

## CONTRIBUCIÓN DE LA DISPERSIÓN DEL VAPOR DE AGUA EN EL SUELO AL PROCESO DE EVAPORACIÓN

J. Grifoll

Departament d'Enginyeria Química, Grup de Recerca DEW, Universitat Rovira i Virgili, Av. Paisos Catalans, 26. 43007 Tarragona, Catalunya, España. E-mail: jordi.grifoll@urv.cat

**RESUMEN.** Los modelos de evaporación y transporte en medio poroso no isoterma de agua líquida y vapor que más se utilizan incorporan factores empíricos de corrección. Estos factores se introducen para que los cálculos concuerden con las medidas experimentales. Recientemente, diversos trabajos han mostrado la capacidad de modelos mecanicistas, sin factores empíricos, para describir razonablemente bien medidas experimentales de evaporación en campo. Uno de estos modelos incorpora, como mecanismo de transporte, la dispersión mecánica del vapor de agua en su trayecto entre el frente de evaporación y la superficie del suelo.

Una primera aproximación para modelar el flujo de dispersión mecánica consiste en considerarlo el producto de la velocidad de poro y la dispersividad, una longitud característica difícil de determinar.

Este trabajo tiene dos objetivos: (i) discernir, de entre los potenciales procesos generadores de flujos de convección en la fase gaseosa de la zona no saturada, cuales pueden inducir una dispersión mecánica apreciable y (ii) evaluar la sensibilidad del flujo de evaporación a la dispersividad.

Se han analizado los siguientes procesos generadores de convección: (a) expansión y contracción del aire debido a las oscilaciones de temperatura, (b) expansión y contracción del aire del suelo debido a fluctuaciones de presión barométrica y por último, (c) el flujo de Stefan. Se muestra que sólo este último puede generar un flujo de dispersión mecánica que sea una fracción apreciable del flujo de difusión.

Un análisis de sensibilidad refleja que el flujo de evaporación es poco sensible a los valores de dispersividad. Una inspección más detallada revela que el proceso natural de evaporación en el suelo es parcialmente autorregulado de acuerdo con el siguiente proceso: si se reduce el valor numérico de la dispersividad, se produce un aumento del gradiente de concentraciones de vapor y, así, también un aumento del flujo de difusión que compensa en parte la reducción inicial.

**ABSTRACT.** The most widely used porous-media non-isothermal evaporation and transport models for liquid water and vapor incorporate empirical enhancement factors in order to make calculations agree with experimental measurements. Recently, some studies have shown the ability of mechanistic models that do not use empirical factors to describe reasonably well experimental measurements of field evaporation. One of these models introduces, as a transport mechanism, vapor dispersion in its path between the evaporation front and the soil surface. One

approach to modeling the dispersion flux is to calculate it as the product between the porous velocity and the dispersivity, although this characteristic length is difficult to determine.

The objective of this study is two fold: (i) to assess which of the processes that can generate convection flows in the gaseous phase of the non-saturated zone will lead to a significant dispersion, and (ii) to evaluate the sensitivity of evaporation flux to dispersivity.

The convection generating processes examined were: (a) air expansion and contraction due to temperature oscillations, (b) expansion and contraction of the soil air due to barometric pressure fluctuations, and (c) Stefan flow. It is shown that only the last of these is able to generate a dispersion flux that is a significant fraction of the diffusion flux.

A sensitivity analysis shows that the evaporation flux is little affected by the dispersivity values. A more detailed examination reveals that the natural process of evaporation in the soil is partially self regulated by the following process: if the numerical value of the dispersivity is reduced, the vapor concentration gradient increases and thus, the diffusion flux also increases, which partially compensates the initial reduction.

---

### 1.- Introducción

En una estrecha franja del subsuelo, adyacente a la interfase suelo/atmósfera, el transporte de agua líquida, vapor de agua y energía determina los flujos de evaporación. La primera formulación desarrollada para describir el transporte de agua bajo condiciones no isotermas fue presentada por Philip y de Vries (1957). Este modelo consiste en una ecuación para el transporte de agua, sea en fase líquida o vapor, y otra para el transporte de energía. Para ajustar los resultados experimentales a las predicciones del modelo, se añadió un factor empírico de aumento al flujo difusivo de vapor. El modelo de Philip y de Vries ha gozado de gran aceptación y se ha incorporado a códigos de simulación tan populares como HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008).

No obstante, la interpretación y necesidad de usar factores empíricos no está bien documentada y cabe la posibilidad que, de hecho, se les esté atribuyendo el transporte que se realiza por otros mecanismos. Por ejemplo, Ho y Webb (1998) resaltan que los datos

experimentales existentes no son concluyentes respecto a la existencia de los mecanismos de aumento que justificarian estos factores.

En el proceso de promediar las ecuaciones de transporte microscópico de materia dentro de un Volumen Representativo Elemental, aparece un término debido a la naturaleza discontinua del medio poroso. Este término, denominado dispersión mecánica, representa macroscópicamente los efectos del fluido al moverse alrededor de las partículas sólidas y a través de poros interconectados, lo que origina diferentes longitudes de recorrido y diferentes velocidades de flujo.

Si se produce convección en la fase gaseosa, el vapor de agua está sometido a este proceso de dispersión mecánica, igual que cualquier otro compuesto químico presente en la fase gaseosa. No obstante, no es habitual incorporar en los modelos de evaporación y transporte no isotérmico de agua el mecanismo de dispersión mecánica. Un modelo que incorpora este mecanismo fue propuesto por Grifoll et al., (2005). Otros autores han señalado la necesidad de incluir esta dispersión mecánica (Novak, 2010; Smits et al, 2011), pero no la incluyen en los modelos que posteriormente usan en sus análisis y trabajos.

El modelo de Grifoll et al. (2005) consta de cuatro ecuaciones básicas acopladas: la conservación de agua en la fase líquida, la conservación global de la fase gaseosa, la conservación del vapor de agua en la fase gaseosa y la conservación de la energía. Los resultados de las simulaciones con este modelo se contrastaron con resultados experimentales de evaporación en campo, que incluían medidas experimentales de temperatura y contenido en agua a diferentes profundidades del suelo. En estas simulaciones numéricas se observaron flujos de evaporación en los que el transporte de vapor de agua por dispersión mecánica cerca de la superficie era del orden del 40% del transporte total de vapor. En su análisis, estos autores no indicaron cuál era el origen de la convección que causaba esta dispersión mecánica. También es digno de mención el hecho que usaron un valor de dispersividad longitudinal de 7.8 cm, para obtener la dispersión en un trayecto de alrededor de un centímetro entre el frente de evaporación y la superficie. Aunque este valor de la dispersividad es el resultado de determinaciones experimentales de Biggar y Nielsen (1976), cabe resaltar la existencia de cambios significativos de condiciones entre aquellos experimentos de determinación y las simulaciones presentadas por Grifoll et al., (2005). No existen evidencias de que estos cambios no supongan una alteración significativa de los valores de dispersividad. Es conocido que la dispersividad depende del tamaño del sistema en que se produce la dispersión (Gelhar et al., 1974; Schulze-Makuch, 2005) y que existe un orden de magnitud de diferencia entre el tamaño del sistema en que se realizaron las determinaciones experimentales y el que posteriormente se usó en la simulación numérica.

Para incluir la dispersión entre los mecanismos que rigen la evaporación hace falta identificar claramente el o los procesos que generan convección en la fase gaseosa en suficiente extensión para inducir una dispersión mecánica

significativa.

El primer objetivo de este trabajo es identificar y valorar los procesos de convección en fase gaseosa que pueden crear potencialmente dispersión mecánica. El segundo objetivo es realizar un análisis de sensibilidad que muestre hasta que punto la incertidumbre sobre los valores de dispersividad condiciona el cálculo del transporte no isoterma de agua y de la evaporación. Este análisis de sensibilidad indicará las posibles consecuencias que resultan de no disponer de procedimientos simples y fiables para determinar los valores de la dispersividad.

## 2.- Procesos que pueden originar dispersión mecánica

El flujo de dispersión hidrodinámica (fluidodinámica),  $J_{hG}$ , ( $\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$ ) es la suma de los flujos originados por los mecanismos de difusión y de dispersión mecánica. Estos dos mecanismos pueden modelarse según Bear y Bachmat (1991), y tal como recogen Gastó y Grifoll (2001) y Grifoll et al. (2005) en un modelo unidimensional, mediante

$$J_{hG} = - \left( \frac{D_G}{\tau_G} + D_{mG} \right) \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \quad (1)$$

donde  $D_G$  ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) es el coeficiente de difusión molecular para el vapor de agua en aire y  $\tau_G$  (-) es la tortuosidad para la fase gaseosa. En el modelo de Grifoll et al., (2005) esta tortuosidad se evalúa según el segundo modelo de Millington y Quirk (1960), i.e.  $\tau_G = \phi^{2/3}/\theta_G$ , de acuerdo com Jin y Jury (1996) que concluyeron que es el mejor método de estimación en ausencia de datos experimentales. Aquí,  $\phi$  es la porosidad y  $\theta_G$  es la fracción volumétrica ocupada por la fase gaseosa. La concentración másica de vapor de agua se denota por  $\rho_v$  ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ) y  $z$  (m) es profundidad medida desde la superficie. Finalmente,  $D_{mG}$  ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) es el coeficiente de dispersión mecánica para la fase gas. Este coeficiente en una dimensión se estima mediante

$$D_{mG} = \alpha_{lG} |v_G| = \alpha_{lG} \frac{|q_G|}{\theta_G} \quad (2)$$

donde  $\alpha_{lG}$  (m) es la dispersividad longitudinal,  $v_G$  (m/s) es la velocidad en el poro y  $q_G$  (m/s) es el flujo vertical de la fase gas o descarga específica.

Bajo condiciones naturales de evaporación en el suelo se forma progresivamente un frente que separa una zona superior, cercana a la superficie, en la que la fase líquida es prácticamente ausente, de una zona inferior en la que el agua líquida tiene capacidad para moverse.

La cuestión que ahora se plantea es realizar un estudio del orden de magnitud para comparar los valores de  $D_G/\tau_G$  y  $D_{mG}$  en la zona seca, ya que sólo estos dos mecanismos son realmente efectivos para transportar el agua evaporada

desde el frente a la superficie. Los procesos que se analizarán son la variación de temperatura, la variación de presión y el flujo de Stefan.

2.1.- Variación de temperatura

Las fluctuaciones de temperatura en la zona del subsuelo cercana a la superficie son notables y, por ello, la dependencia de la densidad de la fase gas con la temperatura induce un flujo convectivo. Si consideramos que la resistencia del medio poroso al flujo de gas es despreciable, que en esta zona el medio es homogéneo en todas sus propiedades y que la fase gas se comporta idealmente, el flujo convectivo en la superficie se puede calcular mediante

$$v_G(t) = T_0(t) \frac{d}{dt} \int_0^\infty \frac{dz}{T(t,z)} \tag{3}$$

donde  $T_0(t)$  (K) es la temperatura en la superficie que depende del tiempo  $t$  (s) y  $T(t, z)$  (K) es la temperatura que depende de la profundidad  $z$  (m) y el tiempo.

Si consideramos que la temperatura en la superficie varía cíclicamente según

$$T_0(t) = T(t,0) = T_\infty + A_0 \sin(\omega t) \tag{4}$$

donde,  $T_\infty$  (K) es la temperatura constante a la que tiende el suelo conforme aumentamos la profundidad,  $A_0$  (K) es la amplitud de las oscilaciones térmicas y  $\omega$  es la frecuencia angular ( $s^{-1}$ ), y que el transporte de calor es sólo debido a conducción, la temperatura cíclica en función del tiempo y la profundidad viene dada por (Hillel, 1980)

$$T(t, z) = T_\infty + A_0 \exp(-z/d) \sin(\omega t - z/d) \tag{5}$$

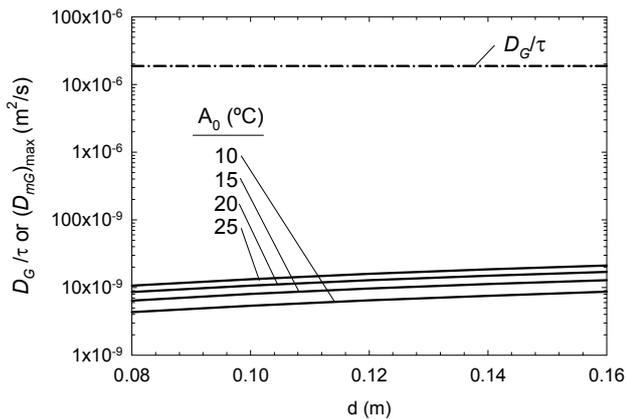


Fig. 1. Comparación del coeficiente de difusión y el coeficiente de dispersión mecánica máxima originado por oscilaciones de temperatura.

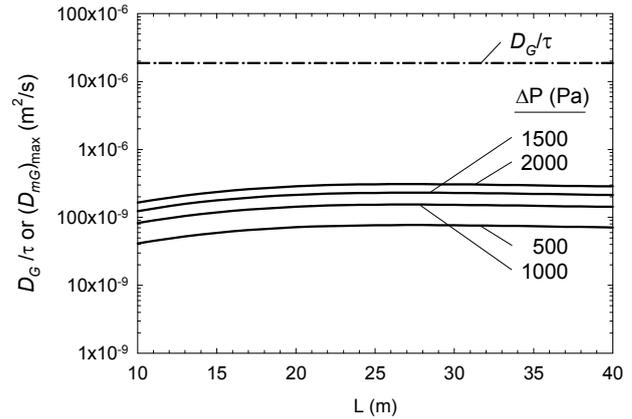


Fig. 2. Comparación del coeficiente de difusión y el coeficiente de dispersión mecánica máxima originado por oscilaciones de presión.

donde  $d$  (m) es la profundidad de amortiguamiento que depende de las propiedades térmicas del suelo. Para un suelo tipo arenoso  $0.08 < d < 0.16$  m (Hillel, 1980). La Fig. 1 muestra el flujo de dispersión máxima que puede esperarse calculando  $D_{mG}$  según (2), considerando  $\alpha_{tG} = 0.078$  m y el valor máximo de  $v_G$  alcanzado según (3) y (5) para diversos valores de  $A_0$  y  $d$ .

Como puede observarse, hay por lo menos tres órdenes de magnitud de diferencia entre el flujo difusivo y los dispersivos así calculados, por lo que podemos descartar el proceso de oscilaciones térmicas como generador de dispersión significativa.

2.2.- Variación de presión

La variación de la presión atmosférica causa una inyección y expulsión de los gases que hay en el interior del suelo. Considerando que la presión atmosférica varía según

$$P(t) = P_0 + \Delta P \cos(\omega t) \tag{6}$$

donde  $P_0$  (Pa) es la presión atmosférica media,  $\Delta P$  (Pa) es la amplitud de las oscilaciones de presión y  $\omega = 2\pi/\Gamma$  es la frecuencia angular de las oscilaciones. De acuerdo con otros autores (Auer et al., 1996) en este trabajo consideraremos como característico un periodo  $\Gamma = 7$  días.

Si el suelo tiene todas las propiedades homogéneas hasta una profundidad  $L$  (m), en la cual se encuentra una superficie impermeable, la velocidad de poro en la superficie viene dada por (Auer et al., 1996)

$$v_G(t) = -\text{Re} \left\{ \Delta P \frac{K}{\phi \mu} k \frac{\sinh(-kL\sqrt{i})}{\cosh(kL\sqrt{i})} \exp(i\omega t) \right\} \tag{7}$$

donde  $k^2 = \mu \phi 2\pi / (K P_0 \Gamma)$ ,  $K$  ( $m^2$ ) es la permeabilidad,  $\mu$  (Pa s) la viscosidad del aire,  $\text{Re}$  indica la parte real del número complejo e  $i$  es la unidad de número imaginario.

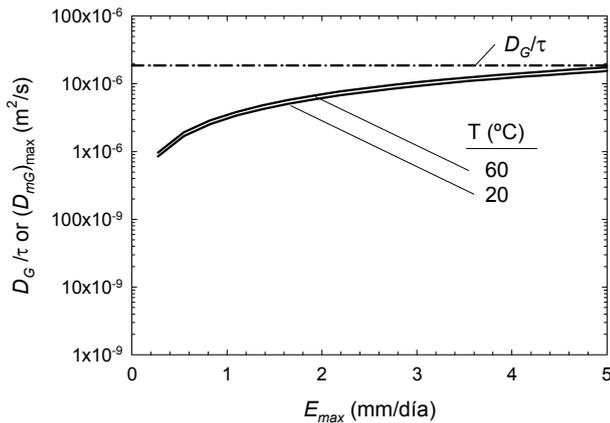


Fig. 3. Comparación del coeficiente de difusión y el coeficiente de dispersión mecánica originado por el flujo de Stefan.

El coeficiente de dispersión mecánica máximo se calcula como el producto de la dispersividad (0.078 m) por el valor máximo de  $v_G(t)$  en el periodo  $\Gamma$ . La Fig. 2 muestra este coeficiente para un suelo *loam* con las propiedades del caso II de Grifoll et al. (2005).

En este caso también observamos que la dispersión mecánica es aproximadamente dos ordenes de magnitud inferior que la difusión, por lo que la variación de presión tampoco parece capaz de producir una dispersión mecánica significativa.

Cabe resaltar que el modelo de transporte de Grifoll et al., (2005) no considera los cambios de presión y en consecuencia en ningún caso es posible que estos indujeran la dispersión que se observan en sus simulaciones.

### 2.3.- Flujo de Stefan

Se denomina flujo de Stefan al movimiento, típicamente en la fase gaseosa, que es inducido por la producción (o desaparición) de especies en una interfase. Procesos comunes que generan flujo de Stefan son los cambios de estado y las reacciones químicas interfásicas.

En la fase dos de evaporación en el suelo, el vapor de agua generado en el frente que delimita la zona seca de la húmeda ha de transportarse hasta la superficie. Este transporte supone un flujo neto de materia, y por consiguiente de convección, que corresponde al flujo de Stefan.

La evaporación de agua en fase dos con un flujo  $E$  (m/s), corresponde a un flujo molar  $N_w''$  (moles/m<sup>2</sup> s) entre el frente de evaporación y la superficie

$$N_w'' = E \frac{\rho_w}{M_w} \quad (8)$$

donde  $\rho_w$  (kg/m<sup>3</sup>) es la densidad del agua líquida y  $M_w$  (kg/mol) su masa molecular. La velocidad de poro en la zona cercana a la superficie del suelo vendrá dada por

$$v_G(t) = \frac{N_w''(t)RT(t)}{\phi P_0} = E(t) \frac{\rho_w RT_0(t)}{M_w \phi P_0} \quad (9)$$

donde  $R$  (Pa m<sup>3</sup> /K mol) es la constante universal de los gases.

En la Fig. 3 se compara el coeficiente de dispersión mecánica máximo que genera el flujo de Stefan para flujos de evaporación máximos de hasta 5 mm/día y para las temperaturas de 60 y 20°C en la superficie. Como puede observarse, flujos de evaporación del orden de 3 mm/día generan un flujo convectivo en la fase gas suficiente para que la dispersión sea responsable 50% del flujo total de evaporación. Es de resaltar que estos flujos de evaporación deben entenderse como valores máximos de los flujos puntuales y no valores medios diarios.

La comparación de las Figs 1, 2 y 3 nos lleva a la conclusión que bajo las condiciones ambientales habituales, los efectos de oscilaciones de temperatura y presión no son capaces de producir flujos de convección en la fase gas de los que resulte una dispersión apreciable, incluso considerando que la dispersividad longitudinal tenga un valor elevado, como probablemente ocurre al considerar  $\alpha_{IG} = 0.078$  m. Por lo contrario, el flujo de Stefan que genera la propia evaporación origina flujos de dispersión mecánica que fácilmente alcanzan magnitudes comparables a los flujos de difusión.

### 3.- Sensibilidad a la dispersividad

Una vez identificado el proceso con más potencial para originar dispersión, la atención se centrará ahora en el valor numérico de dispersividad utilizado. Cabe señalar que los coeficientes de dispersión que se muestran en las Figs 1, 2 y 3 son proporcionales a esta dispersividad y por lo tanto muy sensibles su valor numérico. En ausencia de datos experimentales adicionales que confirmen o desmientan que el valor escogido,  $\alpha_{IG} = 0.078$  m, es adecuado, un análisis de sensibilidad nos mostrará como trasciende el valor de este parámetro al cálculo global de evaporación.

El análisis de sensibilidad que se presenta se realiza mediante el modelo presentado por Grifoll et al., (2005) y se aplicará al estudio experimental de campo realizado por Jackson (1973). Los parámetros necesarios para llevar a cabo la simulación se detallan en el artículo referenciado (que se identifica allí como el caso II). Las simulaciones que allí se muestran, indican que el modelo es capaz de describir la evolución del contenido de humedad en superficie razonablemente bien, incluso bajo las condiciones simuladas que suponen gradientes muy elevados de temperatura y contenido en agua.

La primera simulación que se presenta corresponde al caso base, en el cual  $\alpha_{IG} = 0.078$  m. La Fig. 4 muestra la evolución de la temperatura, la fracción volumétrica de agua y los mecanismos de transporte a una profundidad de 1 mm y durante un periodo de 62 horas a partir de las condiciones iniciales que determinaron Grifoll et al.,

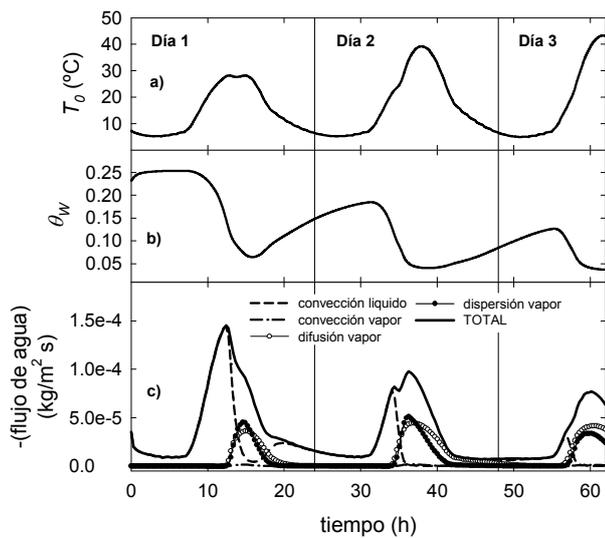


Fig. 4. Evolución de (a) temperatura, (b) contenido volumétrico de agua y (c) los mecanismos de transporte a  $z = 1$  mm para  $\alpha_G = 7.8$  cm.

(2005). Temperatura y humedad muestran un comportamiento cíclico con una tendencia media a incrementarse la temperatura y a disminuir el contenido en agua.

El análisis de los mecanismos que están actuando muestra que estos operan de manera complementaria. Cuando uno de ellos deja de actuar, otro u otros toman el relevo y así suavizan los cambios del flujo de evaporación. Así, vemos que sobre el mediodía del primer día, el flujo de agua líquida hacia la superficie deja de ser capaz de alimentar la evaporación. Tan pronto como esto sucede, los mecanismos de difusión y dispersión del vapor toman el relevo y son activos hasta el anochecer, cuando de nuevo la convección líquida les sustituye. Es interesante resaltar que durante el mediodía del primer y del segundo día, el flujo de evaporación es elevado y genera un flujo de dispersión que supera por unas horas al flujo de difusión. Día a día, los flujos máximos de dispersión se reducen significativamente debido a una disminución del flujo total de evaporación y así de la convección que genera dispersión. La difusión no se altera directamente cuando cambia el flujo de Stefan.

Se ha realizado una segunda simulación equivalente a la anterior, excepto que en esta se ha bloqueado el mecanismo de la dispersividad ( $\alpha_G = 0.0$  m). Los resultados de esta simulación se muestran en la Fig. 5. Lo primero que resalta es que la evolución de la temperatura y el contenido volumétrico de agua a  $z = 1$  mm son prácticamente iguales que los que muestra la Fig. 4. Por consiguiente, aunque los flujos de dispersión son importantes para la simulación con  $\alpha_G = 0.078$  m, de manera sorprendente, su ausencia no altera de manera significativa los flujos de evaporación.

Los mecanismos activos que se muestran en la Fig. 5c nos permite explicar esta baja sensibilidad. Ahora, en ausencia de dispersión, la difusión aumenta

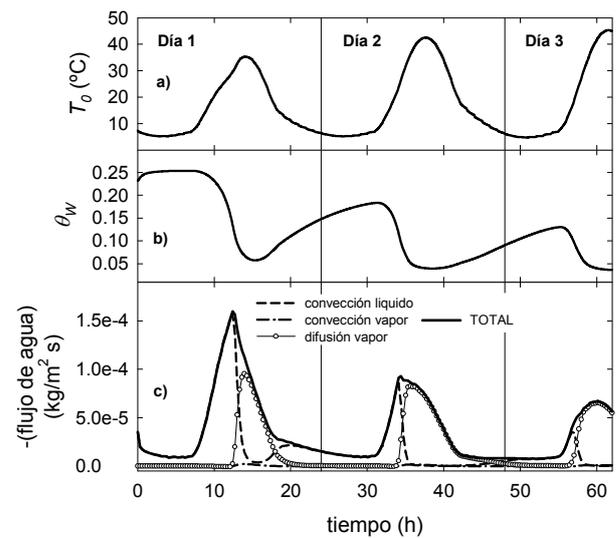


Fig. 5. Evolución de (a) temperatura, (b) contenido volumétrico de agua y (c) los mecanismos de transporte a  $z = 1$  mm para  $\alpha_G = 0$  cm.

significativamente y compensa en gran medida el transporte que se realizaba en la simulación anterior mediante el mecanismo de la dispersión. De hecho, el frente de evaporación en las horas centrales del día se halla ahora a una temperatura ligeramente superior que cuando la dispersión actúa. Este aumento de temperatura se traduce en un aumento de la presión de vapor del agua; en un aumento del gradiente de concentración de vapor y, en definitiva, en un aumento de la eficiencia del mecanismo de difusión.

Con el fin de estudiar los efectos que el valor numérico de la dispersividad tiene sobre los flujos de difusión y dispersión, se han realizado una serie de simulaciones análogas a las anteriores, en la que se ha variado monótonamente el valor de la dispersividad entre 0.0 y 0.078 m.

Como resultado de estas simulaciones, la Fig. 6 muestra los flujos de dispersión, difusión y la suma de ambos a una profundidad de  $z = 1$  mm y después de simular 62 horas de evolución del sistema (que coincide con tiempo final de las simulaciones que se muestran en las Figs 4 y 5). Como se observa, el aumento de la dispersividad de 0.0 m a 0.078 m provoca un aumento del flujo total de vapor de un 12%. Este aumento contrasta con el hecho de que, en ausencia de dispersión, el flujo de difusión es un 46% superior al que se obtiene cuando  $\alpha_G = 0.078$  m.

Así pues, la Fig. 6 se muestra claramente el papel complementario que juegan difusión y dispersión. Cuando en el modelo se fuerza una disminución de la dispersión, la respuesta en la simulación es un aumento de la difusión, la cual compensa una parte apreciable del transporte que realizaba la dispersión. El significado práctico de estos resultados es que, en las simulaciones mediante modelos de transporte no isoterma, el flujo de evaporación y otras

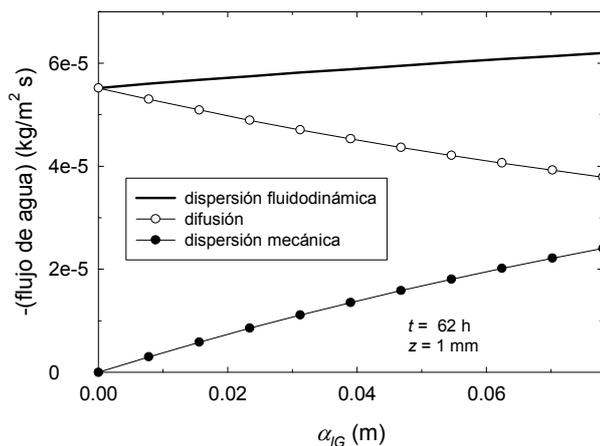


Fig. 6. Variación de los flujos de difusión y dispersión mecánica con la dispersividad a  $t = 62$  h y  $z = 1$  mm.

variables medibles (temperatura, contenido volumétrico de agua, etc.) son poco sensibles al valor numérico de la dispersividad.

El tipo de experimentos de campo, como el realizado por Jackson (1972), son muy útiles y necesarios para contrastar modelos y observar tendencias y características del proceso global de evaporación. Sin embargo, este tipo de experimentos no esclarecen las proporciones en que el transporte de vapor se realiza mediante los mecanismos de difusión y dispersión. Esta dificultad permanece también en situaciones, como los resultados que aquí se presentan, en que el flujo de dispersión es apreciable e incluso supera a la difusión.

En casi todos los experimentos que pueden llevarse a cabo en el laboratorio o en el campo no se puede evitar que junto con la dispersión, también sea efectivo el mecanismo de difusión. En consecuencia, es difícil dilucidar experimentalmente la proporción en que actúa cada mecanismo. Finalmente, hay que resaltar que el coeficiente de difusión en el medio poroso está modificado por la tortuosidad, hecho que dificulta aún más interpretar el peso de cada mecanismo en el transporte total del vapor de agua.

#### 4.- Conclusiones

En este estudio se muestra que el mecanismo de dispersión de vapor de agua en el suelo bajo condiciones naturales puede actuar de manera apreciable. Se han examinado tres procesos que crean convección en la fase gaseosa y que, como todo proceso convectivo en medio poroso, originan dispersión. De entre los procesos de (a) expansión y contracción del aire debido a las oscilaciones de temperatura, (b) expansión y contracción del aire del suelo debido a fluctuaciones de presión barométrica y (c) el flujo de Stefan, sólo este último parece que puede producir una dispersión apreciable comparada con el flujo de difusión.

El flujo de evaporación, desde suelos inicialmente húmedos y durante el proceso de secado, depende muy poco del valor numérico de la dispersividad. En medios naturales,

los mecanismos de dispersión mecánica y difusión se complementan, de manera que el conjunto es altamente insensible a los valores concretos de los parámetros que los gobiernan.

En definitiva, la dispersión es un fenómeno efectivo de transporte de vapor de agua en medios naturales, que debería incluirse en los modelos matemáticos, a pesar de la incertidumbre existente sobre el valor del coeficiente de dispersión mecánica. Dentro de un amplio rango, los resultados de la simulación no dependen de la elección de un valor concreto de dispersividad.

*Agradecimientos.* Agradezco la financiación recibida de la Dirección General de Investigación del Ministerio de Educación y Ciencia, proyecto CTQ2008-05758/PPQ y de la *Generalitat de Catalunya*, referencia 2009SGR-1529. También agradezco los comentarios de Joan Rosell-Llompart sobre este trabajo.

#### 5.-Bibliografía

- Auer, L.H., Rosenberg, N.D., Birdsell, K.H. y Whitney, E.M. 1996. The effects of barometric pumping on contaminant transport. *J. Contam. Hydrol.* 24: 145-166.
- Bear, J. y Bachmat, Y. 1991. *Introduction to modeling of transport phenomena in porous media*. Kluwer, Dordrecht.
- Biggar, J.W. y Nielsen, D.R. 1976. Spatial variability of the leaching characteristics of a field soil. *Water Resour. Res.* 12(1): 78-74.
- Gastó, J.M. y Grifoll, J. 2001. Modelización y análisis del transporte no isotérmico de compuestos orgánicos. En: *Temas de Investigación en Zona no Saturada*. J.J. López, M. Quemada (Eds.). Universidad Pública de Navarra, Pamplona.
- Gelhar, L.W., Welty C., y Rehfeldt K.R. 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resour. Res.* 28(7): 1955-1974.
- Grifoll, J., Gastó, J.M. y Cohen, Y. 2005. Non-isothermal soil water transport and evaporation. *Adv. Water Resour.* 28: 1254-1266.
- Hillel, D. 1980. *Fundamentals of Soil Physics*. Academic Press, San Diego.
- Ho, C.K., y Webb S.W. 1998. Review of porous media enhanced vapor-phase diffusion mechanisms, models, and data – Does enhanced vapor-phase diffusion exist?, *J. Porous Media*, 1: 71-92.
- Jackson, R. D. (1973), Diurnal changes in soil-water content during drying, en *Field soil water regime*, (Bruce, R. R., et al. Eds.) Soil Sci. Soc. Amer. Madison, Wisconsin, p. 37-55.
- Jin, Y. y Jury, A. 1996. Characterizing the dependence of gas diffusion coefficient on soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 66-71.
- Millington, R.J. y Quirk, J.P. 1960. Transport in porous media. En: *Trans. Int. Congr. Soil Sci.* van Beren A.F.A. et al., (Eds). Amsterdam: Elsevier. 97-107.
- Novak, M.D. 2010. Dynamics of the near-surface evaporation zone and corresponding effects on the surface energy balance of a drying bare soil. *Agr. Forest Meteorol.* 150: 1358-1365.
- Philip, J.R. y deVries, D.A. 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transactions American Geophysical Union.* 38, pp. 222-231.
- Schulze-Makuch D. 2005. Longitudinal dispersivity data and implications for scaling behavior. *Ground Water.* 43(3): 443-56.
- Smits, K.M., Cihan, A., Sakaki, T. y Illangasekare, T. H. 2011. Evaporation from soils under thermal boundary conditions: Experimental and modeling investigation to compare equilibrium and non-equilibrium based approaches, *Water Resour. Res.*, doi:10.1029/2010WR009533, in press.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M. y van Genuchten, M. Th. 2008. *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media*. Version 4.0. University of California Riverside. Riverside.