

## EQUIVALENCIA DE LAS TASAS DE TRANSPORTE DE MASA LOCALES Y GENERALES EN LOS CAUCES NATURALES EN “EQUILIBRIO DINAMICO”: UNA NUEVA DEFINICIÓN DE LOS MECANISMOS DE FORMACIÓN DE LAS PLUMAS DE CONTAMINACIÓN

### EQUIVALENCE BETWEEN LOCAL AND GENERAL MASS TRANSPORT RATES IN NATURAL STREAMS IN “DYNAMIC EQUILIBRIUM”: A NEW DEFINITION OF FORMATION MECHANISMS FOR CONTAMINATION PLUMES

Constaín Aragón, Alfredo José <sup>1</sup>; Mesa Fernández, Duvan Javier <sup>2</sup>; Peña-Guzmán, Carlos<sup>3</sup>

#### Resumen

Usualmente en la teoría del transporte de masa en los flujos naturales, el énfasis de la investigación se ha puesto en la descripción y explicación del proceso de transporte mismo, pero poco o nada se encuentra en la literatura sobre los mecanismos específicos de formación de la pluma de soluto. Esta circunstancia es desafortunada toda vez que dichos mecanismos delimitan de forma importante la evolución posterior de la mancha de contaminante. En este artículo se explora una aproximación detallada a la génesis de las nubes de trazador a partir de la idea de “equilibrio local-general” de las tasas de transporte de masa, derivado de conceptos termodinámicos implícitos en la condición de “equilibrio dinámico” para los cauces naturales. Esta evolución se plantea numéricamente por medio de una función de estado,  $\phi$ , que enlaza aspectos generales y locales del flujo.

**Palabras clave:** Estudios de calidad de aguas, hidráulica, dispersión, geomorfología

#### Abstract

Usually in mass transport theory in natural flows, emphasis of research had been put in description and explanation of the transport process itself, but a little it is found in literature over the specific formation mechanisms of solute plumes. This circumstance is unfortunate since these mechanisms limit in an important way the further evolution of contaminant cloud. In this article it is explored a detailed approach of genesis of tracer plumes starting from idea of “local-general equilibrium” of mass transport rates, derived from thermodynamic concepts implied in condition of “dynamic equilibrium” for natural streams. This evolution it is stated numerically by means of a state function,  $\phi$ , which links general and local aspects of flow.

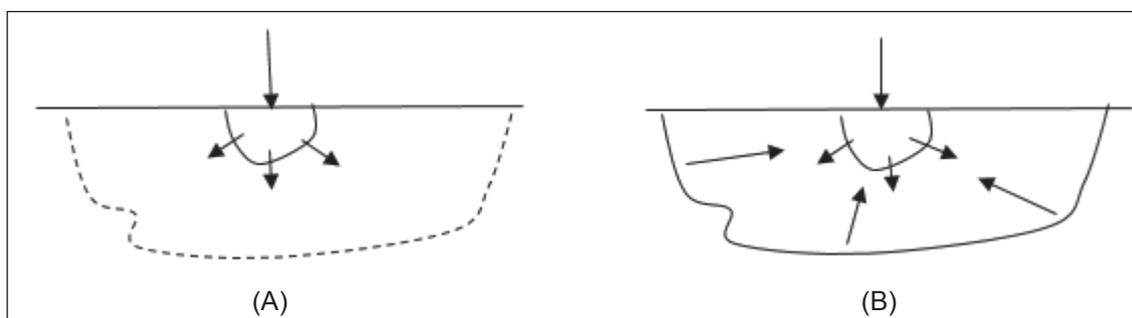
**Key words:** Water quality studies, hydraulics, dispersion, geomorphology

#### INTRODUCCIÓN

##### 1. El concepto clásico de formación de la pluma de trazador (contaminante)

Revisando las referencias técnicas en la literatura sobre la formación de las plumas de trazador (contaminante) en los cauces naturales, salta a la vista que la mayoría de autores (French R., 1987) (Fischer H.B., 1966) toman el proceso inicial como

uno en el que lo más importante es considerar el principio de conservación del impulso lineal. Figura 1 A. Sin embargo queda flotando la pregunta (válida) sobre si otros procesos, no ya de la inyección en sí misma, sino lo que sucede en el entorno (a veces lejano), pueden influenciar de alguna manera la evolución inicial del trazador en el flujo. Figura 1 B.



**Figura 1.** Inyección sin interacción y con interacción con el medio

<sup>1</sup> Gerente I+D Hydrocloro Tech., Bogotá, Colombia, alfredo.constain@gmail.com

<sup>2</sup> Decano Programa de Ingeniería Ambiental, Universidad Santo Tomas de Aquino, Bogotá, Colombia.

<sup>3</sup> Profesor Programa de Ingeniería Ambiental, Universidad Santo Tomas de Aquino, Bogotá, Colombia.

Una respuesta a esta pregunta paradójicamente no es contemporánea sino que surgió hace más de 60 años en los trabajos del connotado investigador norteamericano Luna B. Leopold, quien en compañía de otros científicos del USGS consolidaron el concepto de “Equilibrio dinámico” para explicar los pasos de formación de la geomorfología de los cauces. Esta teoría tenía implícito el bagaje físico que permite poner de relieve los mecanismos de interacción entre “todo” el cauce y la zona “local” donde ocurre la inyección y formación de la pluma.

## 2. Las dificultades del método corriente para adentrarse en los primeros momentos en la evolución de la pluma de soluto

El principio de conservación del impulso lineal naturalmente se puede aplicar a cualquier situación física como es la penetración súbita de las partículas de trazador en el agua y su inmediata interacción con las partículas del líquido. El intercambio de esta magnitud entre las partículas del soluto inyectado y las del líquido que lo recibe, simplemente realiza una primera dispersión de las primeras debido a la aleatoriedad de las colisiones y por lo tanto tiene un alcance limitado y no es posible establecer un modelo que permita avizorar las etapas subsecuentes.

Por otro lado, al tratar de aplicar teorías estructurales del transporte de masa en los flujos naturales para resolver la pregunta, como por ejemplo la de Advección-dispersión, se encuentra uno con la imposibilidad de que ellas den respuestas coherentes

pues requieren que el análisis se haga en la condición llamada de “mezcla completa” (cuando el soluto cubre casi homogéneamente la sección transversal de su flujo) lo que es difícilmente alcanzable en los primeros instantes de evolución de la pluma de trazador.(Fischer H.B., 1967) (Holley E.R., 1969) .

Estas dos circunstancias hacen que sea necesario plantear nuevos modelos al problema, especialmente que tengan la posibilidad de integrar efectos “lejanos” y no estén restringidos por la condición de “mezcla completa”. Para entender cabalmente este desarrollo es necesario revisar algunos de los temas antecedentes.

## 3. Los antecedentes a la solución del problema de la formación de la pluma de soluto en la teoría de Luna B. Leopold

Un hecho observado en estos procesos fluviales es que existe una relación evidente entre las fuerzas que tallan los cursos naturales de agua y la forma y las proporciones de los lechos de los mismos. Así por ejemplo en un cauce estrecho la fuerza del agua tallará preponderantemente las paredes laterales (A), tratando de ganar más ancho; por otro lado en cauces anchos, esta fuerza tenderá a profundizar el cauce (B). De esta forma los procesos de “tallaje” en un sentido u otro tenderán a equilibrarse dinámicamente en un cierto punto (C). Figura 2.

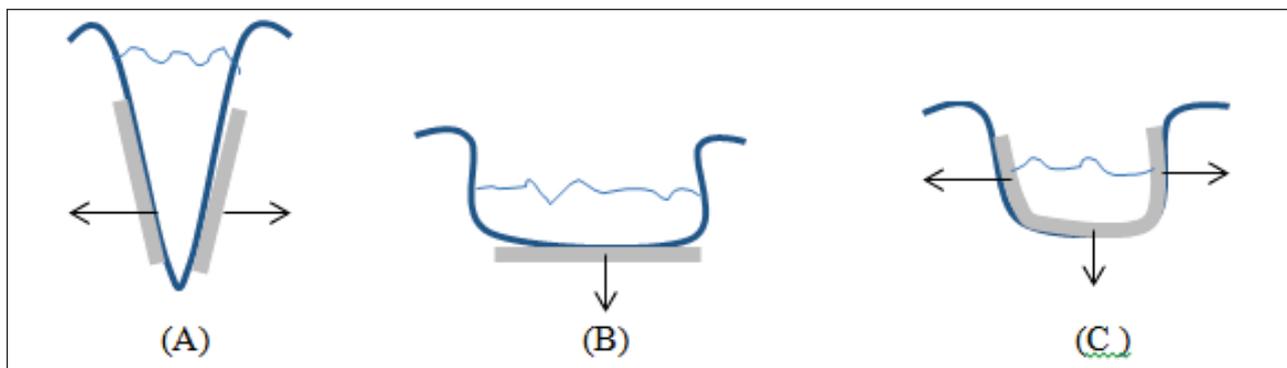


Figura 2. Procesos de “tallaje” en el lecho

El “equilibrio dinámico(o “Estado estable” como también se le llama) ocurre entonces cuando la sección transversal del cauce logra un valor tal que las fuerzas de “tallaje” en distintas direcciones no predominan la una sobre la otra y la geomorfología del flujo se mantiene aproximadamente en el tiempo.

Este estado de “equilibrio dinámico” en el proceso de formación del cauce por el movimiento continuo del agua no solo se interpreta en términos de los cambios en las áreas efectivas de las paredes resistentes del lecho (efecto), sino también, e indisolublemente mediante la velocidad del flujo, la pendiente y la

rugosidad superficial (causas). El efecto final de este proceso de estabilización en sentidos contrarios no solo afecta la dimensión transversal sino también la longitudinal. Así desde el punto de vista del perfil longitudinal del lecho, es que aquellos sitios donde haya una mayor pendiente la deposición de sedimento tratara de suavizar el perfil, y que en aquellos sitios de pendiente “suave” la socavación tratara de “empinar” el perfil, siendo  $S_b$  la pendiente. (Christofolletti A., 1981)(Leopold L.B, & Maddock T., 1953) Figura 3.

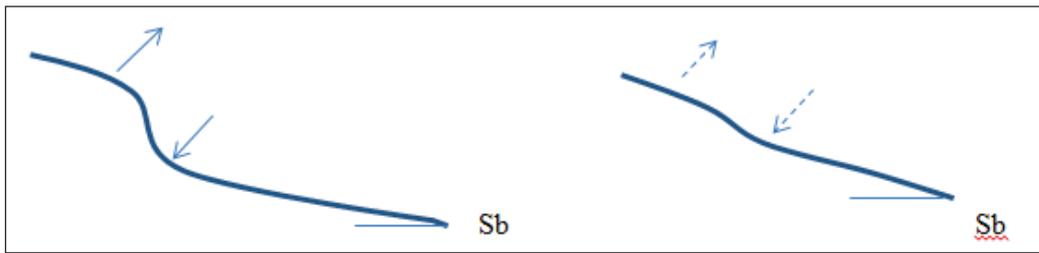


Figura 3. Proceso de igualación del perfil

#### 4. El "equilibrio dinámico" como un proceso que integra diversas informaciones del flujo

El "equilibrio dinámico" puede entonces verse como un fenómeno que integra diversos efectos dinámicos del flujo, permitiendo de alguna forma que la información fluya de las partes "locales" a lo general. Como el transporte de masa en los cauces naturales depende de los mismos parámetros, se puede anticipar que este efecto participa de alguna forma en esa transmisión de información. El objetivo básico de este artículo es mostrar cómo entonces es posible determinar la forma en la que el entorno interfiere con la evolución de las nubes de solutos en los cauces naturales, develando un aspecto teórico con grandes posibilidades de aplicación práctica en los estudios de la hidráulica fluvial.

#### METODOLOGÍA

Propuesto un objetivo de la investigación, se plantea la siguiente metodología para desarrollar y resolver los diferentes puntos que lo diluciden: 1. Se estudia en primer lugar los aspectos termodinámicos del "Estado estable" que permiten plantear posteriormente mecanismos de transferencia de la información. 2. En seguida se abordan las implicaciones concretas de lo anterior en cuanto a las tasas de transporte en los flujos naturales. 3. Se aplican los conceptos desarrollados al transporte de masa disuelta en el flujo. Aquí se presentan las ecuaciones básicas dentro de las cuales se pueden insertar los conceptos anteriores. 4. Se establecen algunas conclusiones pertinentes.

#### 1. Aspectos termodinámicos para el "equilibrio dinámico" en los cauces naturales: El principio del mínimo trabajo y la distribución uniforme de la energía

Se parte del primer principio de la termodinámica, que liga calor y trabajo aplicado a un sistema cerrado, totalmente irreversible. En este caso se puede ver que la pendiente,  $S_b$  aporta un componente inicial de energía potencial gravitatoria,  $\Delta U$  el cual es transformado en energía cinética,  $\Delta K$  (movimiento del agua) el cual finalmente es transformado *enteramente* en calor,  $\Delta Q$ . Figura 4.

$$\Delta U = \Delta Q \quad (1)$$

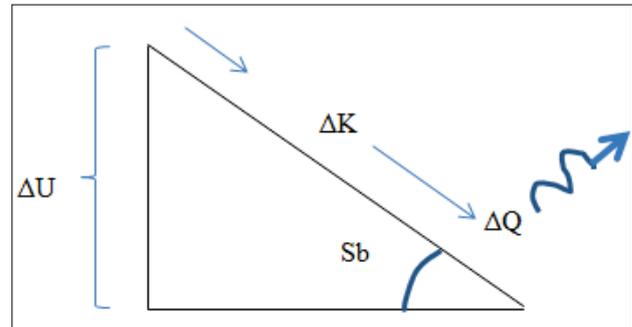


Figura 4. Transformaciones de energía en el flujo

Se ha demostrado que en los sistemas hidrológicos isotérmicos en los que se estudian los cambios de la geomorfología es importante aplicar además el segundo principio de la termodinámica, o principio de la entropía (Prigogine I. & Kondepudi D., 1998). Entonces la producción interna de entropía,  $S_i$ , es igual a la entropía intercambiada en la frontera del sistema. Involucrando el calor y la energía y dividiendo ambos miembros por un volumen:

$$\Delta S_i = -\frac{\Delta Q}{T} = -\frac{\Delta U}{T} \quad (2)$$

$$\frac{\Delta S_i}{V} = -\frac{\Delta Q}{VT} = -\frac{\Delta U}{VT} \quad (3)$$

Ahora bien, si denominamos "q" al caudal ( $=V/t$ ), entonces se puede mostrar que:

$$\left(\frac{\Delta S_i}{\Delta t}\right) = -\frac{\Delta Q}{VT} = -\frac{\Delta U}{VT} \quad (4)$$

Pero el producto "VT" es igual a una presión "P" que es igual a una fuerza por unidad de área, y esta a su vez es igual al trabajo (energía) por desplazamiento unitario, por lo tanto:

$$\left(\frac{\Delta S_i}{\Delta t}\right) = -\frac{\left(\frac{\Delta U}{\Delta X}\right)}{U} \quad (5)$$

Esto implica que el aumento de entropía interna por unidad de volumen lleva continuamente a la disminución de la energía disponible por unidad de desplazamiento, así un *máximo* de entropía interna conlleva un *mínimo* de energía disponible. La entropía creciente dentro del sistema (que tiene que ser evacuada luego) genera una distribución cada vez más uniforme de energía dentro del volumen  $\Omega$ . Mientras que el miembro izquierdo de la Ec. (5) indica la condición de generación de *mínima* entropía interna, el miembro derecho puede ser interpretada como la distribución más probable distribución de energía en el sistema. (Leopold L.B. & Langbein W.B., 1962)

Esta es otra forma de establecer la convergencia muchas veces verificada entre el *principio del mínimo trabajo y la más probable distribución de la energía en un sistema*. Si esto es así entonces, de acuerdo con la formula estadística de Boltzmann, las probabilidades de los distintos eventos energéticos en el volumen de control  $\Omega$ , deben iguales.

$$S_i = k \times \sum p_i \times \ln(p_i) = \text{Maximo} \quad (6)$$

Implica que:

$$p_1 = p_2 = p_3 = p_4 = \dots = p_i \quad (7)$$

**2. Equivalencia entre parámetros locales y generales en flujos naturales en “Equilibrio dinámico”: El caso de las tasas de transporte**

Lo anteriormente expuesto es significativo para este tipo de sistemas termodinámicos en los que los eventos individuales asociados a los intercambios de energía son *equivalentes* entre sí, o sea *uniformes* (indistinguibles) en todo el volumen (Sistema homogéneo (A)), correspondiente a la distribución estadística *constante* de la figura anterior. Diferente a un sistema en el que estas probabilidades son diferentes para cada punto (sistema heterogéneo (B)), correspondiente a la distribución estadística *variable* de la misma figura. Figura 5.

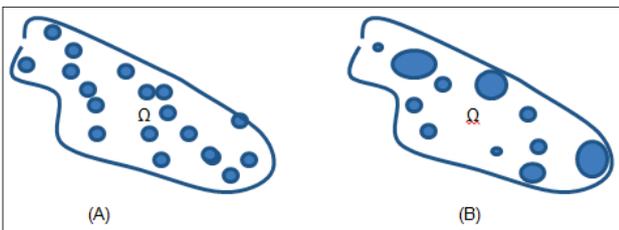


Figura 5. Sistemas homogéneos y heterogéneos

El “equilibrio dinámico” en los cauces naturales va a significar entonces no solo que el flujo neto de masa en las fronteras del sistema es aproximadamente nulo en virtud de la equivalencia entre socavación y deposición (conservación de la masa), sino también que los diversos eventos individuales

descritos mediante los intercambios de energía serán equivalentes, uniformes o indistinguibles en el volumen de control considerado (conservación de la energía y generación de entropía).

Es interesante ahora estudiar las consecuencias concretas que pueden derivarse del “equilibrio dinámico” en los cauces naturales, en especial la circunstancia de la “equiprobabilidad” para diversos sucesos de intercambio de energía dentro del sistema, en este caso la traslación de diferentes porciones de masa dentro del sistema, sea esta una masa disuelta o suspendida en un sistema hídrico.

Partamos del hecho de que en un flujo natural la energía potencial estará representada como se indica a continuación:

$$U = m \times g \times h \quad (8)$$

Supóngase que un cierto intercambio elemental de energía, dentro de un sistema que por motivos de su “localidad” está asociado más bien a un incremento de masa que a uno de altura:

$$\Delta U = \Delta m \times g \times h \quad (9)$$

Si el sistema es *estacionario* (Equilibrio dinámico) entonces los diferentes intercambios de energía derivados de los intercambios de masa de partículas similares de soluto, tendrán igual probabilidad de ocurrir. Pensamos entonces en que los propios intercambios de masa, como distribución estadística en el tiempo estarán “igualados” también por este principio.

Corresponde por lo tanto a una distribución estadística *constante* similar a la de la Figura 5 (A), solo que en lugar de la variable “energía potencial”  $U$  se tiene la variable masa  $M$ . Interesa además establecer la distribución repartida además en el tiempo.

Para analizar su distribución en el tiempo se define la traslación en el espacio de un elemento de masa  $\Delta m$  en un tiempo  $\Delta t$ . Entonces la “Tasa de transporte de masa” es igual a la razón entre el diferencial de masa movilizada en un punto sobre el diferencial de tiempo en que este evento ocurre. Figura 6.

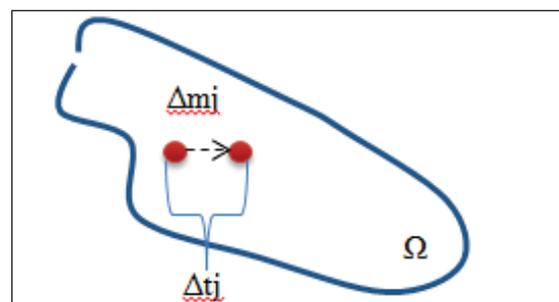


Figura 6. Movilización de un elemento de masa en Ω

Matemáticamente esto se mide así:

$$Ttm_j = \frac{\Delta m_j}{\Delta t_j} \quad (10)$$

La tasa de transporte de masa "general" para el tramo considerado, definida por su valor representativo desde el punto de vista estadístico, es la *esperanza matemática* de los componentes individuales de transporte (Spiridonov V.P. y Lopatkin A.A., 1973). Por lo tanto su definición representativa en todo el dominio del volumen de control  $\Omega$  será:

$$\langle Ttm \rangle = \frac{1}{j} \sum_j \frac{\Delta m_j}{\Delta t_j} \quad (11)$$

Pero como los elementos discretos de masa transportada son equivalentes (iguales por equiprobables), entonces queda:

$$\langle Ttm \rangle = \frac{1}{j} \times (j \times Ttm_j) \quad (12)$$

Finalmente.

$$\langle Ttm \rangle \approx Ttm_j \quad (13)$$

O sea, la tasa de transporte de masa "general" es convergente con las tasas de transporte de masa "locales" en "estado estable" del cauce, consideradas ellas como indistinguibles (iguales). En este caso lo *general* replica a lo *particular*. Figura 7.

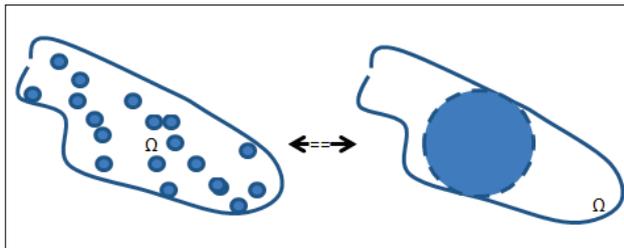


Figura 7. Sucesos locales recíprocamente equivalentes a un suceso general

### 3. Tasas de transporte de masa en un sistema de flujo en "equilibrio dinámico": Caso de la masa disuelta

Aunque la masa transportada en el flujo puede ser *suspendida* o *disuelta*, es posible realizar un "balance detallado" de ambos tipos de masas desde la óptica de la equivalencia entre "tasas de transporte locales" y "tasa de transporte general" (Prigogine I. & Kondepudi D., 1998). Esta es una consecuencia del equilibrio dinámico, en cuanto en esta condición cada transformación elemental es balanceada por su

correspondiente específica, en el esquema concreto en el que hayan sido planteadas.

Entonces, si:

$$\langle Ttm \rangle (\text{Disuelta} + \text{suspendida}) \approx Ttm_j (\text{Disuelta} + \text{suspendida}) \quad (14)$$

Se sigue que:

$$\langle Ttm \rangle (\text{Disuelta}) \approx Ttm_j (\text{Disuelta}) \quad (15)$$

y

$$\langle Ttm \rangle (\text{Suspendida}) \approx Ttm_j (\text{Suspendida}) \quad (16)$$

Por estas razones se aplicara el principio de equivalencia entre tasas de transporte "locales" y "generales" al componente disuelto, lo que facilita su análisis por medio de trazadores.

#### 3.1. Calculo de la tasa de transporte de masa disuelta "General" el sistema

En un flujo natural el aporte de solutos a la corriente es una característica propia de la cuenca y del caudal al cual se incorporan estas sustancias. Si se llama "Co" a la concentración base resultante de este aporte y "Q" al caudal correspondiente, la relación típica es una curva hiperbólica (Hem, J., 1985). Figura 8.

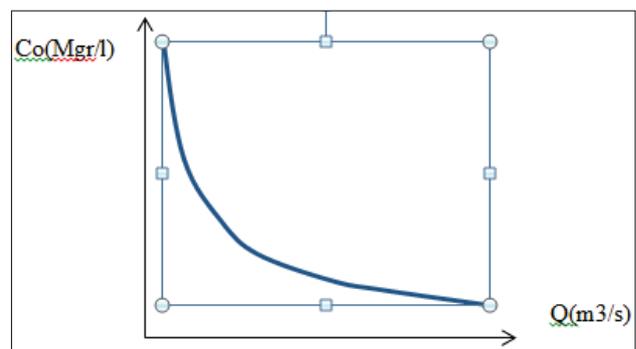


Figura 8. Relación entre concentración base y caudal

Esta relación tiene esta forma toda vez que entre mayor sea el caudal, para un aporte dado de solutos en el lecho, se tendrá un mayor volumen para disolver, o sea menor concentración.

$$Q \times C_o \approx k(Cte) \quad (17)$$

Atendiendo a la parte dimensional, la "constante" k es miligramos por segundo, o sea una tasa de transporte. Esta tasa es aproximadamente de carácter general pues corresponde a todo el aporte de solutos inyectado a todo el volumen de agua portado por el caudal. En este caso el evento considerado es correspondiente a masa disuelta.

3.2. Tasa de transporte de masa disuelta “local” medida por trazadores

Una forma de medir las tasas “locales” de transporte de masa en los flujos naturales es por medio de trazadores, los cuales vertidos de forma súbita en un punto del tramo del cauce se pueden considerar como “testigos” locales del movimiento “individual” de la masa en el sistema  $\Omega$ . Figura 9. Para entender apropiadamente como el trazador puede cumplir la misión de medir la tasa local de transporte de masa es necesario estudiar algunos puntos de la dinámica de los mismos.



Figura 9. El trazador como testigo “local” en el flujo

En anteriores artículos los autores han definido a esta función de la siguiente forma, relacionando dos velocidades, una la de dispersión del trazador,  $V_{disp}$ , de naturaleza irreversible y medida por su desplazamiento *Random Walk* y la otra la de advección,  $U$ , como factor integrante. Aquí  $\Delta$  y  $\tau$  son parámetros característicos de desplazamiento y fase del movimiento Gaussiano mono-dimensional de la pluma de trazador. (Constaín A.J., 2013)

$$\phi = \frac{V_{disp}}{U} = \frac{\left(\frac{\Delta}{\tau}\right)}{U} = \frac{\left(\frac{\sqrt{2E\tau}}{\tau}\right)}{U} = \frac{\sqrt{2E}}{U\tau} \tag{18}$$

Como quiera que  $V_{disp}$  mida la rapidez con que las partículas de trazador se alejan recíprocamente, es una función que representa la reacción del sistema a la ruptura súbita del equilibrio químico, y por lo tanto es un potencial termodinámico. La naturaleza especial de  $\Phi$  se puede caracterizar diciendo que es una función de estado del sistema, definida mediante la siguiente ecuación:

$$\oint_C d\phi = 0 \tag{19}$$

Debido a que  $\phi(t)$  es un potencial termodinámico, su valor inicial es el mismo que el final, es por lo tanto es una curva unimodal, con un pico en “ $t_a$ ”, cuya parte utilizable siempre es posterior. El flanco ascendente corresponde a los fenómenos transitorios y muy rápidos que ocurren cuando el soluto conservativo se acopla en el líquido. Debido a que la velocidad  $V_{disp}$  va disminuyendo en la medida en que el sistema tiende irreversiblemente hacia el equilibrio después de  $t_a$ , entonces  $\Phi(t)$  es decadente en su flanco más externo. La disminución progresiva de  $\phi$  indica que cada vez más masa del trazador está disponible para su difusión, esta disponibilidad,  $Dm(t)$  es completa cuando el soluto llega a la condición de “mezcla completa” lo cual ocurre cuando  $\phi \approx 0.38$ . Figura 10.

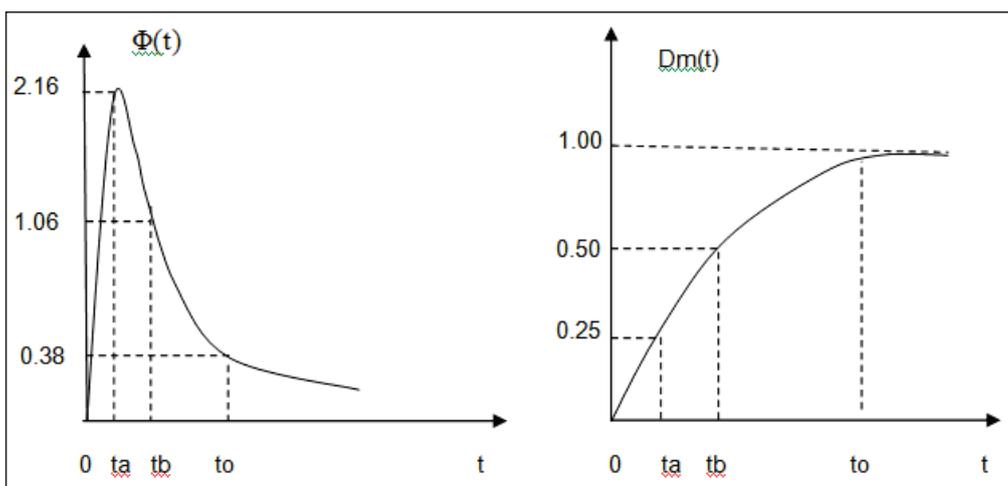


Figura 10. Disponibilidad de la masa para difusión transversal

Ahora, de la Ec. (18) se puede establecer una definición para la velocidad media advectiva:

$$U = \frac{1}{\phi} \sqrt{\frac{2E}{\tau}} \quad (20)$$

Despejando a  $E$ :

$$E = \frac{\phi^2 U^2 \tau}{2} \quad (21)$$

Debe notarse aquí que el tiempo característico Gaussiano  $\tau$  es diferente a la variable independiente  $t$ , ya que la primera se refiere al tiempo en el cual la separación aleatoria de las partículas ocurre mientras esta distancia promedio es  $\Delta$ , mientras que la escala temporal general se asocia más bien al efecto advectivo de  $U$ . La relación entre ambos tiempos se puede establecer mediante una dinámica del tipo Svedberg (Constaín A.J., Peña C., Mesa D.J. y Acevedo P., 2014).

$$\beta = \frac{\tau}{t} = e^{-1.54} \approx 0.215 \quad (22)$$

Ahora, es necesario abordar el tema de la descripción matemática de la concentración del trazador, para ello se parte de la ecuación clásica de Fick, con  $M$  la masa de soluto y  $A$  la sección transversal del flujo.

$$C(x,t) = \frac{M}{A\sqrt{4\pi E t}} e^{-\frac{(x-Ut)^2}{4Et}} \quad (23)$$

Ahora reemplazando la Ec. (29) en la Ec. (31) se tiene con:  $\sqrt{2\pi\beta} \approx 1.16$ :

$$C(x,t) = \frac{M}{Q_l \phi t 1.16} e^{-\frac{(x-U_x t)^2}{2\beta \phi^2 U_x^2 t^2}} \quad (24)$$

La particularidad de esta ecuación (formula modificada de Fick) es que reproduce bastante bien las curvas experimentales de trazador como se mostrara más adelante. Supóngase que se realiza un vertimiento lateral de trazador desde la orilla de un flujo turbulento, tal como se muestra en la Figura 9 con la pluma de trazador evolucionando en el tramo. Nótese que el caudal comprendido por el "tubo de corriente" que limita la pluma de trazador,  $Q_l$ , es un valor "local" toda vez que en principio, el trazador no ha cubierto todo el volumen del flujo real ni participa de la velocidad plena del flujo ( $U_l < U$ ) ni su ancho efectivo es el de todo el flujo ( $W_l < W$ ) ni tampoco que su profundidad (en la orilla) es la del cauce ( $h_l < h$ ).

Debe recordarse además que en un cauce natural turbulento vale aproximadamente una distribución transversal de velocidades (línea punteada) tal como se muestra en la Figura 11. Se muestra también en la gráfica la anchura "local" de la pluma de trazador (línea roja) mediante una pequeña flecha. Se asume que la profundidad es el valor medio de todo el cauce (para simplificar  $h_l = h$ ).

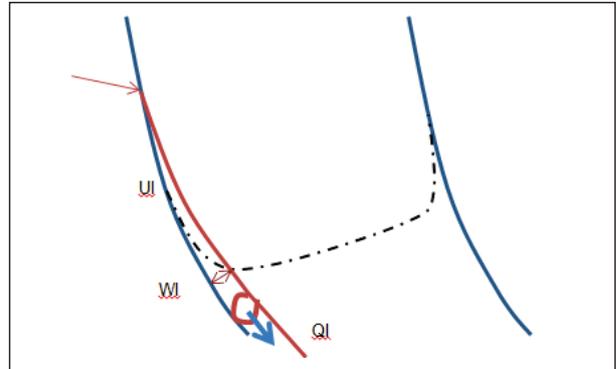


Figura 11. Velocidad y ancho locales para el trazador definiendo caudal local

$$Q_l \approx W_l \times h \times U_l \quad (25)$$

Esta definición debe ser coincidente con la del caudal despejada de la formula modificada de Fick, calculada en el punto de medición con el factor exponencial igual a uno.

$$Q_l \approx \frac{M}{C_p \times \phi \times t \times 1.16} \quad (26)$$

A partir de los conceptos desarrollados anteriormente se puede ahora definir la "tasa de transporte de masa local" con base en experimentos de trazador. En el punto de medición a partir de la Ec. (26) se tiene que la tasa local de transporte de masa es aproximadamente igual a la siguiente ecuación, con  $C_p$  como concentración pico para el trazador, considerado conservativo para que su disminución a lo largo del tramo sea debida únicamente al efecto dispersivo.

$$Ttm_j = \frac{\Delta M_j}{\Delta t_j} \approx \frac{M}{t} \approx C_p \times \phi \times Q_l \times 1.16 \quad (27)$$

### 3.3. Igualación de la Tasa de transporte de masa "general" y "local" en un flujo en "equilibrio dinámico"

En correspondencia con lo establecido en el apartado 3 Ec. (15) para la masa disuelta observada de forma "general" y "local" en un cauce natural, se tiene

que para un flujo en equilibrio dinámico se cumple aproximadamente que:

$$Q \times C_o \approx C_p \times \phi \times Q_l \times 1.16 \quad (28)$$

O sea:

$$\phi \approx \frac{\left(\frac{Q}{Q_l}\right)}{\left(\frac{C_p}{C_o}\right)} \times 1.16 \quad (29)$$

Esta ecuación es importante, toda vez que  $\Phi$  es una función de estado y tiene una significación termodinámica muy especial en tanto que refleja propiedades “generales” del sistema en el que evoluciona, aunque sea medida en zonas “locales”; así trae información del estado particular del proceso de avance de la mancha de trazador ( $Q_l$  y  $C_p$ ), pero también de los procesos generales para el cauce en equilibrio dinámico (como  $Q$  y  $C_o$ ).

## CONCLUSIONES

### 1. Relación entre el tipo de vertimiento y mejoramiento de la mezcla de la solución de trazador

Por tipo de vertimiento del trazador se entiende en este artículo la inyección súbita de soluto conservativo ya sea en un punto (izquierda) o esparcida a lo ancho (derecha). Figura 12.

Cuando se hace un vertimiento súbito *múltiple* simultaneo a lo ancho, en realidad de que se hace es aumentar el valor del ancho local de la pluma,  $W_l$ , y de acuerdo con la Ec. (25) se aumenta el valor del caudal local cubierto por la pluma compuesta,  $Q_l$ , este valor aumentado (con respecto al de un solo vertimiento puntual) si se aplica a la Ec. (29) hace que la función de estado disminuya, o sea se acerque más a la condición de “mezcla completa”.

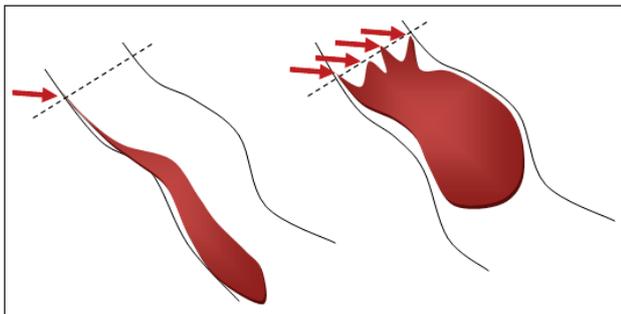


Figura 12. Tipos de vertimiento de trazador y mejoramiento de la mezcla

### 2. Acople entre aspectos locales y generales en los estudios de hidrología y calidad del agua

El hecho de que la función de estado  $\Phi$  describa el acople de lo “particular” o “local” a lo “general” y es muy útil sobretodo en cauces muy anchos en los que el trazador no ocupa todo el ámbito del flujo. Figura 13.

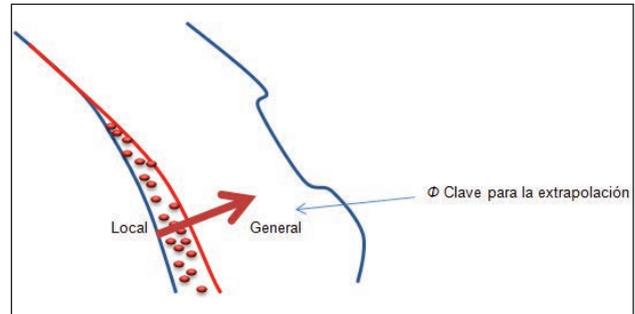


Figura 13. “Acople” del trazador en ríos anchos

En razón de que la función de estado,  $\Phi$  norma el acople de lo *local* a lo *general*, es factible en cauces muy anchos determinar aproximadamente las características “generales” a partir de mediciones “locales” en las que no es necesario utilizar grandes cantidades de trazador, solamente aquellas dosificaciones que permitan determinar cómodamente los parámetros que se usaran para la extrapolación exitosa. El cálculo teórico de la función  $\Phi$ , como ya se ha explicado en otros artículos (Constaín A.J., 2014), se hace a partir del tiempo medido entre los dos puntos de inflexión de la curva Gaussiana experimental dividida por el tiempo de transporte y multiplicada por una constante.

## REFERENCIAS

- French. R. 1987 Open Channel Hydraulics. Chapter 10. Mc Graw-Hill, New York.
- Fischer H.B., 1967. The mechanics of dispersion in natural streams. *Journal of the Hydraulics division*, November, Pp. 187-216.
- Fischer H.B. 1966. *Longitudinal dispersion in laboratory and natural streams*. KHR-12, PhD thesis dissertation, Caltech.
- Holley E.R., 1969. Unified view of diffusion and dispersion. *Journal of the Hydraulics division*, March, Pp 621-631.
- Christofolletti A. 1981. La noción de equilibrio en geomorfología fluvial. *Revista de Geografía Norte Grande*, 8: 69-86.
- Leopold L.B. & Maddock T. 1953. The hydraulic geometry of streamchannels and some physiographic implications. USGS paper 252.

- Prigogine I. & Kondepudi D. 1998. Modern thermodynamics. Wiley, Chichester.
- Leopold L.B. & Langbein W.B. 1962. The concept of entropy in landscape evolution. USGS Paper 500-A.
- Spiridonov V.P. & Lopatkin A. A. 1973 Tratamiento Matemático de datos fisicoquímicos. Editorial Mir, Moscú.
- Hem J. 1985. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. U.S. Geological Survey, Water Supply Paper 2254.
- Constaín A.J., 2013. Aplicación de una ecuación de velocidad media en régimen no uniforme: Análisis detallado del transporte en el canal Caltech. Revista Ingeniería Civil No. 170. CEDEX. Pp. 103-122.
- Constaín A., Peña C., Mesa D. & Acevedo P. 2014 Svedberg's number in diffusion processes. International Conference in hydraulic resources. Santorini.
- Constaín A. 2014. Revalidación de la ecuación de Elder para la medición precisa de los coeficientes de dispersión en flujos naturales. Revista DYNA. Vol 81, No. 186, Medellín.
- Constaín A.J., 2013. A thermodynamic view of tracer plume evolution: Complete mixing condition evaluation. *European Physical Journal*, Vol. 50. No. 20135003001.