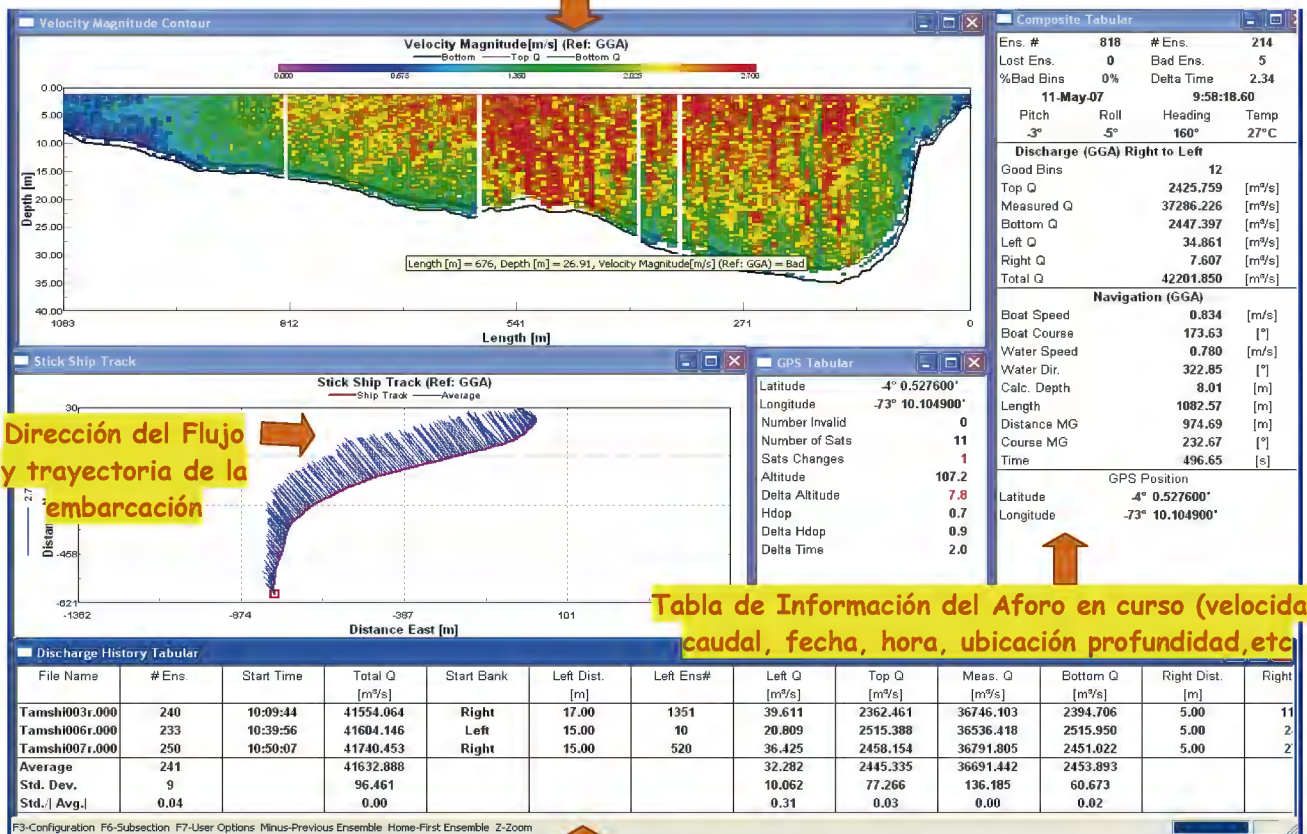


Tabla de comparación de aforos

Figura 10. Datos de Aforo, medición “in situ”. Estación Tamshiyacu- 11-mayo de 2007- Caudal 41632 m³/s. (Fuente: Proyecto Hybam)

4.9.2. Caudal sólido

Aforo sólido

Existen varios métodos de muestreo (en suspensión y de fondo) dependiendo de las características de la sección y del tipo de estudio a realizarse.

Muestreo en suspensión

Para un plan de muestreo en suspensión debe tomarse en cuenta la variabilidad en la sección y la irregularidad del fenómeno de transporte durante todo el año y en años sucesivos, lo que determinará la frecuencia de muestreo. Para poder obtener una representatividad de la sección es necesario dividir la sección en verticales según la forma de la sección, o en forma proporcional como lo recomiendan las normas (OMM, 1994). El muestreo puede ser de dos tipos muestreo puntual o muestreo integrado.

Muestreo puntual

Para el muestreo puntual se puede utilizar muestreadores que serán abiertos en la profundidad deseada. Para escoger la profundidad se han dado varias sugerencias como por ejemplo a 60% del tirante, otro método señala al 20 y 80% del tirante, también se ha sugerido dividir la vertical en tres (superficie, medio y cercano al fondo) o en distribuir la vertical en incrementos iguales de gasto.

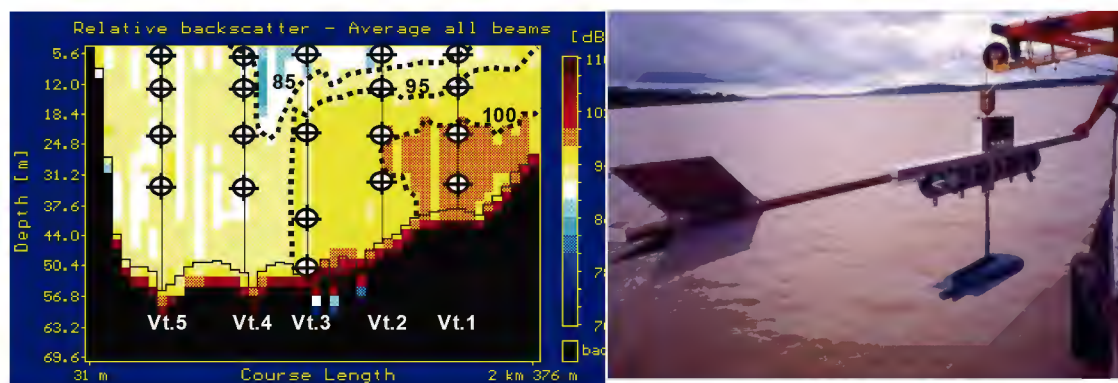


Figura 11. Aforo sólido. Muestreo puntual de agua y sedimentos. (Fuente.- Proyecto Hybam)

Muestreo por integración

Este proceso obtiene una única muestra, agrupando pequeñas sub-muestras tomadas en diferentes puntos. Generalmente, este muestreador está constituido por una botella de vidrio metida en una armadura con forma de pez, que se monta sobre una

varilla cuando se quiere medir la altura de corrientes pequeñas o se suspende a un cable para corrientes mayores. La boca de la botella se suele diseñar con una sección transversal ligeramente ampliada detrás del punto de entrada para reducir el peligro de una presión contraria que impida la entrada del agua. Este muestreador se desplaza desde la superficie hasta el fondo y vuelve a la superficie recogiendo la muestra en forma continua.



Figura 12. Aforo sólido Muestreo integrado de agua y sedimentos. (Fuente.- Proyecto Hybam)

Muestreo de fondo

La medición sobre el terreno del caudal de arrastre de fondo es difícil debido a la naturaleza estocástica del movimiento del sedimento y a que el fenómeno se produce en forma de ondas de fondo, dunas y barras. Ningún aparato resulta completamente adecuado para retener del sedimento tanto las partículas más grandes como las más pequeñas con la misma eficiencia, permaneciendo en una posición estable y orientado hacia la corriente sobre el fondo del río, sin perturbar el flujo natural y el movimiento del sedimento. (OMM, 1994).

En ríos pequeños y donde las condiciones lo permiten se puede cavar un agujero en el lecho de la corriente como en la Figura 13 y en retirar y pesar el material que cae en él.

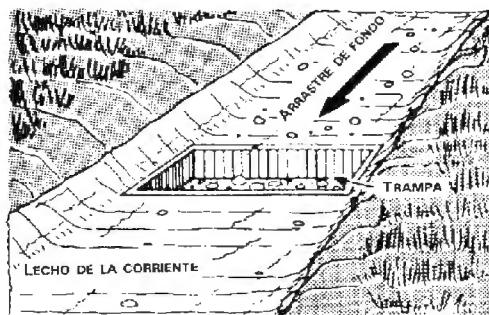


Figura 13. Muestreo de fondo utilizando zanjas. (Fuente.- FAO, 1977)

Para lugares con grandes cargas se utiliza muestreadores de fondo, existen varios modelos dependiendo de las características del río, pueden ser una cesta de alambre con una aleta estabilizadora, o muestreadores mecánicos que cuando tocan el fondo de abren.



Figura 14. Muestreador de fondo. Fuente Proyecto Hybam

Muestreador triple (triple preleveur)

Es muy difícil acercarse al fondo y muestrearlo sin crear mayor perturbación, en una salida de campo realizada en los ríos Marañón, Ucayali y Amazonas se utilizó un muestreador triple, este dispositivo vertical se cierra inmediatamente cuando toca el fondo tomando muestras a 20 cm, 50 cm y 100 cm desde lecho. Figura 15.



Figura15. Muestreador triple (20, 50 y 100 cm desde el fondo)

4.10 Cálculo de flujos anuales- evaluación temporal

Existen varios métodos para el cálculo de flujos, no se puede asegurar que un método será mejor que otro, ya que su aplicación irá en función de las características de la cuenca a estudiarse, el tipo de estudio, etc. Sin embargo, lo que se espera de un método es que sea lo más representativo posible en cuanto a la variabilidad temporal, espacial, claro está, que esto dependerá de la frecuencia y el número de datos con los que se cuente.

Presentamos algunos métodos que se encuentran en la literatura tomados de Walling (1985)

Tabla1. Métodos de cálculo de flujos de sedimentos

Método	Ejemplo de uso
$Carga\ Total = K \left(\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{n} \right) \left(\sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{n} \right)$	Verhoff et al. (1980)
$Carga\ Total = K \sum_{i=1}^n \left(\frac{C_i Q_i}{n} \right)$	Rodda y Jones (1983)
$Carga\ Total = K \sum_{i=1}^n C_i Q_p$	Walling y Webb (1981)
$Carga\ Total = K Q_r \left(\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{n} \right)$	Ongley (1973)
$Carga\ Total = K \frac{\sum_{i=1}^n C_i Q_i}{\sum_{i=1}^n Q_i} Q_r$	Verhoff et al. (1980)

K = Factor de conversión para tener en cuenta el período de registro

C_i = Concentración Instantánea asociada a muestras individuales

Q_i = Descarga instantánea en el momento de muestreo

Q_r = Media de la descarga para el período de registro

Q_p = Media de la descarga para intervalo entre muestras

n = Número de muestras

En este trabajo se utilizó para el cálculo las siguientes formulas, tomadas de Guyot (1995).

$$\text{Caudal diario } QSm_i (\text{en el mes } i) = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^n Q_j * \overline{MES}_j \quad \text{Ecuación 2}$$

Donde:

k= número de medidas diarias (j) en el mes i

$$\text{Caudal mensual } QS \text{ mensual} = \frac{1}{n} * \sum QSm_i \quad \text{Ecuación 3}$$

donde :

n= número de años que tengan valores de Qsmi

$$\text{Caudal anual } QS \text{ media} = \frac{1}{12} * \sum QS \text{ mensual} \quad \text{Ecuación 4}$$

Sin embargo se ha querido también explorar la relación existente entre caudal líquido y sólido.

$$Qs = a Q^m \quad \text{Ecuación 5}$$

Qs = Caudal sólido (t/día ó Kg/s)

Q = Caudal líquido (m³/s)

Esta metodología parte del principio de la relación empírica que existe entre el caudal líquido y caudal sólido, generalmente se presenta en los modelos de la forma ecuación 5. Algunos autores asocian a los coeficientes *a* y *m*, a una significancia física, así el parámetro *a* es considerado como un índice del nivel de erosión (Morgan ,1995; tomado de Laguionie, 2006), es decir que para altos valores de *a*, los sedimentos serán mas fácilmente desprendidos por los eventos de lluvia. El parámetro *m*, es interpretado como la fuerza de erosión del río, un valor alto de *m*, significa un débil incremento en los flujos de agua conduce un importante aumento de flujos de sedimentos (Peters-Kümmerly, 1973; tomado de Laguionie, 2006).

4.11. Cálculo de la Incertidumbre en los procesos de muestreo y laboratorio

Para tener una mayor certitud de los resultados obtenidos, se ha realizado el cálculo de la incertidumbre en los diferentes procesos que se realizan tanto en campo como en laboratorio, siguiendo las recomendaciones de Metrología Internacional de 1993 (BIPM *et al.*, 1993). Se define como incertidumbre de medición al parámetro asociado al resultado de una medición que caracteriza el intervalo de valores que puede ser razonablemente atribuido al mensurando (BIPM *et al.*, 1993). Por lo tanto la incertidumbre da una idea de la calidad del resultado ya que considera todas las fuentes de variabilidad que afecten a los resultados, no se debe confundir con el error ya que este es únicamente la diferencia de una sola medición y el valor verdadero del mensurando.

El cálculo de la incertidumbre se puede realizar mediante un método estadístico a partir de una serie de observaciones experimentales (mínimo 10), la cual es conocida como evaluación de Tipo A, según la Guía de expresión de incertidumbre y medida de la Organización Internacional de Estandarización (1993), donde la incertidumbre estándar es la desviación experimental de la media del número de observaciones:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad \text{Ecuación 6}$$

\bar{x} = media aritmética o promedio

$$s_{(\bar{x})}^2 = \frac{s_{(x)}^2}{n} \quad \text{Ecuación 7}$$

$s_{(\bar{x})}^2$ = varianza del promedio

$$s_{(x)}^2 = \frac{s_{(x)}^2}{n} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad \text{Ecuación 8}$$

$s_{(x)}^2$ = varianza experimental de las observaciones

$$s_{(x)} = + \frac{s_{(x)}}{\sqrt{n}}$$

Ecuación 9

$s_{(x)}$ = desviaciones tan dar del promedio = la raíz cuadrada positiva de la varianza promedio

$$u_{(x)} = s_{(x)}$$

Ecuación 10

$u_{(x)}$ = incertidumbre estándar tipo A

Sin embargo, se debe considerar también, para la estimación de la incertidumbre las provenientes de las fuentes en donde no siempre se puede contar con una serie de observaciones repetidas pero que están basadas en:

- características propias del instrumento como resolución, histéresis, deriva, información proporcionada por el fabricante.
- experiencia y conocimiento sobre el comportamiento y propiedades de los materiales e instrumentos relevantes.
- Pequeña serie de repeticiones
- datos de calibraciones.
- datos de referencia, variaciones de las condiciones ambientales etc.

A esta clase de incertidumbre estándar se la conoce como Tipo B (BIPM *et al.*, 1993), la cual se puede evaluar:

- cuando se tiene un único valor de magnitud de x, ejemplo un valor único de medición, un valor tomado de referencia en la literatura, la incertidumbre estará basa en la experiencia.
- Cuando se conoce los límites superior e inferior a^+ y a^- , como es el caso de especificaciones del fabricante, intervalos de temperatura, error de redondeo etc. En estos casos se puede asumir una distribución de probabilidad

Ejemplo:

Distribución rectangular o uniforme, donde la probabilidad que el valor de x este dentro de este rango para todos los propósitos prácticos es igual a uno y de que este fuera de este rango es esencialmente cero, utilizándose la siguiente expresión:

$$u \left(\left[\begin{array}{c} \curvearrowright \\ \curvearrowleft \end{array} \right]_1 \right) = \frac{1}{3} a^2$$

Ecuación 11

$$u_{(x)} = \frac{a}{\sqrt{3}}$$

Ecuación 12

Cuando no existe ninguna otra información más que sus límites de variabilidad pero si se sabe que los valores de la magnitud están próximos al centro del intervalo de variabilidad que los valores próximos a los extremos el modelo más adecuado sería una distribución triangular o normal.

$$u_{(x)} = \frac{a}{\sqrt{6}} \quad \text{Ecuación 13}$$

Para poder incorporar los valores de la incertidumbre de cada una de las fuentes se utiliza la incertidumbre típica relativa, que equivale a la incertidumbre típica dividida para el valor estimado de dicha magnitud.

Se debe considerar de igual forma que algunas fuentes de incertidumbre se encuentran combinadas sean entre Tipo A y Tipo B, para su cálculo se utilizará la ley de propagación del error que consiste en la raíz cuadrada positiva de la incertidumbres al cuadrado.

Ejemplo:

El cálculo de la incertidumbre por peso del filtro, se consideró dos fuentes de incertidumbre (Maroto et al. 2002).

- Incertidumbre por parte de la precisión (varias observaciones)
- Resolución de la balanza

Para la primera se evaluó a partir de la desviación estándar de la media $s(x)$ y la segunda de acuerdo a las especificaciones del fabricante se asumió una distribución uniforme

$$u_{(x)} = \sqrt{s(x)^2 + \frac{res^2}{3}} \quad \text{Ecuación 14}$$

V. AREA DE ESTUDIO

Es importante conocer la transferencia de sedimentos a través de los ríos ya que, ésta regula otros procesos como la morfología, la estabilización del suelo, los ciclos biogeoquímicos del ecosistema, la evolución de la corteza de la tierra y otros relacionados. Existen varias estimaciones sobre el flujo de sedimentos que los ríos vierten a los océanos, con importantes incertidumbres, debido a la falta o lagunas en la información, sin embargo las cifras oscilan entre 15 a 20 10^9 t/año (Milliman y Meade 1983, Milliman y Syvitski 1992, tomado de Walling (1996), Chakrapani, 2005). Tabla 2.

Tabla 2- Flujos líquidos y sólidos de los principales ríos del Mundo. (Meybeck, 1976; Milliman et Meade, 1983; Depetris et Paolini, 1991; Milliman et Syvitski, 1992; Goniadzki, 1999;)- Fuente. Chakrapni, 2005; Guyot *et al*, 2005; Restrepo, 2006.

Río	Localización	Area * 10^6 km ²	Caudal m ³ /año	Caudal Sólido * 10^6 t/año	Flujo sedimentos t/ km ² / año
Amazonas	Perú-Brasil	6.15	6 300	800	130
Congo (Zaire)	R.D Congo-Angola	3.72	1 250	43	12
Danubio	Europa	0.81	206	67	83
Ganges/Bramaputra	India-Bangladesh	1.48	971	1 060	716
Huang He (Amarillo)	China	0.75	49	1 050	1 400
Indus	Pakistán-India	0.97	238	59	61
Mackenzie	Cánada	1.81	306	42	23
Magdalena	Colombia	0.25	228	144	560
Mekong	Vietnam	0.79	470	160	202
Mississippi	EE.UU	3.27	580	210	64
Niger	Nigeria	1.21	192	40	33
Nilo	Egipto	3.03	30	0	0
Orinoco	Venezuela	0.99	1 100	150	152
Paraná	Argentina	2.6	470	79	30

Las grandes cuencas fluviales tropicales representan el 25% de las tierras emergentes del continente, el 57% del agua dulce superficial, aportan, además, el 50% de sedimentos en suspensión y 38% de sólidos disueltos al los océanos. (Filizola, 2003).

5.1 Cuenca Amazónica

La cuenca amazónica está situada entre 5°N y 10°S, con una superficie de $6.1 \cdot 10^6$ km², representa alrededor del 5% de tierras emergidas de los continentes y aporta al Océano Atlántico 209 000 m³/s, es decir el 20% del total de aguas dulces

continentales (Molinier *et al.*, 1996). Geológicamente, está conformada por cuatro unidades morfoestructurales: la Cordillera Andina, el Macizo Guyanés y el Macizo de Mato Grosso, y una gran Llanura Central (Figura 16). La Cuenca Amazónica está repartida entre 8 países Sudamericanos: Brasil (68%), Perú (14%), Bolivia (10%) y Ecuador 2%, y el 6% restante entre Colombia, Venezuela, Surinam y la Guyana (Guyot, 1993). Para Bolivia y Perú la cuenca amazónica abarca el 76% del total de su territorio, mientras que para Ecuador y Brasil representa el 50% total del país

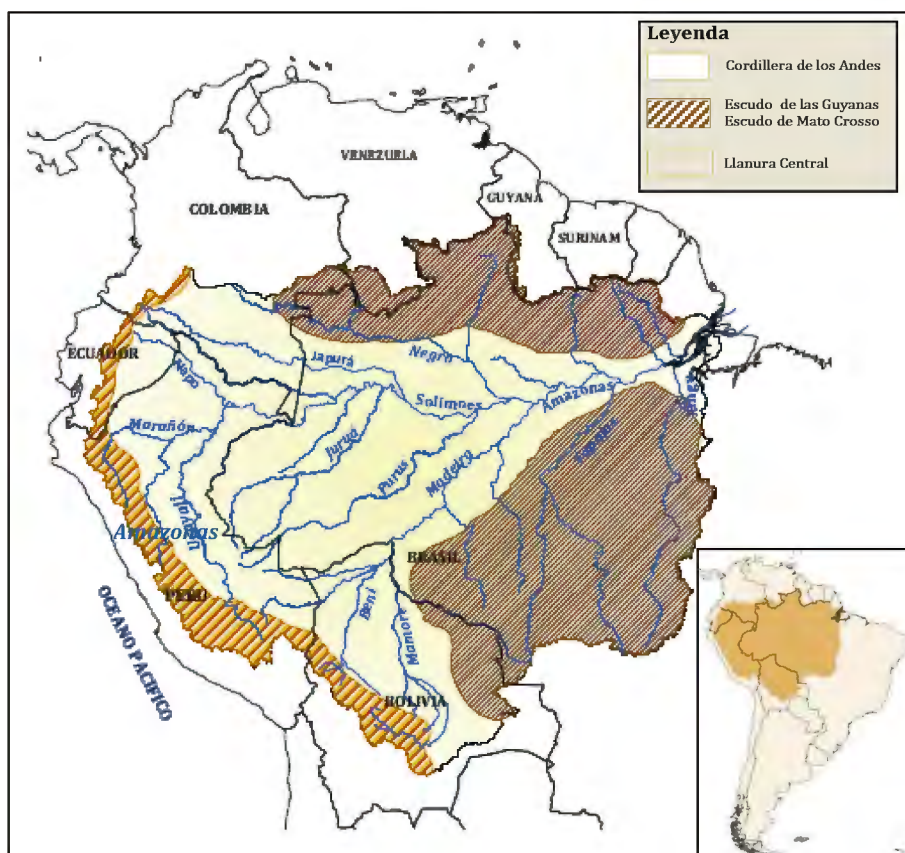


Figura 16. Cuenca Amazónica, unidades geomorfológicas, distribución política.

5.2 Cuenca Amazónica del Perú

La cuenca amazónica peruana ocupa un área de 977 920 km², es decir el 76% de la superficie total del País y el 98% del recurso hídrico del Perú (DGAS, 1995). Al cierre de la cuenca en la estación de Tamshiyacu (TAM), cerca a la ciudad de Iquitos el río Amazonas drena un área de 726 400 km², de los cuales el 53% corresponde a la parte Andina (tomando como criterio la altitud y como referencia 500 m.s.n.m). La precipitación media anual es de 1 600 mm (1964-19977). El ciclo anual de las lluvias de la cuenca está caracterizado por una gran heterogeneidad de

comportamiento. El ciclo hidrológico comienza en agosto para las lluvias y en octubre para los caudales, este desfase corresponde al tiempo de concentración de la cuenca. (Espinoza *et al.*, 2009). Para este estudio se consideró las estaciones limnométricas instaladas por el SENAMHI. La medición de caudales en las 8 estaciones, inicia con el Proyecto Hybam. Tabla 3, Figura 17.

Tabla 3. Red de estaciones de monitoreo

CODIGO	ESTACION	RIO	SUPERFICIE Km2	COORDENADAS	
				LATITUD	LONGITUD
BOR	Borja	Marañón	114 280	-4.4704	-77.5482
CHA	Chazuta	Huallaga	68 720	-6.5704	-76.1193
NY	Nueva York	El Tigre	42 170	-4.3214	-74.2949
ATA	Atalaya	Ucayali	190 810	-10.6081	-73.8709
REQ	Requena	Ucayali	346 600	-4.9027	-73.6721
SRE	San Regis	Marañón	361 880	-4.5100	-73.9500
BEL	Bellavista	Napo	100 030	-3.4800	-73.0800
TAM	Tamshiyacu	Amazonas	719 640	-4.0033	-73.1600

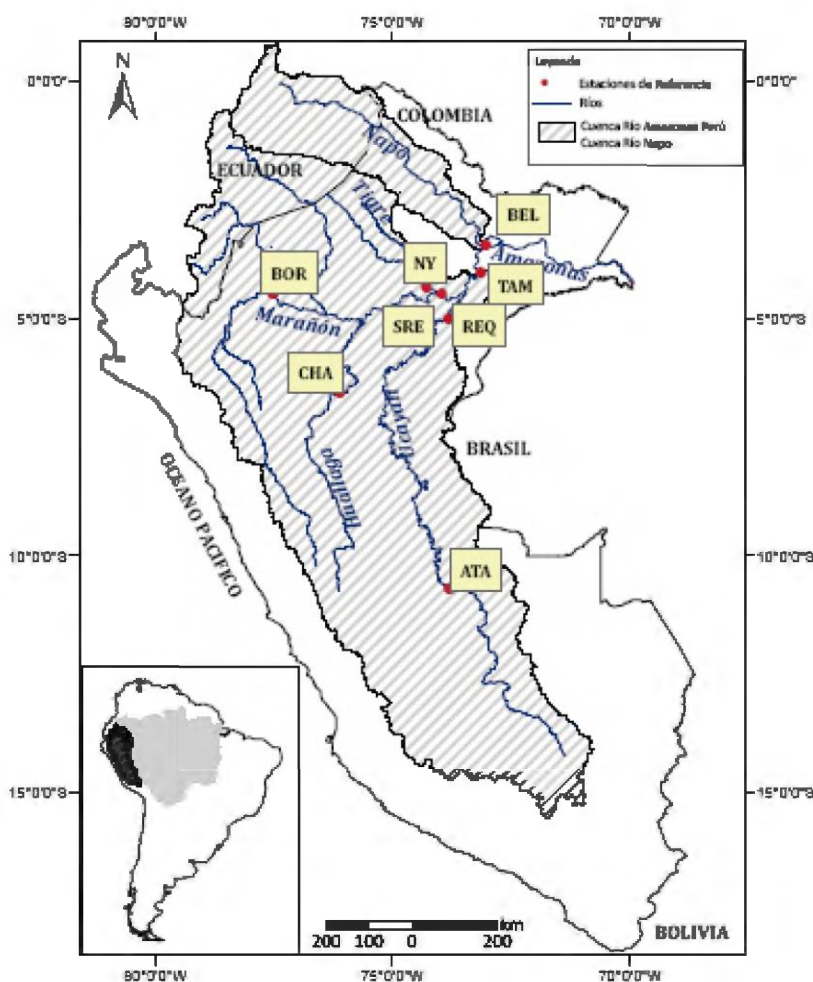


Figura 17. Ubicación de las estaciones de estudio en la cuenca amazónica de Perú

Hidrografía

La mayoría de los ríos amazónicos se forman en la Cordillera Andina para luego seguir su curso hasta desembocar en el Amazonas. A continuación una breve presentación de los ríos en estudio.

El río Amazonas, en el Perú nace de la confluencia de los ríos Marañón y Ucayali, recorre alrededor de 6 700 km hasta su desembocadura en el Océano Atlántico.

El río Marañón, tiene su origen al noroeste del nudo de Pasco, en el flanco septentrional del nevado de Raura, en la Cordillera de Huayhuash, a más de 5 800 metros de altitud, recibe en sus orígenes los desagües de las lagunas Niñococha, Santa Ana y Lauricocha, en Huánuco. Recorre cerca de 1 600 km, hasta la confluencia con el río Ucayali, recibe las aguas de los ríos del norte y sur del País: Santiago, Morona, Pastaza, Tigre, Utcubamba y Huallaga. En el curso del río se pueden dividir en dos partes el Alto Marañón y el Bajo Marañón. El Alto Marañón, comprende desde su nacimiento hasta el Pongo de Manseriche (ubicación de la estación de Borja), se caracteriza por presentar un cauce estrecho y profundo, con un declive muy acentuado, y caudal turbulento, lo que hace difícil la navegación. El Bajo Marañón tiene un curso orientado de Oeste a Este y es navegable durante todo el año. (<http://es.wikipedia.org>)

El río Ucayali, tiene su origen en los deshielos del nevado Mismi en la Cordillera de Chila, en su recorrido toma los nombres de Apurímac, Ene y Tambo que finalmente al juntarse con el Urubamba forman el Ucayali. Recorre alrededor de 1900 km hasta la confluencia con el río Marañón, tiene un curso muy meandrítico de sur a norte, de acuerdo a la naturaleza del fondo y velocidad se pueden distinguir dos partes: Alto Ucayali (hasta la confluencia con el Pachitea) y Bajo Ucayali (hasta la unión con el río Marañón).

El río Huallaga, nace a más de 4 500 m.s.n.m en el nudo de Pasco en la cordillera de Rauna en la laguna de Huascachocha. En sus orígenes se llama río Ranracancha y luego se llama sucesivamente río Blanco y río Chaupihuaranga, hasta unirse con el río Huariaca, lugar a partir del cual toma la denominación de río Huallaga. Las

aguas de este río descienden a través de un cauce estrecho y rocoso, formando los valles interandinos de Ambo y Huánuco, importantes por las vastas plantaciones de caña de azúcar. Asimismo, se ubican los extensos valles de Tingo María y Huallaga Central, en la Selva Alta de Huánuco y San Martín.

El río Tigre, tiene una longitud de 870 km y es navegable en la planicie (200 km antes de la unión con el río Marañón). Nace en la confluencia de los ríos ecuatorianos Cunambo y Pintoyacu.

El río Napo, nace a una altura de 5 000 m.s.n.m, de los deslielos de los glaciares del Cotopaxi, Antizana y Llanganates en el Ecuador. Tiene dos importantes afluentes, que son el río Curaray, por la margen derecha y el río Aguarico, por la margen izquierda.

Parámetros Morfométricos de las cuencas estudiadas

Las características físicas de una cuenca (Monsalve, 1995) dependen de la morfología (forma, relieve, red de drenaje, etc.), estos parámetros físicos dan a conocer espacialmente los elementos del régimen hidrológico.

Utilizando un Sistema de Información Geográfica se obtuvo los resultados de la caracterización morfométrica de las cuencas hidrográficas en estudio, para lo cual se analizó un Modelo Numérico del Terreno (MNT) elaborado por un satélite radar SRTM (The Shuttle Radar Topography Mission), el cual posee una resolución de 90 metros.

Tabla 4. Parámetros morfométricos. (Ic= Índice de compacidad o Gravelius y Tc= Tiempo de concentración)

CODIGO	ESTACION	RIO	AREA km²	PERIMETRO km	Longitud km	Ic	Tc días
BOR	Borja	Marañón	114 280	4 299	1 100	3.6	115
CHA	Chazuta	Huallaga	68 720	2 099	1 162	2.3	96
NY	Nueva York	El Tigre	42 170	1 150	870	1.6	147
ATA	Atalaya	Ucayali	190 810	4 437	1 511	2.9	175
REQ	Requena	Ucayali	346 600	6 734	2 560	3.2	310
SRE	San Regis	Marañón	361 880	5 985	1 780	2.8	159
BEL	Bellavista	Napo	100 030	3 244	1 330	2.9	185
TAM	Tamshiyacu	Amazonas	719 640	9 243	3 145	3.1	108

Área de drenaje de la cuenca

El área de drenaje (A) es la superficie, en proyección horizontal, delimitada por la divisoria de aguas. La divisoria de aguas es una línea imaginaria que pasa por los puntos de mayor nivel topográfico y que separa la cuenca de estudio de otras cuencas vecinas. Debe tenerse en cuenta que esta línea no es en general el contorno real de la cuenca, ya que la influencia de la geología puede hacer que el contorno de aportación de aguas subterráneas y sub-superficiales sea distinto del superficial.

Perímetro de la cuenca

Es la longitud del límite exterior de la cuenca y depende de la forma de la cuenca.

Longitud del río

Longitud total de la corriente de agua, expresado en km.

Forma de la cuenca -Índice de compacidad (Ic)

Dos cuencas que tengan la misma área, podrán tener respuestas hidrológicas completamente diferentes en función de su forma, ya que ésta condicionará el tiempo de concentración. Los parámetros que miden la forma de la cuenca son el índice de Gravelius o coeficiente de compacidad (Kc) y el factor de forma (Kf).

Índice de Gravelius o coeficiente de compacidad (Kc)

Es la relación que existe entre el perímetro de la cuenca y el perímetro de una circunferencia de área igual a la de la cuenca.

$$A = \pi r^2 \quad \rightarrow \quad r = (A/\pi)^{1/2} \quad \text{Ecuación 15}$$

$$Kc = P/(2\pi(A/\pi)^{1/2}) \quad \rightarrow \quad Kc = 0.28P/A^{1/2} \quad \text{Ecuación 16}$$

Donde:

r = radio de circunferencia con área similar a la de la cuenca en estudio (km)

A: área de la cuenca (km²)

P: perímetro de la cuenca (km)

Factor de forma (Kf)

Es la relación entre el ancho medio y la longitud del cauce principal de la cuenca.

El ancho medio se obtiene dividiendo el área de la cuenca por la longitud del cauce principal

$$Kf = \frac{B}{L} = \frac{A}{L^2} \quad \text{Ecuación 17}$$

Siendo:

B = el ancho medio de la cuenca (km),

A = el área de la cuenca (km²) y

L = la longitud del cauce principal de la cuenca (km).

Una cuenca con un factor de forma bajo está menos sujeta a crecidas que una de la misma área y mayor factor de forma.

Tiempo de concentración (Tc)

Se define como el tiempo que tarda en llegar a la sección de salida una gota de lluvia caída en el extremo hidráulicamente más alejado de la cuenca. Existen varios métodos de cálculo, una aproximación que ese hizo en este estudio es utilizando la fórmula de Kirpich. (Chow, 1994)

$$t_c = 3.97 \left(\frac{L^{0.77}}{S^{0.385}} \right) \quad \text{Ecuación 18}$$

Donde:

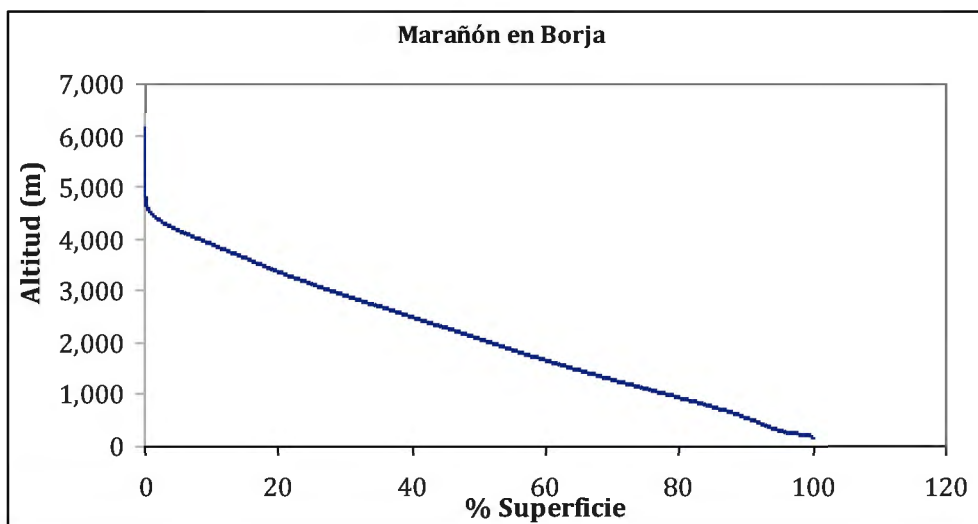
Tc = tiempo de concentración (minutos)

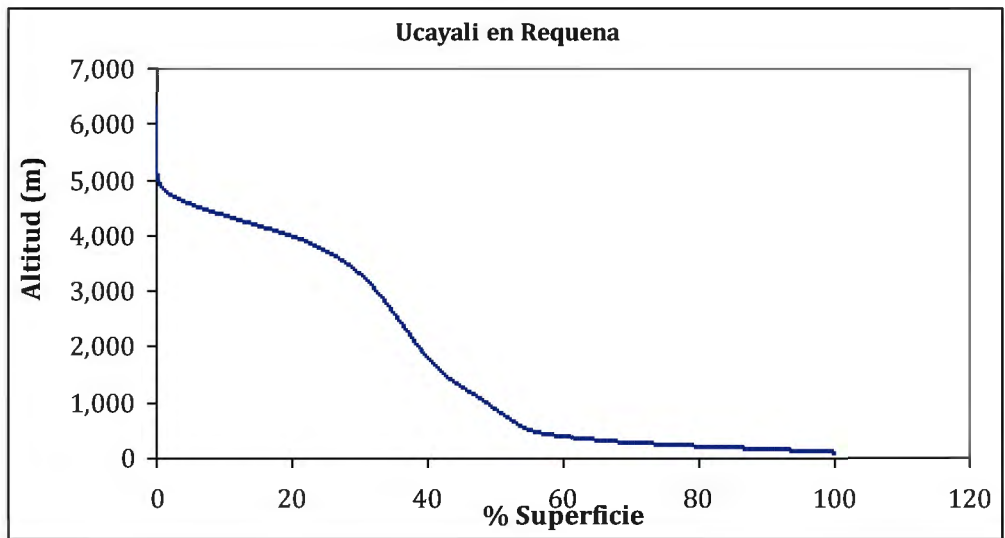
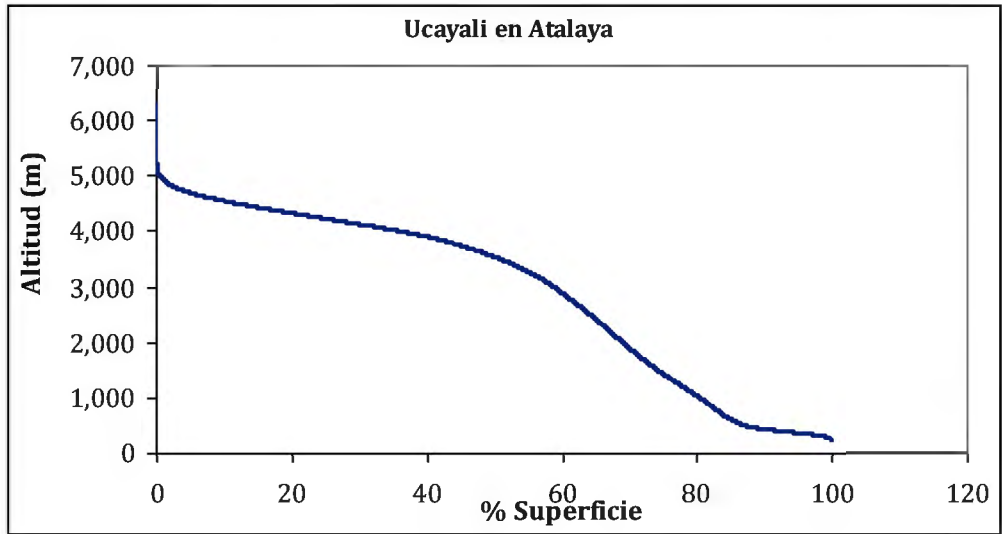
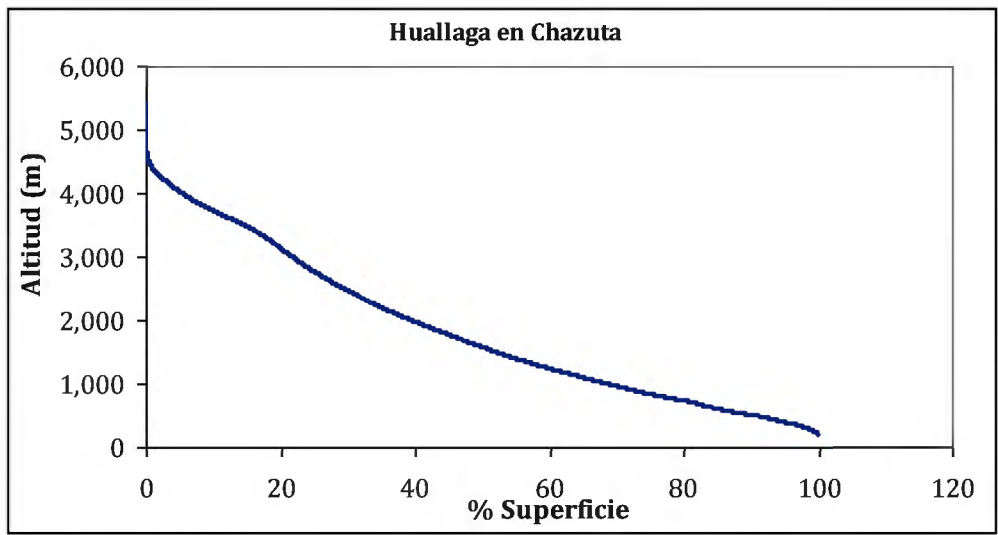
L = longitud del cauce (km)

S = pendiente media (m/m)

Curva hipsométrica de la cuenca

Es la representación gráfica del relieve de una cuenca. Muestra el porcentaje de área de drenaje que existe por encima o por debajo de una elevación determinada. La curva hipsométrica relaciona el valor de altura, en las ordenadas, con el porcentaje de área acumulada en las abscisas (Figura 18).





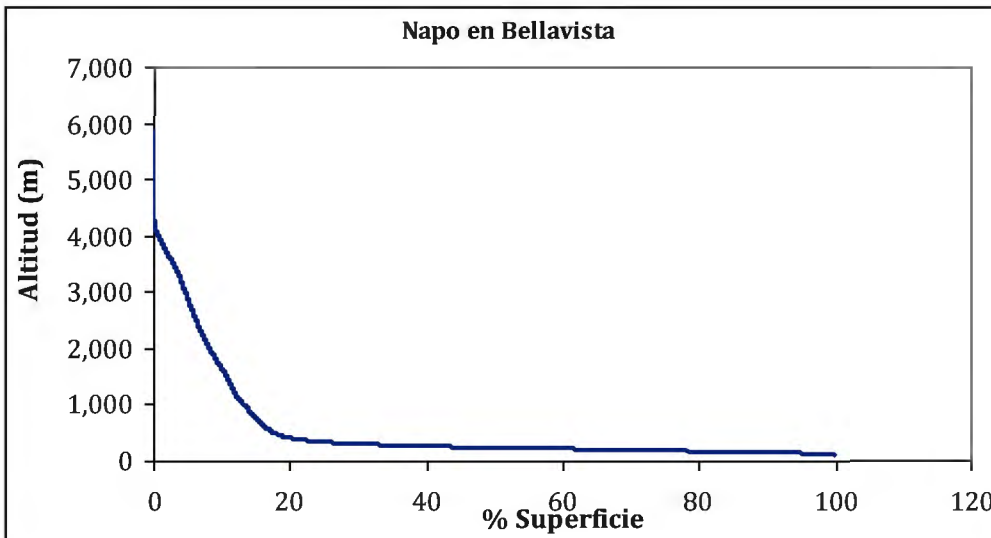
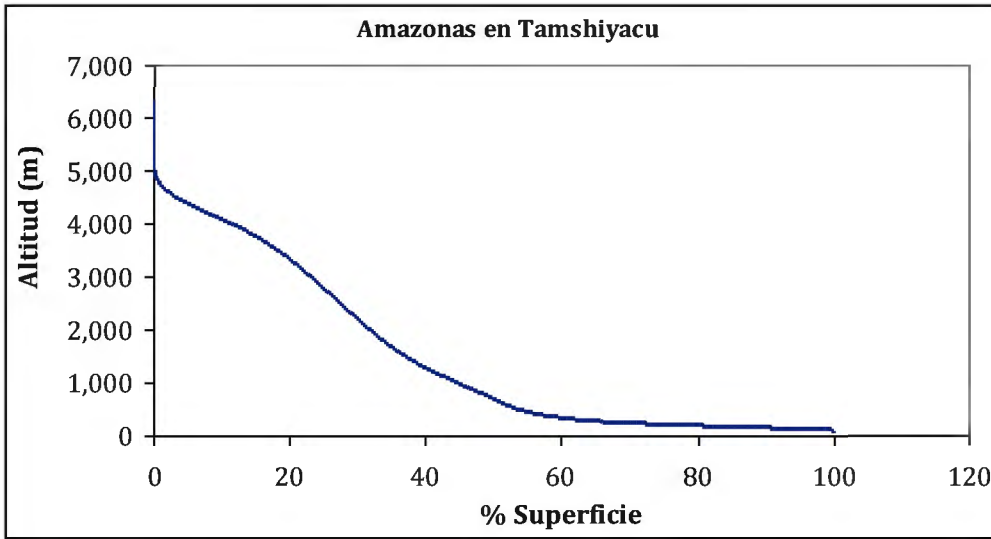
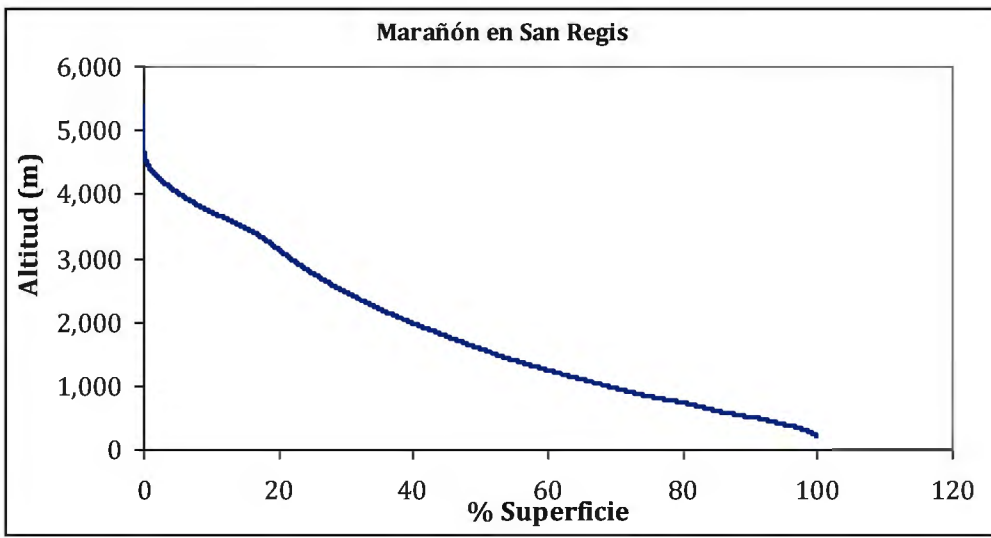


Figura 18. Curvas hipsométricas- cuencas de estudio -Marañón, Napo, Ucayali. (Fuente.- Mialocq et al., 2005)

VI. MATERIALES Y METODOS

En este capítulo se muestra la metodología utilizada tanto en campo, laboratorio como para el cálculo de flujo sólido y fondo móvil.

6.1 Estaciones de Referencia

Este estudio consideró los datos de 8 estaciones hidrológicas, que están distribuidas en los ríos principales de la amazónica peruana, y que abarcan el pie de monte andino y la llanura. El Proyecto HYBAM, inició con la medición de caudales y muestreo de sedimentos, en la estaciones de referencia ver Tabla 5 y Figura 19.

Tabla 5. Estaciones hidrológicas y sedimentológicas. Fecha de inicio de muestreo de material en suspensión, muestras aforo sólido (cada 3 meses en campañas de medición y muestreo observadores (cada 10 diez días por una persona del lugar)

CODIGO	ESTACION	RIO	FECHA DE INICIO		AFOROS LIQUIDOS	MUESTRAS AFOROS SOLIDOS	MUESTREO OBSERVADORES
			SENAMHI	PROYECTO			
BOR	Borja	Marañón	1986	2003	20	119	269
CHA	Chazuta	Huallaga	2003	2003	12	70	217
NY	Nueva York	El Tigre	-	2006	10	74	106
ATA	Atalaya	Ucayali	-	2003	25	219	197
REQ	Requena	Ucayali	1984	2006	40	283	80
SRE	San Regis	Marañón	1984	2003	36	245	191
BEL	Bellavista	Napo	1985	2004	20	96	168
TAM	Tamshiyacu	Amazonas	1983	2003	58	441	191
TOTAL					221	1547	1419

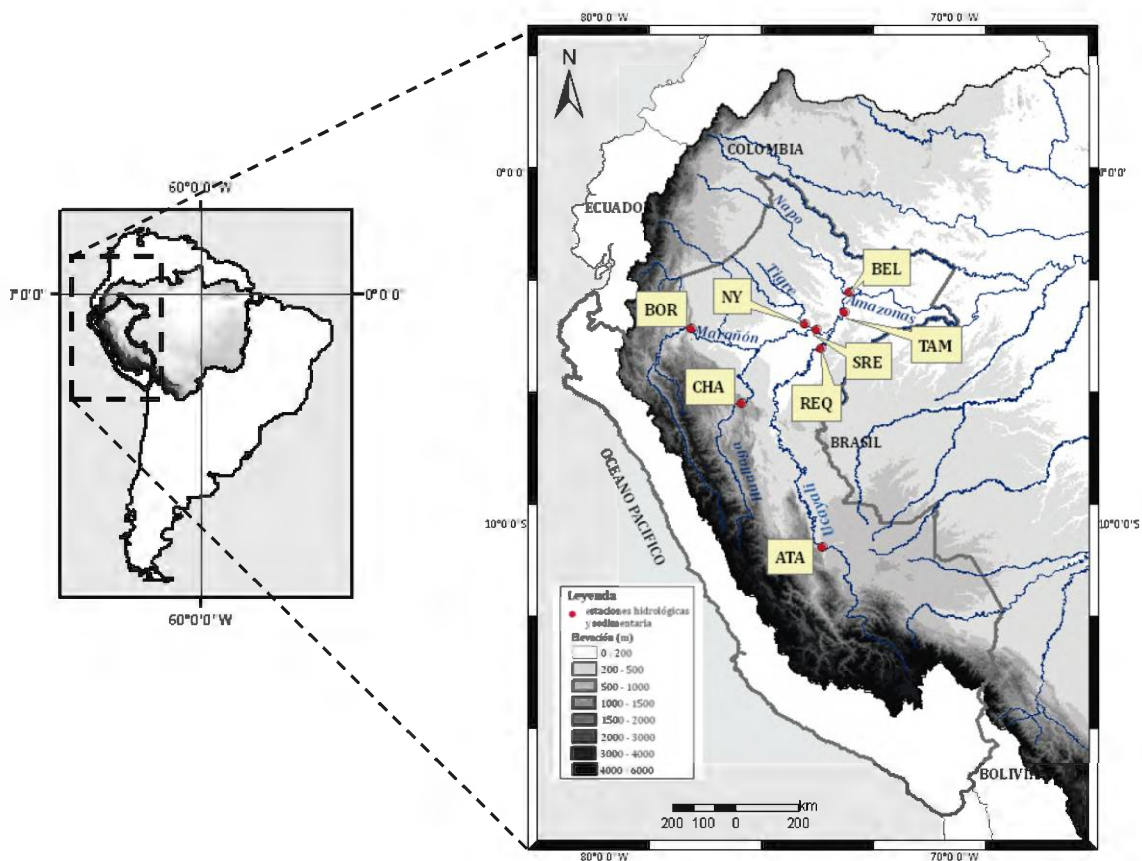


Figura 19. Ubicación de las estaciones hidrológicas y de sedimentos de la cuenca amazónica peruana. Modelo Digital de Elevación SRTM-resolución de 90 (Rabus et al., 2003).

6.2. Metodología de Campo

6.2.1. Muestreo de Material en Suspensión Superficial

Para la determinación de la concentración de material en suspensión en cada una de las estaciones, se capacitó a un observador, que es una persona que recolecta una muestra superficial de 500 ml, cada diez días (1, 11 y 21 de cada mes), en el centro del río (Figura 20). Este muestreo permite conocer de una mejor manera la variabilidad temporal de los flujos sedimentarios.



Figura 20. Muestreo superficial (Fuente.- Proyecto Hybam)

6.2.2. Muestreo de Material en Suspensión de la Sección

Para relacionar los resultados del muestreo superficial del observador con los resultados de material en suspensión de la sección, se realizaron salidas de campo o comisiones, cada tres meses para tomar muestras en verticales representativas de la sección de aforo con la ayuda de un muestreador vertical u horizontal a diferentes profundidades, (20 cm, medio y 100 cm antes de tocar el fondo). Figura 21.

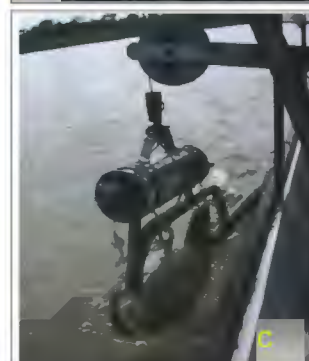
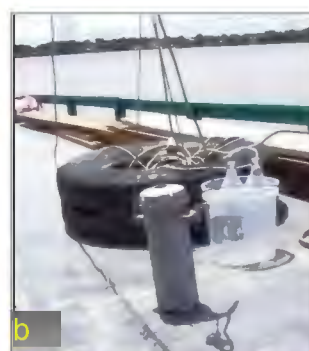
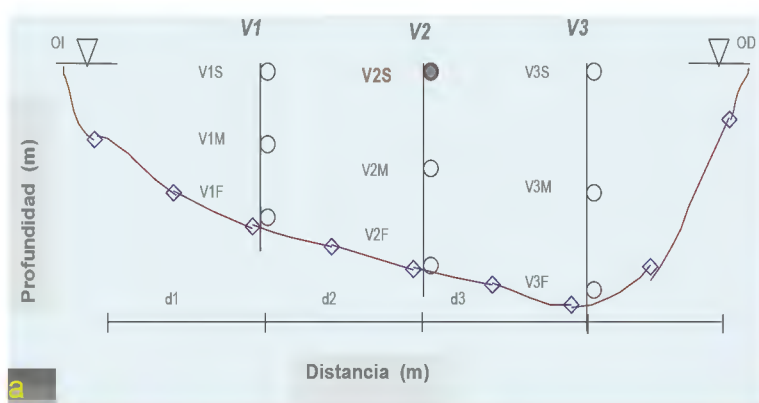


Figura 21.-Muestreadores a profundidad. a) muestreo de la sección b) muestreador manual vertical. c) muestreador horizontal. Fuente Proyecto Hybam

6.2.3. Perfiles de turbiedad

Una vez realizado el aforo líquido, se dividió la sección en verticales representativas (función de la profundidad, fondo móvil, etc.). En cada una de las verticales se sumergió lentamente la sonda de turbiedad, en el caso que la sonda no contara con un captor de presión como la sonda OBS 3+, se instaló un sensor exterior. Para la calibración, se colocó en el mismo soporte las 3 sondas de turbiedad, además de la sonda de presión y un muestreador. Para un mejor posicionamiento se utilizó antena GPS acoplada al ADCP y un ecosonda. Se tomaron muestras a diferentes profundidades (Figura 22).



Figura 22. Montaje y puesta en operación sondas de turbiedad.

a) OBS 3A e YSI. b) Muestreo c) ecosonda, ensamble de sondas. d) OBS 3+

6.3. Análisis de Laboratorio

6.3.1. Determinación de la concentración de Material en Suspensión

Tanto las muestras recolectadas por los observadores cada 10 días como las de comisiones fueron tratadas en laboratorio del Proyecto Hybam en la Universidad Nacional Agraria La Molina en Lima (Figura 23).

Material en Suspensión Finos.

El primer paso fue determinar el volumen de cada muestra. Para obtener la concentración de material en suspensión de finos se utilizó el proceso de filtrado, que consiste en pasar la muestra de agua y sedimento a través de filtros pre-pesados de acetato de celulosa de $0,45\mu\text{m}$ de diámetro del poro, con la ayuda de una rampa de filtración (6 unidades de 250 ml) conectada a una bomba al vacío eléctrica

Material en Suspensión Gruesos.

Este proceso se realizó para las muestras de aforos sólidos, donde primero se determina el volumen, después se hace pasar la muestra de agua y sedimento a través de un tamiz de $63\mu\text{m}$, para conocer la concentración de material grueso se coloca lo retenido en el tamiz en un filtro pre pesado, para ser llevado a la estufa. Con restante de agua y sedimentos determinar el material fino de la misma manera que se ha expuesto en el párrafo anterior. La suma de las dos concentraciones será la concentración final.

Finalmente los filtros fueron secados en una estufa a 105°C durante una hora.

La concentración de material en suspensión de las muestras se determinó por diferencia de pesos del filtro es decir el peso inicial (filtro limpio y seco) antes de filtrar y el peso después de la filtración (filtro seco + material), el resultado de la diferencia se divide para el volumen de agua de la muestra.



Figura 23.Bomba de vacío, rampa de filtración.

6.3.2 Calibración de la Turbiedad

Al hacer un análisis de la distribución de sedimentos en la sección se observó que existen dos familias de sedimentos gruesos (arenas $> 0.63 \mu\text{m}$) y finos (limos, arcillas $< 0.45 \mu\text{m}$). Con este antecedente se realizó en el laboratorio, la calibración de la turbiedad en función de la granulometría y la naturaleza de material (Anexo). Equipo y material.

- Sondas de Turbiedad OBS 3A , OBS 3+ , YSI
- Cilindro transparente de PVC ($\text{Ø}=20 \text{ cm}$, $h=40 \text{ cm}$)
- Agitador magnético
- Barra agitadora

Para la calibración se utilizó arcillas y arenas de diferentes lugares de la región y distinta naturaleza

Tabla 6. Origen y diámetro (d_{50}) de muestras

Tipo	Lugar	Codigo	Φ μm
Finos	Tamshiyacu	TAM	45.75
	Jenaro Herrera	JH	37.97
	Andoas	AND	50.22
Gruesos	La Molina	UNALM	223.4
	Tamshiyacu	TAM	269.2
	San Regis	REG	356.1
	Chazuta	CHA	153.8
	Borja	BOR	96.49

- Armar el dispositivo de medida como lo indica la Figura 24.
- Colocar 2.5 litros de agua en el cilindro transparente de PVC.
- Colocar paulatinamente, concentraciones de muestra conocidas en la solución.
- Verificar que la agitación sea homogénea
- Medir la turbiedad con las 3 sondas, los resultados son mostrados en el Anexo y en el capítulo 7.



Figura 24. Dispositivo de calibración de turbiedad en laboratorio

6.4. Metodología de Cálculo

6.4.1. Cálculo de Caudales sólidos

Para el cálculo de caudales sólidos se utilizó el paquete HYDROMESAD, desarrollado por Vauchel (2009), inspirado en MESAD Cochonneau (2004) cuyo principio es determinar una concentración media de la sección.

Para este cálculo se puede utilizar tres criterios.

Método 1: Cada vertical es separada de la vertical vecina por un límite vertical a media distancia, y cada muestra es separada de la muestra vecina por un límite horizontal ubicado a media distancia de las muestras, Figura 25 (a) (Vauchel, 2009)

Método 2: La separación vertical entre las muestras se hace de la misma forma que en método anterior. Con la diferencia que para el límite horizontal se usa el porcentaje de profundidad observado en cada vertical, y se aplica a toda su zona lateral. Los porcentajes de profundidad están en función a lo observado en cada vertical del aforo, así el nivel de los límites se adapta a cada transecto, lo que no es el caso en el método 1. Teniendo así zonas de influencia que siguen en cierta manera la forma del fondo de la sección. Figura 25 (b) (Vauchel, 2009)

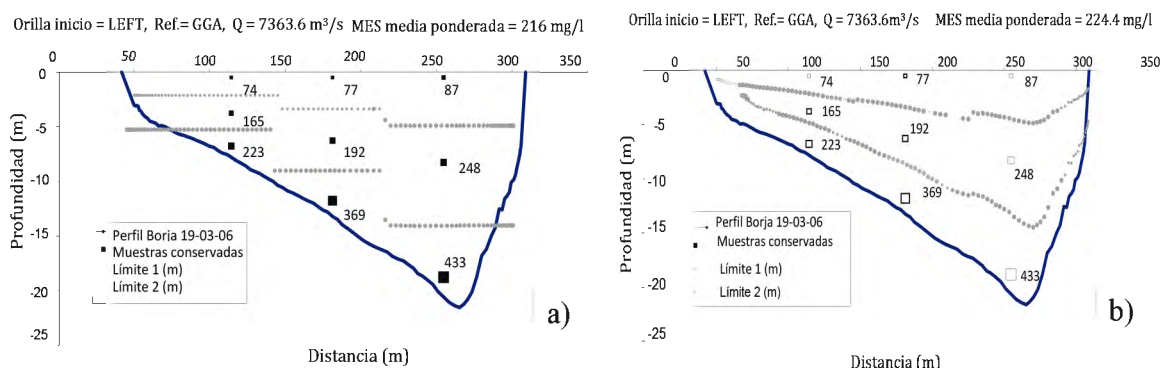


Figura 25. Determinación de la concentración total de material en suspensión en la sección a) Método 1 b) Método 2. Fuente Vauchel, 2009.

Método 3: Este método consiste en obtener la media aritmética de todos los puntos de muestreo de la sección.

$$QS_{\text{sec}} = Q \frac{\sum_{i=1}^n \overline{MES}_i}{n} \quad \text{Ecuación 19}$$

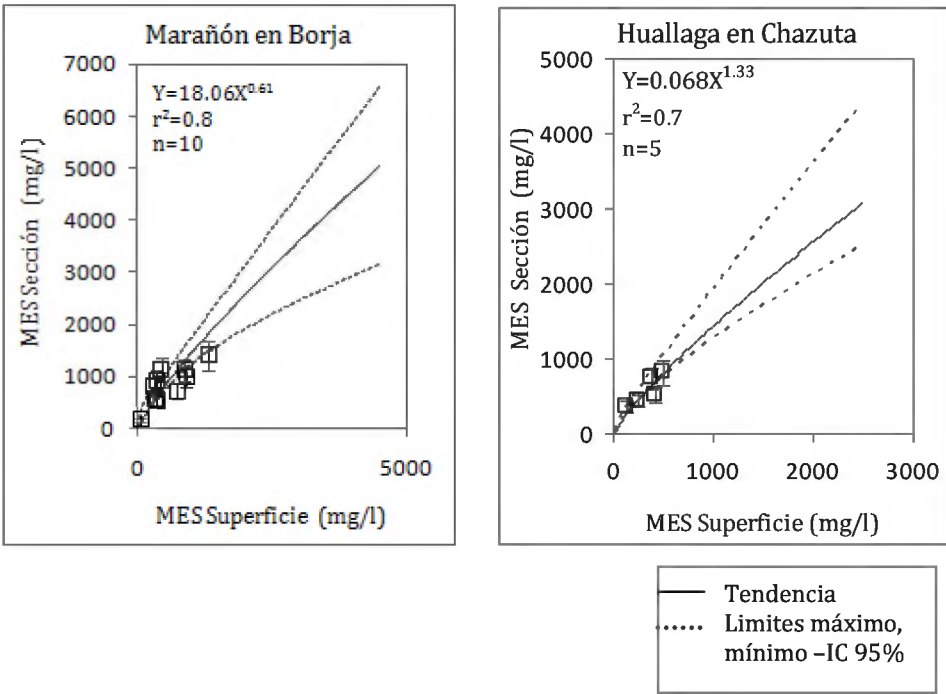
Luego de varias experiencias, tanto en Bolivia como en Perú, muestran que los dos primeros métodos no tienen mayor discrepancia entre sí, sin embargo el Método 2,

tiene una mejor aproximación para el cálculo de la concentración total del material en suspensión en la sección. (Vauchel, 2009)

6.4.2. Cálculo de Flujo Sólido

Relación Material en suspensión de la sección y material en suspensión superficial

La determinación de flujo sedimentario anual, se realizó a través de las muestras superficiales recolectadas cada 10 días por el observador en cada una de las estaciones. La metodología que utiliza el Proyecto Hybam (Guyot, 1993) es establecer durante un aforo sólido, una relación entre la concentración media de la sección y una muestra superficial que ha sido tomada en el mismo sitio que lo hace el observador. Este método estadístico permite contornear el problema que la muestra sea superficial (Figura 26). En una primera instancia se intentó realizar una calibración general para todas las estaciones, observando los resultados de Ecuador. Sin embargo, este criterio no fue válido para el Perú, debido a varios factores: no todas las estaciones tienen la misma cantidad de aforos, existen cuencas pequeñas cuya cantidad de sedimentos es baja, dispersión, diferentes intervalos de confianza. De allí que se ha considerado dentro del Proyecto (Vauchel, 2009), una curva de calibración para cada estación. La extrapolación de las curvas se ha realizado con el valor máximo de concentración superficial registrado hasta el momento lo que incrementa los límites de confianza. (Figura 26)



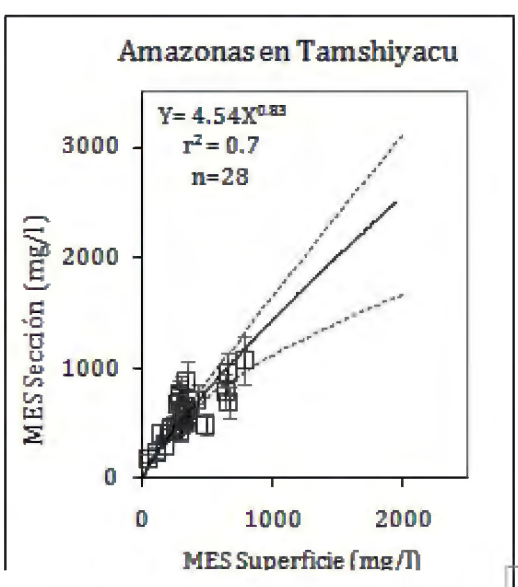
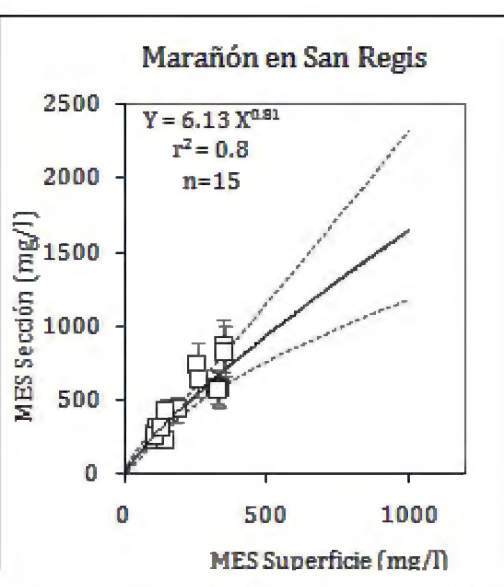
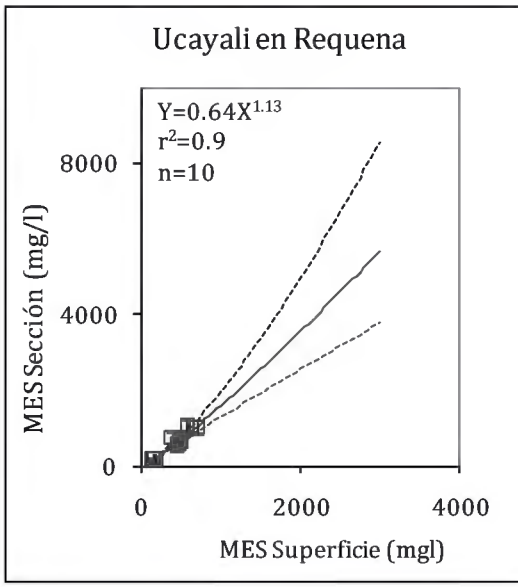
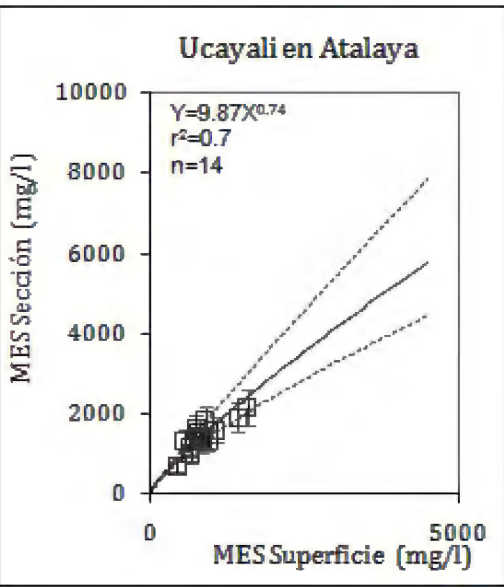
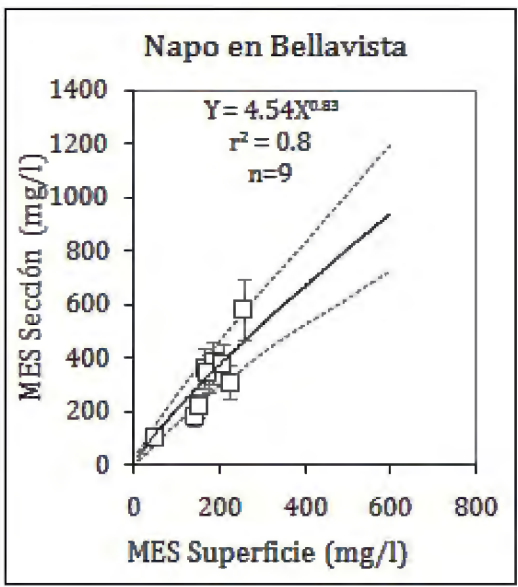
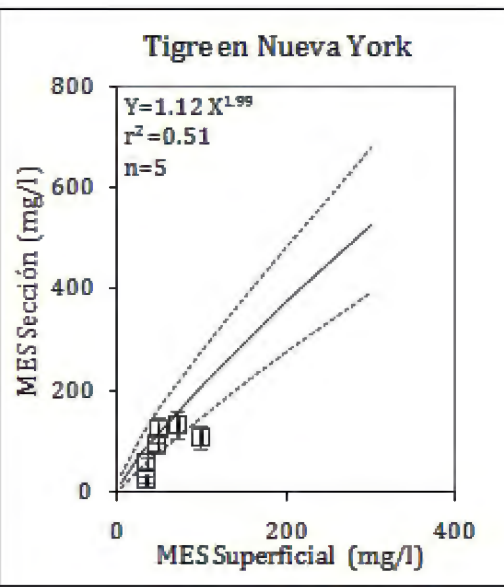


Figura 26. Relación entre material en suspensión de la sección y el material en suspensión de superficie, curva de tendencia, límites máximos y mínimos con un índice de confianza del 95%.(Fuente-Proyecto Hybam- Perú).

— Tendencia
 Límites máximo, mínimo -IC 95%

Relación Caudal líquido en función del Caudal sólido (Función Transporte)

Utilizando la ecuación 5, se exploró la relación caudal líquido- caudal sólido, para observar si dicha relación existe entre los ríos amazónicos de Perú. Esta relación se formó con datos de salidas al campo en donde se realizan mediciones de caudal-Q (m^3/s) y caudal sólido-Qs (t/d), se utilizó también los datos de material en suspensión cada diez días. La relación encontrada se aplicó a todos los datos medios diarios de caudal líquido. Lo que permite calcular el flujo de sedimentos anual (Figura 27). Los parámetros a y m , son obtenidos de la relación caudal sólido en función de caudal líquido, tomando como hipótesis: si existe una relación en qué medida la una variable es función de la otra, lo que permite obtener un valor que más o menos corresponde a la incertidumbre, estos coeficientes son constantes durante todo el período en estudio.

Cabe recalcar que para la estación Atalaya sobre el río Ucayali, los datos de caudales diarios están compuestos de datos del observador y datos calculados a partir de correlación con la estación de Pucallpa aguas abajo cuyo monitoreo lo realiza el Ministerio de Transporte y comunicación- Dirección de Transportes Acuáticos.

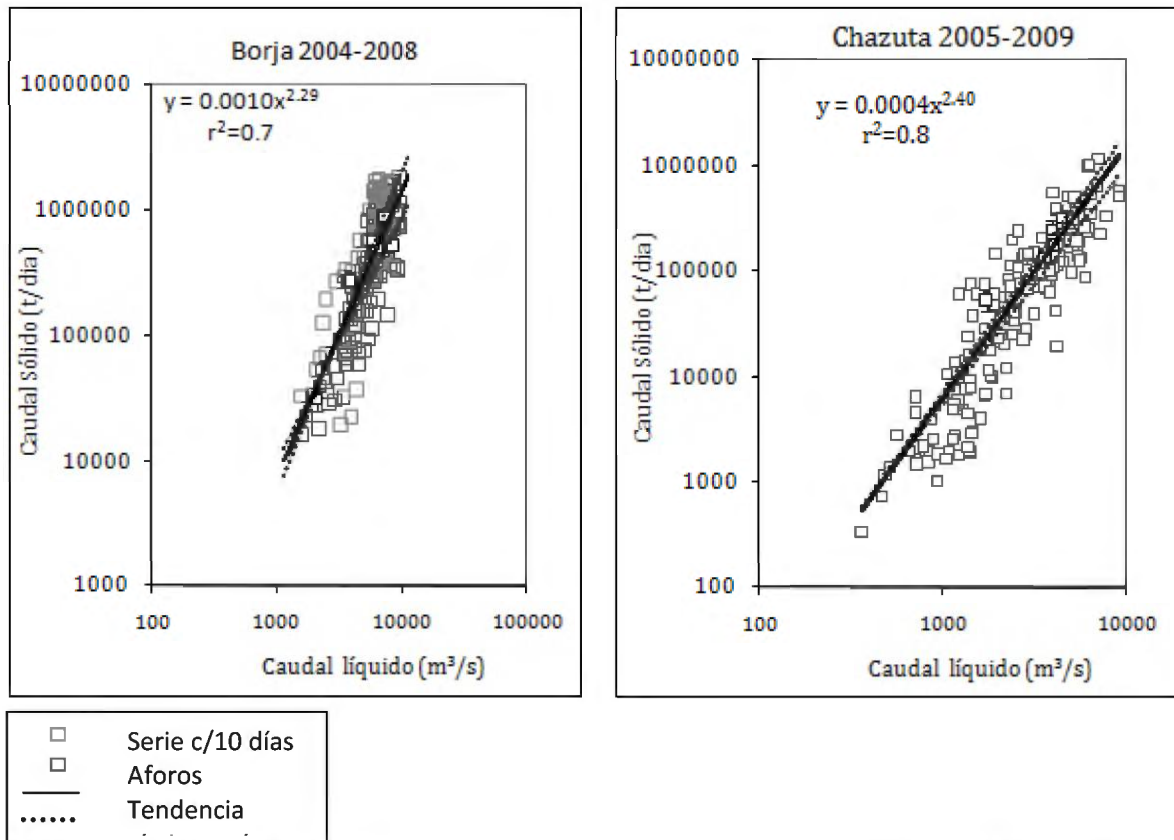
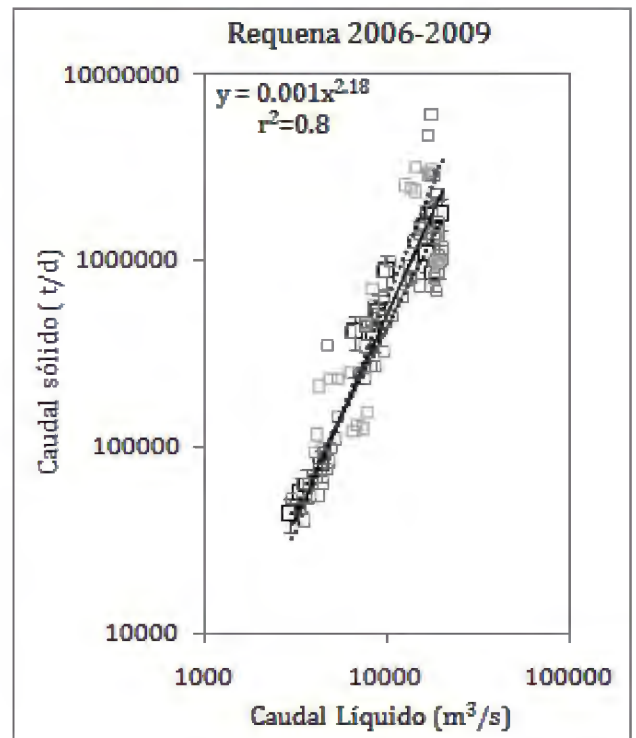
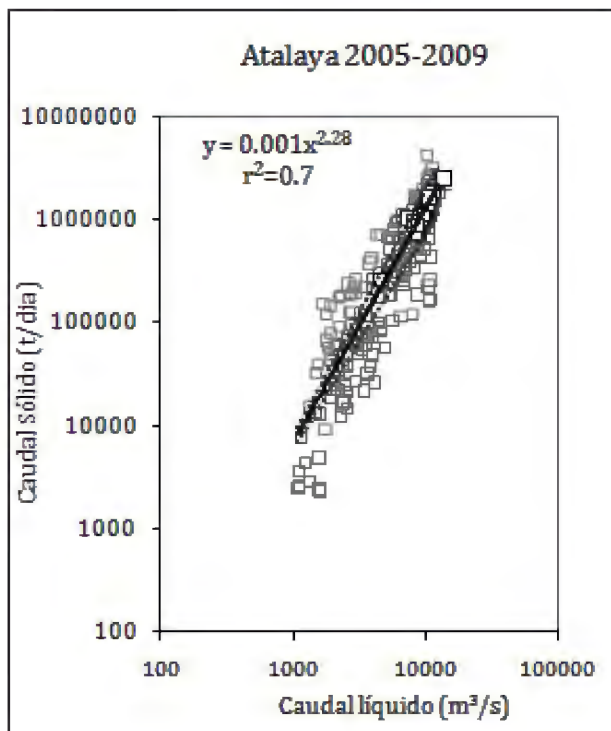
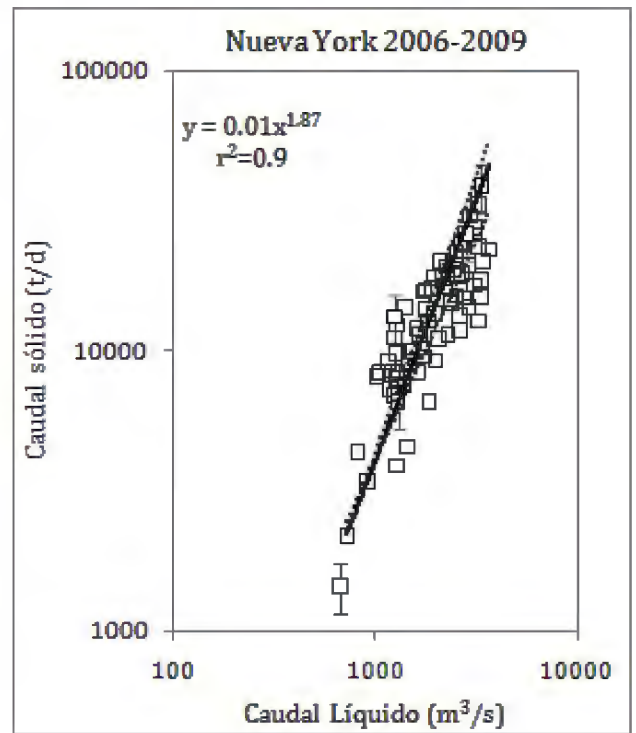
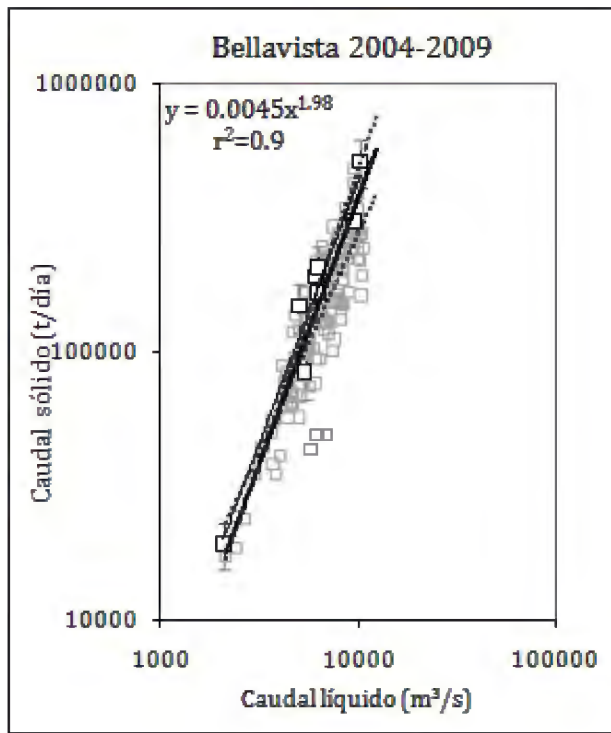


Figura 27a. Relación Caudal líquido vs Caudal sólido, tendencia de la serie y límites máximo y mínimo- Estaciones de Borja y Chazuta



- Serie c/10 días
- Aforos
- Tendencia
- Límites máx.- mín.

Figura 27 b. Relación Caudal líquido vs Caudal sólido, tendencia de la serie y límites máximo y mínimo- Estaciones Bellavista, Nueva York, Atalaya, Requena

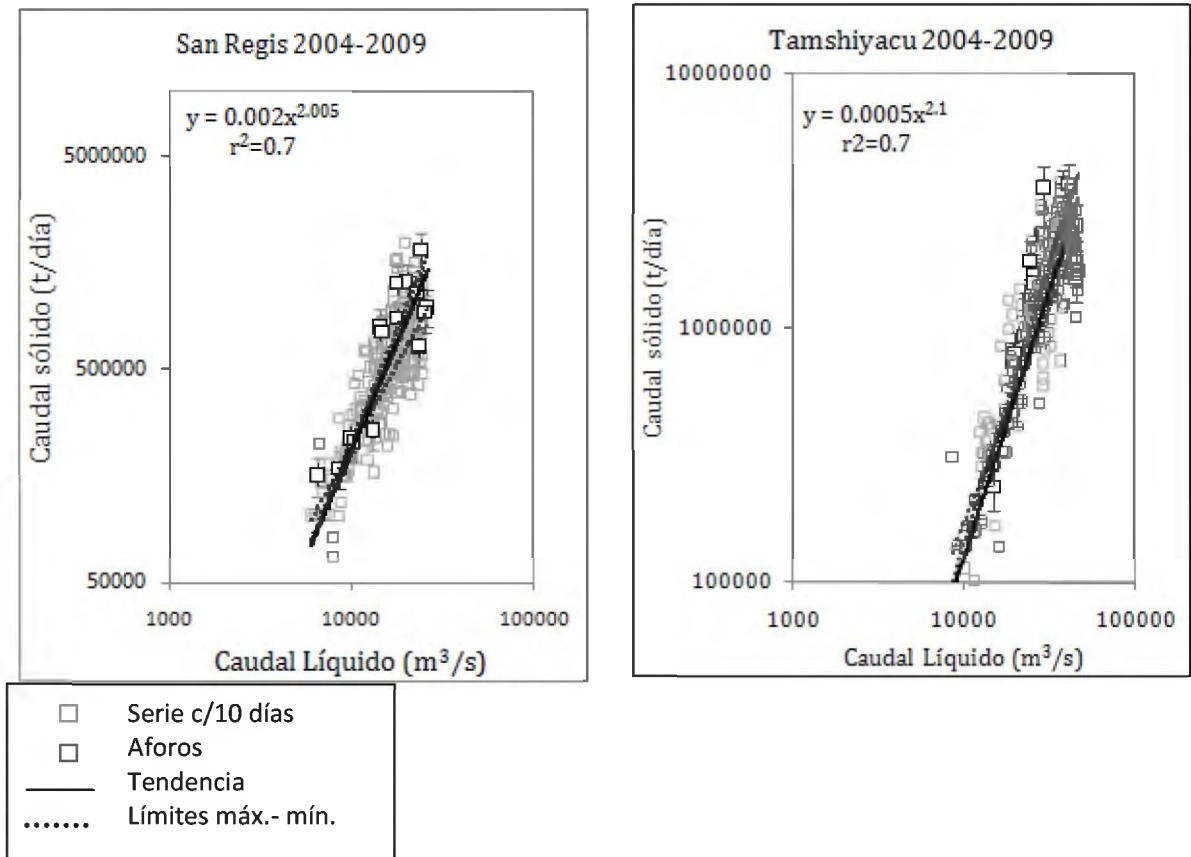


Figura 27 c. Relación Caudal líquido vs Caudal sólido, tendencia de la serie y límites máximo y mínimo-Estaciones San Regis, Tamshiyacu.

6.4.3. Estimación del material de fondo móvil

Para estimar el porcentaje de sedimento de fondo que no se puede medir directamente por muestreo, se utilizó un modelo, apoyado el perfil de velocidades y el perfil de concentraciones de Rouse.

Perfil logarítmico de velocidades

De acuerdo a la experiencia realizada en el río Amazonas en Tamshiyacu, Chevalier (2008) muestra que el perfil de velocidades es de la forma:

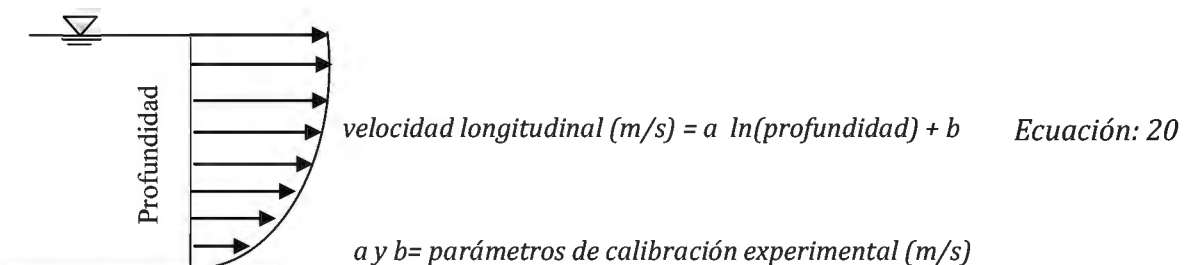


Figura 28. Perfil logarítmico de velocidades

a es determinado en cada perfil de velocidad media, se ajusta a una función logarítmica, está ligado a la cortante cizallante de fondo. Chevalier encuentra que el valor de a fluctúa entre 33 y 39 cm/s, en la estación de Tamshiyacu sobre el río Amazonas, para el modelo se consideró 0.36 m/s, sin embargo, este valor no es estándar para todas las estaciones. El valor de b , corresponde al valor de la velocidad en la primera célula cercana al fondo ($z=0$). Chevalier encuentra un valor de 2 m/s, para células del ADCP de +/- 50 cm. En el modelo podemos acercarnos más al fondo, por lo que podemos decir que a 10 cm del fondo, la velocidad debe ser menor, con un $b = 0.01$ m/s. Para los cálculos se hizo una normalización de la profundidad lo que significa que el porcentaje de profundidad está entre 0 a 1. (la resolución del modelo que hacemos con 100 divisiones para una profundidad de 10 m). Otro argumento de apoyo, es que con el ADCP (600 kHz), cuya longitud de sonido tiene una reflectancia importante en la interface superior del fondo móvil, necesita una concentración volumétrica de 0.1 para dar una señal de fondo, es lo que se ha visto en las constantes mediciones realizadas en el campo en las estaciones de monitoreo.

Perfil de concentración

Para la carga de fondo se consideró que existe una discontinuidad de concentración en el perfil de concentración (Figura 29).

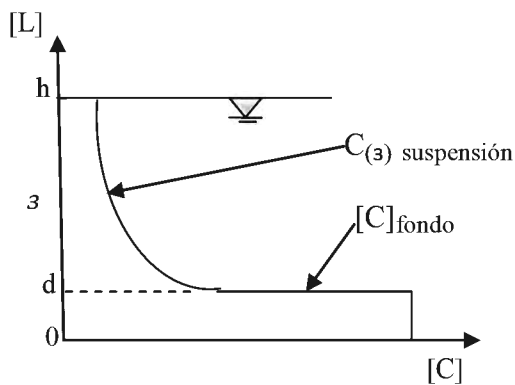


Figura 29. Perfil de concentración con carga de fondo. Donde: (h) profundidad total del río, (d) el espesor de la carga de fondo, (z) es la profundidad de interés de cálculo en el perfil

$$C_{(z)} = f(z) \quad \text{si} \quad d < z < h$$

$$C_{(z)} = [C]_{\text{fondo}} \quad \text{si} \quad 0 < z < d$$

$$Q_{\text{sed de fondo}} = \int_0^d C_{\text{fondo}} * v_{(z)} dz$$

Ecuación: 21

donde:

$v_{(z)}$ es el perfil de velocidad y C_{fondo} corresponde al perfil de concentración en el fondo, en una primera aproximación consideramos constante.

$$C_{fondo} = d * C_{v_{fondo}} * \rho_{sedimentos}$$

C_v = concentración volumétrica de sedimentos en el fondo.

ρ = es la densidad de los sedimentos, se considera que los sedimentos tienen la misma densidad que la sílice, es decir 2.7 kg /l.

$$Q_{sed\ de\ fondo} = d * 2.7 * C_{v_{fondo}} \int_0^d v_{(z)} dz \quad \text{Ecuación: 22}$$

$$Q_{sed\ Total} = \int_d^h f_{(z)} v_{(z)} dz + Q_{sed\ fondo} \quad \text{Ecuación: 23}$$

$$\% Q_{fondo} = \frac{Q_{sed\ fondo}}{Q_{sed\ Total}} * 100 \quad \text{Ecuación: 24}$$

Para estimar la variabilidad del $\% Q_{fondo}$ se consideró como hipótesis que $f_{(z)}$ corresponde al perfil de Rouse cuyos parámetros de concentración de referencia (Ca) y el número de Rouse (w) (Capítulo 6.2.3, 6.4.2) corresponden a valores obtenidos en el campo mediante la turbiedad- río Amazonas, estación de Tamshiyacu. Para el cálculo del porcentaje de Caudal de fondo se ha considerado una profundidad normalizada de 0 a 1 m.

Tabla 7. Datos para el cálculo de perfil de Concentración- Rouse

Ca (mg/l)	W	z (m)	a (m)
400	0.03	0.1	0-1

Los resultados se exponen en el siguiente capítulo

VII. RESULTADOS

7.1. Resultado del Cálculo de Incertidumbre en procesos de muestreo y laboratorio

En el presente trabajo se tomó en cuenta como principales fuentes de incertidumbre las producidas en campo en el muestreo y las mediciones en laboratorio.

De acuerdo a la experiencia, las fuentes de muestreo son:

- Incertidumbre en el muestreo superficial
- Incertidumbre de muestreo de fondo
- Incertidumbre de un aforo sólido (el cual se realizó considerando tres estaciones diferentes durante tres meses por un mismo operador).

Para la incertidumbre de superficie como de fondo se realizaron 10 muestras aproximadamente en el mismo lugar en las mismas condiciones.

En el Laboratorio las siguientes fases son consideradas como fuente de incertidumbre:

- Pesado de filtros
- Determinación de volumen
- Filtración de muestras

En el pesado de filtros y determinación de volumen se ha tomado en cuenta el valor de resolución de la balanza.

Utilizando las ecuaciones del capítulo 4.11 (ecuación 6 a 14) se obtuvo que la mayor incertidumbre proviene del aforo sólido, el cual representa la incertidumbre de la integración espacial sobre toda la sección que será considerada en los cálculos.

Tabla 8, Figura 30.

Tabla 8. Resumen de Estimación de la Incertidumbre en los procesos de muestreo y laboratorio

FUENTE	Magnitud	Valor del parámetro V_1	Distribución/ Tipo de evaluación	INCERTIDUMBRE ESTANDAR	
				u_1	(u_1/V_1) %
Muestreo Superficial	Concentración	840.94	Media Experimental/Tipo A	18.08	2.15
Muestreo de Fondo	Concentración	1973.36	Media Experimental/Tipo A	95.34	4.83
Aforo sólido	Concentración		Rectangular /Tipo B		19.95
Peso filtro	masa	3 operadores	Mesurando_Media Experimental/Tipo A	5.77E-05	0.42
			resolución balanza_rectangular/Tipo B		
Filtración	Concentración	3 operadores	Media Experimental/Tipo A		3.47
Volumen	masa	2 opeadores	Mesurando_Media Experimental/Tipo A		0.01
			resolución balanza_rectangular/Tipo B		

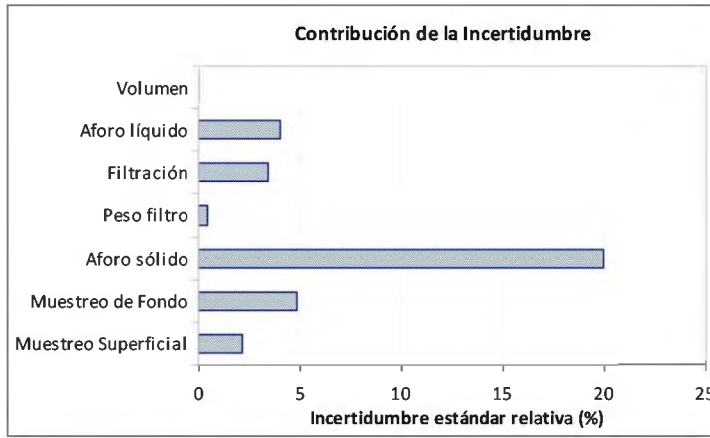
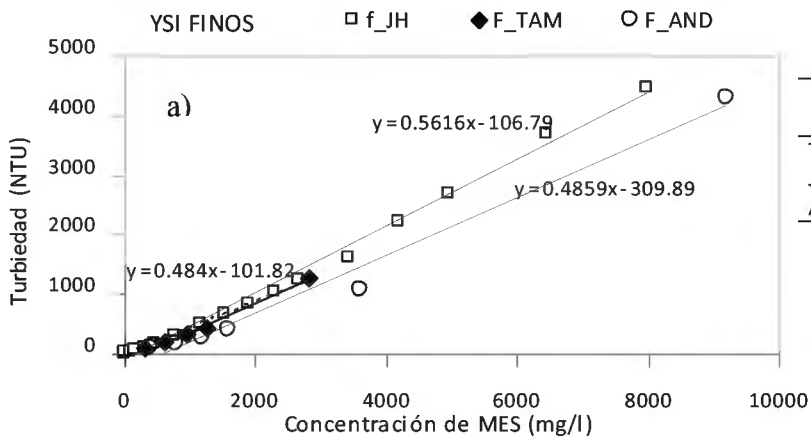


Figura 30. Resultados del cálculo de incertidumbre en el proceso de obtención de MES en una sección

7.2. Resultados de Calibración de Turbiedad

Los resultados obtenidos en el laboratorio en cuanto a la calibración de Turbiedad en función de la relación de material fino ($< 0.45 \mu\text{m}$) y grueso ($> 63 \mu\text{m}$) son los siguientes:

La calibración de finos y gruesos persigue una regresión lineal, tendiendo a una ecuación para cada una de las granulometrías, resultados similares con los tres captores de turbiedad. Figura 31.



Lugar	Codigo	Φ μm
Tamshiyacu	TAM	45.75
Jenaro Herrera	JH	37.97
Andoas	AND	50.22

Figura 31(a). Turbiedad (NTU) vs concentración de sedimentos (mg/l), para partículas finas

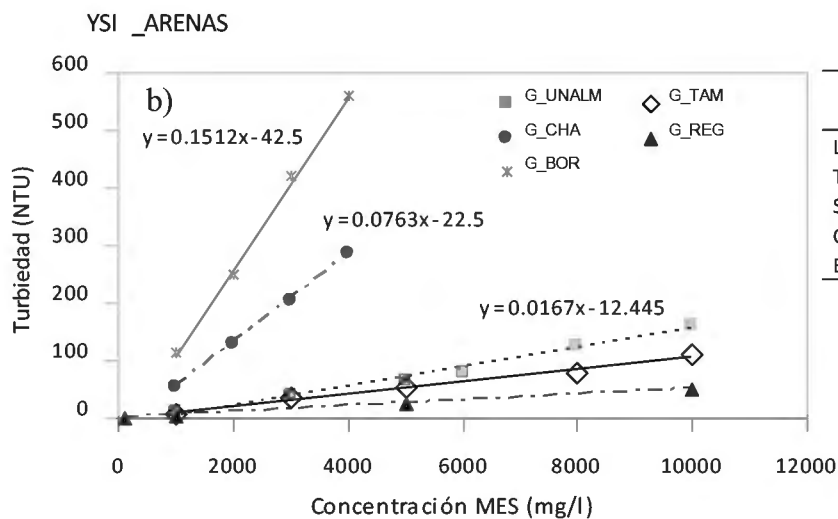


Figura 31(b). Turbiedad (NTU) vs concentración de sedimentos (mg/l), para partículas gruesas

Comportamiento de los captores frente a una relación constante de sedimentos finos y la variación progresiva de arenas

Se hizo un ensayo utilizando arcilla de Jenaro Herrera y una arena de 225.4 μm de diámetro. Se puede observar que a pesar de tener dos granulometrías diferentes la señal del captor es capaz de dar como resultado la adición de las dos señales que corresponden a cada una de las granulometrías, como si se estuvieran midiendo separadamente, es decir que cuando se utilizó una concentración constante de finos y se fue aumentando progresivamente el material grueso, la curva resultante es la misma que la obtenida en la calibración solamente con gruesos. Figura 32

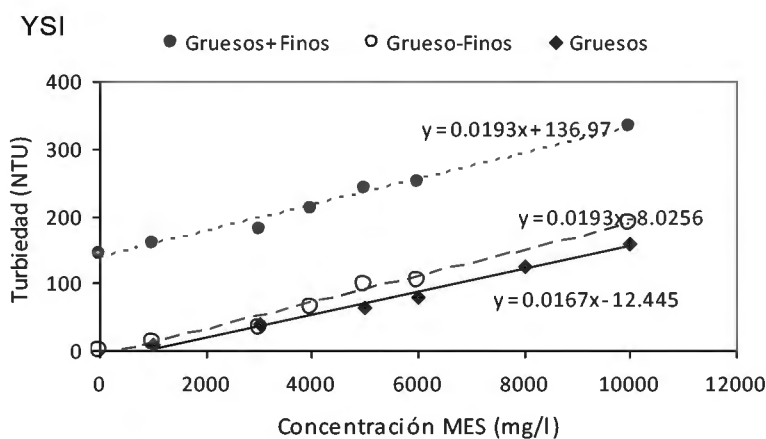


Figura 32. Relación NTU vs Concentración de MES, con concentración de finos constante y variación de concentración de gruesos.

Con estos resultados la turbiedad es una buena herramienta que puede utilizarse para mejorar las técnicas de muestreo, ya que la ventaja de la turbiedad es que se pueden realizar medidas cada segundo por lo que se pueden tener perfiles en más de 100 verticales en 140 segundos en lugar de tener 3 o 4 puntos en 60 minutos.

Es por esto que utilizando el modelo de Rouse y la turbiedad se pretende comprender y analizar de una mejor manera la variabilidad estacional de los sedimentos en la sección de Aforo.

7.3. Resultados del Cálculo de Fondo móvil

Utilizando la Ecuación 1 para el cálculo de Perfil de Rouse con los datos de la Tabla 7 y la Ecuación 20 para el cálculo de perfil de velocidades, obtenemos el siguiente resultado. Tabla 9, Figura 33.

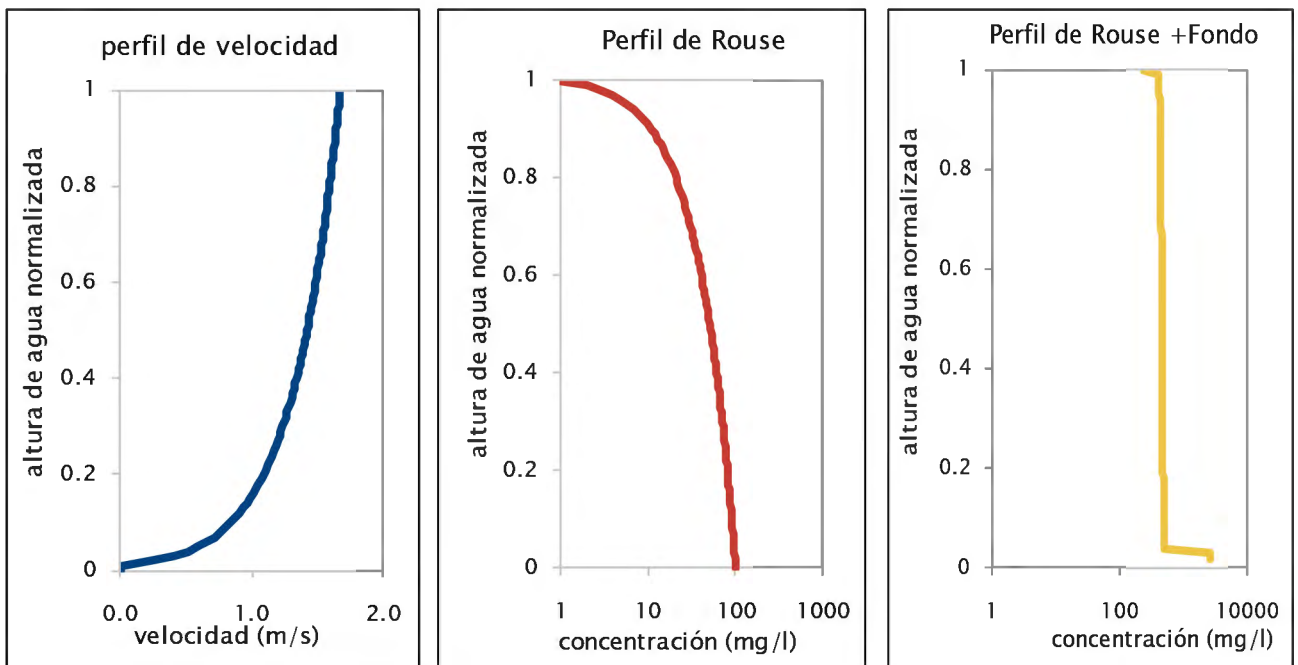


Figura 33. Perfil de velocidad, Perfil de Rouse con y sin concentración de fondo.

Tabla 9. Cálculo de Perfil de concentración con modelo de Rouse, Caudal de tipo no fondo.

zNorm	v (m/s)	Cz (mg/l)	C rouse + fondo (mg/l)	Qs Rouse (Kg/s)	zNorm	v (m/s)	Cz (mg/l)	C rouse + fondo (mg/l)	Qs Rouse (Kg/s)
1	1.67	240	240	0.40	0.5	1.42	468	468	0.66
0.99	1.66	408	408	0.68	0.49	1.41	469	469	0.66
0.98	1.66	417	417	0.69	0.48	1.40	469	469	0.66
0.97	1.66	422	422	0.70	0.47	1.40	470	470	0.66
0.96	1.65	426	426	0.70	0.46	1.39	470	470	0.65
0.95	1.65	429	429	0.71	0.45	1.38	471	471	0.65
0.94	1.65	431	431	0.71	0.44	1.37	472	472	0.65
0.93	1.64	433	433	0.71	0.43	1.36	472	472	0.64
0.92	1.64	435	435	0.71	0.42	1.36	473	473	0.64
0.91	1.63	437	437	0.71	0.41	1.35	473	473	0.64
0.9	1.63	438	438	0.71	0.4	1.34	474	474	0.63
0.89	1.63	440	440	0.71	0.39	1.33	474	474	0.63
0.88	1.62	441	441	0.72	0.38	1.32	475	475	0.63
0.87	1.62	442	442	0.72	0.37	1.31	476	476	0.62
0.86	1.61	443	443	0.72	0.36	1.30	476	476	0.62
0.85	1.61	444	444	0.72	0.35	1.29	477	477	0.62
0.84	1.61	445	445	0.71	0.34	1.28	478	478	0.61
0.83	1.60	446	446	0.71	0.33	1.27	478	478	0.61
0.82	1.60	447	447	0.71	0.32	1.26	479	479	0.60
0.81	1.59	448	448	0.71	0.31	1.25	479	479	0.60
0.8	1.59	449	449	0.71	0.3	1.23	480	480	0.59
0.79	1.58	450	450	0.71	0.29	1.22	481	481	0.59
0.78	1.58	451	451	0.71	0.28	1.21	482	482	0.58
0.77	1.57	451	451	0.71	0.27	1.20	482	482	0.58
0.76	1.57	452	452	0.71	0.26	1.18	483	483	0.57
0.75	1.56	453	453	0.71	0.25	1.17	484	484	0.57
0.74	1.56	454	454	0.71	0.24	1.15	485	485	0.56
0.73	1.55	454	454	0.71	0.23	1.14	485	485	0.55
0.72	1.55	455	455	0.71	0.22	1.12	486	486	0.55
0.71	1.54	456	456	0.70	0.21	1.11	487	487	0.54
0.7	1.54	456	456	0.70	0.2	1.09	488	488	0.53
0.69	1.53	457	457	0.70	0.19	1.07	489	489	0.52
0.68	1.53	458	458	0.70	0.18	1.05	490	490	0.51
0.67	1.52	458	458	0.70	0.17	1.03	491	491	0.51
0.66	1.52	459	459	0.70	0.16	1.01	492	492	0.50
0.65	1.51	459	459	0.70	0.15	0.98	493	493	0.49
0.64	1.51	460	460	0.69	0.14	0.96	494	494	0.47
0.63	1.50	461	461	0.69	0.13	0.93	496	496	0.46
0.62	1.50	461	461	0.69	0.12	0.90	497	497	0.45
0.61	1.49	462	462	0.69	0.11	0.87	498	498	0.44
0.6	1.48	462	462	0.69	0.1	0.84	500	500	0.42
0.59	1.48	463	463	0.68	0.09	0.80	502	502	0.40
0.58	1.47	464	464	0.68	0.08	0.76	504	504	0.38
0.57	1.47	464	464	0.68	0.07	0.71	506	506	0.36
0.56	1.46	465	465	0.68	0.06	0.66	508	508	0.33
0.55	1.45	465	465	0.68	0.05	0.59	511	511	0.30
0.54	1.45	466	466	0.67	0.04	0.51	515	515	0.26
0.53	1.44	466	466	0.67	0.03	0.41	520	2700	0.21
0.52	1.43	467	467	0.67	0.02	0.26	526	2700	0.14
0.51	1.43	468	468	0.67	0.01	0.01	537	2700	0.01

Utilizando la Ecuación 24, y considerando que el porcentaje de profundidad de 1, 2 y 3%, de acuerdo a las observaciones en el campo, se obtuvo los resultados que se muestran en la Figura 34 y Tabla. 10.

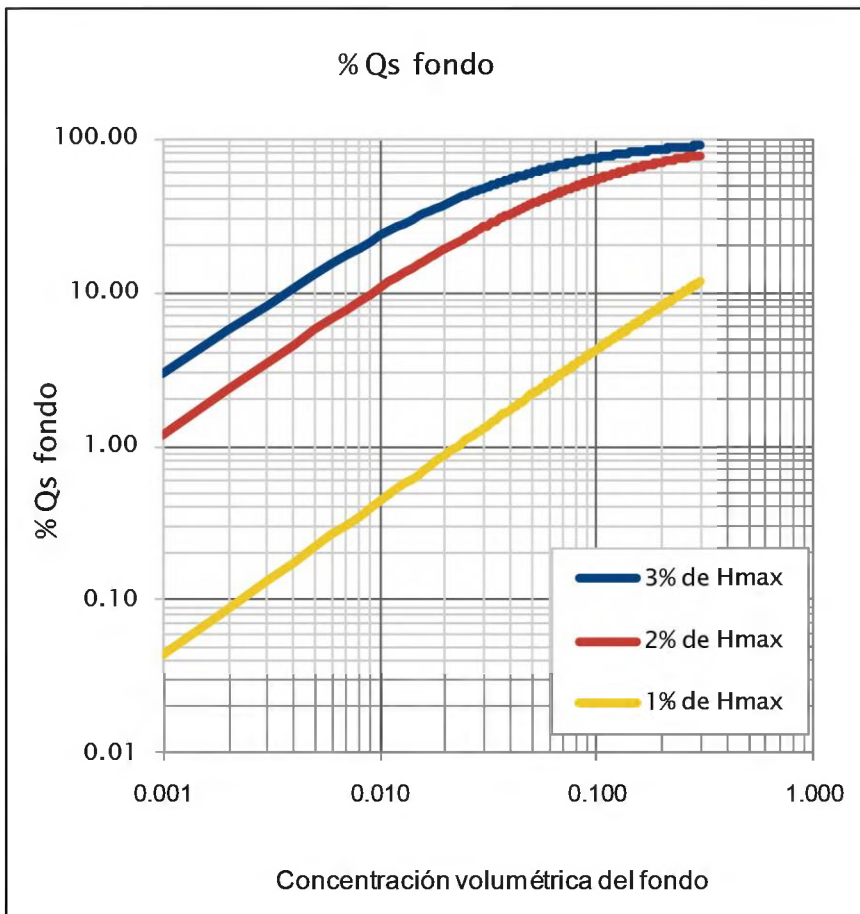


Figura 34. Porcentaje de fondo, en función de concentración volumétrica.

Tabla 10. Cálculo Porcentaje de fondo, con 3%, 2% y 1% de profundidad máxima

%Zmax				%Zmax				%Zmax			
CV	3% de Hmax	2% de Hmax	1% de Hmax	CV	3% de Hmax	2% de Hmax	1% de Hmax	CV	3% de Hmax	2% de Hmax	1% de Hmax
0.001	2.93	1.19	0.04	0.100	75.12	54.57	4.26	0.200	85.79	70.61	8.17
0.002	5.69	2.35	0.09	0.101	75.30	54.82	4.30	0.201	85.85	70.71	8.20
0.003	8.30	3.48	0.13	0.102	75.49	55.06	4.34	0.202	85.91	70.82	8.24
0.004	10.77	4.58	0.18	0.103	75.67	55.30	4.38	0.203	85.97	70.92	8.28
0.005	13.11	5.67	0.22	0.104	75.84	55.54	4.42	0.204	86.03	71.02	8.32
0.006	15.34	6.72	0.27	0.105	76.02	55.78	4.46	0.205	86.09	71.12	8.35
0.007	17.45	7.76	0.31	0.106	76.19	56.01	4.50	0.206	86.15	71.22	8.39
0.008	19.45	8.77	0.35	0.107	76.36	56.24	4.54	0.207	86.21	71.32	8.43
0.009	21.36	9.76	0.40	0.108	76.53	56.47	4.58	0.208	86.26	71.42	8.47
0.010	23.19	10.72	0.44	0.109	76.69	56.70	4.62	0.209	86.32	71.51	8.50
0.011	24.93	11.67	0.49	0.110	76.86	56.92	4.66	0.210	86.38	71.61	8.54
0.012	26.59	12.60	0.53	0.111	77.02	57.14	4.70	0.211	86.43	71.71	8.58
0.013	28.18	13.51	0.57	0.112	77.17	57.36	4.74	0.212	86.49	71.80	8.61
0.014	29.71	14.40	0.62	0.113	77.33	57.58	4.78	0.213	86.54	71.90	8.65
0.015	31.17	15.27	0.66	0.114	77.48	57.79	4.82	0.214	86.60	71.99	8.69
0.016	32.57	16.12	0.71	0.115	77.64	58.01	4.86	0.215	86.65	72.09	8.73
0.017	33.92	16.96	0.75	0.116	77.79	58.22	4.91	0.216	86.70	72.18	8.76
0.018	35.21	17.78	0.79	0.117	77.93	58.43	4.95	0.217	86.76	72.27	8.80
0.019	36.45	18.58	0.84	0.118	78.08	58.63	4.99	0.218	86.81	72.37	8.84
0.020	37.65	19.37	0.88	0.119	78.23	58.84	5.03	0.219	86.86	72.46	8.87
0.021	38.80	20.14	0.93	0.120	78.37	59.04	5.07	0.220	86.91	72.55	8.91
0.022	39.91	20.90	0.97	0.121	78.51	59.24	5.11	0.221	86.96	72.64	8.95
0.023	40.98	21.65	1.01	0.122	78.65	59.44	5.15	0.222	87.02	72.73	8.98
0.024	42.01	22.38	1.06	0.123	78.78	59.64	5.19	0.223	87.07	72.82	9.02
0.025	43.01	23.09	1.10	0.124	78.92	59.83	5.23	0.224	87.12	72.90	9.06
0.026	43.97	23.80	1.14	0.125	79.05	60.02	5.27	0.225	87.17	72.99	9.09
0.027	44.91	24.49	1.19	0.126	79.18	60.21	5.31	0.226	87.22	73.08	9.13
0.028	45.81	25.17	1.23	0.127	79.31	60.40	5.35	0.227	87.27	73.17	9.17
0.029	46.68	25.84	1.27	0.128	79.44	60.59	5.39	0.228	87.31	73.25	9.20
0.030	47.52	26.49	1.32	0.129	79.57	60.78	5.42	0.229	87.36	73.34	9.24
0.031	48.34	27.13	1.36	0.130	79.69	60.96	5.46	0.230	87.41	73.42	9.28
0.032	49.14	27.77	1.40	0.131	79.82	61.14	5.50	0.231	87.46	73.51	9.31
0.033	49.91	28.39	1.45	0.132	79.94	61.32	5.54	0.232	87.51	73.59	9.35
0.034	50.65	29.00	1.49	0.133	80.06	61.50	5.58	0.233	87.55	73.68	9.39
0.035	51.38	29.60	1.53	0.134	80.18	61.68	5.62	0.234	87.60	73.76	9.42
0.036	52.08	30.19	1.58	0.135	80.30	61.86	5.66	0.235	87.65	73.84	9.46
0.037	52.76	30.77	1.62	0.136	80.41	62.03	5.70	0.236	87.69	73.92	9.50
0.038	53.43	31.34	1.66	0.137	80.53	62.20	5.74	0.237	87.74	74.00	9.53
0.039	54.07	31.90	1.70	0.138	80.64	62.37	5.78	0.238	87.78	74.09	9.57
0.040	54.70	32.45	1.75	0.139	80.76	62.54	5.82	0.239	87.83	74.17	9.61
0.041	55.31	33.00	1.79	0.140	80.87	62.71	5.86	0.240	87.87	74.25	9.64
0.042	55.91	33.53	1.83	0.141	80.98	62.88	5.90	0.241	87.92	74.33	9.68
0.043	56.49	34.06	1.88	0.142	81.08	63.04	5.94	0.242	87.96	74.40	9.72
0.044	57.05	34.58	1.92	0.143	81.19	63.20	5.98	0.243	88.00	74.48	9.75
0.045	57.60	35.09	1.96	0.144	81.30	63.37	6.02	0.244	88.05	74.56	9.79
0.046	58.14	35.59	2.00	0.145	81.40	63.53	6.06	0.245	88.09	74.64	9.82
0.047	58.66	36.08	2.05	0.146	81.51	63.69	6.10	0.246	88.13	74.72	9.86
0.048	59.17	36.57	2.09	0.147	81.61	63.84	6.14	0.247	88.17	74.79	9.90
0.049	59.66	37.05	2.13	0.148	81.71	64.00	6.17	0.248	88.22	74.87	9.93
0.050	60.15	37.52	2.17	0.149	81.81	64.15	6.21	0.249	88.26	74.94	9.97
0.051	60.62	37.99	2.22	0.150	81.91	64.31	6.25	0.250	88.30	75.02	10.00
0.052	61.09	38.45	2.26	0.151	82.01	64.46	6.29	0.251	88.34	75.09	10.04
0.053	61.54	38.90	2.30	0.152	82.11	64.61	6.33	0.252	88.38	75.17	10.08
0.054	61.98	39.34	2.34	0.153	82.20	64.76	6.37	0.253	88.42	75.24	10.11
0.055	62.41	39.78	2.39	0.154	82.30	64.91	6.41	0.254	88.46	75.31	10.15
0.056	62.83	40.22	2.43	0.155	82.39	65.06	6.45	0.255	88.50	75.39	10.18
0.057	63.25	40.64	2.47	0.156	82.49	65.20	6.49	0.256	88.54	75.46	10.22
0.058	63.65	41.06	2.51	0.157	82.58	65.35	6.53	0.257	88.58	75.53	10.26
0.059	64.04	41.48	2.56	0.158	82.67	65.49	6.56	0.258	88.62	75.60	10.29
0.060	64.43	41.88	2.60	0.159	82.76	65.63	6.60	0.259	88.66	75.68	10.33
0.061	64.81	42.29	2.64	0.160	82.85	65.78	6.64	0.260	88.70	75.75	10.36
0.062	65.18	42.68	2.68	0.161	82.94	65.92	6.68	0.261	88.74	75.82	10.40
0.063	65.54	43.08	2.73	0.162	83.02	66.05	6.72	0.262	88.78	75.89	10.43
0.064	65.89	43.46	2.77	0.163	83.11	66.19	6.76	0.263	88.81	75.96	10.47
0.065	66.24	43.84	2.81	0.164	83.20	66.33	6.80	0.264	88.85	76.03	10.51
0.066	66.58	44.22	2.85	0.165	83.28	66.47	6.84	0.265	88.89	76.09	10.54
0.067	66.92	44.59	2.89	0.166	83.36	66.60	6.87	0.266	88.93	76.16	10.58
0.068	67.24	44.96	2.93	0.167	83.45	66.73	6.91	0.267	88.96	76.23	10.61
0.069	67.56	45.32	2.98	0.168	83.53	66.87	6.95	0.268	89.00	76.30	10.65
0.070	67.88	45.68	3.02	0.169	83.61	67.00	6.99	0.269	89.04	76.37	10.68
0.071	68.19	46.03	3.06	0.170	83.69	67.13	7.03	0.270	89.07	76.43	10.72
0.072	68.49	46.38	3.10	0.171	83.77	67.26	7.07	0.271	89.11	76.50	10.75
0.073	68.79	46.72	3.14	0.172	83.85	67.38	7.10	0.272	89.14	76.57	10.79
0.074	69.08	47.06	3.19	0.173	83.93	67.51	7.14	0.273	89.18	76.63	10.83
0.075	69.36	47.39	3.23	0.174	84.01	67.64	7.18	0.274	89.21	76.70	10.86
0.076	69.64	47.72	3.27	0.175	84.08	67.76	7.22	0.275	89.25	76.76	10.90
0.077	69.92	48.05	3.31	0.176	84.16	67.89	7.26	0.276	89.28	76.83	10.93
0.078	70.19	48.37	3.35	0.177	84.24	68.01	7.30	0.277	89.32	76.89	10.97
0.079	70.46	48.69	3.39	0.178	84.31	68.13	7.33	0.278	89.35	76.95	11.00
0.080	70.72	49.00	3.44	0.179	84.38	68.26	7.37	0.279	89.39	77.02	11.04
0.081	70.97	49.31	3.48	0.180	84.46	68.38	7.41	0.280	89.42	77.08	11.07
0.082	71.23	49.62	3.52	0.181	84.53	68.50	7.45	0.281	89.45	77.14	11.11
0.083	71.47	49.92	3.56	0.182	84.60	68.61	7.49	0.282	89.49	77.21	11.14
0.084	71.72	50.22	3.60	0.183	84.67	68.73	7.52	0.283	89.52	77.27	11.18
0.085	71.96	50.52	3.64	0.184	84.74	68.85	7.56	0.284	89.55	77.33	11.21
0.086	72.19	50.81	3.68	0.185	84.81	68.97	7.60	0.285	89.59	77.39	11.25
0.087	72.42	51.10	3.72	0.186	84.88	69.08	7.64	0.286	89.62	77.45	11.28
0.088	72.65	51.39	3.77	0.187	84.95	69.20	7.68	0.287	89.65	77.52	11.32
0.089	72.88	51.67	3.81	0.188	85.02	69.31	7.71	0.288	89.68	77.58	11.35
0.090	73.10	51.95	3.85	0.189	85.09	69.42	7.75	0.289	89.72	77.64	11.39
0.091	73.31	52.22	3.89	0.190	85.15	69.53	7.79	0.290	89.75	77.70	11.42
0.092	73.53	52.50	3.93	0.191	85.22	69.64	7.83	0.291	89.78	77.76	11.46
0.093	73.74	52.77	3.97	0.192	85.29	69.75	7.87	0.292	89.81	77.81	11.49
0.094	73.94	53.03	4.01	0.193	85.35	69.86	7.90	0.293	89.84	77.87	11.53
0.095	74.15	53.30	4.05	0.194	85.42	69.97	7.94	0.294	89.87	77.93	11.56
0.096	74.35	53.56	4.09	0.195	85.48	70.08	7.98	0.295	89.90	77.99	11.60
0.097	74.54	53.81	4.13	0.196	85.54	70.19	8.02	0.296	89.94	78.05	11.63
0.098	74.74	54.07	4.18	0.197	85.61	70.29	8.05	0.297	89.97	78.11	11.67
0.099	74.93	54.32	4.22	0.198	85.67	70.40	8.09	0.298	90.00	78.16	11

En una experiencia de campo, utilizando un muestreador de fondo (triple preleveur) (20, 50 y 100 cm desde el fondo), en las estaciones de Tamshiyacu (Río Amazonas), Jenaro Herrera (Río Ucayali) y San Regis (Río Marañón), se observa que los valores de concentración volumétrica son mucho menores que 0.1. En cuanto al espesor del fondo móvil, se puede decir que está alrededor de 10 a 20 cm, ya que con el mismo muestreador (triple preleveur) las muestras de 20 cm desde el fondo no dan una muestra volumétrica fuerte y como se ha dicho es menor a 0.1. Además, cuando se hicieron experiencias utilizando longitud de onda de 200 kHz, el espesor fue de 20 a 30 cm que corresponde a la incertidumbre en este tipo de medida.

Con estos argumentos se puede concluir que el porcentaje de caudal de no fondo en una sección de aforo es menor al 10 %. Sin embargo, se debe observar que a mayor concentración volumétrica el porcentaje de caudal de fondo puede ser significativo. Es importante recalcar que el porcentaje de fondo móvil no está distribuido en toda la sección de aforo, existen sitios específicos en cada sección donde se observa este fenómeno. El fondo móvil se observa con mayor claridad en épocas de crecida, disminuyendo en estiaje sin dejar de aparecer.

7.4. Flujos Líquidos

Variabilidad temporal

Se ha visto importante presentar un análisis de los caudales líquidos, una vez establecidas las curvas de calibración para las estaciones amazónicas peruanas. Para este análisis se ha considerado un período común de 9 años (2000-2009) con la excepción de Chazuta (2003-2009) y Nueva York (2006-2009). Los caudales a nivel diario, presentan una fuerte variabilidad sobretodo las estaciones ubicadas en el pie de monte (Figura 35). Tanto las estaciones andinas como las de planicie muestran coeficientes de variación altos, alrededor de 0.4. En Borja el máximo valor representa 150 veces mayor al mínimo valor registrado (Tabla 11), mostrando la dinámica de estas cuencas, este comportamiento se atenúa a medida que nos acercamos a la planicie llegando a obtener un caudal máximo 7 veces mayor al mínimo en el río Amazonas en Tamshiyacu.

Evaluando los regimenes hidrológicos se puede decir que, el río Marañón en Borja muestra un régimen poco estacional con crecidas violentas, se evidencia la

contribución del río Santiago que viene del norte, sin embargo se puede decir que existe un máximo de aguas altas en los meses de febrero a mayo. El río Huallaga presenta un largo período de aguas altas que va de noviembre a marzo, con dos máximas una de noviembre a diciembre y otra de febrero a marzo. El hidrograma del río Ucayali, afluente sureño del Amazonas, muestra una marcada estacionalidad tanto en la parte alta como en su desembocadura, período de aguas altas de diciembre a abril y aguas bajas de junio a octubre. El río Marañón en San Regis, refleja un hidrograma clásico amazónico (Guyot et *al.*, 2007), el régimen muestra la influencia de los aportes tanto del norte (Morona, Pastaza, Tigre) como del sur (Huallaga, Marañón alto), se observa un período de aguas altas de noviembre a junio, sin embargo, los máximos caudales son de abril a mayo, las aguas bajas son de julio a octubre. El río Amazonas en Tamshiyacu indica un régimen parecido al Marañón adicionado la influencia del Ucayali. El río Napo en Bellavista a pesar de desembocar en la planicie presenta una fuerte variabilidad producto de la heterogeneidad pluviométrica, característica de las cuencas andinas ecuatorianas (Laraque et *al.*, 2007), y de la contribución de los ríos Curaray y Aguarico, se puede distinguir un período de crecidas de abril a junio, y estiaje de diciembre a febrero (Figura 36).

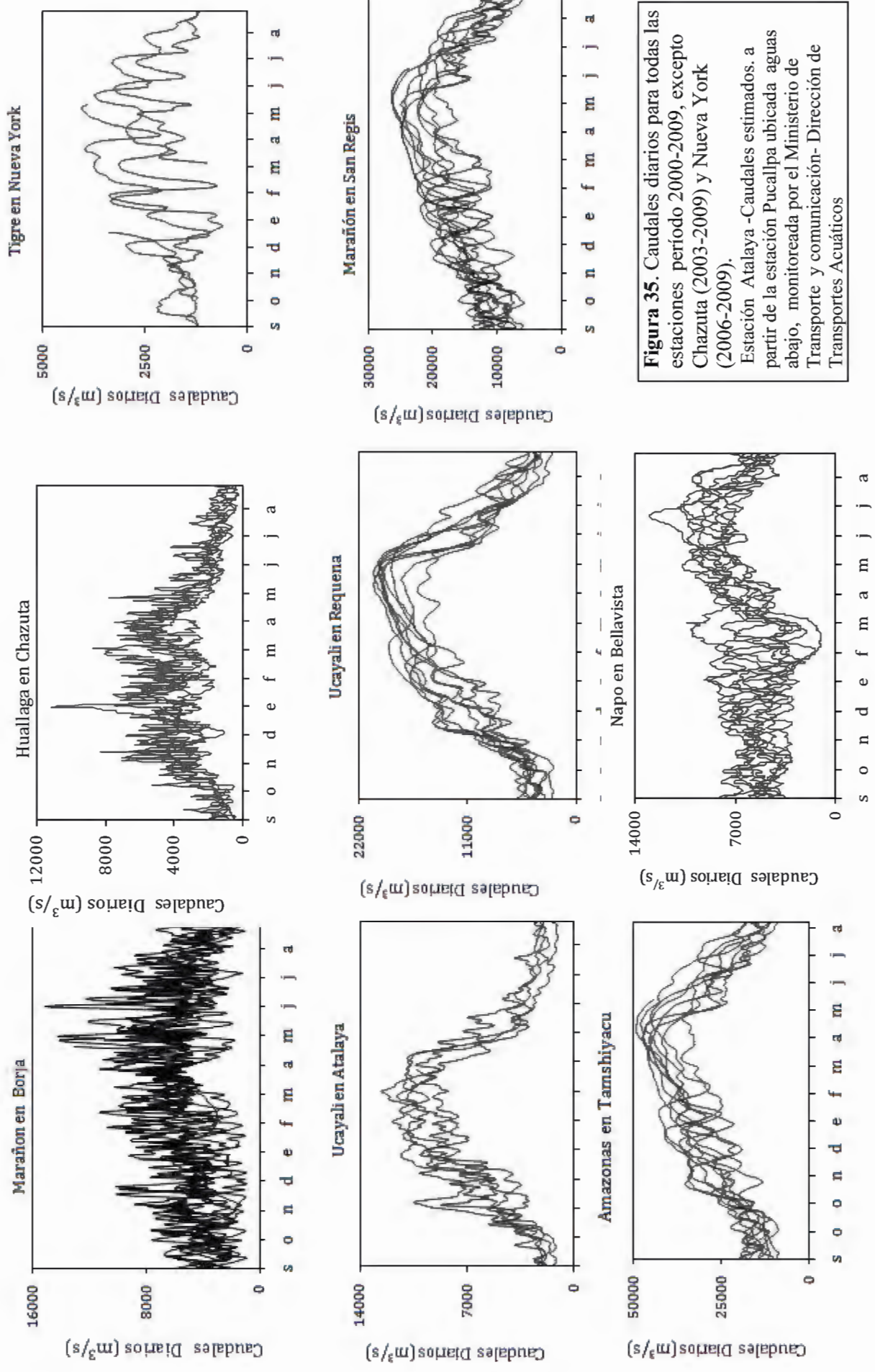


Figura 35. Caudales diarios para todas las estaciones período 2000-2009, excepto Chazuta (2003-2009) y Nueva York (2006-2009).
 Estación Atalaya -Caudales estimados. a partir de la estación Pucallpa ubicada aguas abajo, monitoreada por el Ministerio de Transporte y comunicación- Dirección de Transportes Acuáticos

El coeficiente de variación (C_v) estacional oscila de 0.26 a 0.60 para los caudales diarios (Tabla 11). El cociente entre los valores extremos del ciclo estacional de los caudales mensuales varía de 2.5 a 3.8, lo que se traduce en una fuerte regularidad estacional de caudales (Figura 36). Estos valores son mayores a los observados en el río Congo en Brassaville (área = 3 500 000 km², $C_v = 0.21$ y 1.92 para valores extremos el cual presenta un régimen estacional regular) y similares para el curso principal del río Solimões- Amazonas en Brasil calculado por Molinier *et al.* y Guyot *et al.* (1996) (1.7 a 2.5). El C_v del Río Ucayali es comparable con el del río Madeira en Villabella (confluencia del río Beni y Momoré- Bolivia, área 900000 km², $C_v = 0.60$), donde Olivry *et al.* (1993) observan una estacionalidad muy marcada con un cociente entre los caudales medios de extremas de 6.62.

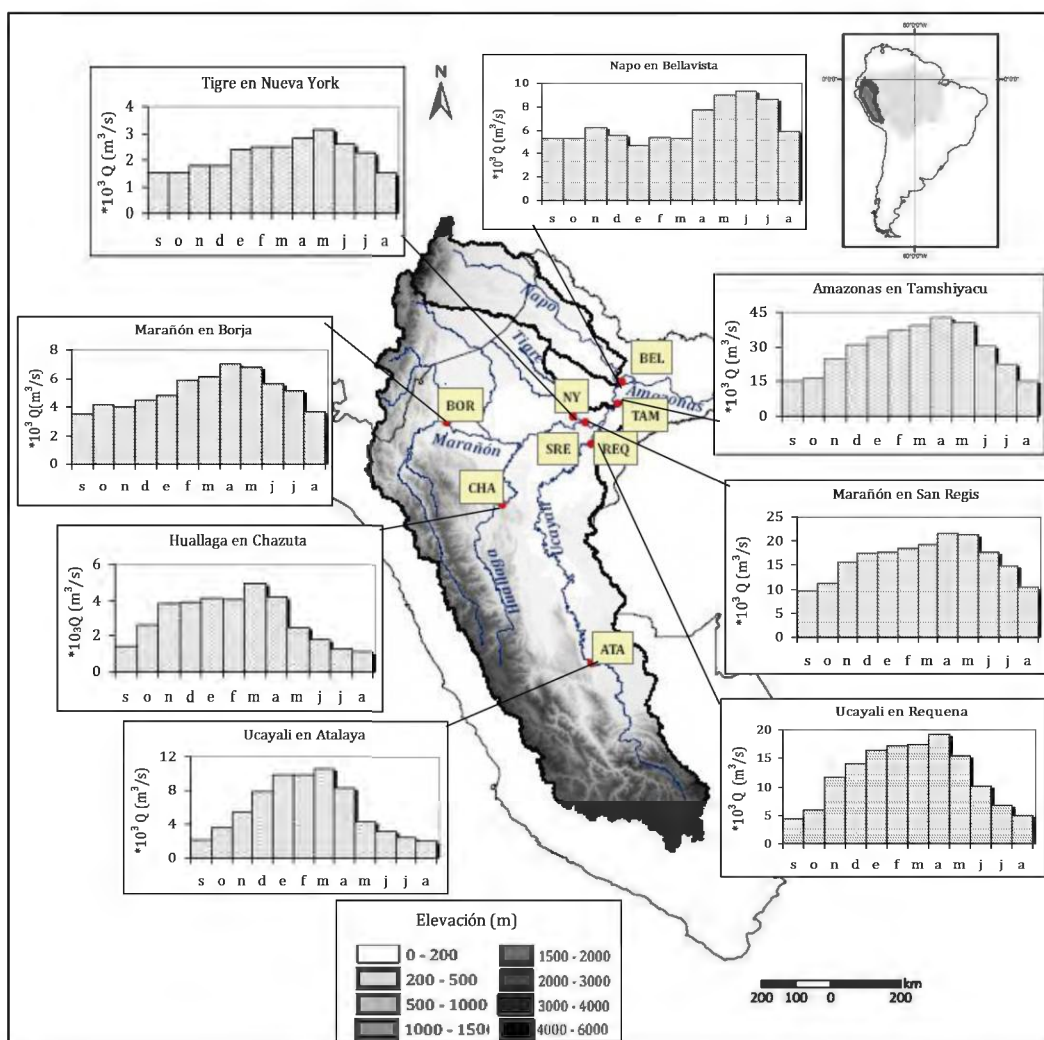


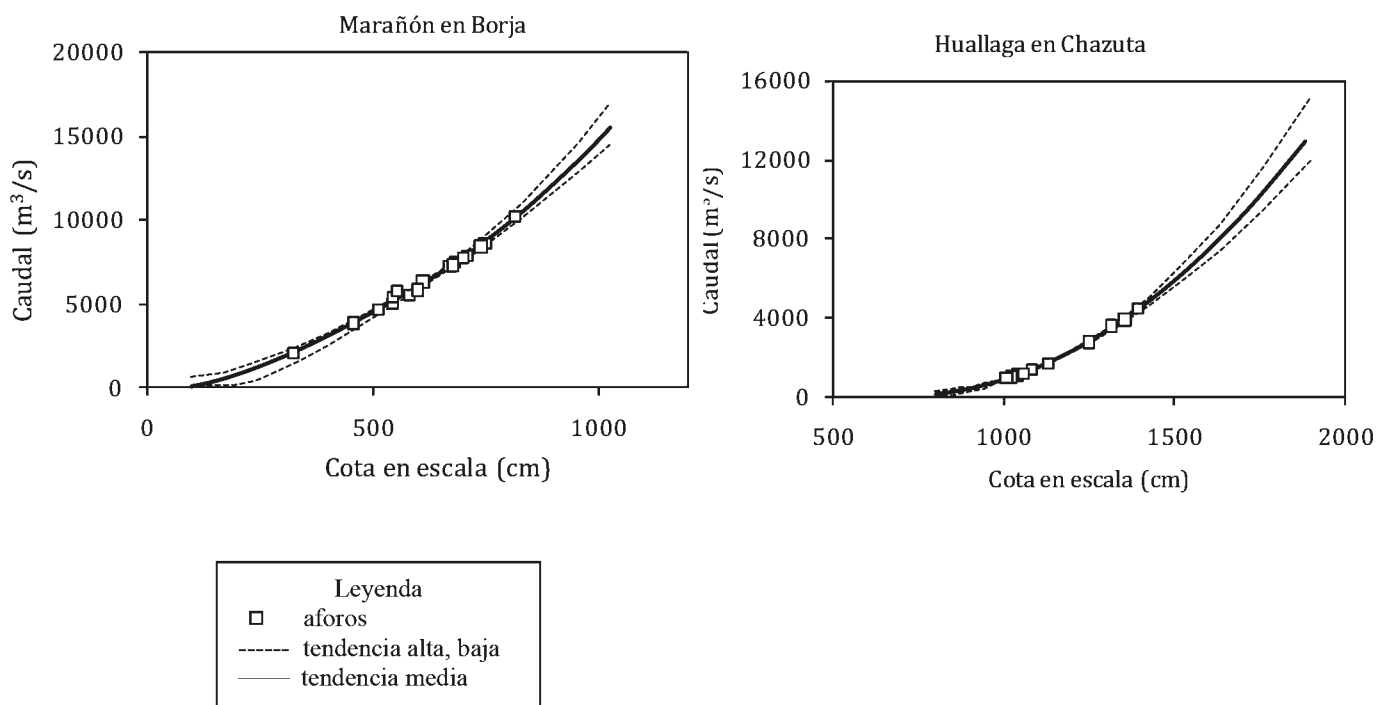
Figura 36. Distribución Caudales mensuales interanuales, considerando la mediana del valor mensual

Tabla 11. Coeficientes de variación para caudales diarios

Cod	Estación	Rio	Caudales			Cv σ/men
			min m ³ /s	men m ³ /s	max m ³ /s	
BOR	Borja	Marañón	98	4 977	15 110	0.4
CHA	Chazuta	Huallaga	243	3 037	11 150	0.6
NY	Nueva York	El Tigre	585	2 168	4 054	0.4
ATA	Atalaya	Ucayali	992	6 063	12 660	0.6
REQ	Requena	Ucayali	2 290	12 068	22 260	0.5
SRE	San Regis	Marañón	5 399	16 894	26 260	0.3
BEL	Bellavista	Napo	1 020	6 508	15 760	0.4
TAM	Tamshiyacu	Amazonas	8 082	30 127	54 890	0.4

Curvas de Calibración de Caudal

Como un aporte adicional en este trabajo se incorporan las curvas de calibración. Según lo expuesto en los capítulos IV y V, la medición de caudales se realizó utilizando un correntómetro de efecto Doppler, ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). Se ha calculado que la incertidumbre en los caudales líquidos es de 2 al 4% (Vauchel, 2009). Figura 37.



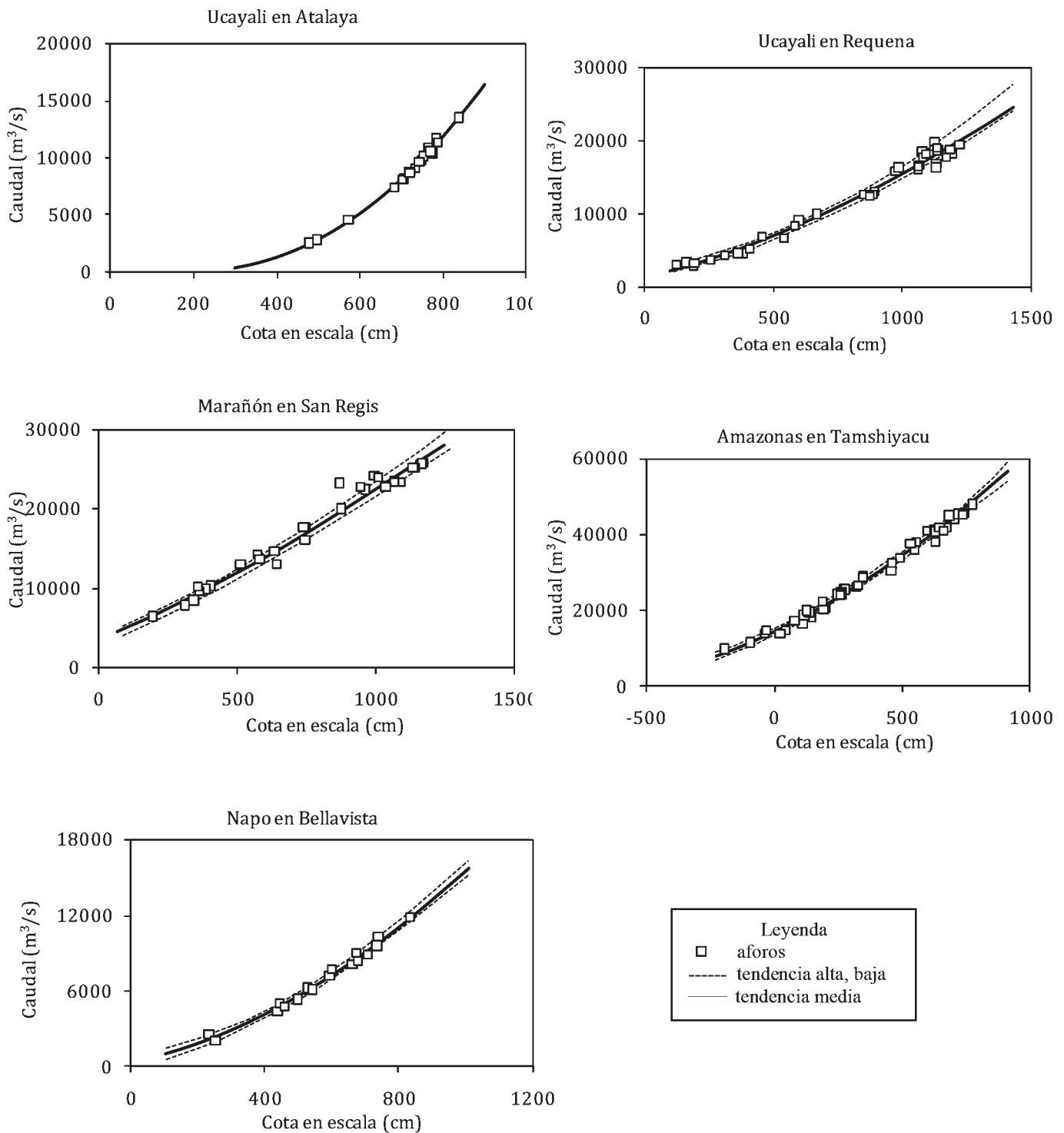


Figura 37. Curvas de Calibración:
 Marañón en Borja- válida (1986-2009)
 Huallaga en Chazuta- válida (2003-2009),
 Ucayali en Atalaya-válida (1998-2009)
 Ucayali en Requena- válida (1996-2009),
 Marañón en San Regis-válida (1998-2009)
 Amazonas en Tamshiyacu- válida (1983-2009)
 Napo en Bellavista-válida (1989-2009)

7.5. Flujos Sólidos

7.5.1. Variabilidad temporal

Para el estudio de variabilidad temporal, el análisis se realiza con datos de material en suspensión recolectados por el observador cada 10 días. Las concentraciones de material en suspensión diarias presentan una fuerte variabilidad sobre todo en la cuenca alta (Figura 39), la cual va decreciendo conforme se acerca a la planicie corroborando lo mostrado por Guyot *et al.* (1995) en la estación de Obidos sobre el río Amazonas en el Brasil, donde las concentraciones se encuentran entre 9 y 260 mg/l. Realizando un análisis de estación por estación hidrológica y teniendo en cuenta que el muestreo es cada diez días, se puede decir que: la estación de Borja sobre el río Marañón en el pie de monte, se hace difícil distinguir un régimen, comportamiento similar al flujo líquido, las concentraciones presentan valores regulares durante todo el año, que pueden llegar a incrementarse hasta 4 veces el promedio (4800 mg/l) en aguas altas, estos picos son de corta duración. El río Huallaga en Chazuta muestra una variabilidad que sigue el régimen hidrológico, reportando la mayor concentración al mismo tiempo que el mayor pico de flujo líquido. En la estación de Atalaya sobre el río Ucayali se puede observar que las concentraciones de material en suspensión también persiguen el régimen hidrológico. En la planicie, río Ucayali en Requena, San Regis sobre el Marañón y Tamshiyacu sobre el río Amazonas, el período de crecidas coincide con el aumento paulatino de material en suspensión, hasta llegar a un punto máximo de concentración que generalmente no coincide con el pico de crecidas de caudal líquido, esto puede darse debido a que la capacidad de producción de sedimentos disminuye, es como una especie de lavado durante la crecida y necesita tiempo para restablecer este estok, evidenciado los picos de sedimentos 2 o 3 meses antes que los picos de máxima crecida, igual comportamiento fue observado por Filizola (2003), en la estación de Tabatina, ubicada en el río Solimões donde los máximos picos de Material en Suspensión se presentan 3 o 4 meses antes del pico de la crecida y durante los máximos valores de caudal líquido las concentraciones son más débiles. En la estación de Bellavista sobre el río Napo, a pesar de encontrarse en la planicie se distingue una fuerte variabilidad comparable con el hidrograma de caudal líquido. En términos de valores diarios de material en suspensión, los coeficientes de variación fluctúan entre 0.4 y 0.9 como lo muestra la Tabla 12. Se

indica, además, las mínimas y máximas concentraciones de material en suspensión, valores mucho mayores a los encontrados en el río Congo, que van de 17 a 41 mg/l, sin embargo muy comparables a los encontrados en los ríos Bolivianos Beni de 5 a 2 460 mg/l (estación Cachuela Esperanza, antes de la junta con el río Mamore; área = 277 000 km²) y Mamore de 0.5 a 1 470 mg/l (estación Guayamerin, antes de la confluencia con el río Beni; área = 640 428 km²). Olivry *et al.* (1993).

Tabla 12. Coeficientes de variación para concentración de sedimentos en suspensión a nivel instantáneo

Cod	Estación	Rio	Sedimentos en Suspensión			Cv σ/men
			min mg/l	men mg/l	max mg/l	
BOR	Borja	Marañón	26	962	4 898	0.8
CHA	Chazuta	Huallaga	33	549	2 470	0.9
NY	Nueva York	El Tigre	20	166	433	0.3
ATA	Atalaya	Ucayali	10	836	4 743	0.9
REQ	Requena	Ucayali	132	791	3 958	0.9
SRE	San Regis	Marañón	62	382	1 147	0.5
BEL	Bellavista	Napo	52	254	585	0.4
TAM	Tamshiyacu	Amazonas	89	529	1 593	0.5

Los resultados muestran que en los meses de febrero a abril, el 50% de flujo sólido es transportado; para el río Ucayali el 70% de material en suspensión es acarreado de diciembre a marzo; en San Regis el 45% es transportado de mayo a junio, para el río Napo el 50% de sedimentos transitan de abril a julio y en río Amazonas el 75% de material en suspensión descarga en diciembre a mayo. Ver la Figura 38.

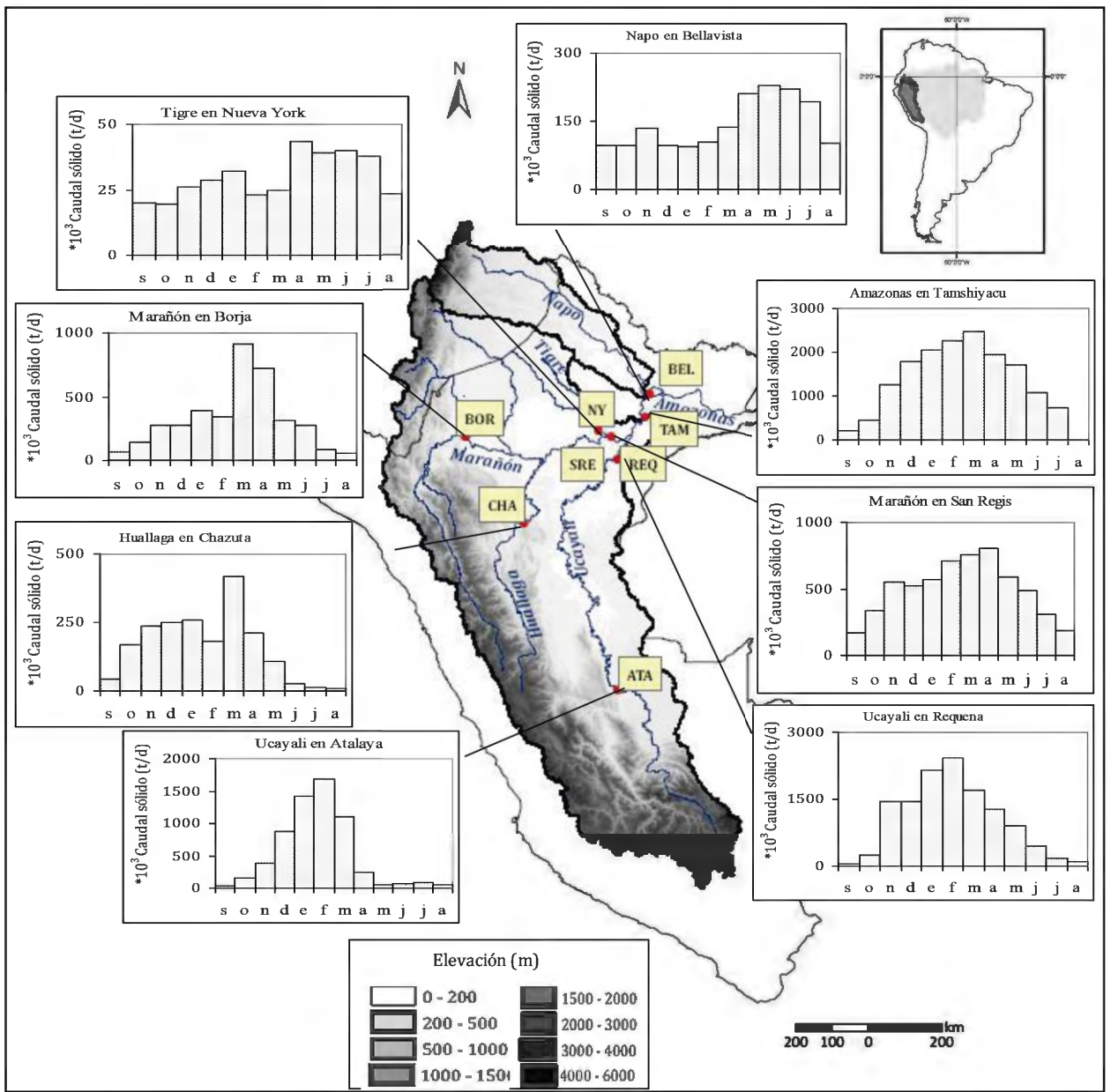


Figura 38. Flujo medio mensual en (t/d) para los diferentes ríos amazónicos peruanos.

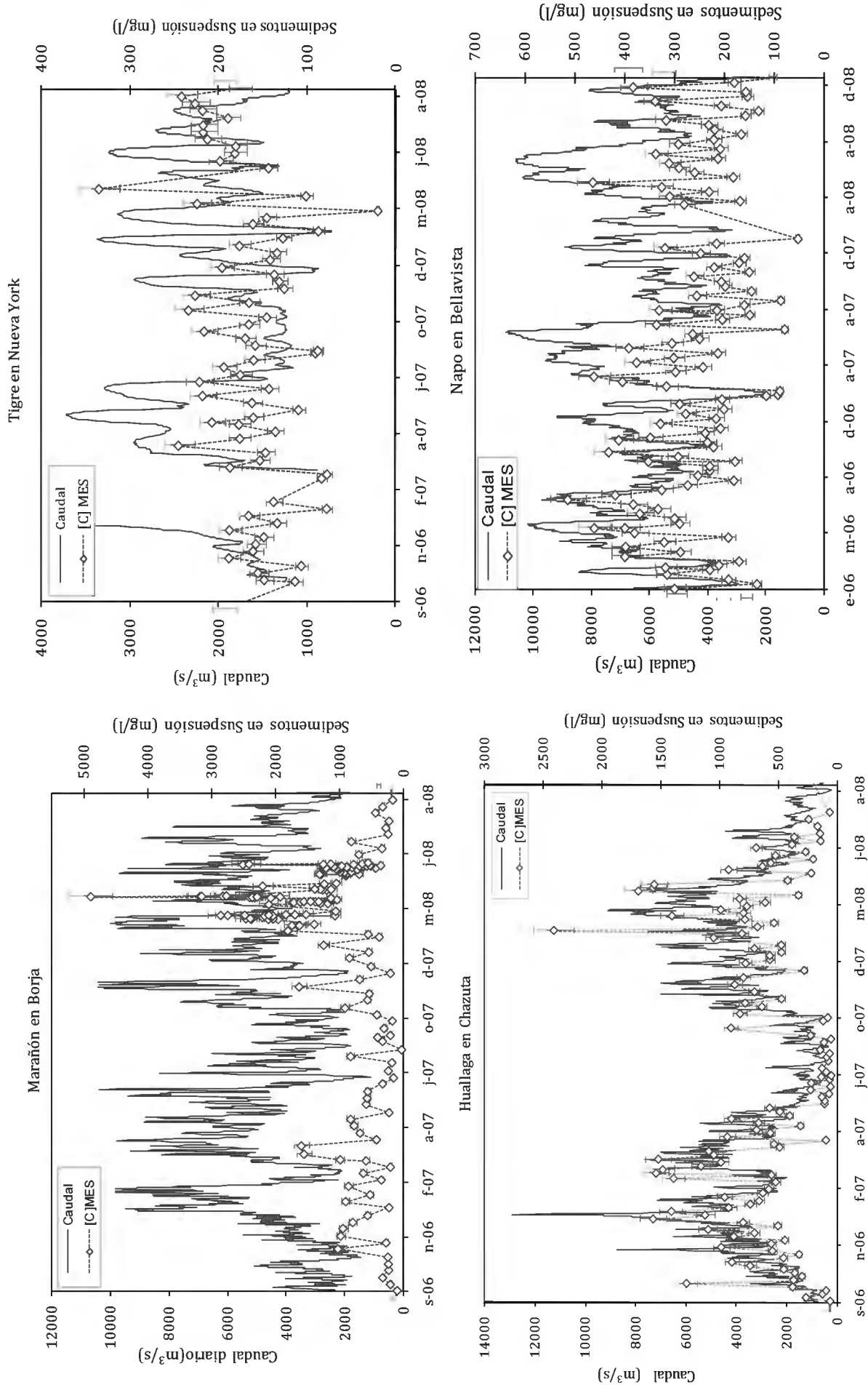


Figura 39 (a). Variación temporal, Caudal diario (m^3/s) vs Concentración de sedimentos en suspensión instantáneos (mg/l) - Período 2006-2008. Ríos Marañón, Huallaga, Tigre y Napo.

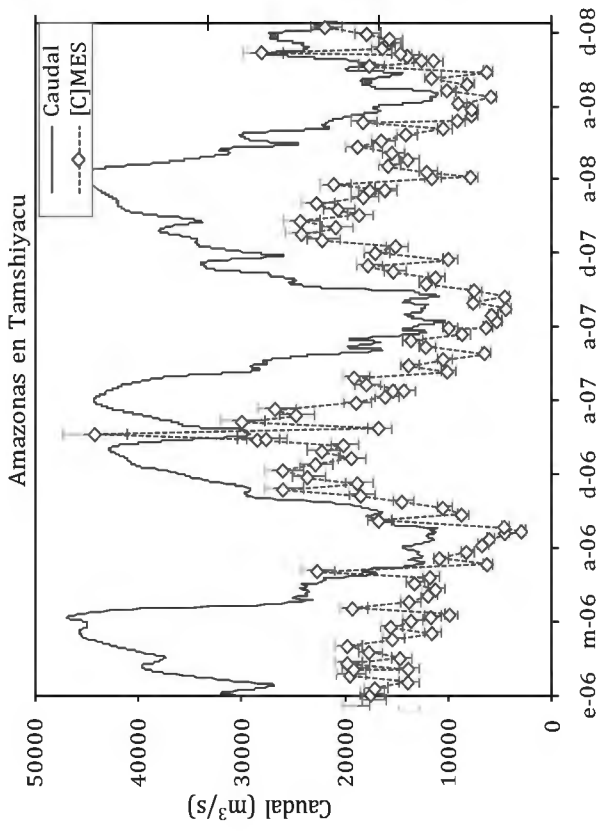
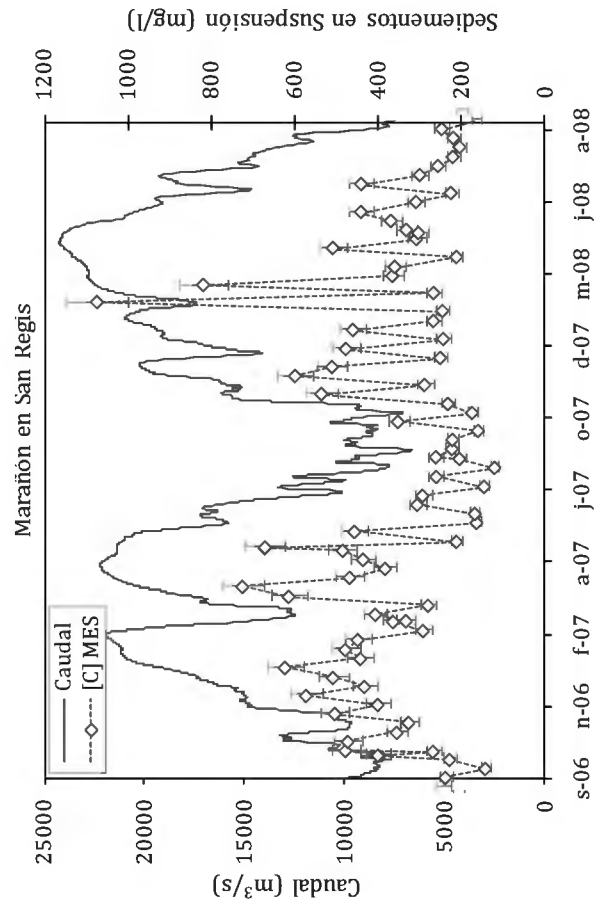
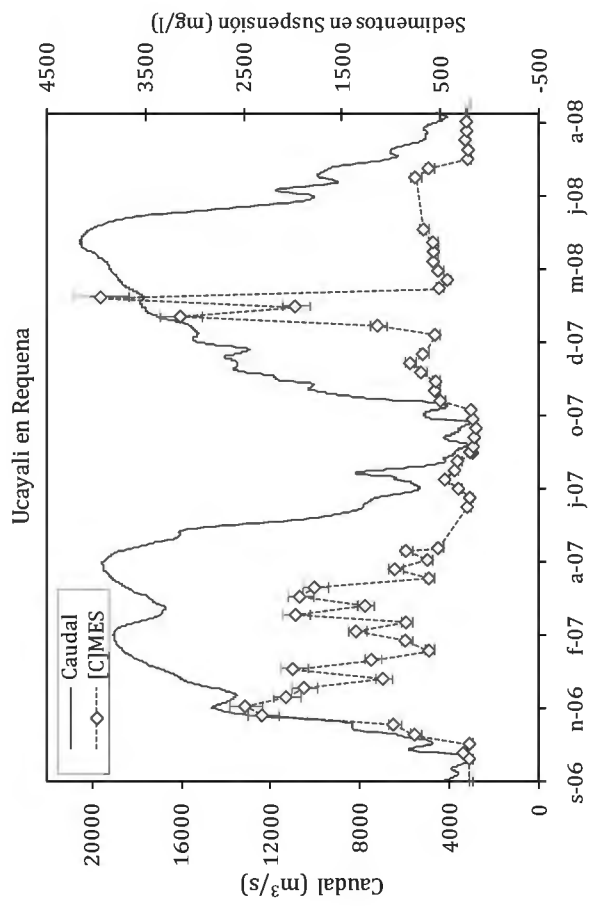
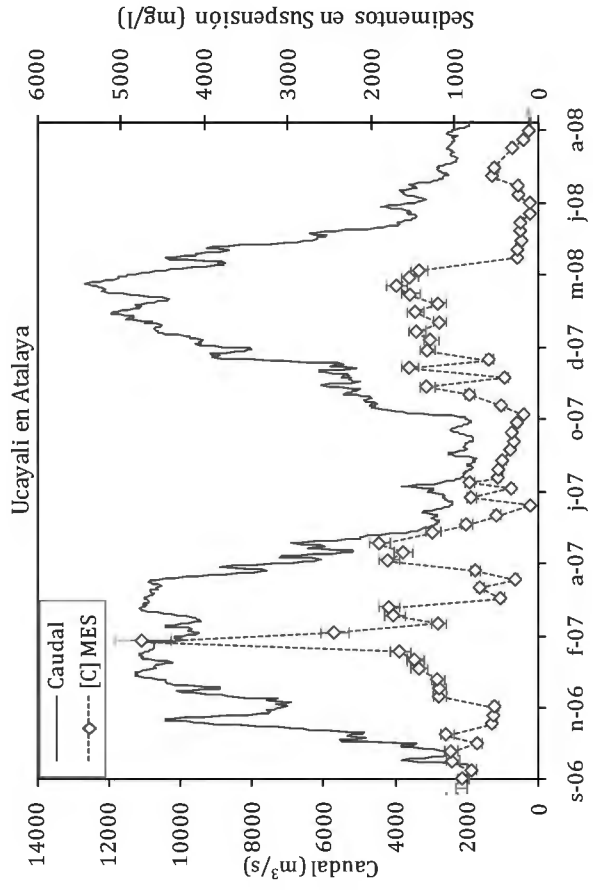


Figura 39 (b). Variación temporal, Caudal diario (m³/s) vs Concentración de sedimentos en suspensión instantáneos (mg/l) - . Periodo 2006-2008. Ríos Marañón. Ucayali v Amazonas

7.5.2. Métodos de Cálculo de flujos sólidos

Es sin duda uno de los mayores logros que en la actualidad se pueda contar con una base de datos de caudales y material en suspensión en los principales ríos de la cuenca amazónica peruana. Esfuerzo alcanzado gracias a la presencia del IRD a través del Proyecto Hybam en convenio con el SENAMHI y la UNALM.

Recapitulando lo expuesto en el capítulo 6, literales 2, los datos de material en suspensión son de dos tipos, los obtenidos en la sección a través del aforo sólido que se realiza aproximadamente cada 3 meses en cada una de las estaciones de monitoreo y los datos superficiales efectuados por el observador cada diez días. Pues bien, el primer paso es transformar estos datos superficiales en datos de material en suspensión de la sección a través de una relación directa. (Cap 6.4.1). Seguidamente se presentan dos metodologías para el cálculo de flujos sólidos.

Método de Interpolación.- La Tabla 13, muestra los resultados de caudales sólidos medios, con el porcentaje de incertidumbre respectivo. Esta metodología ha sido implementada en Bolivia (Guyot, 1993, Guyot et al. 1995), en Brasil (Filizola, 2003; Laraque et al., 2005) y en el Perú, en una primera estimación (Guyot et al., 2007). El cálculo de caudales diarios se realiza a través de una interpolación entre las concentraciones de cada diez días con la ayuda del paquete informático Hydraccess (Vauchel, 2005). De acuerdo a lo observado en el análisis temporal existe una fuerte variabilidad de las concentraciones de material en suspensión en el tiempo, por lo que la interpolación cada diez días se presenta como una limitante de este método sobre todo en los ríos de pie de monte, tal como concluye Guyot en Bolivia en 1993, es por eso que varios autores (Walling y Webb, 1985; Picouet et al., 2001) enfatizan en la frecuencia de muestreo, siendo la principal fuente de incertidumbre, mostrando que el 80 a 90 % de flujos sólidos anuales en la mayor parte de los ríos son transportados durante el 25 % de las crecidas anuales. Por tal motivo en la estación de Borja a partir del año 2009 se ha incrementado la frecuencia de muestreo en crecidas, lo que significa un mayor esfuerzo tanto económico, como a nivel de laboratorio. Pero sin duda, el muestreo cada diez días es ya una base importante de información.

Tabla 13. Cálculo de flujos sólidos para los diferentes ríos de la cuenca amazónica peruana utilizando el método de interpolación lineal.

CODIGO	ESTACION	RIO	SUPERFICIE Km ²	Caudal Sólido				
				Qs medio	Qs min	Qs max	Incertidumbre	
				*10 ⁶ ton/año	*10 ⁶ ton/año	*10 ⁶ ton/año	(%)	(t/año/km ²)
BOR	Borja	Marañón	114 280	121	104	162	± 24	1 059
CHA	Chazuta	Huallaga	6 872	65	57	81	± 19	953
NY	Nueva York	El Tigre	42 170	11	8	15	± 32	269
ATA	Atalaya	Ucayali	190 810	199	173	239	± 12	1 045
REQ	Requena	Ucayali	346 600	385	317	467	± 20	1 111
SRE	San Regis	Marañón	361 880	191	168	223	± 14	528
BEL	Bellavista	Napo	100 030	53	42	68	± 24	533
TAM	Tamshiyacu	Amazonas	719 640	521	470	595	± 12	723

La fiabilidad de las estimaciones de carga de sedimentos por diferentes métodos de cálculo, frecuencia y métodos de muestreo, han sido objeto de discusión y controversia. Moatar et al., (2007, 2008, 2009) establecen, la influencia de las estrategias y frecuencia de muestreo para luego vincular estos errores con los regímenes diarios de transporte de sedimentos a través de curvas de duración de flujo. Para obtener esta incertidumbre se hizo un estudio con diferentes métodos de cálculo (22 métodos) en 36 estaciones del hemisferio Norte, (Estados Unidos y Europa) con concentraciones desde 5 a 2 000 t/año/km², en cuencas que tienen aéreas que van desde 10 000 a 5 000 000 km². Para este análisis utilizaron un descriptor estadístico, denominado M_{2%}, (flujo transportado el 2% de tiempo) y dos tipos de errores: un error sistemático o de sesgo y un error de imprecisión o grado de imprecisión que es un error aleatorio. El error de sesgo es obtenido a través del promedio de los errores relativos entre los estimados y los flujos de referencia El error de imprecisión se considera como la diferencia entre los percentil superior e inferior de los errores relativos e₉₀ y e₁₀.

Error de sesgo = mediana de los errores relativos

$$\text{Error de sesgo} = 100 * \frac{\text{flujo estimado} - \text{Flujo de referencia}}{\text{Flujo de referencia}} \quad \text{Ecuación 25}$$

$$\text{Error de imprecisión} = \text{diferencia entre el percentil 10 y 90} \quad \text{Ecuación 26}$$

Con estos resultados Moatar propone una serie de ábacos para diferentes frecuencias de medida. En este trabajo se utilizó la frecuencia de 10 días.

Utilizando esta misma metodología para los ríos amazónicos de Perú en las estaciones en las que se cuenta con más de 3 años de datos, se obtuvo los siguientes resultados, Figura 40a y 40b

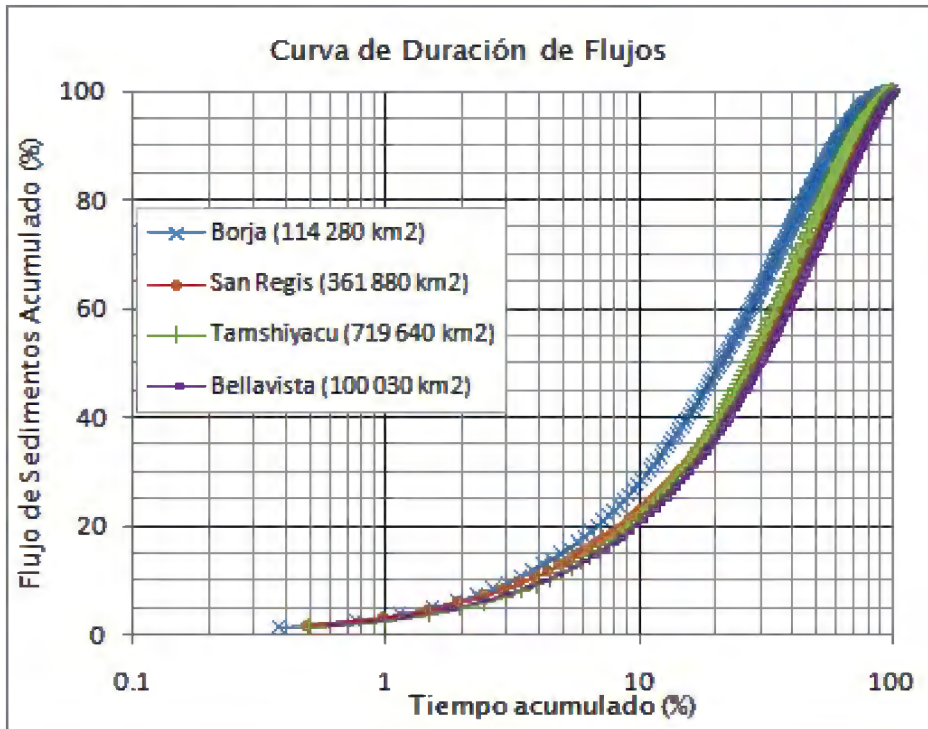


Figura 40 (a). Curva de Duración de Flujos

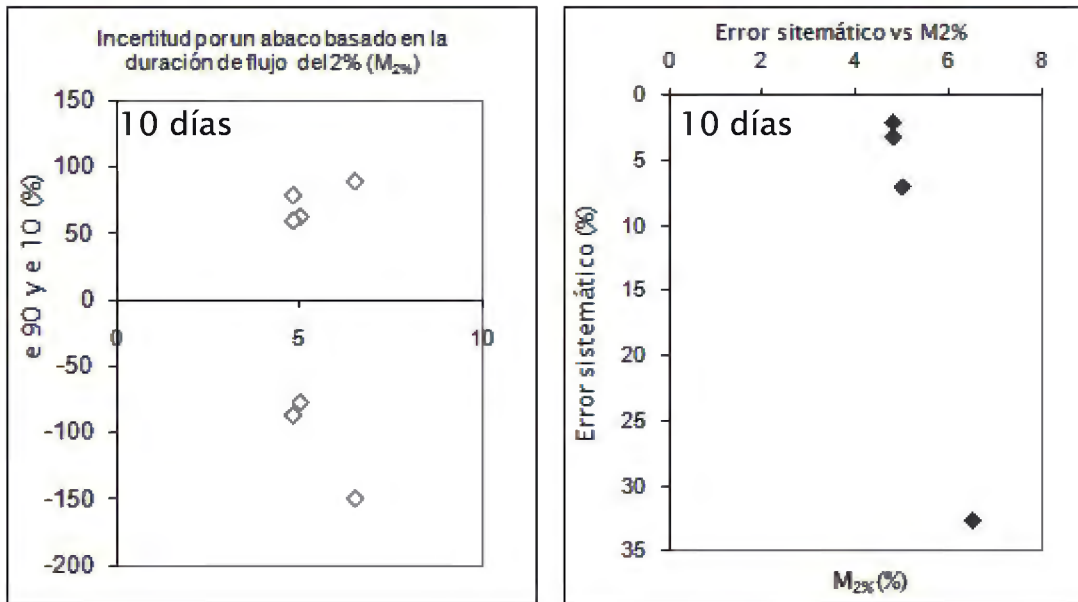


Figura 40 (b). Incertidumbre calculada para una frecuencia de muestreo de 10 días, error sistemática y de imprecisión

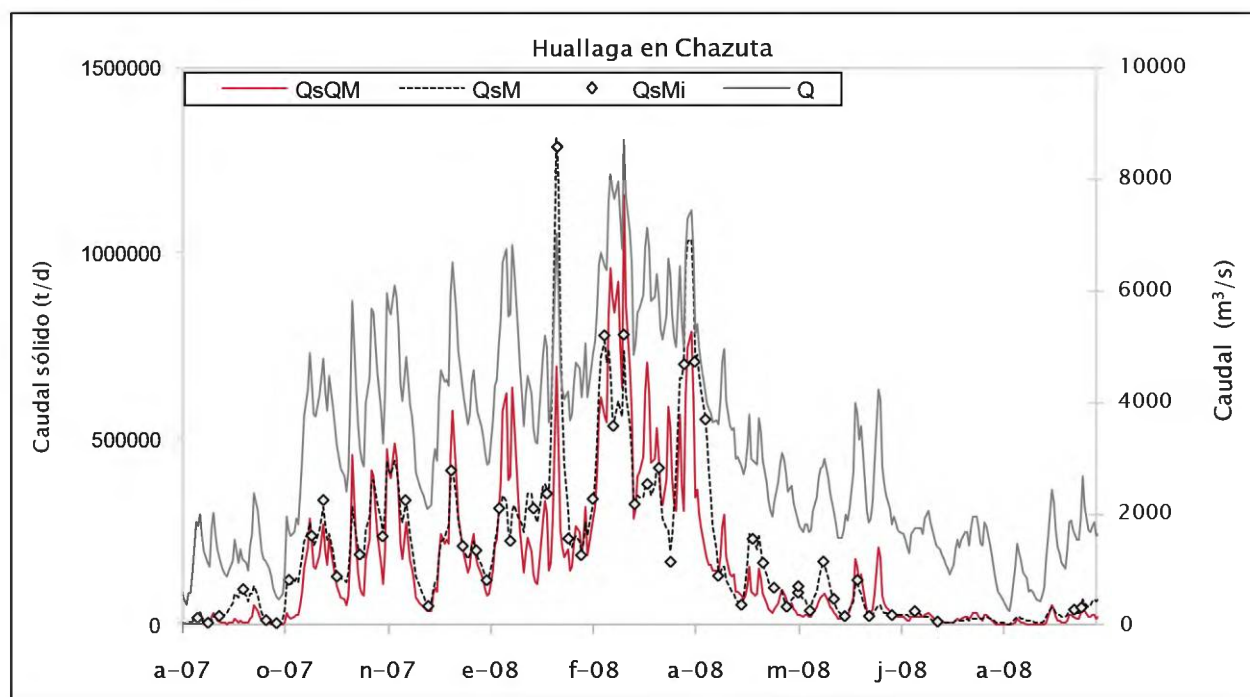
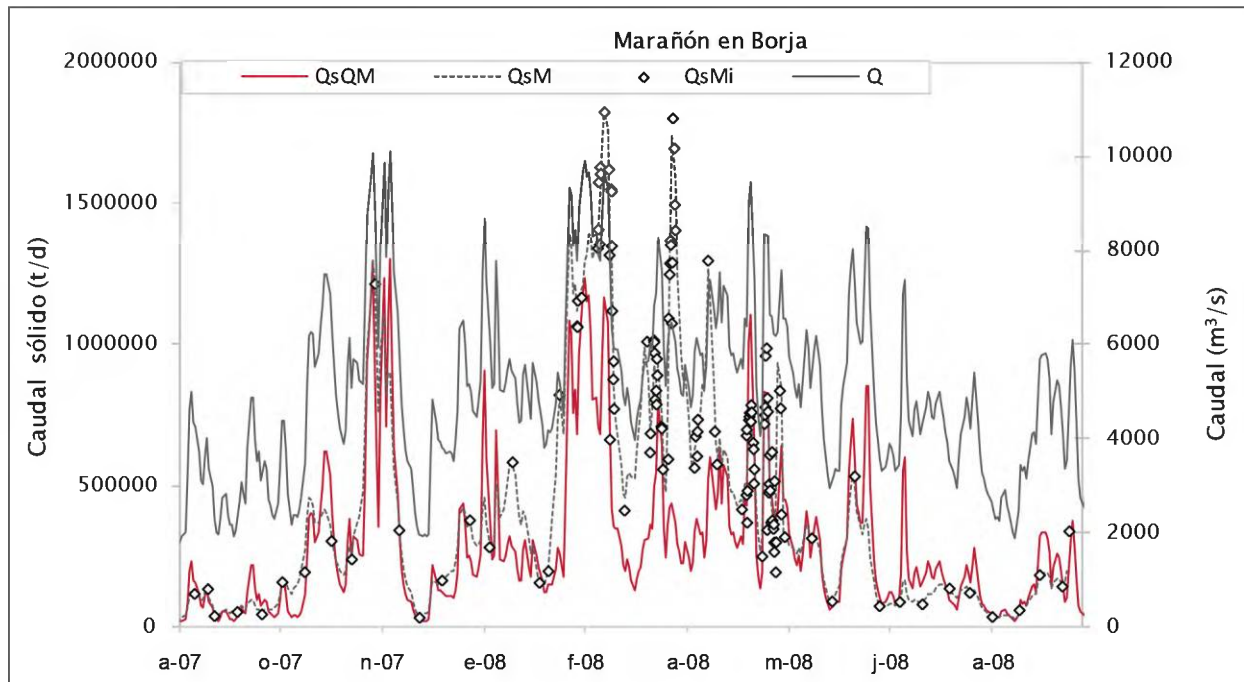
El indicador de duración ($M_{2\%}$) para las cuencas amazónicas de Perú está entre 4.8 y 6.5 %, valores bastante menores a los encontrados en los ríos del hemisferio norte, se puede observar también, que este indicador no es función inversa del área como lo obtenido por Moatar, es decir que a mayor $M_{2\%}$ el área de la cuenca es menor y viceversa. Sin embargo, el error sistemático de muestrear cada diez días para las cuencas de planicie está entre 2 y 7 %, y para la parte alta de la cuenca corresponde el 33%.

Método Relación Caudal Sólido- Caudal líquido.- El análisis temporal indica que los diagramas de caudales y concentraciones de material en suspensión tienen una relación, lo que nos permite incorporar esta metodología de cálculo para los ríos amazónicos peruanos, no obstante es perceptible una histéresis, la cual incrementa el porcentaje de incertidumbre en este método. De igual manera, el caso de la histéresis, es un punto que requiere aún mayor análisis que deberá ser estudiado más adelante. La Tabla 14 muestra los resultados medios y el porcentaje de incertidumbre respectivo.

Tabla 14. Cálculo de flujos sólidos para los diferentes ríos de la cuenca amazónica peruana utilizando el método Relación Caudal- Caudal Sólido.

CODIGO	ESTACION	RIO	SUPERFICIE Km ²	Caudal Sólido				
				Qs medio *10 ⁶ ton/año	Qs min *10 ⁶ ton/año	Qs max *10 ⁶ ton/año	Incertidumbre (%) (t/año/km ²)	
BOR	Borja	Marañón	114 280	130	95	168	± 26	1 138
CHA	Chazuta	Huallaga	6 872	60	43	75	± 27	873
NY	Nueva York	El Tigre	42 170	14	12	19	± 12	340
ATA	Atalaya	Ucayali	190 810	201	142	273	± 32	1 055
REQ	Requena	Ucayali	346 600	320	247	412	± 26	918
SRE	San Regis	Marañón	361 880	215	170	247	± 14	594
BEL	Bellavista	Napo	100 030	66	54	80	± 20	657
TAM	Tamshiyacu	Amazonas	719 640	587	493	730	± 20	815

Se ha incluido, además del cálculo de flujos, un análisis de reproductividad en el tiempo, según (Walling y Webb, 1985; Guyot et al., 2005) es lo más pertinente al utilizar este tipo de métodos. Los resultados obtenidos se pueden observar en la Figura 41. En las cuencas que tienen un área menor a 120 000 km², existe una buena respuesta por parte del modelo, sin embargo, en las cuencas más extensas esta señal no es reproductible en épocas de aguas altas, debido a que la carga de sedimentos se presenta 2 a 4 meses antes de encontrar la mayor carga líquida. No obstante, en épocas de estiaje se puede considerar como válido el modelo.

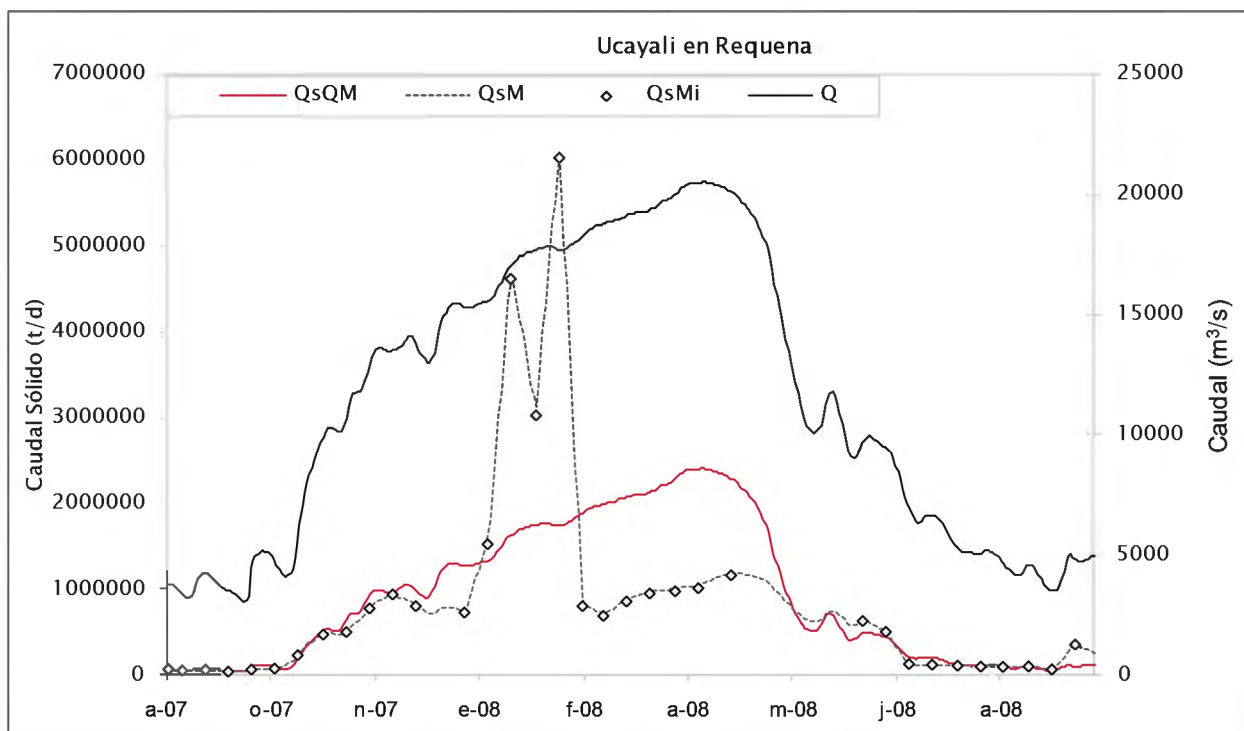
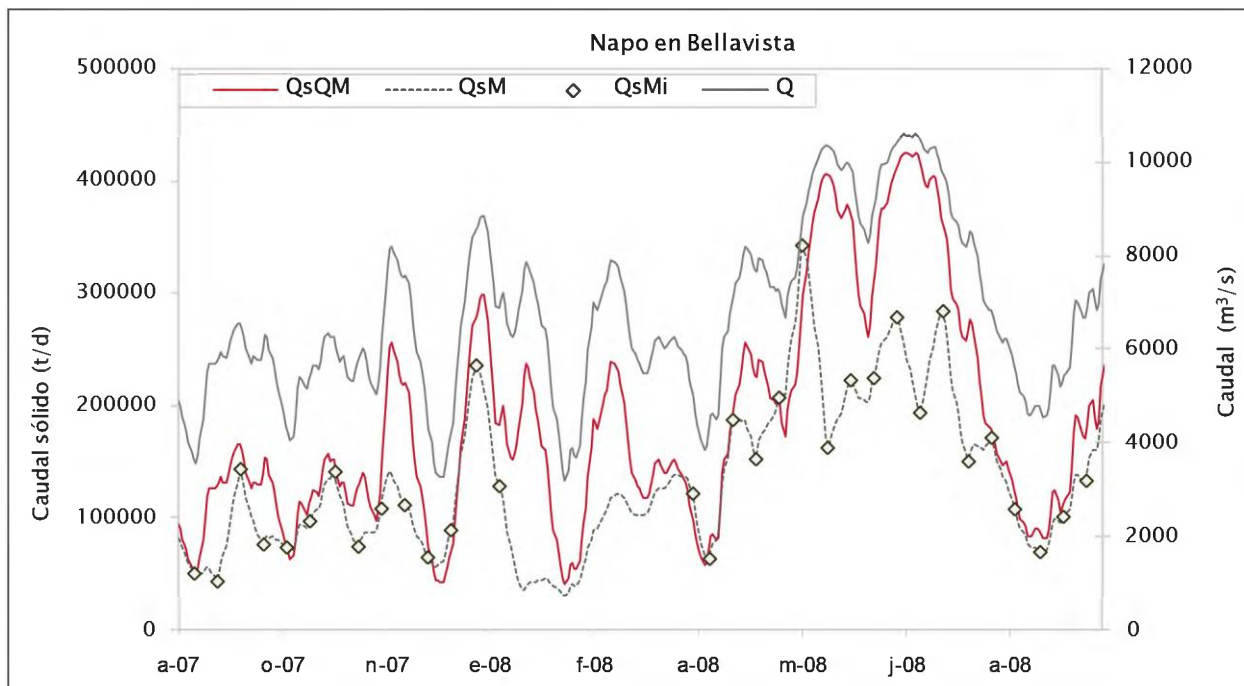


Leyenda: QsQM = Caudal sólido calculado por el método de la relación Qs vs Q.

QsM = Caudal sólido calculado por el método de interpolación.

QsMi = Caudal sólido instantáneo tomado cada 10 días (excepción de Borja).

Q = Caudal líquido diario

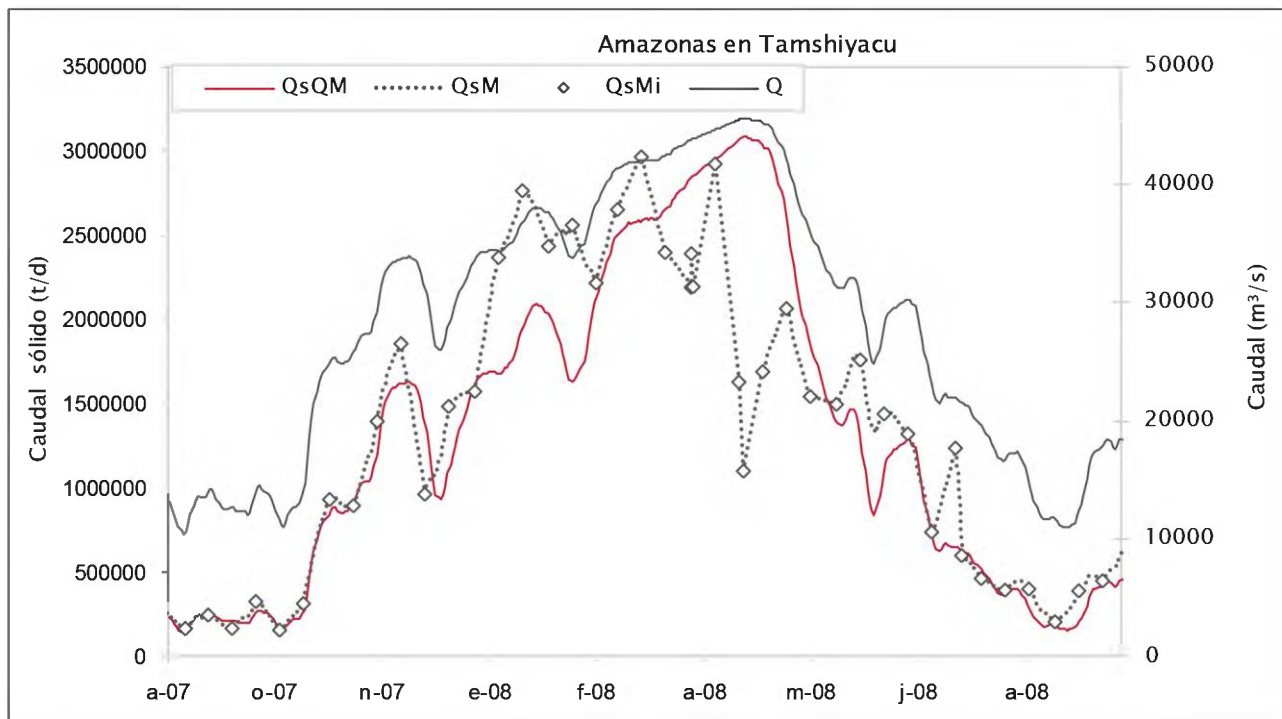
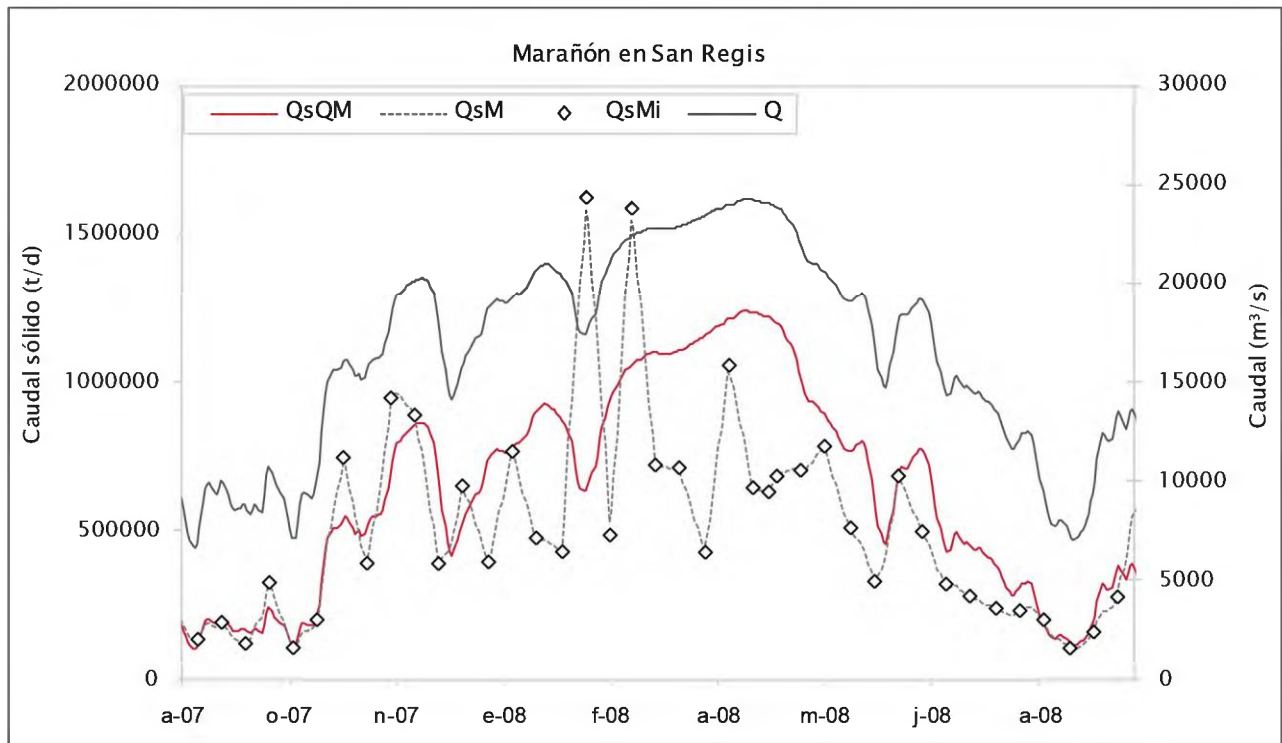


Leyenda: QsQM = Caudal sólido calculado por el método de la relación Qs vs Q.

QsM = Caudal sólido calculado por el método de interpolación.

QsMi = Caudal sólido instantáneo tomado cada 10 días (excepción de Borja).

Q = Caudal líquido diario



Leyenda: QsQM = Caudal sólido calculado por el método de la relación Qs vs Q.
 QsM = Caudal sólido calculado por el método de interpolación.
 QsMi = Caudal sólido instantáneo tomado cada 10 días (excepción de Borja).
 Q = Caudal líquido diario

Figura 41. Reproductividad en el tiempo, método de extrapolación, Cuencas de Marañón, Ucayali, Napo y Amazonas, período 2007-2008

VIII. CONCLUSIONES

- La cuenca amazónica peruana exporta $629 \cdot 10^6 \pm 36\%$ toneladas de sedimentos en suspensión al año, y un caudal de $36\,000 \text{ m}^3/\text{s}$. El río Ucayali aporta la mayor cantidad de sedimentos con 61.2%, la cuenca del río Marañón 30.4% y la cuenca el Napo 8.4%. Los ríos Marañón, Huallaga y Ucayali en la cuenca alta transporta $385 \cdot 10^6 \pm 55\%$ t/año.
- Los resultados obtenidos muestran una fuerte variabilidad temporal tanto en flujos líquidos como sólidos. En cuencas con superficies menores a $120\,000 \text{ km}^2$, los flujos sólidos siguen el régimen hidrológico no obstante en las cuencas de mayor extensión los picos de flujos sólidos se presentan de 2 a 4 meses antes que los picos de flujo líquidos.
- En este estudio se ha tenido la oportunidad de realizar el cálculo de flujos sólidos, a través de dos métodos uno de interpolación y otro de extrapolación, al observar los resultados se puede decir que existe una similitud entre los valores, sin embargo se debe considerar las ventajas y los inconvenientes expuestos, (frecuencia de muestreo, variabilidad temporal) además de la incertidumbre al utilizar cada uno de los métodos mostrados.
- Con los datos de flujos se observa que al realizar el balance entre los ríos Amazonas – (Marañón + Ucayali) [TAM - (REQ+SRE)], con el método de interpolación se obtiene un (-10%), mientras que por el segundo método este valor es (+11), lo cual podemos compararlo gracias a la incertidumbre calculada. La cuenca del río Tigre, no pudo explicar el balance que existe entre las estaciones de San Regis – (Borja + Chazuta), debido a que no llega a formar parte del cono del Pastaza, como se creía y se expone en Guyot et *al.*, (2007).
- Utilizando un modelo físico como es el perfil de Rouse y la concentración volumétrica de fondo se pudo calcular el porcentaje masa de fondo es menor de 10%, considerando que la concentración volumétrica esta entre 0.1 y 0.3 (es decir 10% de volumen es ocupado por sedimentos de fondo) y que la altura de fondo móvil es de 1 a 2% de la profundidad total (profundidad promedio 20 m).

Es imprescindible mencionar que este porcentaje es adicionado solamente en los sectores de la sección donde existe fondo móvil.

- Este trabajo muestra la incertidumbre al obtener para los valores de flujos, análisis realizado tanto en la metodología de cálculo, como también en cada uno de los procesos de muestreo y laboratorio obteniendo un 20%, en estos últimos.
- Se puede concluir, además que la turbiedad sería una buena opción para el estudio de la variabilidad espacial (experiencia que se añade como perspectiva), y también para la variabilidad temporal, ya que se observa que existe una relación entre turbiedad y concentración de material en suspensión, se pudo confirmar la validación del perfil de Rouse para los ríos amazónicos peruanos.
- Este trabajo constituye un aporte importante tanto en información como análisis de caudales líquidos y sólidos de la cuenca amazónica de Perú, estudio que en la actualidad es posible gracias al esfuerzo de Instituciones Nacionales SENAMHI y UNALM, así como al Instituto Francés IRD, a través del Proyecto Hybam, lo cual ha permitido la puesta en operación y el monitoreo de 8 estaciones en los principales ríos amazónicos peruanos.

Recomendaciones:

Se ha querido añadir recomendaciones que más bien están relacionadas con la metodología de campo para la obtención de datos “in situ”.

Los problemas que se han encontrado en la medición de caudales sólidos son:

- Frecuencia de muestreo
- Verificar la verticalidad del muestreador durante el aforo sólido.
- Para realizar un muestreo a profundidad esperar que el barco tenga la misma velocidad del agua, apagar el motor.
- Verificar el marcado de las cuerdas y el buen funcionamiento del tapón de la botella.
- Cuidar de la notación de las botellas tanto para aforos sólidos como de observadores, deber estar claros los datos de fecha, y lugar.

Los problemas que se han encontrado para obtener la calibración de las estaciones son:

- Inestabilidad de las reglas, existe un continuo desplazamiento ya sea por nuevas obras o por desprendimiento, por lo que se recomienda nivel cada visita periódica
- Dificultad por encontrar un observador estable, lo que ocasiona, discrepancias en las lecturas de cotas y vacíos en los datos.
- Durante el aforo, mantener perpendicular a la corriente la trayectoria de la embarcación.

IX. PERSPECTIVA

Se realizó la exploración a la variabilidad espacial, y se observa que la relación de Material en Suspensión de la Sección y Material en Suspensión de Superficie, está dominada por sedimentos finos, para contornear este problema se realizó una experiencia en la estación de Tamshiyacu sobre el río Amazonas. Para este trabajo se utilizó dos herramientas explicadas en la metodología como son la turbiedad y el Perfil de Rouse.

El objetivo de esta experiencia es saber si se puede modelizar la concentración en un perfil de la sección. Se consideró la turbiedad, gracias a la relación lineal observada tanto para material fino como para grueso en el laboratorio (Anexo), y el Perfil de Rouse que como se ha visto puede ser empleado en los ríos amazónicos.

En el campo se estableció verticales de medida en las cuales se realizaron al mismo tiempo perfiles de turbiedad y muestreo de material en suspensión, que fue separada en partículas finas ($\emptyset < 0.45 \mu\text{m}$) y material grueso ($\emptyset > 63 \mu\text{m}$) como se expone en el capítulo 5. Figura 11. De igual manera para la calibración se tomó muestra de fondo para conocer la granulometría.

Para la modelación se utilizó dos alternativas:

Alternativa 1: Perfil de Rouse sobre perfil de turbiedad fino y modelación del material grueso.

En base a los datos se puede considerar, que la superficie y hasta 3 m de profundidad, la concentración volumétrica de arenas es insignificante, por lo que se intenta hacer coincidir un perfil de Rouse basado en los primeros metros del perfil

de turbiedad, obteniendo un perfil de concentración de finos, para luego ser validado con las muestras de arenas tomadas al mismo tiempo. Figura 42.

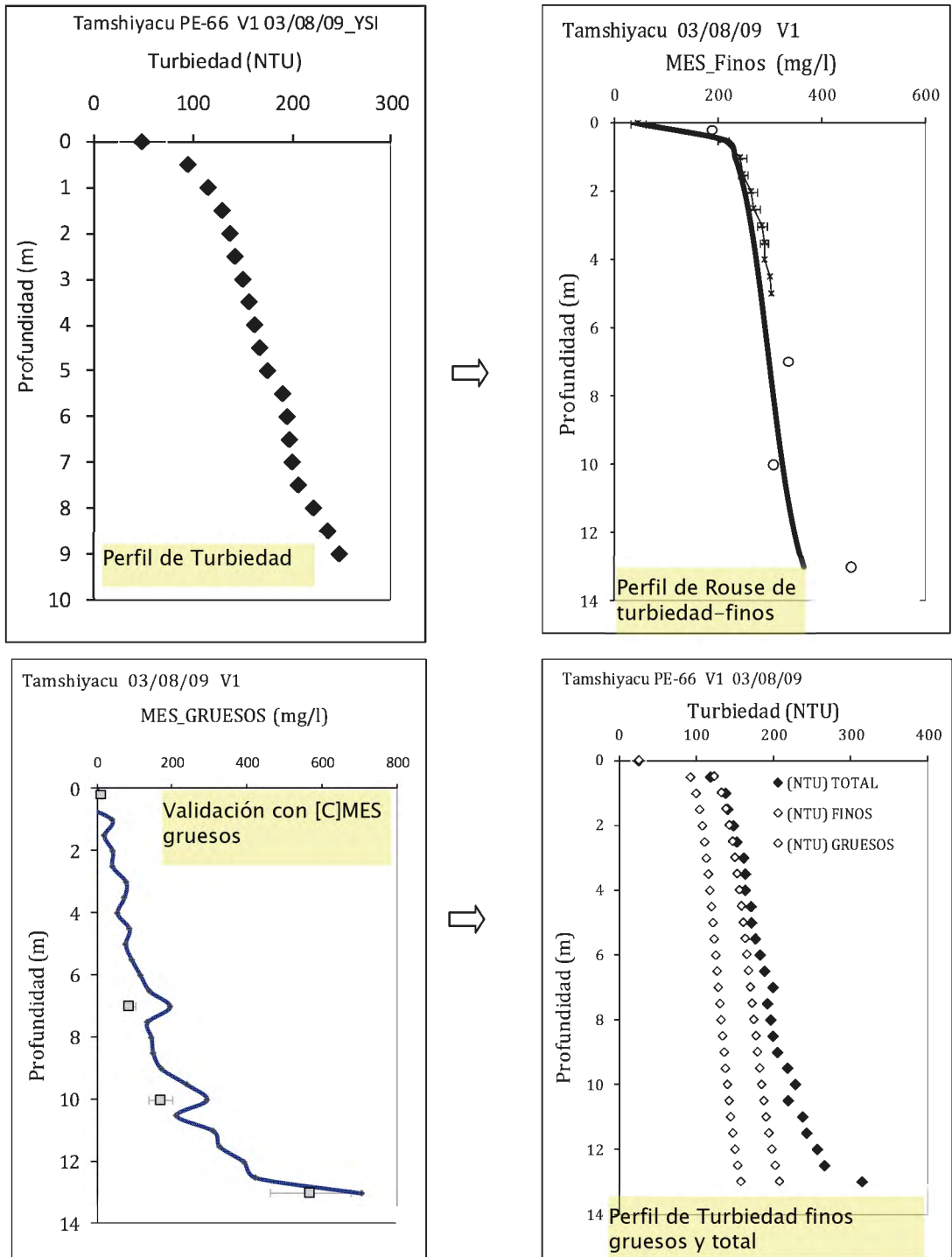


Figura 42. Proceso de modelación con turbiedad y perfil de Rouse, a partir de la turbiedad de finos

Alternativa 2: Perfil de Rouse en material grueso y modelación turbiedad de finos.

En este proceso se utilizó la concentración de material grueso para calibrar el perfil de Rouse, este perfil en concentración es convertido a turbiedad para poder sustraer

del perfil total de turbiedad, la turbiedad de finos y luego con la calibración obtener la concentración de finos. Figura 43

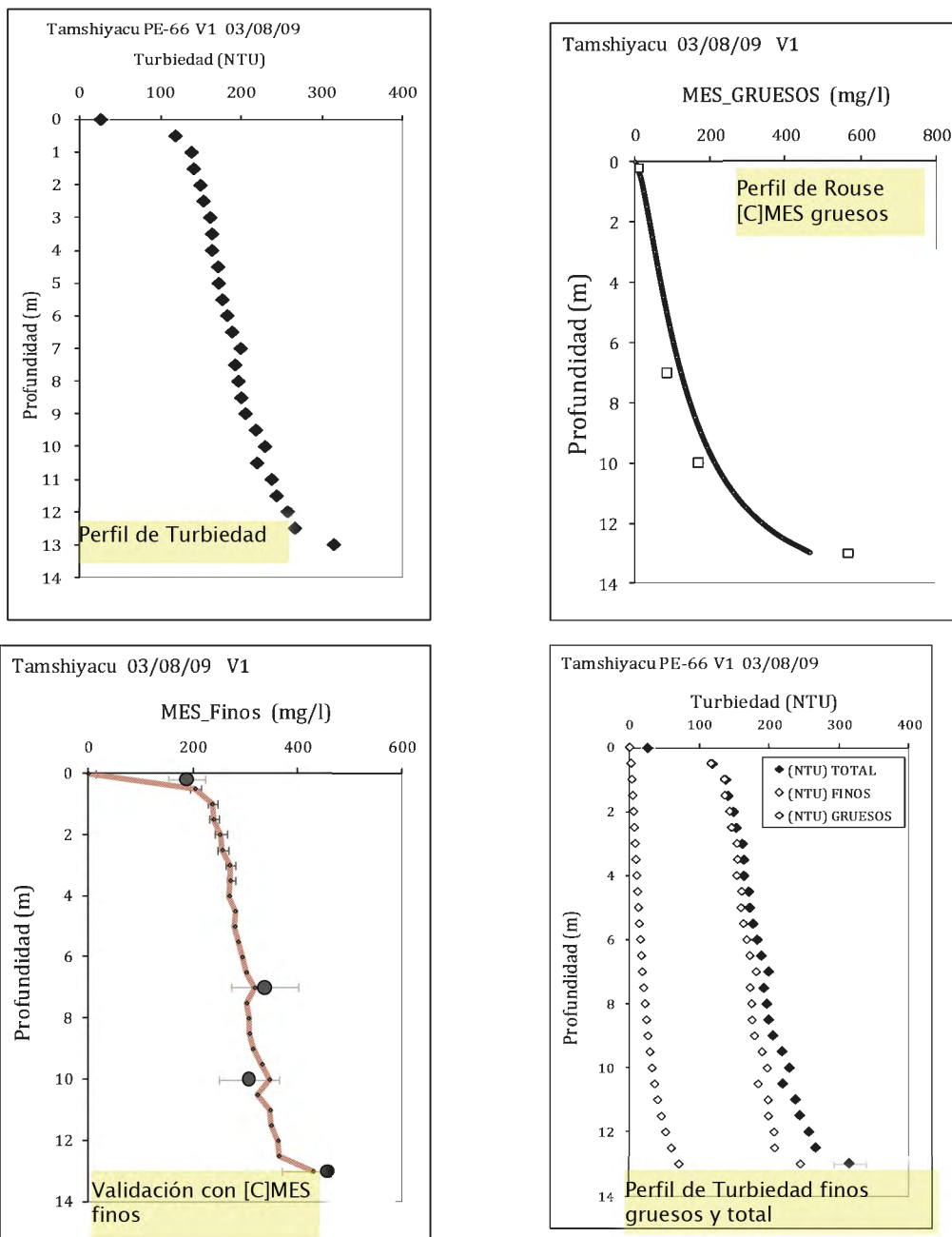


Figura 43. Proceso de modelación con turbiedad y perfil de Rouse, a partir de la concentración de material grueso

Se realizó este proceso en dos secciones del río Amazonas, con tres sondas de turbiedad en 5 y 6 verticales. De esta experiencia se puede calcular los parámetros de Rouse como son el Ca y el coeficiente de Rouse Tabla 15.

Tabla 15. Valores de parámetros del modelo de Rouse obtenidos a partir de las dos alternativas

Finos							
Vertical	V1	V2	V3	V1	V2	V3	V4
$Ws / \beta k\mu^*$	0.075 ± 0.003	0.05 ± 0.0002	$0.07 \pm 2E-04$	0.1 ± 0.01	0.07 ± 0.002	0.07 ± 0.002	0.04 ± 0.003
Ca	500 ± 10	360 ± 10	430 ± 5	500 ± 20	440 ± 20	440 ± 10	350 ± 2

$$Ca = 430 \pm 10 \quad Ws/\beta k\mu = 0.065 \quad 0.002$$

Gruesos							
Vertical	V1	V2	V3	V1	V2	V3	V4
$Ws / k\mu^*$	0.65 ± 0.020	0.55 ± 0.05	0.66 ± 0.06	0.67 ± 0.02	0.58 ± 0.03	0.69 ± 0.04	0.1 ± 0.4
Ca	10000 ± 2000	4000 ± 700	4500 ± 1500	3800 ± 500	3800 ± 800	3800 ± 800	190 ± 35

$$Ca = 5000 \pm 1000 \quad Ws/\beta k\mu = 0.65 \quad 0.0004$$

Al comparar los resultados obtenidos para calcular la concentración de material en suspensión (Tabla 16), en la sección utilizando el método tradicional de 3 verticales y las dos alternativas antes mencionadas, se observa que la modelación es posible y que, además, se pueden reducir las incertidumbres ya que se realiza una mayor cantidad de mediciones.

Tabla 16. Comparación de alternativas

Alternativa	[C] MES	[C] MES	[C] MES	$\pm \Delta$
	Total	Finos	Gruesos	
	mg/l	mg/l	mg/l	%
3 muestras	385	275	110	12
Alternativa 1	430	282	171	14
Alternativa 2	430	291	136	7

Ventajas

Las ventajas al utilizar la turbiedad adicionada al perfil de Rouse son:

- Se puede modelar diferentes perfiles a lo largo de la sección
- Toma en cuenta el fondo
- Mayor número de verticales
- Modelo físico para interpretar los perfiles y la variabilidad de concentración

Se espera poder continuar con este análisis en las demás estaciones de los ríos amazónicos del Perú y del resto de la cuenca amazónica.

BIBLIOGRAFIA

- Aguirre, J. (1980). Hidráulica de Sedimentos Edit CIDIAT- Universidad de los Andes. Mérida –Venezuela. 269 pp.
- Artigas J., López J., Córdova J. (1994). Revista Técnica de la Facultad de Ingeniería Universidad del Zulia, Print ISSN 0254-0770 vol.29 no.3 Maracaibo Hidrosedimentología Práctica. Ed. CPRM/Electrobrás, Rio de Janeiro. 372 p.
- BIPM, IEC, IFCC, ISO, IUPAC, IUPAP, OIML. (1993). International vocabulary of basic and general terms in metrology, VIM. ISO, Ginebra.
- Bordas, M., Semmelmann, F.(1997). Elementos de engenharia de sedimentos. In: Tucci, C. 1997. (Organizador). Hidrología, ciencia y aplicación. 2ª. Edición. Ed. UFRGS, P.Alegre. pp.915 -940.
- Chakrapani, G.J. (2005). Factors controlling variations in river sediment loads. Department of Earth Sciences, Indian Institute of Technology. India. Vol.88 No 4,25.
- Chevalier, J. (2008). Interprétation de données ADCP pour définir le contexte hydrodynamique de l'amazone dans la région d'Iquitos. Rapport de stage. Polytech'Paris-UPMC. 34p.
- CNA. Comisión Nacional del Agua (1998) Métodos y Sistemas de Medición de Gasto. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua y la Comisión Nacional del Agua. 27 p.
- Colby, B. (1963). Fluvial sediments - a summary of source, transportation, deposition, and measurement of sediment discharge, USGS Bulletin 1181-A. Washington. 47p
- Chow, Ven Te; Maidment, D.; Mays, L. (1994). Hidrología Aplicada. McGraw-Hill. Bogotá. ISBN 958-600-171-7.
- DGAS. Dirección General de Aguas y Suelos. (1995). Hacia una gestión integrada de los recursos hídricos en el Perú, Ministerio de Agricultura, Perú
- Dunne, T., Mertes, L. A. K., Meade, R. H., Richey, J. E. Forsberg, B. R. (1998) Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. Geol. Soc. Am. Bull. 110, 450–467.
- Espinoza, J.C. (2003). Determinación del Gasto Sólido Total y Calibración del Gasto Sólido de Fondo Mediante los Métodos de H.A. Eistein y Meyer Peter & Müller, para el río Sama, Región Tacna. Tesis de Ingeniero Agrícola. UNALM 149 p.

- Espinoza, J.C., Fraizy, P., Guyot, J.-L., Ordoñez, J., Pombosa, R., Ronchail, J. (2006). La variabilité des débits du rio Amazonas au Pérou. *Climate Variability and Change-Hydrological Impacts*, vol. 308. IAHS Publ., pp. 424–429.
- Espinoza, J.C., Guyot, J.L., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Labat, D., Oliveira, E., Ordoñez, J., Vauchel, P. (2009). Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *Journal of Hydrology* 375 (2009) 297–311
- Espinoza, R.A. (2008). *Determinación de la Concentración de los Sólidos en Suspensión en los Ríos de la Amazonía Peruana Mediante Imágenes Satelitales MODIS; Tesis Para Optar el Título de Magister Scientiae* Mayo. 71p.
- FAO. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (1977). *Guidelines for Watershed Management, Medición sobre el terreno e la erosión del suelo y de la escorrentía*. Boletín de suelo No.68.
- Filizola, N. (2003). *Transfert Sédimentaire par les Fleuves Amazoniens*. Thèse de doctorat, Université P. Sabatier, Toulouse – France.
- Filizola, N. y Guyot J.L. (2004). The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determinations in the River Amazon. *Hydrological Sciences Journal* 49(1): 143-153.
- Gibbs, R.J. (1967). The Geochemistry of the Amazon River System. Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America*, 78, 1203-1232.
- Guy, H. (1970). *Fluvial Sediments Concepts*, Chapter 1. USGS, Book 3, Applications of hydraulics, Denver. 55pp.
- Guyot, J.L. (1993). *Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux - France. 258p.
- Guyot, J.L., Quintanilla, J., Cortez, J., Filizola, N. (1995). Les Flux de Matières dissoutes particulières des Andes de Bolivie vers le Rio Madeira en Amazonie Brésilienne. *Bull. Inst.fr. etudes andines*, 24(3): 415-423
- Guyot, J.L., Filizola, N., Quintanilla, J., Cortez, J. (1996). Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. *Erosion and Sediment yield: Global and Regional Perspectives* (Walling D.E. and Webb B.W., Eds.), Exeter (Royaume Uni), 07/1996. IAHS Publ. 236 55-63.
- Guyot, J.L., Filizola, N., Laraque, A. (2005). Régime et bilan du flux sédimentaire de l'Amazone à Óbidos (Pará, Brésil), de 1995 à 2003. 7th IAHS Scientific Assembly - *Sediment Budgets* (Walling D.E. and Horowitz A.J., Eds.), Foz de Iguaçu (Brésil), 04/2005. IAHS Publ. 291, 347-356.
- Guyot, J.L., Bazan H., Fraizy P., Ordonez J.J., Armijos E., Laraque A. (2007). Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru, a first estimation.

- Laguionie, P. 2006 . Mesures in situ et modelisation du transport des sediments en riviere, Applicacation au bssin versant de la Velaine.Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, Rennes-France.332p.
- Laraque A., Céron C., Armijos E., Pombosa R., Magat P., Guyot J.L. (2004). Sediments yields and erosion rates in the Napo River Basin: an Ecuadorian Andean Amazon tributary. IAHS Symposium - Sediment Transfer through the Fluvial System (Golosov V., Belyaev V., Walling D.E., Eds.), Moscou (Russie), 08/2004. IAHS Publ. 288 220-225.
- Laraque, A., Filizola, N., Guyot, J.L. (2005).The spatial and temporal variability of sediment transport in the Brazilian Amazon basin, based on a regular 10-day sampling programme. Sediment Butget. IAHS 291.
- Laraque, A., Ronchail, J., Cochonneau, G., Pombosa, R. & Guyot, J.L. (2007). Heterogeneous distribution of rainfall and discharge regimes in the Ecuadorian Amazon basin. Journal of Hydrometeorology 8(6): 1364-1381.
- Laraque, A., Bernal, C., Bourrel, L., Darrozes, J., Christophoul, F., Armijos, E., Fraizy, P., Pombosa, R. Guyot, J.L. (2009). Sediment budget of the Napo River, Amazon basin, Ecuador and Peru. *Hydrological Processes* 23.
- Le Coz, J., Pierrefeur, G., Saysset, G. (2006). Manuel_aDcp -Utilización des profileurs à effet Doppler (aDcp) en rivière. Cemaref/CNR/EDF-DTG/MEDD.Francia, 2006, 58 p.
- Loiselle, C., G.R. Fortin, S. Lorrain, and M. Pelletier. (1997). [Dynamics and Contamination of St. Lawrence River Sediment](#). St. Lawrence UPDATE series. Environment Canada – Quebec Region, Environmental Conservation, St. Lawrence Centre, Montreal.
- Martinez, J.M., Guyot, J.L., Filizola. N., Sondag, F. (2009). Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena* 79. 257–264
- Maroto, A., Boqué, R., Riu, J., Rius, X. (2002). Estrategias para el cálculo de la Incertidumbre. Departamento de Química Analítica y Química Orgánica. Instituto de Estudios Avanzados. Universidad Rovira España Técnicas de Laboratorio 270. 223-227.
- Meade, R. H., Nordin, C. F., Curtis, W. F., Costa Rodrigues, F. M., do Vale, C. M. y Edmond, J. M. (1979). Sediment loads in the Amazon River. *Nature* 278, 161–163.
- Meade, R. H., Dunne, T., Richey, J. E., Santos, U. M. & Salati, E. (1985). Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science* 228, 488–490.

- Mialocq, L., Acuña, M., Seyler, F., Yerrén, J., Guyot, J.L. (2005). Extraction of the topographic limits of the Andean and Amazonian rivers basin from SRTM. Paper presented at the workshop on: Isotope tracers and remote sensing techniques for assessing water cycle variability, VII th. IAHS Scientific Assembly, Foz do Iguaçu, 3–9 April.
- Moatar, F., Meybeck, M. (2007). Riverine fluxes of pollutants: Towards predictions of uncertainties by flux duration indicators. *Geoscience* 339.367–382
- Moatar, F., Meybeck, M., Raymond, S., Coynel, A., Ludwig, W., Mano, V., Néméry, J., Poirel, A., Etcheber, H., Crouzet Ph. (2008). Evaluation des Flux de MES a partir des suivis discrets: Méthodes de calcul et incertitudes. SHF: Transports solides et gestion des sédiments en milieux naturels et urbains. 10.1051/lhb:2008041
- Moatar, F., Birgand, F., Meybeck, M., Faucheux, C., Raymond, S. (2009). Incertitudes sur les métriques de qualité des cours d'eau (médianes et quantiles de concentrations, flux, cas des nutriments) évaluées a partir de suivis discrets. Uncertainties on river water quality metrics assesment (nutrients, concentration quantiles and fluxes) based on discrete surveys. *Mesures hydrologiques et incertitudes*. 10.1051/lhb/2009029
- Molinier M., Guyot J.L., Oliveira E., Guimarães V. (1996). Les régimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents, 209-222. In *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement*, Paris, Mai 1995. IAHS Publ. 238.
- Monsalve, G. (1995). *Hidrología en la Ingeniería*. Centro Editorial, Escuela Colombiana de Ingeniería. Santafé de Bogotá. 377 p.
- Mortatti, J. y Probst, J.L. (2003). Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO₂ uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: Seasonal and spatial variations. *Chemical Geology* 197:177-196
- Niño, Y, López, F., García, M. (2003). Threshold for particle entrainment into suspension. *Sedimentology* (50), 247-263
- Olivry, J.C., Bricquet, J.P., Laraque, A., Guyot, J.L., Bourges, J., Roche, M.A. (1993). Flux liquides, dissous, et particulaires de deux grands bassins intertropicaux : le Congo a Brazzaville et le rio Madeira a Villabella. *Grands Bassins Fluviaux*. Paris. 22-24.
- OMM. Organización Meteorológica Mundial. (1994). *Guía de Prácticas Hidrológicas Adquisición y Proceso de Datos, Análisis, Predicción, y Otras Aplicaciones*. Quinta Edición, Nº 168.
- Orfeo, O. (1995). Nueva jerarquización de barras y canales en grandes ríos entrelazados de llanura subtropical. IX Sesión de Comunicaciones Científicas y Técnicas de la Universidad Nacional del Nordeste. p27.

- Picouet, C., Hingray, B., Olivry, J.C. (2001). Empirical and conceptual modeling of the suspended sediment dynamics in a large tropical African river: The Upper Niger river basin. *Journal of Hydrology* 250.19-39.
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., y Bamler, R.(2003).The Shuttle Radar Topography Mission a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *Photo and Rem. Sen.* 57, 241-262.
- Rayano, M. (2003). Tesis de Maestría en Ciencias de la Ingeniería. Geomorfología y sedimentología del Río Paraná en el área del segundo puente interprovincial Chaco-Corrientes. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Nordeste. Argentina.
- RDI, (1999). Acoustic Doppler Current Profilers – Principles of Operation: A practical Primer. Second Edition for broadBand ADCPs. San Diego California, USA. 54 p.
- Restrepo, J.D., Kjerfve, B., Hermelin, M., Restrepo, J.C. (2006). Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: The Magdalena River, Colombia *Journal of Hydrology* 316. 213–232.
- Rouse, H. (1937). Modern conception of the mechanism of turbulence.*Trans. ASCE.* 102, 463-543.
- Spalletti, L. (1986). Nociones sobre Transporte y Depositación de Sedimentos Clásticos. UNLP. Fac. Cs. Nat. y Museo Serie Técnica y Didáctica N°13. La Plata. 102p
- Silva, G. (2007). Ríos y Corrientes Naturales. Departamento Técnico-Cámara de Construcción de Quito-Ecuador
- Vauchel, P. (2005). Hydraccess: Logiciel de gestion et traitement de donnés hydro-météorologiques, version 2.1.4. Téléchargeable www.mpl.ird.fr/hybam
- Vauche, P. (2009). Hidromesad: Logiciel de gestión y tratamiento de datos hidrológicos y de sedimentos. Informe Técnico Proyecto Hybam Lima-Perú.
- Walling, D.E. y Webb, B.W. (1985). Estimating the Discharge of Contaminants to Coastal Waters by Rivers: Some Cautionary Comments.*Marine Pollution Bulletin.* Vol.16. No.12 pp488-498
- Walling, D.E. y Webb, B.W. (1996). Erosion and sediment yield: a global overview. In: Walling, D.E., Webb, B.W. (Eds.), *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives.* (Proc.Exeter Symposium, July, 1996), IAHS Publication No. 236.IAHS Press, Wallingford, UK, pp. 3– 19.

Sitios Web

<http://www.mpl.ird.fr/hybam> consulado periódicamente

<http://www.ore-hybam.org>

D-A Instruments, (2009). Disponible en [http:// www.d-a-instruments.com](http://www.d-a-instruments.com) consultado en mayo de 2009.

Enciclopedia wikipaida. <http://es.wikipedia.org>

YSI-Enviromental, (2009). Disponible en [http:// www.yisi.com](http://www.yisi.com) consultado en mayo 2009.

ANEXO

TURBIEDAD

1.1 CONCEPTOS

Es una propiedad óptica que describe el grado de opacidad en el agua producido por partículas en suspensión. Es decir la turbiedad mide la dispersión de la luz en el agua que es causada por la presencia de materia orgánica e inorgánica en suspensión (Water Quality, 1990). La turbidez es la medida de claridad relativa de la muestra, no de su color. Significa, entonces, que a mayor turbidez habrá una mayor dispersión de luz. Ninguna solución tiene una turbidez cero porque incluso las moléculas en un fluido muy puro dispersan luz hasta un cierto grado.

Para determinar la turbiedad se pueden utilizar tres tipos de equipos:

- *Transmisómetro, o turbidímetro de atenuación de la radiación incidente, la turbidez se mide como la disminución de intensidad de la luz debida a la dispersión y a la absorción de las partículas.*
- *El nefelómetro, o turbidímetro de dispersión lateral, se fundamenta en la comparación entre la intensidad de la luz dispersada por una muestra de agua y la de una muestra patrón, mide la intensidad de la luz dispersada a 90° del haz de luz incidente.*
- *El turbidímetro de dispersión hacia delante mide la cantidad de luz dispersada hacia delante en la mismo sentido que el haz de luz incidente, usualmente a unos 25° de la dirección de éste en la cámara de medida.*

La turbiedad se mide en varias unidades dependiendo del principio del método de medida, diseño óptico o del método de calibración del instrumento medidor. Una medida estándar es el NTU (Unidad Nefelométrica de Turbiedad) que se usa en USA, en Europa se mide en UNF (Unidades Nefelométricas de Formacina).

Factores que intervienen en la medición de la turbiedad:

Existen varios factores que intervienen y pueden interferir en la medición de la turbidez como: granulometría, forma, color y distribución de las partículas. Dos muestras pueden tener la misma masa de materia suspendida, sin embargo la turbidez puede ser diferente ya que la dispersión de la luz desde estas partículas no es la misma debido a que pueden diferir uno o más de los factores antes mencionados. Por ejemplo, la cantidad de luz dispersada no es la misma en todas las direcciones y el perfil de su distribución espacial varía con el tamaño de la partícula. En la Figura 1 se ilustran los diferentes perfiles que presenta la luz dispersada por partículas pequeñas o grandes con una misma intensidad del haz luminoso. Estos perfiles indican que cuando el tamaño de las partículas es igual o más grande que la longitud de onda de la luz incidente (1 micra) hay una cantidad mayor de luz dispersada hacia delante.

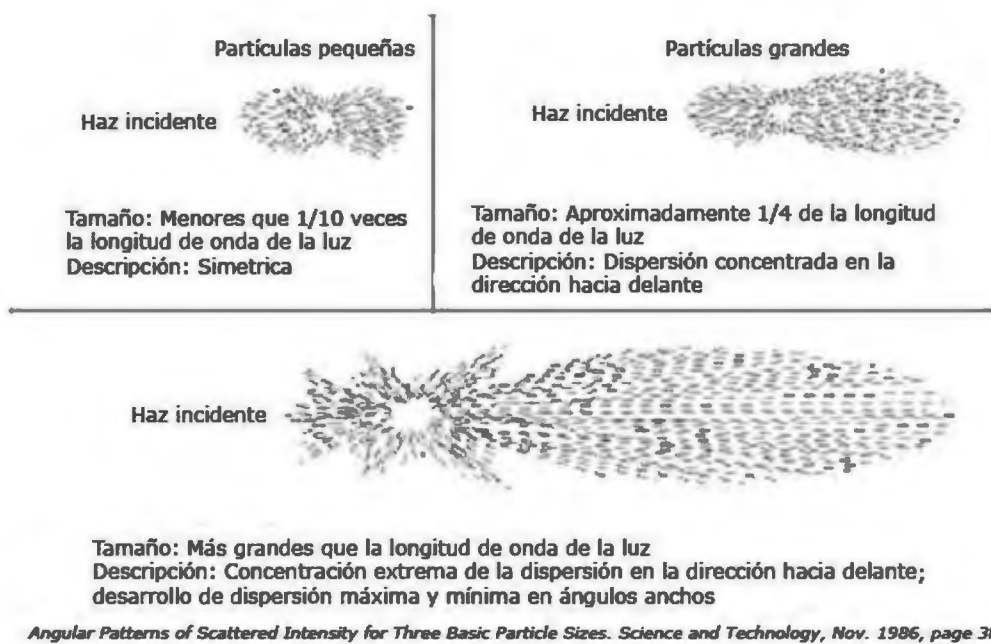


Figura 1. Difusión de la luz en función del tamaño de la Partícula (Science and Technology, 1986. Tomado de Velazco, A. 2007)

De igual manera el color de las partículas determina la capacidad de absorber o reflejar el haz luminoso incidente. Si comparamos una muestra con arena de color y una de carbón con similares características de tamaño, forma, etc., el color claro refleja el haz incidente muy bien en cambio el carbón tiene la tendencia de absorber la luz.

Sin embargo, no solamente las características de las partículas intervienen en la medición de la turbiedad sino que está también puede variar de acuerdo al ángulo de detección, a la apertura del haz luminoso y a la longitud de onda de haz incidente, entre otros.

Tabla 1. Propiedades del agua y su efecto en la medida de la turbidez. Fuente: Tabla 6.7-1 U.S. Geological Survey TWRI Book, tomado de Velazco, 2007.

Propiedades	Efecto en la medida	Dirección del efecto	Diseño de instrumento para compensar el efecto
Partículas coloreadas. No disueltas	Absorción del haz luminoso	Negativo	- Lámpara NIR (780 - 900 nm) Detectores múltiples
Color. Partículas disueltas	Absorción del haz luminoso (si las longitudes de onda de la luz incidente cubren el espectro de absorción del agua)	Negativo	- Lámpara NIR (780 - 900 nm) Detectores múltiples
Tamaño de partículas:	Depende de la longitud de onda:		
Partículas grandes	Dispersan la luz de longitud de onda larga más que las partículas pequeñas	Positivo (para NIR, 820 - 900 nm)	Fuente de luz blanca (ancho espectro)
Partículas pequeñas	Dispersan la luz de longitud de onda corta más eficientemente que las longitudes de onda largas	Positivo (para luces de ancho espectro, tal como la luz blanca)	Fuente de luz NIR (780 - 900 nm)
Densidad de partículas	Incrementa la dispersión adelante y atrás de la luz a altas densidades	Negativo	Detectores múltiples Reflejo trasero

Negativo: Produce una medida desproporcionadamente baja
 Positivo: Produce una medida desproporcionadamente alta
 NIR = Cercano Infrarrojo

Límites diseño óptico.

La relación entre sólidos suspendidos totales y la intensidad de la luz debida a la dispersión, mantiene hasta un punto de inflexión a partir del cual la intensidad de la luz dispersada ya no aumenta más aunque aumente la concentración de partículas suspendidas. Este punto es el límite máximo del diseño óptico de un determinado turbidímetro. Figura 2.

Esta relación se puede determinar desarrollando curvas de trabajo para cada muestra específica.

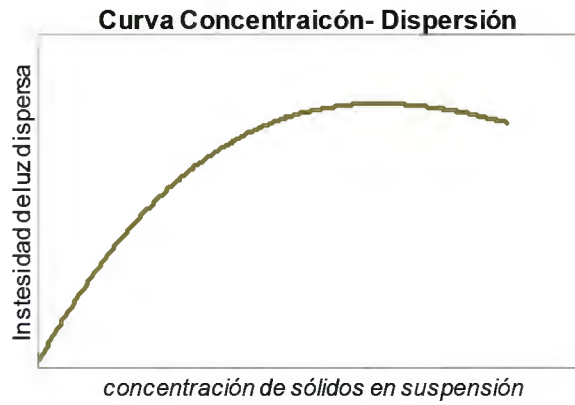
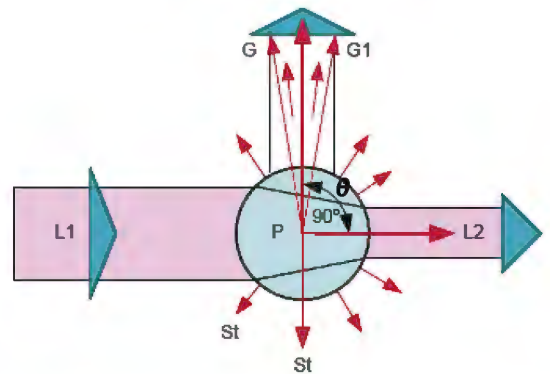
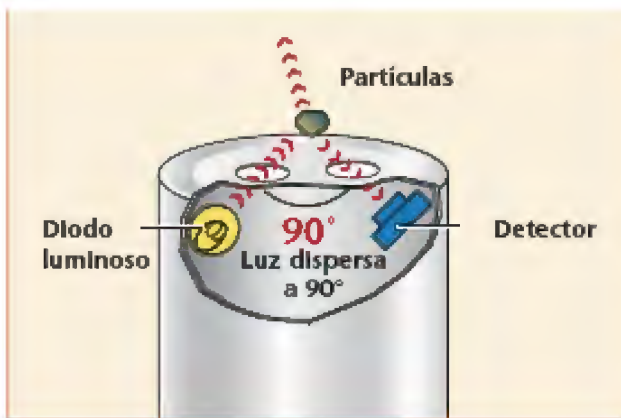


Figura 2. Curva de concentración y dispersión de la luz

Principio de medida de los turbidímetros o nefelómetros.

En el presente trabajo se han utilizado tres tipos de sondas de turbiedad, YSI, OBS 3A, OBS3+, que tienen un mismo principio nefelométrico, sin embargo se diferencian en la dirección de la difusión de la luz.



Sonda YSI

Efectos de la luz al atravesar la muestra

L1 = Haz de luz incidente sobre la muestra

L2 = Haz de luz que ha pasado a través de la muestra

P = Muestra

St = Luz difundida por las partícula

θ = ángulo entre la radiación incidente y la radiación difusa

G, G1 = Rayos periféricos del haz de luz difundida usados para la medida

Figura 3. Principios de medida de sondas de Turbiedad o nefelómetros. Fuente. Velazco, 2007.

Cuando el haz de luz atraviesa la muestra de fluido, los sólidos suspendidos dispersan la luz en todas direcciones (360° , de forma esférica). Las partículas dispersas disminuyen este haz de luz. Entonces, la relación entre el haz de luz que entra sobre la muestra y la luz que sale de esta se valora como turbidez, por lo que la radiación dispersa dependerá del ángulo θ (90°).

OBS 3A y OBS 3+



Figura 4. Principio de medida sonda OBS 3A y 3+ Fuente: d-a-instruments

Estos dos sensores tienen un mismo principio de medición que está conformado por un emisor o diodo con una longitud de onda que emite una alta intensidad de infrarrojo y un detector compuesto por cuatro dispositivos o fotodiodos sensibles a la incidencia de la luz que retransmiten la señal. El emisor produce un haz que forma 50° en el plano axial del sensor y 30° en el plano radial, evitando la interferencia del color de las partículas (Figura 4). Los rayos infrarrojos se dispersan entre un ángulo de 140° a 160° que es detectado después de pasar a través de un filtro que absorbe la luz visible y que es proporcional a la turbiedad. http://www.d-a-instruments.com/measure_turbidity.html
 Nota. El OBS-3+ presenta los resultados en voltaje, de igual manera se debe tener cuidado con la distancia entre el captor y la pared contraria del recipiente que no debe ser menor a 20 cm.

1.2 OBJETIVOS

El presente trabajo tiene como Objetivos:

- Mostrar el tipo de relación que existe entre la medida de la turbidez y la concentración de material en suspensión en función de la granulometría para sedimentos finos (arcillas y limos) y gruesos (arenas) de la Cuenca Amazónica del Perú.
- Explorar la sensibilidad de medida para sedimentos de distinta naturaleza u origen pero similar granulometría.
- Observar el comportamiento de los captos frente a una relación constante de sedimentos finos y la variación progresiva de arenas utilizando material de la Cuenca Amazónica del Perú.

1.3 MATERIAL Y EQUIPO

En el montaje de la Foto 1, se puede observar cada uno de los materiales y equipos que se nombran a continuación

1. Sonda de Turbiedad OBS 3A (ver Ficha)
2. Sonda de Turbiedad OBS 3+ (ver Ficha)
3. Sonda de Turbiedad YSI (ver Ficha)
4. Cilindro transparente de PVC ($\varnothing=20$ cm, $h=40$ cm)
5. Agitador magnético
6. Barra agitadora
7. Muestras de arena y arcilla

1.4 METODOLOGÍA

Calibración de Finos y Gruesos

- Esta Prueba se realizó con muestras de diferentes sitios de la Cuenca Amazónica Peruana y de distinta granulometría (Tabla 2). La granulometría fue obtenida a través de un granulómetro láser en el Laboratorio de Toulouse LMTG.

Tabla 2. Muestras utilizadas para el análisis de turbiedad.

COD	NOMBRE	LOCALIZACION	DESCRIPCION	\varnothing (d ₅₀) (μ m)
F_JH	Jenaro Herrera	Cuenca Baja del río Ucayali	Arcilla	37.97
F_TAM	Tamshiyacu	Después de la confluencia del Ucauali y Marañón	Arcilla	45.75
F_AND	Andoas	Cueca del Pastaza	Arcilla	50.22
G_CHA	Chazuta	Cuenca alta del río Huallaga	Arena muy fina, mal graduada, contienen partícula uniformes	153.8
G_BOR	Borja	Cuenca alta del río Marañón	Arena muy fina, mal graduada, contienen partícula uniformes	96.49
G_UNALM	Universidad	Universidad Agraria La Molina	Arena fina, mal graduada, contienen partícula uniformes	223.4
G_TAM	Tamshiyacu	Después de la confluencia del Ucayali y Marañón	Arena fina, mal graduada, contienen partícula uniformes	269.2
G_REG	San Regis	Cuenca baja del río Marañón	Arena fina, mal graduada, contienen partícula uniformes	356.1

- Armar el dispositivo de medida como lo indica la Foto 1.
- Colocar 2.5 litros de agua en el cilindro transparente de PVC.
- Pesar la muestra a testar y colocar cantidades de concentración de sólidos conocida
- Verificar que la agitación sea homogénea
- Medir la turbiedad con cada sonda. (Tabla 3 y Tabla 4)
- Realizar el mismo proceso para las muestras restantes.



Foto 1 Equipo y materiales. Dispositivo utilizado

Calibración de material grueso con una concentración constante de finos

- En esta prueba se utilizó como muestra de finos: arcilla del río Ucayali cerca a la confluencia con el río Marañón- Estación Jenaro Herrera.
- El material grueso es: arena de $\varnothing=223 \mu\text{m}$ de la UNALM
- Realizar una calibración solamente con el material grueso, utilizando el procedimiento antes mencionado.
- Colocar 400 mg/l en el recipiente de finos
- Ir incrementando concentración de material grueso poco a poco hasta llegar al punto de inflexión .
- Comparar las dos curvas: la calibración gruesos vs la calibración finos + gruesos.

Tabla 5

1.5 RESULTADOS

La relación entre la turbiedad y los sólidos en suspensión es lineal positiva como lo muestra la Figura 4 y Figura 5, para los tres sensores de turbiedad. Lo que nos lleva a decir que se puede calibrar los resultados de perfiles de turbiedad para obtener concentraciones de sólidos en suspensión, considerando que se ha trabajado con muestras tipo del lugar.

Con la sonda OBS3 A y OB3A+, el factor de color de las partículas es imperceptible, debido a los dispositivos de dispersión que atenúan este factor, siendo la granulometría de las partículas el factor más importante a considerar.

La granulometría de las muestras va de: 37 a 337 μm y se forman grupos de muestras en función de la granulometría, Tablas 3 y 4

Al combinar finos con gruesos, se observa que existe una reproducción en los resultados como lo indica la Figura 6.

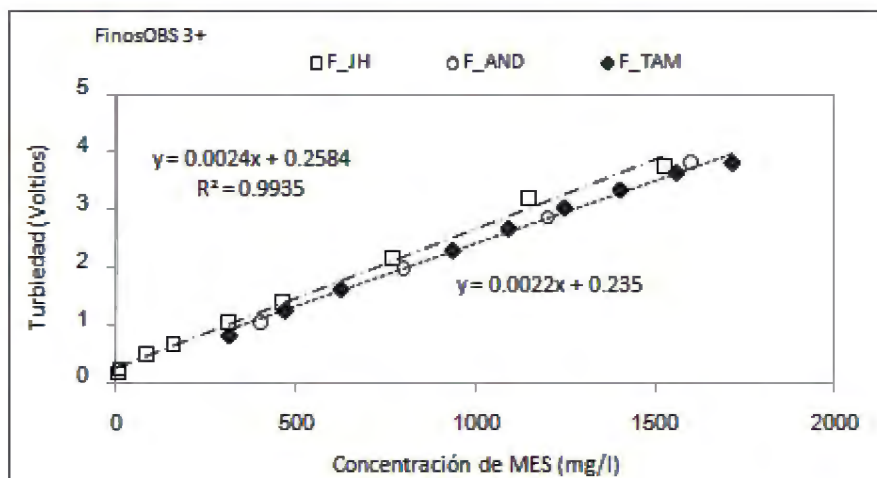
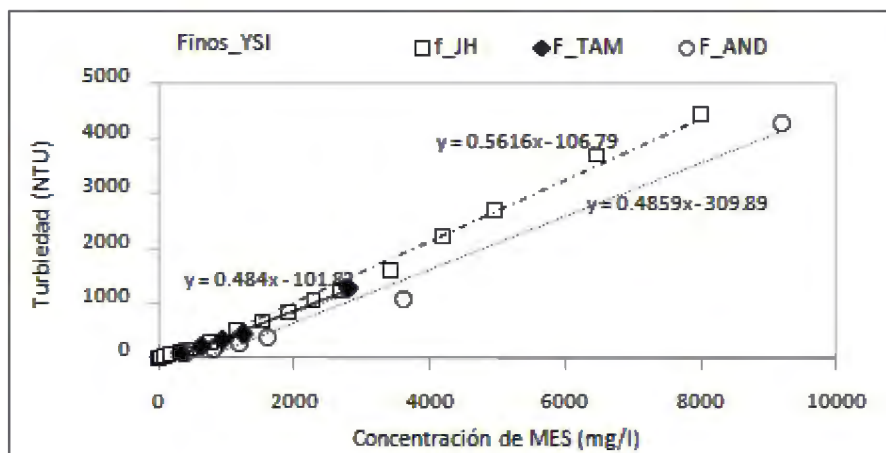
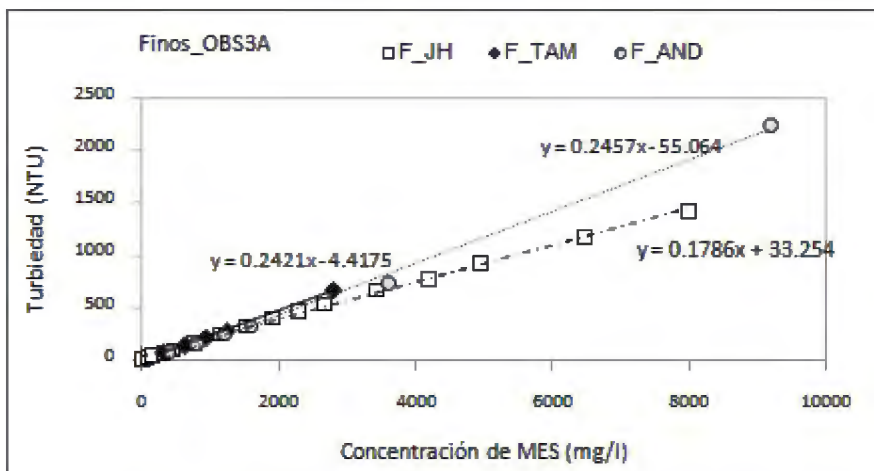


Figura 4. Relación entre turbiedad y Concentración de sólidos en suspensión para partículas finas de arcilla, de Jenaro Herrera (F_JH), Tamshiyacu (F_TAM) y Andoas (F_AND)

Tabla 3. Calibración de partículas Finas (arcillas)

Curva de Calibración : F_JH

Muestra: Jenaro Herrera

 $\phi = 37.97 \mu\text{m}$

Muestra húmeda mg	Muestra seca mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad		
			OBS3A NTU	YSI NTU	OBS 3+ Voltios
50	38	4	7	11	0.16
100	76	8	15	22	0.23
1100	836	84	33	48	0.48
2100	1596	160	46	72	0.65
4100	3116	312	76	115	1.05
6100	4636	464	101	170	1.40
10100	7676	768	165	290	2.15
15100	11476	1148	253	509	3.20
20100	15276	1528	327	670	3.74
25100	19076	1908	406	842	3.84
30100	22876	2288	467	1050	3.84
35100	26676	2668	540	1250	3.84
45100	34276	3428	670	1600	3.74
55100	41876	4188	780	2215	3.70
65100	49476	4948	930	2700	
85100	64676	6468	1180	3700	
105100	79876	7988	1420	4460	

Curva de Calibración : Finos 2

Muestra: Tamshiyacu- Río Amazonas

 $\phi = 45.75 \mu\text{m}$

Muestra húmeda mg	Muestra seca mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad	
			OBS3A NTU	YSI NTU
1000	780	312	80	96
2000	1560	624	146	211
3000	2340	936	220	328
4000	3120	1248	287	440
9000	7020	2808	680	1285

Curva de Calibración : F_TAM

Muestra: Tamshiyacu- Río Amazonas

 $\phi = 45.75 \mu\text{m}$

Muestra húmeda mg	Muestra seca mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad OBS 3+ Voltios
1000	780	312	0.82
1500	1170	468	1.25
2000	1560	624	1.62
3000	2340	936	2.30
3500	2730	1092	2.68
4000	3120	1248	3.04
4500	3510	1404	3.35
5000	3900	1560	3.65
5500	4290	1716	3.82

Curva de Calibración : F_AND

Muestra: Andoas

 $\phi = 50.22$

Muestra mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad		
		OBS3A NTU	YSI NTU	OBS 3+ Voltios
1000	400	85	88	1.05
2000	800	163	180	1.99
3000	1200	250	275	2.86
4000	1600	325	390	3.82
9000	3600	735	1070	
23000	9200	2240	4300	

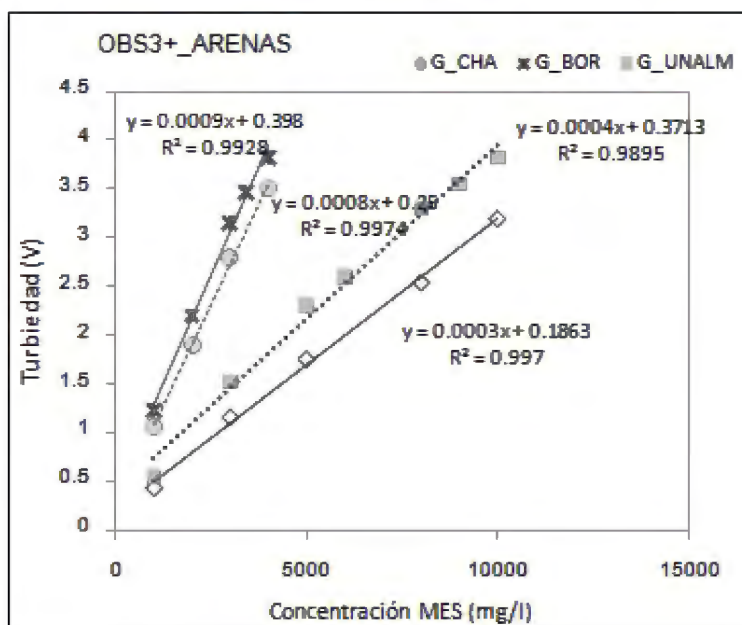
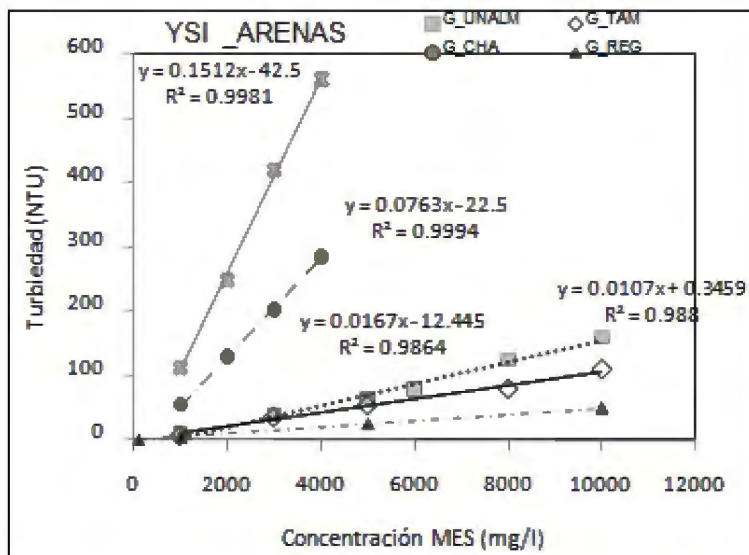
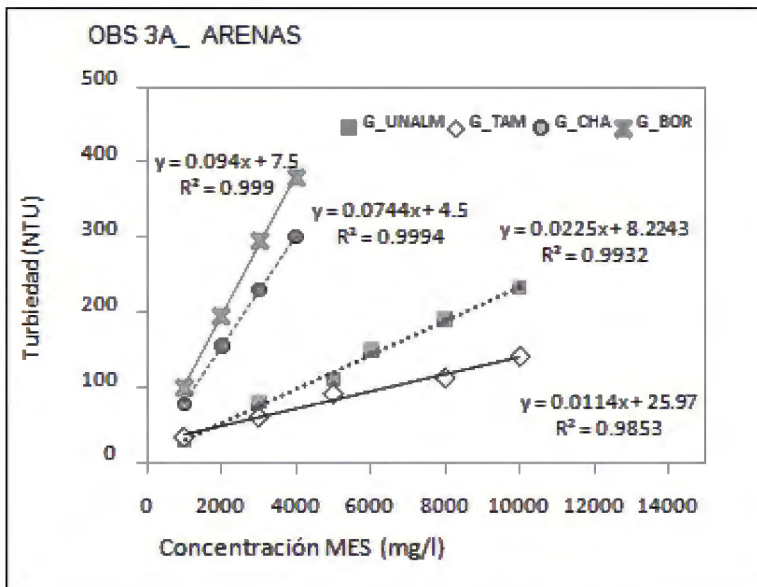


Fig.5 Relación entre turbiedad y Concentración de sólidos en suspensión para partículas finas de arcilla, de Jenaro Herrera (F_JH), Tamshiyacu (F_TAM) y Andoas (F_AND) y partícula gruesas de Tamshiyacu (G_TAM), Borja (G_Borja), Chazuta (G_CHA), San Regis (G_Regis), UNALM (G_UNALM).

Tabla 4. CURVA DE CALIBRACIÓN GRUESOS (arenas)

Curva de Calibración : G_CHA

Muestra: CHAZUTA

Ø= 153.8 µm

Muestra mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad		
		OBS3A NTU	YSI NTU	OBS 3+ Voltios
2500	1000	77	55	1.05
5000	2000	155	130	1.9
7500	3000	230	203	2.8
10000	4000	300	285	3.5

Curva de Calibración : G_BOR

Muestra: BORJA

Ø= 96.49 µm

Muestra mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad		
		OBS3A NTU	YSI NTU	OBS 3+ Voltios
2500	1000	100	113	1.22
5000	2000	195	249	2.2
7500	3000	295	420	3.15
8500	3400			3.47
10000	4000	380	560	3.82

Curva de Calibración : G_UNALM

Muestra: Universidad Nacional Agraria La Molina

Ø= 223.4 µm

Muestra mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad		
		OBS3A NTU	YSI NTU	OBS 3+ Voltios
2500	1000	30	10	0.55
7500	3000	80	40	1.52
12500	5000	110	63	2.3
15000	6000	150	80	2.6
20000	8000	190	125	3.3
22500	9000			3.55
25000	10000	232	160	3.82

Curva de Calibración : G_TAM

Muestra: Tamshiyacu

Ø= 269.2 µm

Muestra mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad		
		OBS3A NTU	YSI NTU	OBS 3+ Voltios
2500	1000	34	8	0.42
7500	3000	60	37	1.15
12500	5000	91	55	1.75
20000	8000	112	80	2.54
25000	10000	140	- 13 - 110	3.2

Tabla 4. Calibración de partículas gruesas

Curva de Calibración : G_REG

Muestra: SAN REGIS_volumen de agua 1 L

 $\varnothing = 356.1 \mu\text{m}$

Muestra seca mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad OBS 3+ Voltios
8000	8000	0.74
12000	12000	1.15
17000	17000	1.55
20000	20000	1.9
23000	23000	2.2
28000	28000	2.75
40000	40000	

Curva de Calibración : G_REG

Muestra: SAN REGIS_volumen de agua 1 L

 $\varnothing = 356.1 \mu\text{m}$

Muestra seca mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad YSI NTU
100	100	0.5
1000	1000	5
5000	5000	25
10000	10000	50
15000	15000	75
20000	20000	100
25000	25000	125
30000	30000	150
40000	40000	200

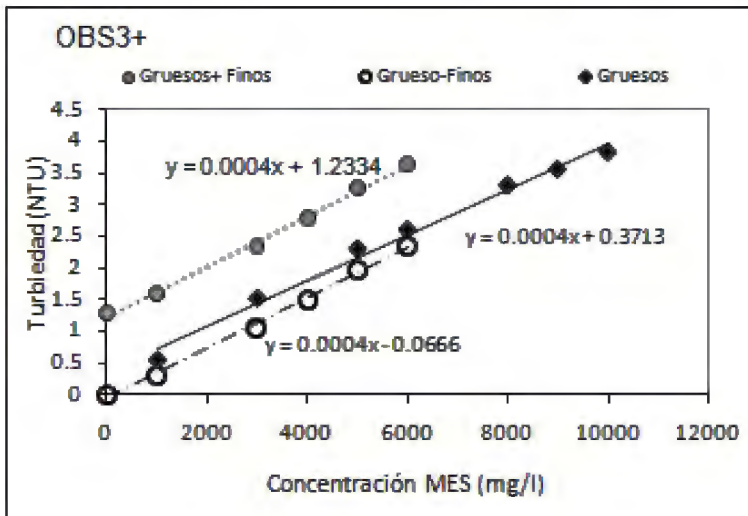
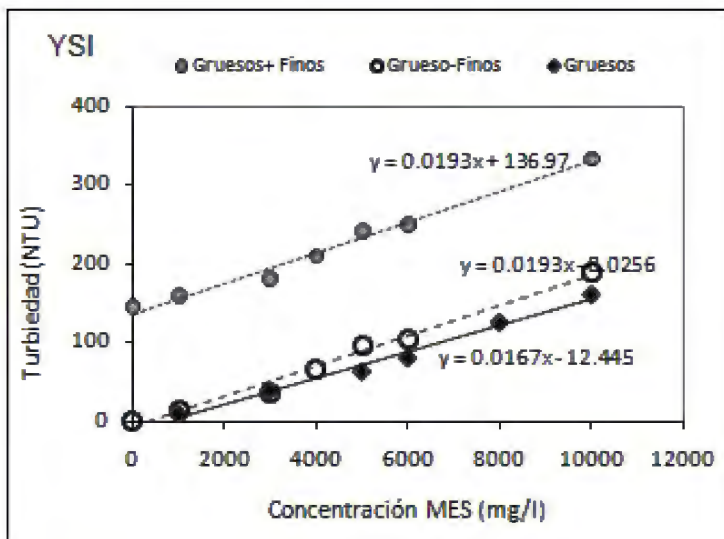
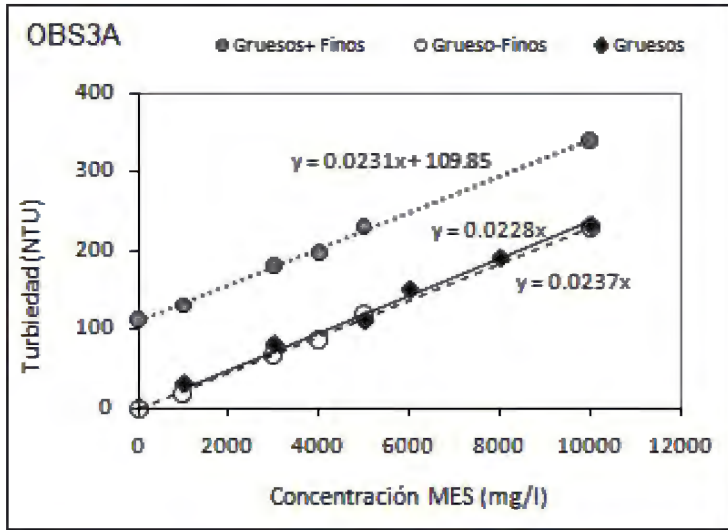


Figura 6. Relación entre turbiedad y Concentración de sólidos en suspensión para una constante de partículas finas de arcilla, de Jenaro Herrera (F_JH), y un incremento de arenas UNALM (G_UNALM).

Tabla 5. Reproductividad de medida, Calibración de Turbiedad con una concentración constante de sólidos finos y un incremento progresivo de gruesos,

Curva de Calibración : Finos 1

Concentración Finos 400mg/l $\phi = 37.97 \mu\text{m}$

Muestra: G_UNALM

$\phi = 223.4 \mu\text{m}$

Muestra seca mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad			
		OBS3A NTU	YSI NTU	(OBS3A)-F_JH NTU	(Ysi)-F_JH NTU
0	0	112	145	0	0
2500	1000	130	158	18	13
7500	3000	180	180	68	35
10000	4000	198	210	86	65
12500	5000	230	242	118	97
15000	6000		250		105
25000	10000	340	333	228	188

Muestra seca mg	Concentración sólidos mg/l	Turbiedad	
		OBS3A+ Voltios	(OBS3A+)-F_JH Voltios
0	0	1.3	0
2500	1000	1.6	0.3
7500	3000	2.35	1.05
10000	4000	2.8	1.5
12500	5000	3.26	1.96
15000	6000	3.65	2.35

COEFICIENTES DE CALIBRACIÓN

Gracias a esta experiencia se puede transformación valores de turbiedad a concentración de sedimentos finos, gruesos, a diferentes diámetros, ver Tabla 6.

Tabla 6. Coeficientes de transformación de valores de turbiedad a concentración de sedimentos para diferentes granulometrías.

Recipiente: Cilindro+ Finos

Lugar	Diámetro μm	OBS 3A		OBS 3+ 76228		YSI sin protección	
		NTU	NTU->C[MES]	Voltio	V->C[MES]	NTU	NTU->C[MES]
Jenaro Herrera	37.97	0.2399	4.168	0.0024	416.667	0.5616	1.781
Tamshiyacu	45.75	0.2485	4.024	0.0024	416.667	0.5756	1.737
Andoas	50.22	0.2457	4.070	0.0023	434.783	0.4859	2.058
PROMEDIO		0.245	4.088	0.0024	422.705	0.5686	1.759

GRUESOS

Recipiente: Cilindro

Lugar	Ø labo Unalm	Diámetro μm	Error	OBS 3A		OBS 3+ 76228		YSI sin protección	
				NTU	NTU->C[MES]	Voltio	V->C[MES]	NTU	NTU->C[MES]
Finos	40	37.97	10	0.245	4.100	0.0024	423.0	0.569	1.760
Borja n°19	90	96.49	15	0.094	10.638	0.0009	1111.1	0.151	6.614
Chazuta n°17	90	153.8	15	0.074	13.441	0.0008	1250.0	0.076	13.106
UNALM M2	178	223.4	72	0.023	44.444	0.0004	2500.0	0.017	59.880
Tamshiyacu n°3	178	269.2	72	0.011	87.719	0.0003	3333.3	0.011	93.458
San Regis	337	356.1	117			0.0001	10000.0	0.005	200.000

1.6 CONCLUSIONES

- Se puede utilizar la turbiedad como un método para el cálculo de material en suspensión en los ríos amazónicos de Perú. Existe una regresión directa entre turbiedad y concentración de sedimentos y esta depende de la granulometría.
- Es importa la reproductividad que se observa la realizar la experiencia de con una concentración de finos constate se va adicionando material grueso, logrando observar la misma curva de gruesos realizada en la calibración al extraer la constante de finos.
- Las tres sondas tienen el mismo comportamiento, los coeficientes cambian primero por el tipo de señal, después por la metodología de medición y además porque la calibración de NTU, no es la misma para los tres equipos.

1.7 Bibliografia

Velasco,A. (2007) Proyecto ICUE. Tarragona-Cambrils.

Water Quality (1990)– Determination of Turbidity, ISO 7027. 1990- 04- 15.
International Standard, Second Edition.

<http://www.d-a-instruments.com>.

www.yisi.com