

FLUJO PULSANTE EN RÍOS CANALIZADOS DE MONTAÑA

Jorge MOLINA CARPIO*, J. MARANGANI**, P. RIBSTEIN,
J. BOURGES, J. L. GUYOT*** y C. DIETZE****

* (Instituto de Hidráulica e Hidrología, La Paz-Bolivia),

** (IHH), *** (ORSTOM)

**** (HAM-GTZ)

El medio físico

El área urbana no altiplánica de la ciudad de La Paz, Bolivia de 6.000 Ha de extensión, se extiende a través de pequeños valles pertenecientes a la cuenca del mismo nombre. Debido al accidentado relieve, el proceso de urbanización se ha desarrollado principalmente sobre el fondo de estos valles, que corresponden en gran parte a cauces aluviales.

El río La Paz es un afluente del río Beni, que a su vez se une al Amazonas a través del río Madera. Formada en parte por erosión regresiva de sedimentos del Altiplano boliviano, la cuenca del río La Paz cubre una superficie de 508 km² al salir de la ciudad, donde alcanza una altitud de 3.175 msnm. El punto más elevado de la cuenca se encuentra a 5400 msnm.

Este estudio se llevó a cabo en algunos pequeños afluentes del río Achumani, un tributario del río La Paz. Ellos son: los ríos Kellumani y Huayllani, que al unirse forman el Achumani, y el río Jillusaya que confluye con el anterior algunos kilómetros más abajo. La cuenca de Achumani presenta un relieve muy escarpado con afloramientos de rocas sedimentarias paleozoicas y cretácicas en la parte alta. Sobre este basamento se extienden formaciones sedimentarias terciarias y cuaternarias que cubren la parte media y baja de la cuenca (Díaz *et al* 1990).

Bajo convenio con la Municipalidad, ORSTOM instaló en 1989 dos estaciones hidrométricas, que controlan áreas de 38.9 y 17.5 km², drenadas respectivamente por los ríos Achumani y Huayllani. Los datos provenientes de estas estaciones muestran que durante el periodo 1989-92 el caudal medio del río Achumani fue de 197 l/s y el del Huayllani 105 l/s, equivalentes a láminas de escurrimiento anual de 160 y 190 mm, respectivamente. Los caudales máximos registrados fueron de 11.4 m³/s en el Achumani y 6.6 m³/s en el Huayllani. Se han estimado los caudales de frecuencia decenal en 33 y 16 m³/s, para cada río (Bourges *et al* 1995).

Las obras hidráulicas

Los cursos principales tienen una gran anchura en relación al caudal: el cauce del río Achumani supera los 200 m. de ancho, y el del Huayllani se acerca a 100 m. El flujo, en condiciones naturales, ocupa sólo una

pequeña parte de esta anchura. Precisamente para ganar terrenos urbanizables de gran valor, la Municipalidad lleva a cabo obras de canalización, que consisten principalmente en muros longitudinales combinados con caídas que permiten disminuir la pendiente del cauce (Figuras 1 y 2).

Los canales de los ríos Huayllani, Kellumani, Jillusaya y Achumani tienen un ancho de 5.0, 5.0, 3.9 y 8.0 m, respectivamente. La principal diferencia entre las obras de canalización de estos ríos y las construidas en otros ríos que atraviesan la ciudad, es que, en las primeras, las caídas son de menor altura y se suceden a intervalos cortos, al menos en el tramo superior. Así por ejemplo la gran mayoría de las caídas del río Huayllani tienen una altura de 0.50 m., separadas 10 m. una de otra.

Al comienzo del canal, y con el objeto de dirigir las aguas hacia éste, el cauce del río se cierra mediante un muro (Figura 2). En el caso del Huayllani la obra de cierre ("presa dosificadora") presenta características especiales para el control del material de arrastre proveniente de las quebradas situadas aguas arriba, que tienen pendientes superiores a 20%. En quebradas y ríos pequeños se ejecutan otro tipo de medidas de control y regulación de torrentes. El material de arrastre puede depositarse en tramos canalizados donde la pendiente disminuye o hay obstáculos importantes, elevando el nivel del lecho y contribuyendo al riesgo de desbordes e inundaciones.

El cauce de los ríos está formado por materiales gruesos (gravas y piedras), provenientes de las zonas altas, entre los cuales se depositan elementos más finos. Existe una buena concordancia entre el tamaño del material transportado por acarreo y el del cauce (Guyot 1992). Sin embargo, existen variaciones significativas de una época a otra, e incluso entre crecidas. Así por ejemplo, los resultados de una campaña de muestreo entre agosto y septiembre de 1993, al finalizar la época de estiaje, dio los siguientes diámetros promedio (en mm) del material del cauce: Río Achumani (d₅₀=13.0, d₉₀=38.0), Río Kellumani (d₅₀=12.3, d₉₀=40.0), Huayllani (d₅₀=17.0, d₉₀=54.7), Jillusaya (d₅₀=9.0, d₉₀=40.6). En cambio, datos de Guyot (1992) muestran que el tamaño medio de los sedimentos de fondo del río Huayllani en febrero de 1991 (época lluviosa) fue: d₅₀=34.0 mm, d₉₀=88.0 mm., más alto que los valores anteriores.

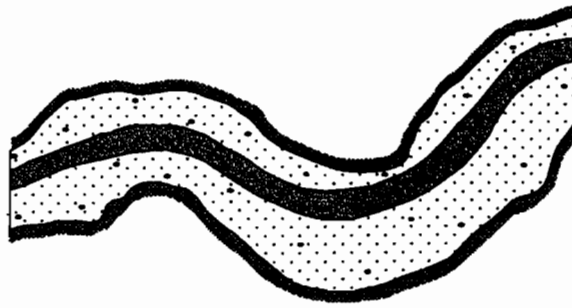


Figura 1: Cauce natural de los ríos

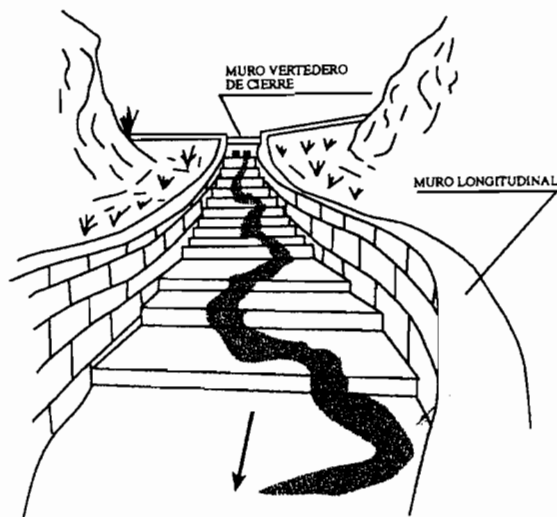
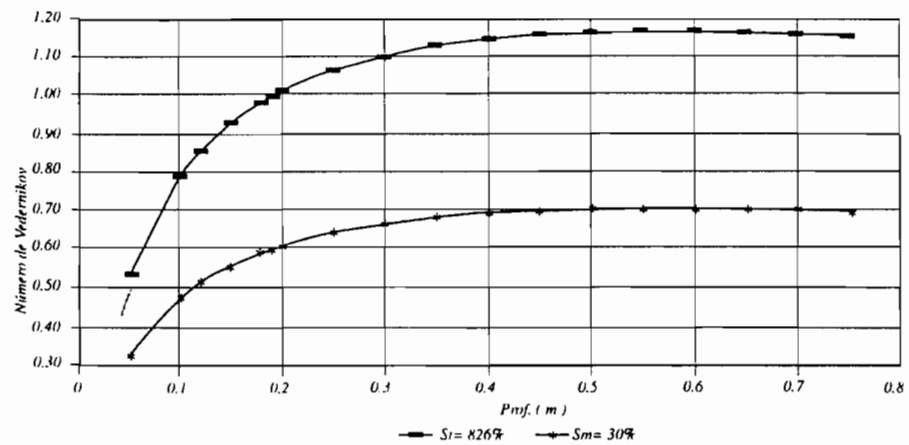


Figura 2: Obras de canalización



**Figura 3: Variación de V_e con la prof.
Canal: Huayllani - Tramo f**

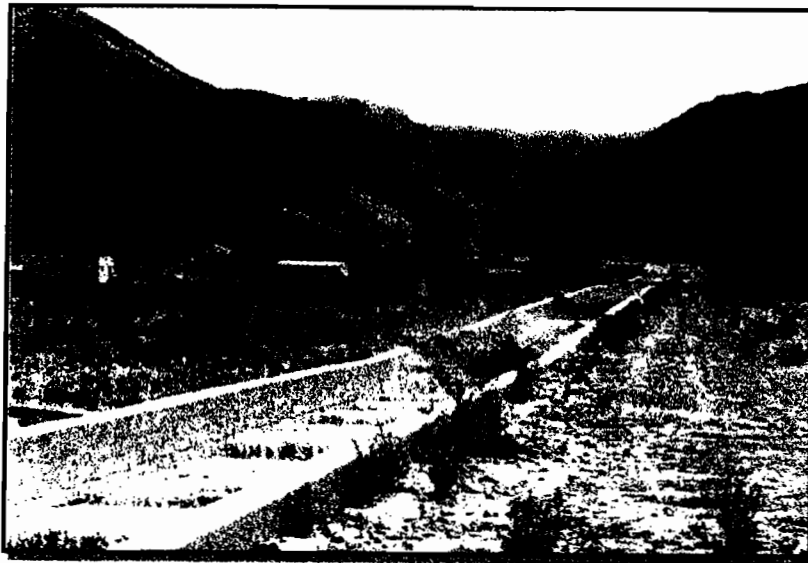


Foto 1: Tren de ondas pulsantes en el canal del río Huayllani



Foto 2: Onda pulsante sobreponiéndose al flujo no perturbado

Las olas pulsantes se han observado solamente en tramos canalizados, con diferentes magnitudes y frecuencia según el caso. En el río Jillusaya son de menor altura y sólo se han observado en enero de 1993. En el río Kellumani, en el tramo superior del Achumani, y en particular en el Huayllani, las observaciones son mucho más frecuentes y las olas alcanzan cierta espectacularidad por su magnitud (Bourges et al 1992).

Olas pulsantes e inestabilidad del flujo

Se ha observado que a partir de un cierto caudal y profundidad en el río canalizado, la superficie del agua se quiebra en ondas separadas por tramos de flujo gradualmente variado. Estas ondas, conocidas como

roll waves, se presentan en canales largos como intumescencias mezcla de agua y aire (Fotos 1 y 2), y se suceden a intervalos generalmente irregulares.

Si en su tramo final el canal disminuye de pendiente bruscamente, o existe un obstáculo importante, el frente de onda se empina aún más, produciéndose una especie de "explosión" con gotas de agua que pueden ser lanzadas hacia alturas significativas, disipando de esta manera la energía de la onda. Es en estos puntos que el canal y sus estructuras auxiliares están sometidas a los máximos esfuerzos.

Este tipo de fenómeno fue reportado ya en 1904 en Suiza, en torrentes artificiales. Se lo ha relacionado con el concepto de inestabilidad del flujo, que empezó a ser

desarrollado por vía teórica hace más de 50 años. Según esta teoría, cuando la velocidad de flujo supera un valor límite, cualquier perturbación, por pequeña que sea, tiende a acentuarse y no a atenuarse como sería la situación normal. Esto se puede expresar a través del número de Froude $Fo = V/\sqrt{gy}$ (V =velocidad media, g =gravedad, y =profundidad media). El flujo es inestable cuando el número de Froude Fo supera un valor límite F^* , lo que se puede escribir de la siguiente manera:

$$Fo > F^* \quad (1)$$

Fue Vedernikov (1946) el primer investigador que desarrolló una expresión general que se puede aplicar a canales de cualquier forma de sección en flujo turbulento. Vedernikov consideró un movimiento variado que se superpone a un modo uniforme y estudió la ley de variación con el tiempo y la abscisa de la pendiente superficial respecto al fondo, al superponerse otro movimiento. Se usaron las ecuaciones de Saint-Venant con el término de la resistencia expresado en la forma monomía:

$$J = \frac{V P}{K^2 R^{2m}}$$

donde: V = velocidad media del flujo
 R = radio hidráulico
 K = coeficiente de rugosidad
 m = exponente de la ecuación de fricción

Usando la ecuación (1) resulta:

$$F^* = \frac{P}{2m M} \quad (3)$$

donde M es un coeficiente de forma dado por:

$$1 - R \frac{dP}{dA}$$

P = perímetro
 A = Área mojada

En el caso de canales rectangulares $M = b/(b+2y)$.
 b =ancho del canal.

Para un canal de ancho infinito ($M=1$), los valores de F^* usando la ecuación de Chézy ($p=2$, $m=1/2$) y la de Manning ($p=2$, $m=2/3$) son, respectivamente:

$$\begin{aligned} F^* &= 2 & (\text{Chezy}) \\ F^* &= 3/2 & (\text{Manning}) \end{aligned}$$

El hecho de que el valor de F^* depende de la ecuación usada para calcular la resistencia al flujo, muestra las limitaciones de la teoría. La ecuación (3) pone en evidencia que la inestabilidad se produce más fácilmente en canales anchos, y que el flujo debe ser supercrítico ($Fo > 1$).

Otra forma de expresar la inestabilidad es por medio del número de Vedernikov:

$$Ve = \frac{2m}{p} M Fo \quad (4)$$

El flujo será inestable si: $Ve > 1$

En base a un proceso teórico-experimental muy interesante, Montuori (1961) llega a introducir el concepto de distancia de formación de onda pulsante. Si bien varios autores habían observado que las ondas pulsantes se hacían perceptibles sólo a una cierta distancia del principio del canal, es este autor quien por primera vez analiza teóricamente el problema. Las ecuaciones y gráficas resultantes (Figuras 4 y 5) permiten determinar la posibilidad de formación de ondas en base al número de Vedernikov y la variable adimensional Mo definida por el autor, que incluye la longitud L del canal:

$$Mo = \frac{gS}{Vo^2} L \quad (5)$$

donde: S = Pendiente del canal
 Vo = Velocidad del flujo no perturbado (sin ondas)

Montuori se vió forzado a determinar una constante empírica para resolver sus ecuaciones. Una solución más general y completa de estas ecuaciones se puede encontrar en el trabajo de Liggett (1975). Ljatkher (1968) proporcionó una interesante hipótesis sobre la formación de ondas pulsantes, atribuida por el autor a la resonancia de las oscilaciones de la superficie con los vórtices turbulentos de la capa del fondo.

Todo lo anterior se aplica a flujo turbulento y aguas claras. Más recientemente Berlaimont (1981), Julien y Hartley (1986) y otros autores han ampliado la teoría de inestabilidad a flujo laminar, mostrando que en este tipo de flujo la inestabilidad y las ondas pulsantes se pueden formar para números de Froude tan bajos como 0.5, es decir en velocidades subcríticas. El flujo laminar puede presentarse en casos de escurrimiento poco profundo. Englund y Wan (1984) reportaron por primera vez la presencia de ondas pulsantes en torrentes naturales en China, con concentraciones altísimas de sedimentos en suspensión (superiores a 50% en volumen). En base a lo anterior, Trowbridge (1987) amplió la teoría para incluir comportamientos plásticos, mostrando que en éste último caso la inestabilidad se presenta hasta $F=0.25$. En la práctica estos casos pueden presentarse en flujos o torrentes de barro (mazamorras).

Aplicación y resultados

La Tabla 1 muestra la longitud y pendiente de la canalización de los ríos estudiados. S es la pendiente total como si no existiesen caídas, y S_m es la pendiente

Tabla 1: Longitud L y pendiente S

Río	L(m)	St (%)	Sm (%)
Jillusaya tramo s	411.1	6.72	2.9
Kellumani	438.8	9.17	3.5
Huayllani total	1780.0	9.01	3.8
Huayllani tramo f	537.4	8.26	3.0

Tabla 2: Variación del número de Froude F^* con la concentración C_s

Fecha	Hora	V_o (m/s)	C_s (gr/l)	T (°C)	r (Kg/m ³)	Re	F^*	V (m/s)
25/1/93	9:05	1.63	0.00	13	999.4	1024000	1.67	1.21E-6
		1.63	200.00	13	1046.0	804000	1.66	1.54E-6
29/1/93	17:10	1.47	0.00	13	999.4	875000	1.65	1.21E-6
		1.47	200.00	13	1046.0	687000	1.65	1.54E-6
25/1/93	11:21	2.60	0.00	13	999.4	2149000	1.67	1.21E-6
		2.60	200.00	13	1046.0	1688000	1.67	1.54E-6

modificada por efecto de las caídas. Los datos se obtuvieron de un levantamiento efectuado en agosto de 1993 por el Instituto de Hidráulica e Hidrología (IHH). Debido a la deposición de material al pie de las caídas, es probable que el valor original de S_m sea aún menor que el consignado en el cuadro. En el caso del Jillusaya se estudió solamente el tramo superior, donde las caídas se suceden a intervalos cortos. Para el Huayllani, la tabla 1 muestra tanto la longitud total de la canalización, como la del último tramo f situado entre caídas significativas (alturas próximas a 2 m), en donde está la estación hidrométrica.

Para el cálculo de la fricción, se usaron las ecuaciones propuestas por Limerinos-Ayala y Aguirre *et al* (1990) para flujo macrorugoso, con los diámetros del material del cauce obtenidos durante la época de lluvias, en el caso de los ríos Huayllani y Kellumani, y de la época de estiaje, en el Jillusaya (no se disponía de otros datos en este último caso). Estas ecuaciones fueron contrastadas con los muy escasos datos de campo existentes.

La Figura 3 muestra la variación del número de Vedernikov con la profundidad, para el tramo f del río Huayllani. Se puede observar que V_e es siempre inferior a 1 si se considera la pendiente modificada S_m . Sólo si se emplea la pendiente total S_t , el número V_e supera el valor de 1, alcanzando un máximo para una profundidad de 0.50 m., y disminuyendo para profundidades, y por

tanto caudales, mayores. Se obtuvieron gráficas similares para los otros ríos.

Las Figuras 4 y 5 muestran los resultados obtenidos con la ecuación de Montuori, aplicada a lo largo del canal del río Kellumani y el tramo f del Huayllani, para caudales de 4.5 y 4.7 m³/s, respectivamente, para los que sí se observaron olas. De acuerdo a Montuori, la inestabilidad se presenta si los puntos caen por encima de la curva. Como se puede observar, el método no predice la formación de ondas para las pendientes modificadas S_m . Para la pendiente total, las ondas se harían perceptibles solamente en la parte final del tramo f del Huayllani. En el caso del Jillusaya, el método de Montuori no predice la formación de ondas en ningún caso.

Como las ecuaciones de Montuori se desarrollaron para flujo turbulento en canales de lecho fijo y transportando aguas claras, y en el río Huayllani se han registrado concentraciones de sedimentos en suspensión de hasta 190 gr/lit (Bourges *et al* 1995), se decidió incluir este efecto en el análisis. Para ello se usaron las ecuaciones, citadas por Trowbridge (1987), para el cálculo del peso específico, la viscosidad y el número de Reynolds Re modificados por la presencia de sedimentos. Con estos resultados se calculó F^* con la ecuación de Trowbridge, empleando la ecuación de Colebrook-White para evaluar las derivadas parciales.

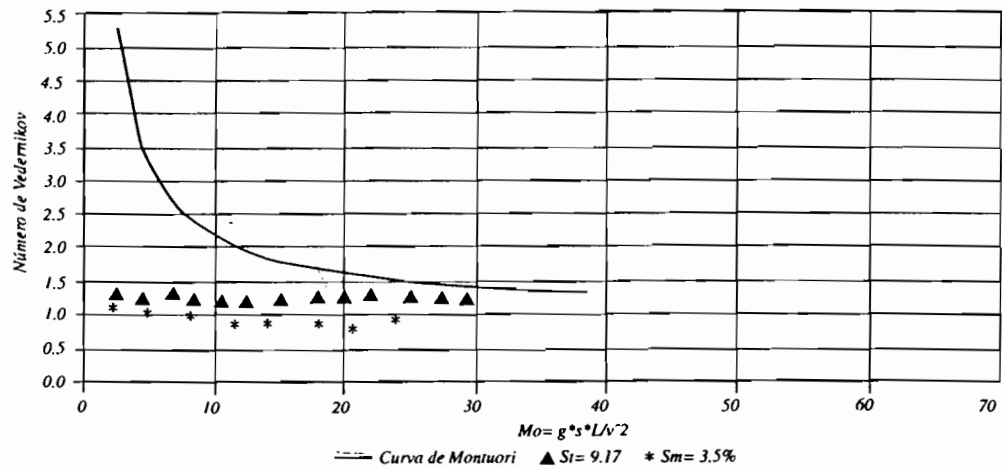


Figura 4: Estabilidad según Montuori
Canal: Kellumani $Q=4.5 \text{ m}^3/\text{s}$

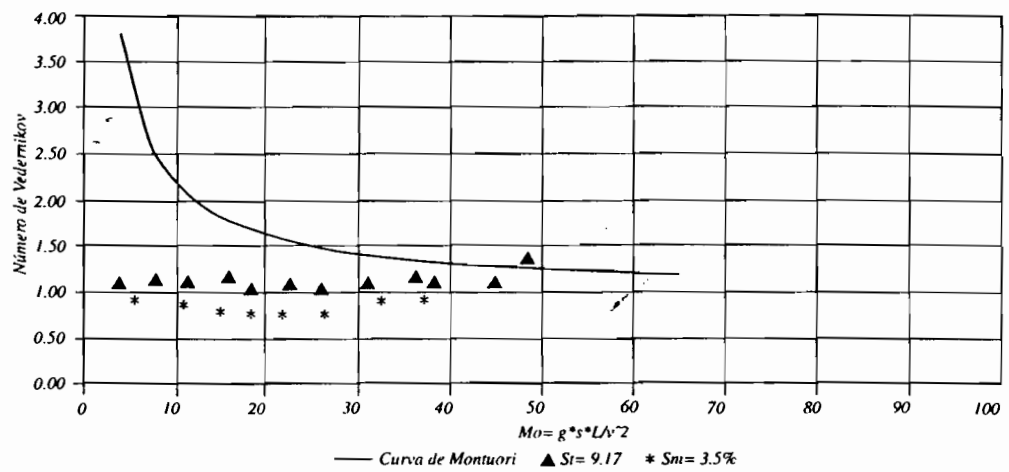


Figura 5: Estabilidad según Montuori
Canal: Huayllani-tramo f $Q=4.7 \text{ m}^3/\text{s}$

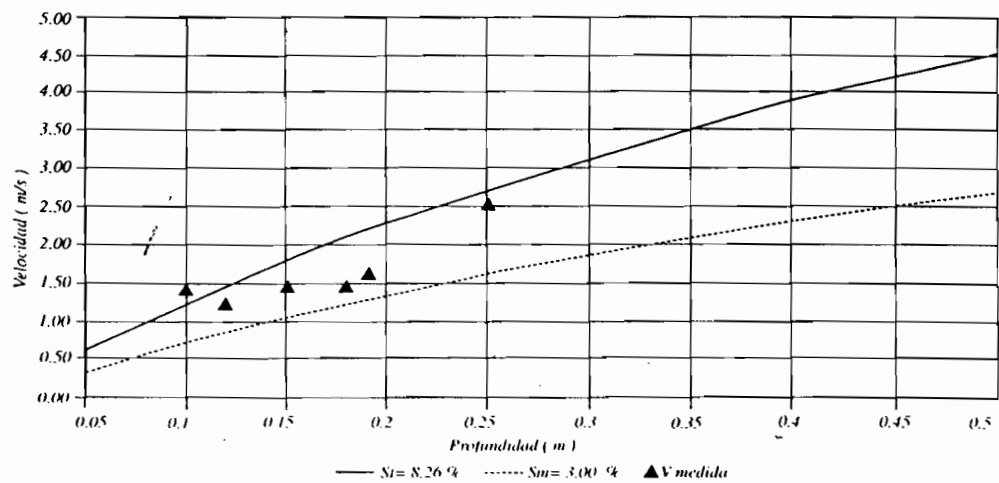


Figura 6: Velocidades calculadas y medidas
Canal Huayllani - tramo f

La Tabla 2 muestra la aplicación de las ecuaciones anteriores a algunos casos registrados, considerando los valores extremos de concentración $C_s=0$ y $C_s=200$ gr/lit. Se observa que influencia de los sedimentos en suspensión es mínima dentro del rango estudiado. El número de Froude crítico F^* varió en menos de 1%. El flujo se mantiene completamente turbulento, con Re mayor a 400.000. La variación de F^* debería ser más grande para concentraciones mayores, que son de esperar durante las olas. Sin embargo, no existen registros de C_s superiores a 200 gr/lit en el Huayllani.

Las mediciones existentes sobre olas en el Huayllani muestran que éstas alcanzan velocidades de 6 a 8 m/s, con amplitudes máximas que pueden superar los 1.20 m. Todo ello para profundidades de flujo no perturbado de solamente 0.25-0.35 m.

Conclusiones

El método de Montuori no predice la formación de olas cuando se emplea la pendiente modificada S_m , en ninguno de los tres torrentes. Al mismo tiempo se encontró que la influencia de los sedimentos en suspensión es mínima.

Queda como hipótesis la posibilidad de que las caídas no funcionen adecuadamente para disipar la energía en exceso, y que el canal trabaje como si la pendiente estuviese próxima a la pendiente total S_t . En apoyo de esta hipótesis la Figura 6 muestra las velocidades medias en la sección, calculadas para el canal Huayllani con la ecuación de Aguirre et al. (1992) para los dos casos de pendiente S_t y S_m , así como algunos valores registrados. Se observa que las velocidades registradas se aproximan a las calculadas para S_t a medida que la profundidad y el caudal aumentan.

Sin embargo, la hipótesis resulta insuficiente para el río Jillusaya, donde ningún método predijo olas ni aún para la pendiente total S_t .

Se espera incorporar al análisis, en el futuro, la influencia del fondo móvil con transporte por acarreo.

Bibliografía

- AGUIRRE J., FUENTES R., OLIVERO M.L. (1990). "Fricción y Movimiento incipiente en ríos de Montaña". Memorias del XIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica, IAH, Montevideo Uruguay. Pág 1549-60.
- BERLAMONT, J.E. E VANDERSTOPPEN, (1981). "Unstable Turbulent Flow in Open Channels". Journal Hydr. Div., ASCE 107, HY4, Pág. 427-449.
- BOURGÉS J., RIBSTEIN P., HOORELBECKE R., DIETZE C., CORTEZ J. (1992). "Precipitaciones y escurrimiento de una pequeña cuenca en zona de montaña: El río Achumani (La Paz, Bolivia)". Los recursos hídricos en Bolivia y su dimensión Ambiental, AGIID Geoscience, 20:303-312.

- BOURGÉS J., (1995). "L'écoulement dans un petit bassin andin et son expression paroxysmique: Les Crues Ondulatoires", Revue de Géographie Alpine. En prensa.
- DÍAZ A., MAZO F., PASTEN V., STACHE R. (1990). "Estudio geológico-geomorfológico de las cuencas Irpavi-Achumani, La Paz". Revista Técnica de YPFB, (2-3) : Pág. 243-258.
- ENGELUND F., WAN Z., (1984). "Instability of hyperconcentrated flow". J. Hydraulic Eng., Pág. 110,219-133.
- GUYOT J.L. (1992). "Hidrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne". Thèse de doctorat, Géologie-Géochimie, Université de Bordeaux I, 362 p.
- JULIEN P.Y., HARTLEY D.M. (1986). "Formation of roll waves in laminar sheet flow", Journal of Hydraulic Research, Vol.24, Nº 8.
- LIGGETT J.A., (1975). "Stability". Chapter 6 in Unsteady Flow in Open Channels. WRP, pag. 259-282.
- LJATKHER, B.M. (1968). "Sobre las condiciones del flujo turbulento a superficie libre". Reporte HIDROPROJEKT, Nº 16. Moscú, Rusia.
- MONTUORI, C. (1961). "La formazione spontanea dei treni d'onde su canali a pendenza molto forte". L'Energia Elettrica, 2, pag 127-141.
- TROWBRIDGE, J. H., (1987). "Instability of concentrated free surface flows". Journal of Geophysical research, Vol. 92, Pág. 9523-9530.
- VEDERNIKOV, V.V. (1946). "Characteristic features of a liquid flow in an open channel", USSR Academy of Sciences, Vol 52, Pág. 623-628.