

TRANSFERENCIA DE SUSTANCIAS DESDE EL SUELO AL FLUJO SUPERFICIAL DE AGUA

M. Nofuentes¹, M. J. Polo², J. V. Giráldez^{1,2} y L. Mateos¹

¹ Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Apdo. 4084, 14080, Córdoba; g62nomum@uco.es, ag1mainl@uco.es.

² Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola, Dpto. de Agronomía, Universidad de Córdoba. ETSIAM. Apdo. 3048, 14080, Córdoba; mjpolo@uco.es, ag1gicej@uco.es

RESUMEN. El aporte de sustancias al flujo superficial de agua es un proceso complejo, que combina la infiltración en el suelo y el avance en la superficie. Se ha definido la capa de mezcla como una zona de pequeño espesor del suelo que aporta solutos al flujo en superficie, siendo, por tanto, una fuente potencial de contaminación difusa.

Este trabajo abunda en la caracterización de la transferencia y mezcla posterior para flujos de poco calado. Con este fin, se han realizado una serie de ensayos en un canal de laboratorio de 9 m de longitud, sobre un suelo de textura franca en una pendiente 0.002, en el que se dispuso una franja estrecha de trazador, BrK. y se midió la evolución de las concentraciones de trazador del agua de escorrentía en tres secciones del canal. Se presenta la evolución temporal de la transferencia de trazador al flujo superficial y su relación con las características de éste, y se estiman el coeficiente de transferencia y el coeficiente de dispersión longitudinal.

ABSTRACT. Solute transfer from the soil surface to runoff is a complex process where soil characteristics, solute chemical kinetics and surface flow conditions interact. The mixing zone depth was defined as the thickness of the zone which release solutes to the surface flow, and it may constitute a potential non-point pollution source in degraded areas or agricultural soils.

This work deepens in the characterization of this transfer process in shallow water flows. To this purpose, a serial of experiments have been carried out in a laboratory flume of 9 m length and 0.002 slope, over a loam texture soil, where a tracer was located transversally over the surface of a 0.05 m long area. Transfer evolution was traced after the concentration measurements in the flow at three different sections. This work presents the temporal evolution of the tracer transfer to the surface flow and its relation with the flow characteristics, altogether with the estimation of transfer and longitudinal dispersion coefficients.

1. Introducción

El aporte de sustancias desde el suelo al flujo superficial es un proceso frecuente en el medio natural, que además de constituir en general una fuente potencial de contaminación del agua superficial y subterránea, en el caso de suelos agrícolas puede disminuir significativamente la eficiencia de aplicación de fertilizantes, modificando la distribución espacial de los mismos y condicionando las pérdidas asociadas a la escorrentía que abandona una parcela en caso de cultivos de regadío.

Esta transferencia de solutos es un proceso complejo en el que interactúan las características del suelo y las condiciones del flujo superficial, que determinan el proceso de infiltración y la generación de escorrentía; los procesos de adsorción y desorción de las sustancias por las partículas de suelo; y el transporte advectivo y difusivo de las sustancias una vez incorporadas al flujo superficial (Ahuja, 1990). Se han propuesto, entre otros, dos modelos para describir este proceso, uno supone la existencia de una capa de agua estancada en la interfaz entre el suelo y el agua en superficie produciéndose la transferencia por difusión molecular (Wallach et al. 1988), mientras que el otro asume que la interacción suelo-superficie se produce en la capa más superficial del suelo, con un espesor inferior a 10 mm, donde el agua de lluvia o riego, y la solución del suelo se mezclan instantáneamente. Esta zona (denominada capa de mezcla) es la única suministradora de sustancia hacia el flujo superficial (Zhang et al. 1997).

La mayoría de los estudios realizados se basan en esta última aproximación y han estudiado el proceso cuando la generación de escorrentía se produce debido a la ocurrencia de precipitación. Este trabajo tiene como objetivos evaluar el proceso de transferencia cuando el flujo de agua superficial es debido a corrientes libres someras, como pueden ser los riegos por surcos, o regueros de pequeño calado, así como realizar una primera estimación del efecto de la dispersión longitudinal en el transporte superficial durante el aporte de solutos. Constituye parte del trabajo realizado para modelar el flujo de sustancias en surcos de riego.

2. Materiales y métodos

2.1. Descripción de los ensayos

Los ensayos de laboratorio se realizaron en un canal rectangular, con sección transversal y pendiente constantes, que se rellenó con suelo, y se adoptó como variable de diseño el caudal aplicado en cabecera.

En cada ensayo se incorporó al suelo un trazador de forma localizada a lo largo de una estrecha franja transversal en la superficie del mismo, y se forzó la circulación superficial de agua manteniendo un caudal constante en la cabecera del canal, midiéndose la evolución temporal de la sustancia en el flujo superficial. El canal tiene unas dimensiones de 9 m de longitud, 0.5 m de anchura y 0.5 m de profundidad. Se añadió una capa de 0.10 m de espesor de grava en la base y, sobre ésta, 0.30 m de espesor de un suelo aluvial procedente de la finca Alameda del Obispo en Córdoba, donde se habían efectuado previamente ensayos de fertirriego, (Nofuentes et al. 2004). Al colocar el suelo sobre el canal se ordenaron tres subcapas según la profundidad en la que se encontraban en campo: la capa más superficial corresponde a los 0.05 primeros m de suelo, la siguiente al horizonte entre 0.05 y 0.18 m y la más profunda corresponde al intervalo 0.18-0.30 m. El suelo se clasifica como *Typic xerofluvent* (Soil Survey Staff, 1999), o *Eutric fluvisol* (FAO, 1988), de clase textural franca con carbonato cálcico y escaso contenido de materia orgánica. La pendiente del suelo en el canal fue de 0.002.

Como trazador se utilizó BrK por su gran movilidad en el suelo, lo que facilita su lixiviado al finalizar cada ensayo. El trazador en estado sólido se mezcló con el volumen de suelo correspondiente a una franja estrecha de 0.05 m de longitud, 0.5 m de anchura y 0.01 m de profundidad, situada a 4 m de la cabecera del canal.

La Tabla 1 recoge los valores de caudal de entrada junto con la masa de trazador aplicada y la humedad inicial del suelo en los tres ensayos efectuados. La cantidad de trazador añadida fue tal que no existiesen condiciones limitantes para su aporte durante los ensayos.

Tabla 1. Caudal de entrada, masa de trazador y humedad inicial del suelo.

Ensayo	Q (Ls^{-1})	BrK (kg)	Humedad inicial ($kgkg^{-1}$)
1	1.00	0.672	0.140
2	3.22	0.372	0.155
3	4.72	0.372	0.180

La evolución de la concentración de BrK en el flujo superficial se estimó midiendo la conductividad eléctrica, CE , del agua en tres estaciones de muestreo a lo largo del canal y usando las relaciones CE -concentración de BrK calibradas previamente a partir de soluciones patrón. La primera estación de medida se situó a 0.03 m aguas arriba de la franja, para evaluar la importancia de los efectos de la dispersión longitudinal, la segunda estación detecta la transferencia de trazador desde el suelo al flujo y la tercera estación el movimiento de éste en el seno del fluido, ambas

situadas a 0.03 m y 2 m aguas abajo de la franja respectivamente.

Durante cada ensayo se tomaron los tiempos de avance del agua, así como las medidas de calado en 9 secciones, entre las que se incluían las de muestreo, y el caudal de salida utilizando un depósito de 500 L de capacidad.

El caudal instantáneo y la velocidad media en cada estación se estimaron a partir del modelo de onda cinemática propuesto por Walker (1993), en el que se supone que la sección media por la que pasa el flujo es constante y que el caudal es función del calado, admitiendo relaciones potenciales entre calado, sección transversal, anchura y radio hidráulico. Con los valores de velocidad y caudal calculados a partir de las medidas de calado y caudales de entrada y salida realizadas durante el ensayo, se ha comprobado que el modelo reproduce de forma satisfactoria el movimiento del agua cuando el flujo se ha estabilizado. Los resultados obtenidos en la fase transitoria tendrán carácter orientativo.

La infiltración se calculó mediante la ecuación de Kostiakov – Lewis:

$$Z = k \cdot t^a + f_0 \cdot t \quad (1)$$

en la que Z es el volumen de agua infiltrado por unidad de longitud en un punto desde que llega el frente de avance, t es el tiempo de oportunidad, k y a son parámetros empíricos, y f_0 es la infiltración estabilizada con dimensiones de volumen por unidad de longitud y tiempo (Walker, 1989). En la Tabla 2 se presentan los valores de los parámetros de infiltración y el coeficiente de aspereza de Manning ajustados para cada ensayo.

Tabla 2. Parámetros de la ecuación de infiltración y n de Manning.

Ensayo	f_0 ($m^3m^{-1}s^{-1}$)	K (m^2s^{-a})	a	n
1	$0.131 \cdot 10^{-4}$	0.0042	0.018	0.0100
2	$0.070 \cdot 10^{-4}$	0.0068	0.050	0.0090
3	$0.067 \cdot 10^{-4}$	0.0037	0.050	0.0085

2.2. Transferencia de trazador desde el suelo al flujo superficial.

La evolución de la transferencia de solutos desde el suelo al agua de escorrentía se puede describir mediante una función de carga exponencial $W(t)$ [MT^{-1}] (Chapra, 1997),

$$W(t) = W_0 \cdot e^{-\beta t} \quad (2)$$

donde W_0 representa la masa aportada por unidad de tiempo, en el instante inicial, β es un coeficiente de transferencia [T^{-1}] y t el tiempo transcurrido, en este caso desde la llegada del frente de avance del agua. Con los datos experimentales de concentración de BrK calculados en la segunda estación, y de caudal instantáneo, se obtuvieron los valores $W(t)$ para cada ensayo. Adoptando la hipótesis de flujo advectivo en el momento de la transferencia de solutos desde la franja al agua superficial,

los valores de W_0 y β se calibraron mediante ajuste por regresión lineal.

2.3. Evaluación de la dispersión longitudinal

El transporte de sustancias conservativas en el flujo superficial obedece fundamentalmente a los procesos de advección y difusión. En aquellos sistemas donde los gradientes de concentración y velocidad más significativos se producen en una dirección, X , la ecuación de advección-difusión integrada en la sección transversal a la misma se escribe, (e.g. Rutherford, 1994):

$$\frac{\partial(AC)}{\partial t} + \frac{\partial(AvC)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(AE \frac{\partial C}{\partial x} \right) \quad (3)$$

donde C y v son los valores respectivos de concentración del soluto y de la velocidad promediados en la sección A transversal a la dirección X , t es el tiempo y E el coeficiente de dispersión longitudinal. El término dispersión incluye los efectos del gradiente vertical y transversal de la velocidad en el valor promedio de la concentración de soluto en la sección.

La evaluación del coeficiente de dispersión longitudinal en la sección correspondiente a la localización del trazador en el suelo se ha realizado estimando sus valores a partir de la expresión propuesta por Fischer et al. (1979),

$$E = 0.011 \frac{v^2 b^2}{hu_*} \quad (4)$$

en donde b es la anchura del canal, $[L]$, h el calado medio, $[L]$, y u_* es la velocidad de corte o fricción $[LT^{-1}]$, cuya expresión es:

$$u_* = \left(\frac{\tau}{\rho} \right)^{1/2} \cong \sqrt{ghS} \quad (5)$$

donde τ es el esfuerzo cortante sobre el lecho, $[ML^{-1}T^{-2}]$, aproximado como $\tau = \rho g S h$, siendo ρ la densidad del agua, $[ML^3]$, g la aceleración de la gravedad, $[LT^{-2}]$, y S la pendiente del canal.

Se han utilizado los cálculos de velocidad y calado efectuados a partir de las medidas en los ensayos, descritos en el punto 2.1.

El carácter dispersivo-advectivo del proceso se comparó entre los tres ensayos mediante el número de Peclet:

$$Pe = \frac{vL}{E} \quad (6)$$

en donde el numerador representa el término advectivo, favorecido por la velocidad media del flujo y la longitud en la que ésta se considera constante, siendo el denominador el término dispersivo.

3. Resultados y discusión

Para describir las condiciones hidráulicas del flujo se ha representado en la Fig. 1 la evolución temporal de la velocidad en cada estación de muestreo. Se puede observar un ascenso brusco de esta variable en todos los casos debido a la llegada del agua, seguido de una rápida estabilización, debida a una rápida saturación del suelo, que hace constante la velocidad de infiltración en el mismo, con lo que el flujo superficial pasa a condiciones permanentes rápidamente en cada sección. La velocidad media en cada estación durante el proceso de transferencia (ver Fig(s). 2, 3 y 4) fue de 0.12, 0.25 y 0.29 ms^{-1} , respectivamente para los ensayos 1, 2 y 3.

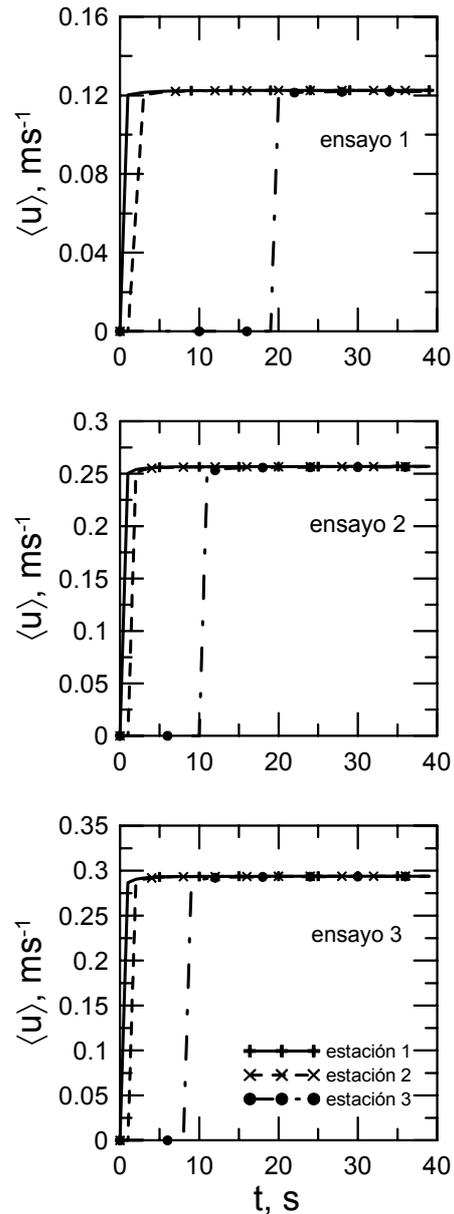


Fig. 1. Evolución de la velocidad promedio en la sección transversal para los ensayos 1, 2 y 3.

La evolución temporal de la concentración del trazador se presenta para los ensayos 1, 2 y 3 en las Fig(s). 2, 3 y 4

respectivamente. Se ha adoptado en cada caso como tiempo inicial el de llegada del agua a la franja con soluto.

Los valores más altos de concentración se han obtenido en la segunda estación, como era de esperar, por su situación sobre la franja. Se puede observar que la primera estación casi no detecta masa de soluto en el primer ensayo, siendo prácticamente inexistente en el segundo y tercer ensayo, con mayores caudales, lo cual permite despreciar localmente los efectos de la dispersión en el cálculo de $W(t)$.

La tercera estación registra valores menores de concentración, debido no sólo a los efectos de dispersión sino a que el ensayo se realiza durante la fase de avance del frente de agua, infiltrándose el flujo más concentrado aguas abajo de la franja, disminuyendo este efecto a medida que se alcanzan condiciones permanentes.

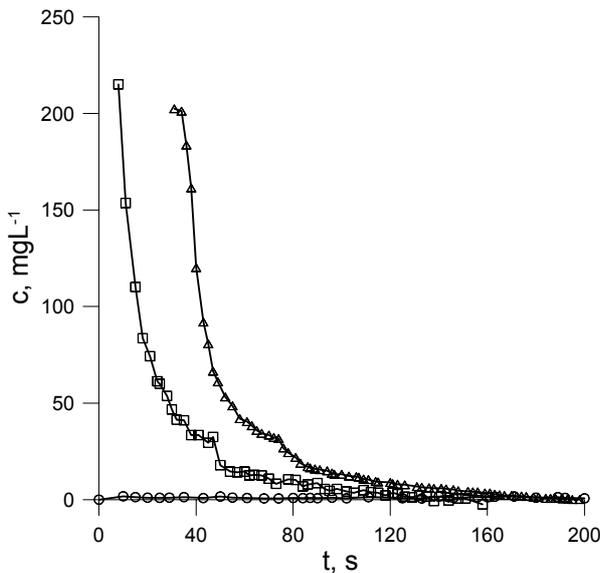


Fig. 2. Evolución temporal de la concentración de trazador durante el ensayo 1, estación 1, estación 2, estación 3.

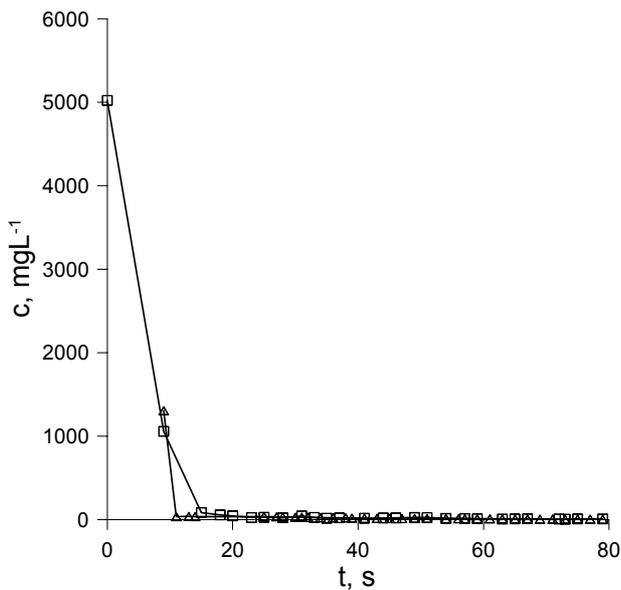


Fig. 3. Evolución temporal de la concentración de trazador durante el ensayo 2, estación 1, estación 2, estación 3.

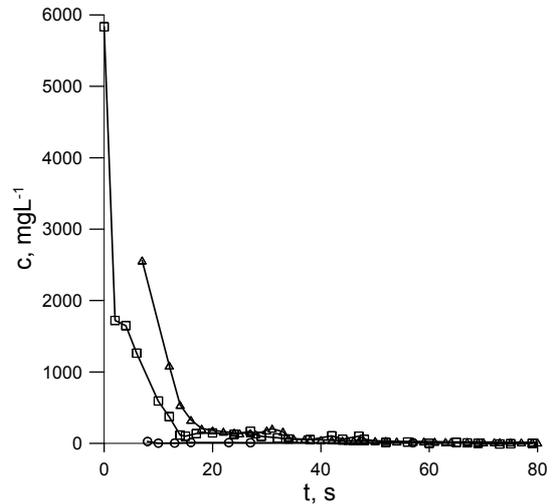


Fig. 4. Evolución temporal de la concentración de trazador durante el ensayo 3, estación 1, estación 2, estación 3.

La Fig. 5 muestra los valores normalizados de la función de carga $W(t)/W_0$ obtenidos para cada ensayo, junto con las curvas ajustadas según la Ec. (2) cuyos parámetros se recogen en la Tabla 3. Se han representado los valores estimados de masa por unidad de tiempo en la segunda estación de cada ensayo frente al tiempo y su ajuste, desde que llega el agua a la franja y durante la transferencia.

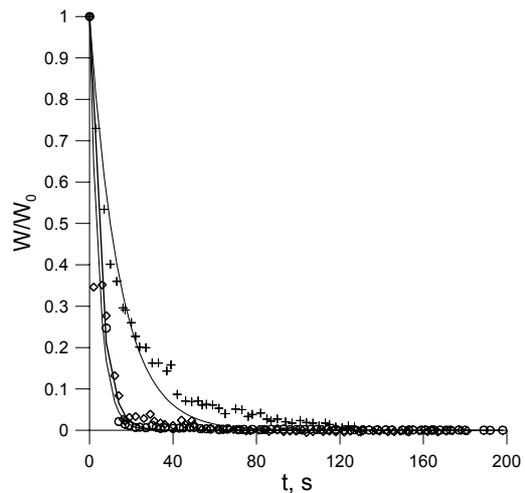


Fig. 5. Función de carga observada y calculada en la estación 2 para cada ensayo, + ensayo 1, ensayo 2, ensayo 3.

Tabla 3. Valores de W_0 , β y R^2

Ensayo	W_0 (kgs^{-1})	β (s^{-1})	R^2	$T_{0.99}$ (s)	M (kg)
1	$0.18 \cdot 10^{-3}$	0.070	0.97	68	$2.65 \cdot 10^{-3}$
2	$11.55 \cdot 10^{-3}$	0.195	0.99	24	$59.35 \cdot 10^{-3}$
3	$19.82 \cdot 10^{-3}$	0.223	0.95	21	$88.88 \cdot 10^{-3}$

Tanto W_0 como β aumentan con caudales crecientes, esto es, el flujo de agua recibe un aporte de masa inicial mayor a medida que aumenta el caudal, pero el proceso es significativo durante un intervalo de tiempo más corto. Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Wallach y van Genuchten (1990) y Zhang et al. (1997).

La cantidad total de trazador aportada, M , fue asimismo creciente con el caudal circulante, como se muestra en la Tabla 3, junto con la duración del proceso de transferencia, $T_{0.99}$; ambos valores se han calculado para una fracción de recuperación de masa de 0.99.

En la Tabla 4 se presentan los valores medios del coeficiente de dispersión longitudinal, estimados a partir de las series de valores velocidad y calado que proporciona el modelo durante el paso de trazador por la estación 2. Se puede observar que la expresión utilizada produce unos valores sin apenas variaciones cuando el régimen del flujo es permanente, y cómo estos valores tienden a ser mayores cuando el flujo es transitorio, como se puede observar en la Fig. 6.

Tabla 4. Valores medios de E .

Ensayo	\bar{E} (m^2s^{-1})	$E, \text{mín}$	$E, \text{máx}$	σ_E
1	0.1661	0.1647	0.2191	0.00419
2	0.3427	0.3387	0.4946	0.01205
3	0.3078	0.3046	0.4418	0.01037

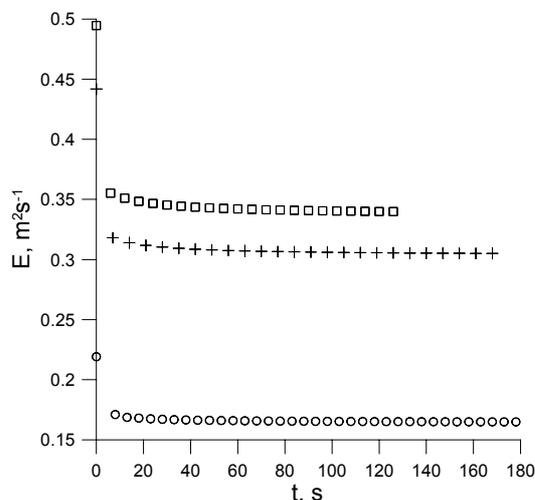


Fig. 6. Evolución de E en la estación 2 durante la transferencia de soluto, ensayo 1, ensayo 2, + ensayo 3.

En la Fig. 7 se han representado los valores del número de Peclet obtenidos a partir de los valores anteriores de E y v , tomando la anchura de la franja, 0.05 m, como valor de longitud. Se observa cómo en los flujos más lentos prevalece la dispersión sobre la advección, pese a ser los valores del coeficiente de dispersión longitudinal menores. En todos los casos la dispersión tiende a ser más acusada en el momento de la llegada del pulso durante la fase transitoria, cuando el gradiente de velocidad es mayor.

4. Conclusiones

La transferencia de solutos desde una fuente localizada en la superficie de un medio poroso que recibe un frente de avance de agua, es un proceso rápido condicionado por el caudal circulante y las condiciones hidráulicas del flujo superficial. Para las condiciones de contorno de los ensayos

realizados, el aporte total de soluto fue mayor y de menor duración con caudales superficiales crecientes.

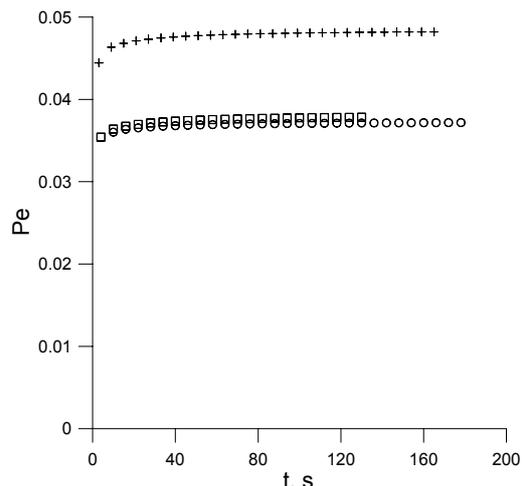


Fig. 7. Evolución del número de Pe en la estación 2 durante la transferencia de soluto cuando el flujo es transitorio. ensayo 1, ensayo 2, + ensayo 3.

El proceso se describe adecuadamente mediante una función de carga exponencial, cuyo factor de escala, W_0 , se correlaciona con el caudal en cabecera, (constante en el tiempo), mientras que el factor β , se correlaciona con la velocidad media en la sección para la duración del proceso (en ambos casos con coeficientes de correlación de 0.99). Estas relaciones se extenderán a caudales en cabecera que completen el intervalo estudiado en futuros ensayos, apoyándose en un modelo numérico que reproduzca la fase transitoria del flujo satisfactoriamente.

Agradecimientos. Este trabajo se ha llevado a cabo dentro del proyecto AGL 03-01958 *Transporte de agroquímicos y sedimentos en surcos de riego*, financiado por el Plan Nacional de I+D+I del Ministerio de Educación y Ciencia.

Los ensayos se han realizado en el laboratorio de hidráulica de la E.T.S.C.C.P de la Universidad de Castilla la Mancha.

Referencias

Ahuja, L.R. 1990. Modeling soluble chemical transfer to runoff with rainfall impact as a diffusion process. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:312-321.

Chapra, S.C. 1997. *Surface Water-Quality Modeling*. McGraw-Hill. Nueva York.

FAO. 1988. Soil Map of the World. Revised Legend. *World Soil Resources Report*. FAO. Roma.

Fischer, H.B., List, E.J., Koh, R.C.Y., Imberger, J., Brooks, N.H., 1979. *Mixing in Inland and Coastal Waters*. Academic Press. Nueva York.

Nofuentes, M., Polo, M. J., Giráldez, J. V. y Mateos, L. 2004. Aspectos temporales de la eficiencia del fertirriego por surcos. *Actas XXII Congreso Nacional de Riegos* (Logroño, 15-17 de junio de 2004), B-12, 10 pp. Logroño.

Rutherford, J. C. 1994. *River Mixing*. J. Wiley, Chichester.

Soil Survey Staff. 1999. *Soil Taxonomy*, Agr. Hbk. no. 436, 2ª ed., USDA. Washington.

Walker, W.R. 1989. Guideline for designing and evaluating surface irrigation systems. *Irrigation and Drainage Paper No. 45*. FAO, Roma.

Wallach, R., Jury, W.A., Spencer, W.F. 1988. Transfer of chemicals from soil solution to surface runoff: A diffusion-based soil model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:612-618.

Wallach, R., Van Genuchten, M. T. 1990. A physically based model for predicting solute transfer from soil solution to rainfall-induced runoff water. *Water Resour. Res.* 26:2119-2126.

Zangh, X.C., Norton, D., Nearing, M.A. 1997. Chemical transfer from soil solution to surface runoff. *Water Resour. Res.* 33:809-815.