

CALCULO DE LOS CAUDALES DE ENTRADA DE AGUA POR LAS CUBETAS EN EL LAGO DE BANYOLES.

Elena ROGET y Xavier CASAMITJANA

Departamento de Física y Institut d'Ecologia Aquàtica.
Col·legi Universitari de Girona. Universitat Autònoma de Barcelona.
Hospitat, 6. 17071 GIRONA.

Palabras clave: sedimento en suspensión, balance hídrico ,cubeta, modelo físico.

SUMMARY

UNDERGROUND INCOMING WATER THROUGH THE BASINS IN BANYOLES LAKE.

Key words: suspended sediment, hidric balance, basin, physical model.

The suspended sediment in the basins with underground incoming water of Banyoles lake ($42^{\circ} 7' N$, $2^{\circ} 47' E$) has been studied. We introduce here a physical model which describes it. This model let us know how much water is coming into the lake through each basin. Up to now the whole flow has been stimated by the balance of superficial running water (streams). However the results obtained show that a considerable part of the water is leaving the lake through a layer of travertine as it was expected. It has also been showed that almost the 9/10 part of the underground incoming water comes through one of the eight basins that are known.

INTRODUCCION

El sedimento en suspensión del lago de Banyoles ha sido descrito por JULIÀ (1980), ABELLÀ (1982) y SANZ (1985) entre otros. Se designa por sedimento en suspensión al conjunto agua/sedimento en suspensión que se encuentra dentro de cada cubeta con aportación subterránea, a partir de una cierta profundidad. En este trabajo se presentan una serie de mediciones que corroboran la homogeneidad macroscópica del sedimento en suspensión y otras, que muestran la estructura de la interfase agua-sedimento en suspensión, hasta ahora desconocida.

El caudal que fluye a través de las cubetas ha sido estimado, en su conjunto, indirectamente mediante el balance de los caudales superficiales de arroyos y acequias en el lago (DUTRAS et al.,1984). Falta

IV CONGRESO ESPAÑOL DE LIMNOLOGIA

Actas : 39-46

sin embargo, conocer el caudal a través de cada una de ellas. Su conocimiento aportaría un elemento cuantitativo de interés para el estudio comparativo del comportamiento de las distintas cubetas: condiciones de mezcla, estado de mineralización del agua, etc. Se propone aquí por primera vez, un modelo físico que explica la existencia de sedimento en suspensión y permite, gracias a la homogeneidad antes mencionada, el cálculo de los distintos caudales.

MATERIAL Y METODOS

El nivel de la interfase agua-sedimento en suspensión se ha detectado mediante perfiles de ecosondación. Se ha utilizado una ecosonda Foruno FE-450 de 50 Hz alimentada a 12 DC por un generador de 7 HP.

Las muestras se han tomado con una botella limnológica de Ruttner (Hydro-Ex Upsala) de 1,8 l de capacidad y de 50 cm de altura. Para las extracciones de sedimento en suspensión de la interfase (más precisas) se ha utilizado una bomba peristáltica conectada a un mostreador laminar.

La porosidad del sedimento en suspensión se ha medido evaporando las muestras a 115°C y utilizando la expresión:

$$\epsilon = (1 - (m_s / m_t)) \rho_r$$

donde m_s es la masa del sólido obtenida después de eliminar el agua, m_t la masa total utilizada y ρ_r la densidad relativa del sedimento en suspensión respecto al agua.

La velocidad de sedimentación media de las partículas (v_{sm}) la deducimos directamente en la gráfica profundidad/tiempo, del desplazamiento de la interfase superior de una muestra que sedimenta en un recipiente, cuando la influencia del fondo no ha alcanzado aún a la interfase. Esta velocidad corresponde a la pendiente de la primera parte de la curva de sedimentación, tal como se ve en la figura 1 para el caso concreto del sedimento de la cubeta I.

La lectura de las secciones se ha realizado en un mapa batimétrico inicialmente realizado por JULIÀ (1.980) y modificado por ABELLÀ (1.980) y MORENO-AMICH y GARCIA-BERTHOU (en preparación).

RESULTADOS

EL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN LAS CUBETAS

El sedimento en suspensión se comporta como un fluido con densidades comprendidas entre 1,05 y 1,50 g cm⁻³. Dentro de una misma cubeta se puede afirmar que la densidad global prácticamente no varía. En la tabla 1 se muestran algunas medidas que confirman esta homogeneidad. En la misma tabla se observa que si se trabaja solamente con dos cifras significativas (g cm⁻³) ésta se mantiene constante para distintas

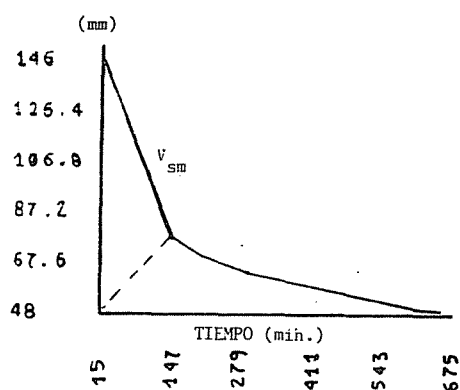


fig.1-Curva de sedimentación de una muestra de la cubeta BI. (18-5-86). Settling curve for the suspended sediment from the basin BI (18-5-86).

PROFUNDIDAD - DENSIDAD		
(m) - (gr/cm ³)		
<u>B VII - 2 Julio 86</u>	<u>B VI - 6 Febrero 86</u>	<u>B IV - 23 Julio 86</u>
22 - 1'000	22 - 1'000	18 - 1'000
23 - 1'130	23 - 1'280	19 - 1'020
25 - 1'130	45 - 1'350	19'5 - 1'230
29 - 1'130	67 - 1'348	30 - 1'237
<u>B III - 23 Julio 86</u>	<u>B II - 23 Julio 86</u>	<u>B I - 2 Julio 86</u>
25 - 1'000	42 - 1'000	26 - 1'000
26 - 1'235	44 - 1'227	28 - 1'060
30 - 1'265	50 - 1'228	30 - 1'078
35 - 1'262	55 - 1'224	33 - 1'080
45 - 1'266		38 - 1'080
		65 - 1'084

Tabla 1- Densidad del sedimento en suspensión en distintas profundidades para distintas cubetas. Suspended sediment's density at different depth for diferents basins.

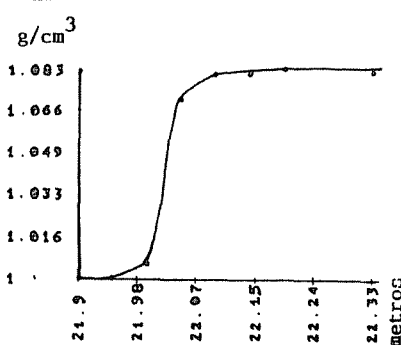
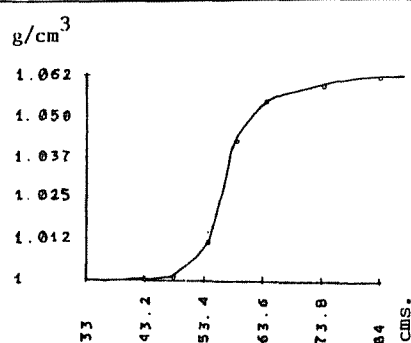


Fig.2: a- Variación de la densidad con la altura en la interfase de BVII (mayo, 86). Variation of density related to depth in the interface of BVII (may 86). b-Idem BI (mayo, 86). Id. BI (may 86).

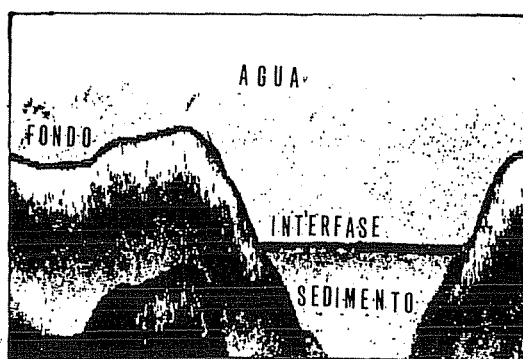


fig.3- Ecograma de una cubeta con sedimento en suspensión donde se observa claramente la interfase. **Ecosondation profil of a basin with suspended sediment.**

profundidades dentro de cada cubeta.

La interfase agua-sedimento en suspensión se concentra en una zona de unos cincuenta centímetros, tal como se ve en la figura 2, obtenida a partir de las medidas realizadas el 18 de mayo de 1.986. Así, en las zonas del lago en que hay cubetas con alimentación freática, se puede considerar que su volumen está ocupado por dos capas fluidas, la inferior formada por el sedimento en suspensión mas densa y la superior de agua, tal como puede observarse en la figura 3.

MODELO FISICO

El flujo neto de partículas (J_t) dentro de las cubetas debe corresponder a la superposición de tres fenómenos: el de difusión (J_d), el de sedimentación (J_s), y el de arrastre por el agua (J_a). Así pues

$$J_t = -D(\partial c / \partial y) + cu - cv_s \quad (I)$$

donde D es el coeficiente de difusión, u la velocidad a que fluye el agua, v la velocidad de sedimentación de una partícula y c la concentración de éstas. $\partial c / \partial y$ es la variación del número de partículas con la altura por unidad de volumen.

La ecuación de balance deducida a partir de la conservación del número de partículas es:

$$\partial c / \partial t = -\partial J_t / \partial y \quad (II)$$

y sustituyendo (I) en (II) obtenemos:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial y} \left[-D \frac{\partial c}{\partial y} + cu - cv_s \right] \quad (III)$$

En las cubetas de Banyoles el sedimento está en una situación estacionaria ($\partial c / \partial t = 0$) y de equilibrio ($J_t = 0$). Por lo tanto

$$-D(\partial c / \partial y) + c.u - cv_s = 0 \quad (IV)$$

e integrando:

$$c(y) = c_0 \exp((u - v_s)y/D) \quad (V)$$

Según (V), la homogeneidad del sedimento en suspensión en la misma cubeta ($c(y) = ct.$) implica necesariamente que u sea igual a v_s , cosa totalmente impensable.

Sin embargo, en una mezcla bifásica sólido-líquido, la velocidad de sedimentación media de las partículas (v_{sm}) está relacionada con la que tendría una sola de ellas (v_s) por la expresión $v_{sm} = f(C)v_s$, donde $f(C)$ es una función decreciente de la fracción de volumen ocupada por el sólido (C) siendo $f(0) = 1$. Llamaremos a esta función, función de retardo ("hindered settling function" DAVIS et al., 1.985). Por lo tanto en la expresión (V) se sustituirá v por v_{sm} , que es la velocidad real a la que sedimenta una partícula en suspensión en las condiciones que se encuentra en el lago. Consiguientemente si $c(y) = ct.$ $u = v_{sm}$, existiendo para cada u una redistribución del sedimento, y por lo tanto una C , que cumple $u = f(C)v_s$.

CALCULO DE LOS CAUDALES

El caudal que emerge de cada cubeta será el producto de la velocidad con que fluye el agua en una sección dada, por esta sección. Sin embargo, en la zona con sedimento en suspensión, la sección real es inferior a la leída directamente del mapa batimétrico ya que el sedimento en suspensión ocupa un espacio físico por el cual, obviamente, el agua no podrá circular. Este hecho se corrige multiplicando la sección por la porosidad.

A partir de lo anteriormente expuesto el caudal que emerge de una cubeta en un momento determinado será $Q = \epsilon A v_{sm}$ donde v_{sm} es la velocidad de sedimentación media de una muestra extraída a una profundidad donde la sección de la cubeta es A y su porosidad ϵ . En la tabla 2 se presentan los caudales obtenidos el 5 de noviembre de 1.986.

CUBETA	BI	BII	BIII
AREA (m ²)	64.575 ± 580	21.200 ± 288	699 ± 256
ε	0'95 ± 0'02	0'77 ± 0'02	0'86 ± 0'02
v _{sm} (mm/min)	0'483 ± 0'002	0'023 ± 0'002	0'700 ± 0'006
CAUDAL (l/s)	493'8 ± 16'8	6'2 ± 0'1	7'0 ± 2'8
B IV	B V	B VI	B VII
3.149 ± 701	490 ± 160	375 ± 156	1.106 ± 310
0'91 ± 0'02	0'75 ± 0'02	0'82 ± 0'02	0'94 ± 0'02
0'700 ± 0'006	0'025 ± 0'005	0'105 ± 0'001	0'721 ± 0'007
7'0 ± 2'8	14'9 ± 4'5	29'0 ± 8'4	12'5 ± 3'9

tabla 2- Cálculo de los caudales freáticos a través de cada cubeta en el día 5 de noviembre de 1986. **Flows through each basin (november 5th, 1986).**

DISCUSION

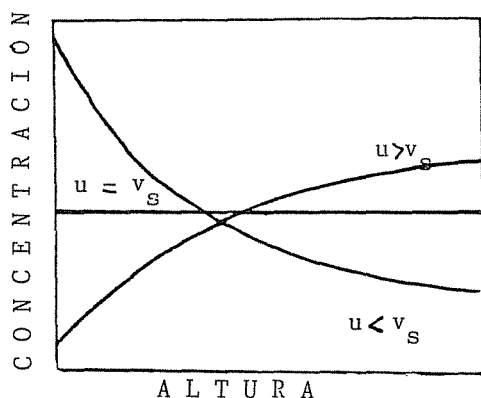


fig.4-distribución del sedimento con profundidad según los valores de $u-v_s$. Sediment distribution related to depth.

En la expresión (V) vemos que la variación de la concentración con la profundidad puede presentar tres formas esencialmente distintas, dependiendo de la relación entre u y v_s , tal como se observa en la figura 4.

Sin embargo, se ha dicho antes que esta solución no era más que una aproximación al caso real en que las partículas sedimentan a una velocidad $v_{sm} = f(C)v_s \neq v_s$.

Para la discusión analítica rigurosa de la solución una vez hecha la corrección de v por v_{sm} es necesario conocer $f(C)$. En general, dentro de un amplio rango de concentraciones es válida la relación de Richardson y Zaki $f(C) = (1-C)^n$ donde n toma un valor constante dependiendo de las características de cada mezcla bifásica. En este caso se obtiene una solución distinta a la (V) pero cuando $u < v_{sm}$ se tiene, como era de esperar, que en el equilibrio continua siendo cierto que $u = v_{sm}$.

Esta discusión totalmente general se reduce a un caso trivial cuando el flujo de difusión es despreciable teniendo también que para $u < v_{sm}$ siempre es posible una situación en que $u = v_{sm}$, gracias a la función de retardo. Así pues, si a partir de una situación de equilibrio la velocidad con que entra el agua (u) aumentara, la zona con sedimento en suspensión dentro de las cubetas se expansionaría, ya que el efecto de arrastre del agua sería superior al de sedimentación. Entonces la fracción volumétrica ocupada por el sólido (C) disminuiría y, por la función de retardo, v_{sm} aumentaría alcanzando finalmente un nuevo estado de equilibrio en que $u = v_{sm}$. Un razonamiento paralelo explicaría el caso en que u disminuyera. (Para una discusión más detallada de lo expuesto en este apartado ver ROGET (1987))

BALANCE HIDRICO

Paralelamente a las mediciones presentadas en la tabla 2 se han efectuado otras medidas de las demás flujos de entrada y salida de agua del lago de Banyoles (ROGET 1987). que han permitido efectuar un balance hídrico general. El día 5 de noviembre de 1986 se obtuvo el balance presentado

en la tabla 3.

BALANCE HIDRICO (5 de noviembre de 1986)

E N T R A D A S :

CUBETAS 538'9 $\pm$ 29'6 l/s

ARROYOS 119'5 $\pm$ 21'5 l/s

658'4 $\pm$ 51'1 l/s

S A L I D A S :

ACEQUIAS 408'9 $\pm$ 37'1 l/s

AGUA POTABLE 58'0 $\pm$ 6'0 l/s

EVAPORACION 46'3 $\pm$ 23'1 l/s

513'2 $\pm$ 66'2 l/s

D I F E R E N C I A : . 145'2 $\pm$ 117'3 l/s

tabla 3- Balance hídrico general del lago de Banyoles (5 nov. 86). **General hidric balance of Banyoles lake (November 5th, 1986).**

La diferencia obtenida entre las entradas y salidas en el balance anterior se justifica por la existencia de una capa travertínica en contacto directo con el lago que permite el paso del agua.(JULIA, 1980). Más exactamente esta diferencia corresponde al flujo neto que se pierde por debajo del nivel del agua ya que además de la capa travertínica pueden haber pequeñas filtraciones.

BIBLIOGRAFIA

ABELLÀ, C. 1980. **Dinámica poblacional comparada de bacterias fotosintéticas planctónicas.** Tesis doctoral. Universidad Autónoma de Barcelona.

ABELLÀ, C. 1982. Caracterización físico-química y biológica del lodo en suspensión de las cubetas del lago de Banyoles. **Actas del primer congreso español de limnología.** Edic. Univ. Barcelona, 281.

DAVIS, R.H. ACRIVOS, A. 1985. Sedimentation of noncolloidal particles at low Reynolds numbers. **Ann. Rev. Fluid Mech.** 17 : 91-118.

DUTRAS,A. ABELLA,C. BRUNET,R. 1986. Determinació del sistema de corrents a l'estany de Banyoles en condicions de calma metereològica estival. **Primeres jornades sobre l'estany de Banyoles.** Ajuntament de Banyoles.,149-157

JULIÀ,R. 1980. **La conca lacustre de Banyoles-Besalú.** Monografies del Centre d'estudis comarcal de Banyoles : 188 pp

ROGET,E. 1987. **Càlcul dels cabals d'entrada a l'estany de Banyoles .** Tesina de licenciatura. Universitat Autònoma de Barcelona.

SANZ,M. 1985. **Hidrogeologia: Estudi hidrologic de la conca Banyoles-Garrotxa.** Quaderns del centre d'estudis comarcal de Banyoles, II 171-250.