



HAL
open science

A LABORATORY PHYSICAL MODEL TO ANALYSE FLOW AND TRANSPORT PROCESSES IN A FRACTURED ROCK SAMPLE AT BENCH SCALE LEVEL

C. Cherubini, C.I. Giasi, N. Pastore

► **To cite this version:**

C. Cherubini, C.I. Giasi, N. Pastore. A LABORATORY PHYSICAL MODEL TO ANALYSE FLOW AND TRANSPORT PROCESSES IN A FRACTURED ROCK SAMPLE AT BENCH SCALE LEVEL. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 1 (2013), 2013, pp.19-32. hal-00955457

HAL Id: hal-00955457

<https://hal.science/hal-00955457>

Submitted on 4 Mar 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UN MODELLO FISICO DI LABORATORIO PER ANALIZZARE DINAMICHE DI FLUSSO E TRASPORTO IN UN CAMPIONE DI ROCCIA FRATTURATA A SCALA DI BANCO

A LABORATORY PHYSICAL MODEL TO ANALYSE FLOW AND TRANSPORT PROCESSES IN A FRACTURED ROCK SAMPLE AT BENCH SCALE LEVEL

CLAUDIA CHERUBINI^(*), CONCETTA GIASI^(**) & NICOLA PASTORE^(**)

^(*)HydrISE, Institut Polytechnique LaSalle Beauvais, 19 rue Pierre Waguët, 60026 Beauvais Cedex, France – Email: claudia.cherubini@lasalle-beauvais.fr

^(**)Polytechnical University of Bari, Bari (Italy) - Email: nicola.pastore.ing@gmail.com

RIASSUNTO

La conoscenza dei fenomeni di flusso e trasporto nelle rocce fratturate è molto importante al fine di ottimizzare strategie di bonifica e di monitoraggio, effettuare analisi di rischio e gestire convenientemente le risorse idriche di tali acquiferi. Recentemente sia la comprensione delle modalità di circolazione delle acque sia la caratterizzazione e modellazione delle interazioni fisico-chimiche all'interno di acquiferi fratturati stanno acquisendo sempre più importanza, specialmente per la necessità di pervenire ad una corretta gestione delle risorse idriche o anche per implementare corrette strategie di monitoraggio, o per garantire la qualità delle stesse, sia in termini di prevenzione da possibili inquinamenti che di recupero nel caso di contaminazione in atto. Talvolta l'approccio del mezzo poroso equivalente non è in grado di riprodurre le condizioni di flusso e trasporto in tali complesse formazioni. Questioni critiche emergenti per gli acquiferi fratturati sono: la validità della "legge cubica locale" che assume una relazione lineare tra portata e gradiente idraulico (legge di Darcy), nel caso si voglia descrivere con precisione le condizioni di flusso; l'uso dell'equazione classica di advezione-dispersione ove si voglia descrivere la propagazione del soluto.

La maggior parte degli studi sul trasporto attraverso fratture discrete sono tuttora basati su modelli di flusso molto semplici, cosa che ha limitato l'interpretazione delle curve di avanzamento (*breakthrough curve*) del soluto. I dati sperimentali ottenuti sotto condizioni controllate come quelle di laboratorio permettono di migliorare la comprensione delle fisiche fondamentali del flusso di falda e del trasporto di contaminante nelle fratture.

In questo studio sono state effettuate prove idrauliche e di tracciamento su un campione di roccia fratturata di forma parallelepipedica (0.60×0.40×0.8m) creato artificialmente. Sono stati misurati i volumi di acqua passanti attraverso differenti percorsi attraverso il campione fratturato per varie differenze di carico idraulico; inoltre sono state misurate le curve di avanzamento relative ad un tracciante salino immesso ad impulso per vari percorsi. I suddetti esperimenti sono finalizzati a comprendere le relazioni esistenti tra le condizioni al contorno applicate, la geometria del sistema ed i fenomeni di flusso e trasporto in atto.

I risultati sperimentali hanno mostrato evidenza di non linearità nel flusso e profili di concentrazione che non possono essere descritti da modelli di trasporto di soluto tradizionali.

SUMMARY

The knowledge of flow and transport phenomena in fractured rocks is very important in hydrogeologic engineering in order to optimize clean up and monitoring strategies, to carry out risk assessment and to manage interventions in aquifers.

Recently, understanding, characterizing and modeling physical and chemical interactions within fractured aquifers has acquired increasing importance, especially with regard to the question of water resources development and groundwater contamination. Sometimes the equivalent porous medium approach fails to reproduce flow and transport patterns in such complex geological formations. Critical emerging issues for fractured aquifers are the validity of the Darcian-type "local cubic law" which assumes a linear relationship between flow rate and pressure gradient to accurately describe flow patterns and of the classical advection-dispersion equation to describe the propagation of solute.

Most studies of transport through discrete fractures are still based on simpler flow models which has limited the interpretation of solute breakthrough curves.

Experimental data obtained under controlled conditions such as in a laboratory allow to increase the understanding of the fundamental physics of fluid flow and solute transport in fractures.

In this study hydraulic and tracer tests on artificially created fractured rock samples of parallelepiped (0.60×0.40×0.8m) shape have been carried out.

The volumes of water passing through different paths across the fractured sample for various hydraulic head differences and breakthrough curves for saline tracer pulse across different pathways have been measured.

The above experiments are aimed at understanding the relations existing between the applied boundary conditions, the geometry of the system and the occurring flow and transport phenomena.

The experimental results have shown evidence of non linearity in flow and concentration profiles that cannot be described by conventional solute transport models.

In fact, the classical advection-dispersion equation -used as a benchmark for comparison in a numerical model- poorly describes the experimental breakthrough curves of the tracer propagation.

Infatti, la classica equazione di advezione-dispersione, usata come benchmark per confronto in un modello numerico, non descrive in maniera sufficientemente accurata le curve sperimentali relative alla propagazione del tracciante. Un'analisi comparativa dei risultati ha permesso da una parte di studiare il comportamento del flusso e del trasporto nel mezzo indagato e dall'altra di valutare possibili miglioramenti al setup sperimentale.

PAROLE CHIAVE: mezzi fratturati, esperimenti di laboratorio, flusso non darciano, trasporto non-fickiano

INTRODUZIONE

La modellazione numerica in idrologia sotterranea sta acquisendo un ruolo sempre più rilevante in campi come l'estrazione petrolifera, il trasporto di contaminante, la geotermia e la gestione sostenibile delle risorse idriche sotterranee. In particolare la modellazione del trasporto nei mezzi fratturati è stata di recente oggetto di numerosi studi (ODLING & RODEN, 1997; BERKOWITZ, 2002; CHERUBINI & PASTORE, 2010; WU *et alii*, 2010): i modelli di trasporto di soluto sono finalizzati a prevedere la risposta degli acquiferi per la progettazione di interventi di bonifica, per lo smaltimento e la gestione dei rifiuti e per l'elaborazione dell'analisi di rischio sanitario-ambientale.

Le equazioni costitutive del flusso di un fluido nel mezzo poroso, ossia la legge di Darcy e la equazione di Advezione-Dispersione (ADE), sono di utilità limitata se applicate ai regimi di flusso inerziale (alti valori del numero di Reynolds) e alle condizioni anomale di trasporto che sono presenti solitamente nelle formazioni eterogenee ed anisotrope quali gli acquiferi fratturati (SUKOP *et alii*, 2008).

Infatti nelle fratture reali in roccia, fenomeni inerziali microscopici possono causare una aggiuntiva perdita di carico macroscopica (KLØV, 2000) che devia il flusso dalla condizione di linearità che lega caduta di pressione e portata. I fenomeni inerziali microscopici sono rappresentati dalla formazione di vortici locali e dallo sviluppo di percorsi tortuosi all'interno dei pori all'aumentare del numero di Reynolds (BARAK, 1987). Inoltre, l'eterogeneità interviene anche nel trasporto di soluto in quanto l'equazione che descrive una relazione lineare tra il flusso di massa di soluto e il gradiente di concentrazione non è più valida.

Lo scopo del presente lavoro è di investigare sperimentalmente il comportamento di un regime di flusso non lineare (non darciano) e i suoi impatti sulla propagazione del soluto in una formazione fratturata. Una maniera, infatti, per comprendere e quantificare la migrazione dei contaminanti nei sistemi acquiferi (DAGAN & NEUMAN, 1997) è quella di analizzare il trasporto di traccianti. Numerosi studi sono stati condotti in campo ed in laboratorio, e sono state effettuate anche simulazioni numeriche (BECKER & SHAPIRO, 2000, 2003; HAGGERTY *et alii*, 2000; REIMUS *et alii*, 2003, DIETRICH *et alii*, 2005).

Le curve di avanzamento relative alla propagazione di traccianti nei mezzi altamente eterogenei come quelli fratturati sono molto differenti da quelle relative ai mezzi porosi omogenei.

Normalmente la forma della curva è fortemente non simmetrica

A comparative analysis of the obtained results has allowed to study the behavior of flow and transport in the investigated medium on the one hand, and to evaluate possible improvements to the experimental setup on the other.

KEY WORDS: fractured media, laboratory experiments, non-darcian flow, non-fickian transport

INTRODUCTION

Numerical modeling in subterranean hydrology has become increasingly important in fields like petroleum exploitation, contaminant transport, geothermal energy and groundwater supply management.

In particular the modeling of transport in fractured media has been the subject of considerable recent research (ODLING & RODEN, 1997; BERKOWITZ, 2002; CHERUBINI & PASTORE, 2010; WU *et alii*, 2010): solute transport models are aimed at predicting aquifer responses to be used, for instance, in remediation studies, waste disposal and management and in environmental risk assessment.

The fundamental equations familiar to groundwater hydrologists, Darcy's law-based groundwater flow equation and the Advection-Dispersion Equation (ADE) are of limited usefulness when applied to inertial flows (high Reynolds numbers) and anomalous transport patterns which are commonly present in heterogeneous formations such as fractured aquifers (SUKOP *et alii*, 2008).

In fact in real rock fractures, microscopic inertial phenomena can cause an extra macroscopic hydraulic loss (KLØV, 2000) which deviates flow from the linear relationship among pressure drop and flow rate.

Microscopic inertial forces are represented by the formation of local vortices and the development of tortuous streamlines inside pores with increasing Reynolds numbers (BARAK, 1987).

Moreover, heterogeneity intervenes even in solute transport in that the equation that prescribes a linear relationship between the dispersive mass flux and the concentration gradient is not valid.

The aim of present work is to experimentally investigate the behavior of a nonlinear (non-Darcian) flow regime and its impacts on solute propagation in a fractured formation.

A way for understanding and quantifying the migration of contaminants in groundwater systems (DAGAN & NEUMAN, 1997) is that of analyzing tracer transport. Numerous investigations have been carried out in the field, in laboratory, together with numerical simulations (BECKER & SHAPIRO, 2000, 2003; HAGGERTY *et alii*, 2000; REIMUS *et alii*, 2003, DIETRICH *et alii*, 2005).

Tracer breakthrough curves from transport in highly heterogeneous media such as fractured media are distinctly different from those in homogeneous porous media.

con un arrivo iniziale precoce e la presenza di una lunga coda e spesso anche picchi multipli, come evidenziato nei test con traccianti condotti da numerosi autori (BECKER & SHAPIRO, 2000; HAGGERTY *et alii*, 2000; REIMUS *et alii*, 2003).

CARDENAS *et alii* (2007) hanno simulato il flusso (con le equazioni di Navier-Stokes) e il trasporto di soluto in una frattura reale aperta con profilo di apertura molto irregolare. Il flusso era prettamente darciano tranne che a velocità media molto alta. Nonostante tutto, nella zona in cui l'apertura era più ampia, si evidenziava la presenza di un vortice pronunciato che era responsabile della natura non Fickiana del trasporto.

BOUTT *et alii* (2006) hanno simulato il trasporto di sostanze colloidali in una singola frattura rugosa dove il flusso era macroscopicamente laminare. Hanno dimostrato che variazioni pronunciate nel profilo della frattura possono dare luogo a zone di ricircolo (zone di intrappolamento). Hanno inoltre evidenziato che fratture interconnesse fra loro possono creare percorsi preferenziali di flusso che diventano scorciatoie per il trasporto causando fenomeni di arrivo rapido nelle curve di breakthrough (BTC); d'altra parte fratture non interconnesse tra loro possono dare luogo a zone immobili che trattengono un certo quantitativo di soluto, rilasciato poi lentamente per diffusione, portando a lunghe code nelle BTC. Gli stessi autori hanno anche mostrato che meccanismi di flusso preferenziale (*channelling*) possono portare a picchi multipli nelle BTC relative a prove di tracciamento in singole fratture.

QIAN *et alii* (2011a,b) hanno effettuato esperimenti di laboratorio con il fine di analizzare il flusso e il trasporto in una singola frattura sotto condizioni di flusso non darciano. Il trasporto era non-Fickiano con arrivo rapido e lunghe code. Un modello Mobile-Immobilizzato (MIM), il quale assume trasporto advettivo nel dominio di flusso ("mobile") e trasferimento di massa diffusivo tra i domini mobile e immobile, ha fittato sia i picchi che le code delle BTC osservate in maniera più precisa che il modello ADE classico.

I valori alti di dispersività trovati negli esperimenti hanno mostrato come la dispersione in condizioni di flusso non darciano sia molto più alta che in condizioni darciane. Come è stato evidenziato nella trattazione di QIAN *et alii* (2011a) i precedenti studi sul flusso e il trasporto nelle fratture hanno considerato flusso darciano. Invece, come hanno affermato alcuni studiosi (SHARP & MAINI, 1972; IWAI, 1976; LUNATI *et alii*, 2003; QIAN *et alii*, 2005), il flusso nelle fratture può diventare non darciano anche per numeri di Reynolds relativamente bassi quando gli effetti inerziali non siano più trascurabili.

In letteratura sono riportate differenti leggi che tengono conto di relazioni non lineari tra velocità e gradiente di pressione.

Una estensione cubica della legge di Darcy che descrive la caduta di pressione in funzione della portata per bassi valori di velocità è l'equazione di "inerzia debole":

$$-\nabla p = \frac{\mu}{k} \cdot \bar{v} + \frac{\gamma \rho^2}{\mu} \cdot \bar{v}^3 \quad (1)$$

dove p [ML⁻¹T⁻²] è la pressione, k [L²] è la permeabilità intrinseca, μ [ML⁻¹T⁻¹] è la viscosità, ρ [ML⁻³] è la densità, v [LT⁻¹] è la velocità e γ [L] è il fattore di inerzia debole.

Usually the shape of the breakthrough curve is highly non-symmetrical with a fast rise at early times and very long tail at late times, and often, they consist of multiple peaks (Tsang & Tsang, 1993) as evidenced by many field-scale tracer tests carried out in fractured formations (BECKER & SHAPIRO, 2000; HAGGERTY *et alii*, 2000; REIMUS *et alii*, 2003).

CARDENAS *et alii*, (2007) simulated Navier-Stokes flow and solute transport in a real open fracture with a very irregular fracture aperture. The flow was mostly Darcian except at very high mean velocities.

Nevertheless, a pronounced eddy was present at the largest aperture zone and it was responsible for a non-Fickian nature of transport.

BOUTT *et alii*, (2006) simulated colloid transport in a rough single fracture where flow was macroscopically laminar. They demonstrated that sharp changes in fracture profile may cause zones of recirculation (trapping zones). Moreover they found that interconnected fracture zones may create preferential flow pathways that become shortcuts for transport and lead to the early arrival of the breakthrough curves (BTCs); on the other side disconnected fractures may become immobile zones to retain or capture a certain amount of solute, leading to the long tail of the BTCs. Finally, they showed that preferential flow (channeling) might lead to multiple peaks in the BTCs for solute transport in single fractures.

QIAN *et alii*, (2011a,b) carried out well-controlled laboratory experiments to investigate flow and transport in a single fracture under non-Darcian flow conditions. Non-Fickian transport was found to dominate with early arrival and long tails. A mobile-immobile (MIM) model, which assumes ADE transport in the mobile domain, and diffusion-driven mass transfer between the mobile and immobile domains, proved to fit both peak and tails of the observed BTCs better than the classical ADE model.

The large dispersivity values found in the experiments showed that dispersion under non-Darcian flow condition was much stronger than that under Darcian flow.

As stated by QIAN *et alii*, (2011a) previous investigations of flow and transport in fractures only considered Darcian flow. However, as pointed out by several authors (SHARP & MAINI, 1972; IWAI, 1976; LUNATI *et alii*, 2003; QIAN *et alii*, 2005), flow in fractures could become non-Darcian even at relatively small Reynolds numbers when inertial effects are no longer negligible.

In literature are reported different laws that account for nonlinear relations between velocity and pressure gradient.

A cubic extension of Darcy's law that describes pressure loss versus flow rate for low flow rates is the weak inertia equation:

where p [ML⁻¹T⁻²] is the pressure, k [L²] is the permeability, μ [ML⁻¹T⁻¹] is the viscosity, ρ [ML⁻³] is the density, v [LT⁻¹] is the velocity and γ [L] is called the weak inertia factor.

In caso di numeri di Reynolds assai elevati ($Re \gg 1$) le cadute di pressione passano da un regime di inerzia debole ad uno di inerzia forte, descritto dall'equazione di Forchheimer (FORCHHEIMER 1901), espressa come:

$$-\nabla p = \frac{\mu}{k} \cdot \bar{v} + \rho\beta \cdot \bar{v}^2 \quad (2)$$

dove β è il coefficiente di resistenza inerziale, o coefficiente non darciano.

Un'altra equazione usata comunemente per descrivere il flusso non darciano è l'equazione di Izbash o legge di potenza (IZBASH, 1931):

$$-\nabla p = \lambda \cdot \bar{v}^n \quad (3)$$

dove λ e n sono due coefficienti costanti e $1 \leq n \leq 2$: Se $n = 1$ il flusso è darciano mentre se $n = 2$ il flusso è turbolento ampiamente sviluppato. Le equazioni di Forchheimer e di Izbash sono equivalenti se il termine lineare nell'equazione di Forchheimer è zero e $n = 2$.

È possibile utilizzare un'equazione generale di tipo darciano (CHIN *et alii*, 2009) per descrivere tutti i regimi menzionati e per tener conto delle non linearità nella relazione tra gradiente idraulico e velocità apparente:

$$\bar{v} = -K_{eff} (\nabla h) \cdot \nabla h \quad (4)$$

K_{eff} [LT^{-1}] è la conducibilità idraulica effettiva, mentre h [L] rappresenta il carico idraulico totale.

La conducibilità idraulica effettiva può essere scritta come:

$$K_{eff} = \frac{2}{a + \sqrt{a^2 + 4b\|\nabla h\|}} \quad (5)$$

dove a [TL^{-1}] e b [T^2L^{-2}] sono, rispettivamente, il coefficiente lineare e non lineare in termini di altezza idraulica e possono essere espressi:

$$a = \frac{\mu}{\rho g k}; \quad b = \frac{\beta}{g} \quad (6)$$

Nello stesso modo la trasmissività effettiva per una frattura può essere espressa come una relazione tra portata specifica q (L^2T^{-1}) e gradiente idraulico:

$$\bar{q} = \frac{2}{a_f + \sqrt{a_f^2 + 4b_f\|\nabla h\|}} \nabla h \quad (7)$$

a_f e b_f sono legati ad a e b :

$$a_f = \frac{a}{w}; \quad b_f = \frac{b}{w^2} \quad (8)$$

dove w rappresenta l'apertura della frattura.

EQUAZIONE DI ADVEZIONE-DISPERSIONE (ADE)

L'equazione costitutiva della propagazione del soluto in un mezzo poroso è l'equazione di conservazione della massa:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v}C) + \nabla \cdot \mathbf{J} = r \quad (9)$$

dove C [ML^{-3}] è la concentrazione del soluto, \bar{v} è la velocità effettiva, \mathbf{J} è il flusso di massa e r è il fattore di scambio di massa.

L'equazione che tradizionalmente descrive il flusso dispersivo dei soluti in un mezzo poroso è un'estensione della legge di Fick: (HASSANIZADEH & LEIJNSE, 1995):

$$\mathbf{J} = -\mathbf{D} \cdot \nabla C \quad (10)$$

In case of higher Reynolds numbers ($Re \gg 1$) the pressure losses pass from a weak inertial to a strong inertial regime, described by the Forchheimer equation (Forchheimer, 1901), given by:

where β is called the inertial resistance (coefficient), or non-Darcy coefficient.

Another commonly used non-Darcian flow equation is the Izbash or power-law equation (IZBASH, 1931):

where λ and n are two constant coefficients and $1 \leq n \leq 2$: If $n = 1$ the flow is Darcian, whereas if $n = 2$ the flow is fully developed turbulent. The Forchheimer and Izbash equations are equivalent when the linear term in the Forchheimer equation is equal to zero and $n = 2$.

A general Darcian-like relationship can be used (CHIN *et alii*, 2009) to describe all the mentioned flow regimes and to account for nonlinearities in the relationship between hydraulic head gradient and apparent flow velocity:

K_{eff} [LT^{-1}] is the effective hydraulic conductivity and h [L] is the total hydraulic head.

Effective hydraulic conductivity can be written as:

where a [TL^{-1}] and b [T^2L^{-2}] are the linear and non linear coefficients in terms of hydraulic head and can be expressed as:

In same way the effective fracture transmissivity for a discontinuity can be defined and the relationship between specific discharge q (L^2T^{-1}) and hydraulic head gradient can be written as:

a_f and b_f are related to a and b :

where w represents fracture aperture.

ADVECTIVE-DISPERSIVE EQUATION (ADE)

The equation governing the spreading of solutes in aquifers is the equation of conservation of mass:

where C [ML^{-3}] is the solute concentration, \bar{v} is the mean flow velocity, \mathbf{J} is the dispersive mass flux and r is the rate of solute mass exchange.

The traditional equation that describes the dispersion flux of solutes in porous media is an extension of the Fick's law of diffusion (HASSANIZADEH, 1996):

dove \mathbf{D} [ML^{-2}] è il tensore di Dispersione. Secondo questa equazione, il flusso di massa dispersivo di soluto è proporzionale al gradiente di concentrazione di soluto.

Combinando le due equazioni precedenti si ottiene l'Equazione di Advezione-Dispersione (ADE):

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v}C) - \nabla \cdot (\mathbf{D} \cdot \nabla C) = 0 \quad (11)$$

Un'assunzione alla base dell'ADE (SCHLUMER *et alii*, 2001) è che la dispersione meccanica, come la diffusione molecolare possa essere descritta dalla legge di Fick. In altre parole, questa formulazione assume che il centro di massa del plume di contaminante avanzi con la velocità media (macroscopica) del

fluido, mentre il contaminante disperso intorno al centro di massa (a causa sia degli effetti meccanici e chimici) costituisca un processo puramente Fickiano (BERKOWITZ *et alii*, 2001). Tali assunzioni sono in realtà valide sotto condizioni molto restrittive. I dettagli su queste condizioni, le quali per dirla breve richiedono una conducibilità idraulica fortemente omogenea, sono trattati in BERKOWITZ & SCHER (2000).

La ADE spesso non è in grado di descrivere in maniera accurata i meccanismi di propagazione del soluto nel sottosuolo (NEUMAN & TARTAKOVSKY, 2009).

Normalmente si incontrano due tipi di deviazioni dal comportamento fickiano (HASSANIZADEH, 1996). La prima riguarda la dipendenza della dispersività dalla scala di osservazione spaziale e/o temporale, come già analizzato da numerosi ricercatori (e.g. MATHERON & DE MARSILY, 1980, DAGAN, 1989). La seconda invece riguarda la relazione tra il flusso di massa dispersivo \mathbf{J} e il gradiente di concentrazione di soluto che diventa non lineare per elevati gradienti di concentrazione (HASSANIZADEH & LEIJNSE, 1995).

Per quanto riguarda la prima deviazione, se i modelli numerici utilizzano una discretizzazione che non è in grado di riprodurre l'eterogeneità del campo delle velocità, le simulazioni di trasporto a mezzo dell'ADE sono affette da errore (LLERAR-MEZA, 2009).

Infatti, la formulazione classica del trasporto di soluto sottostima significativamente il comportamento osservato, a lungo termine, di una breakthrough curve (BTC) in mezzi eterogenei. Il trasporto di soluto è condizionato dalla presenza di zone ad alta e bassa velocità, dove il soluto può essere "canalizzato" oppure ristagnare (LLERAR-MEZA, 2009). Per tener conto degli effetti dell'eterogeneità sono stati proposti modelli concettuali alternativi, come: *Multi-rate Mass Transfer* (HAGGERTY & GORELICK, 1995; CARRERA *et alii*, 1998), *Time-Dependent Macrodispersive* (DAGAN, 1991; RAJARAM & GELHAR, 1993; DENTZ *et alii*, 2000), *Continuous Time Random Walk* (BERKOWITZ & SCHER, 1998) e infine *Fractional Advection-Dispersion Transport* (BENSON *et alii*, 2000, METZLER & KLAFTER, 2000; SCHUMER *et alii*, 2003).

Per quanto riguarda la seconda tipologia di deviazione, una teoria recentemente sviluppata (HASSANIZADEH & LEIJNSE, 1995) suggerisce una relazione non lineare tra il gradiente di concentrazione e il flusso di massa dispersivo, introducendo un nuovo parametro in aggiunta alla dispersività longitudinale e trasversale.

where \mathbf{D} [ML^{-2}] is the Dispersion tensor. According to this equation, the dispersive mass flux of a solute is proportional to the solute concentration gradient.

Combining the previous equations the well known Advection-Dispersion Equation (ADE) is obtained:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v}C) - \nabla \cdot (\mathbf{D} \cdot \nabla C) = 0 \quad (11)$$

An underlying assumption of the ADE (SCHUMER. *et. alii*, 2001) is that mechanical dispersion, like molecular diffusion, can be described by Fick's first law.

In other words, this formulation assumes that the center of mass of the contaminant plume advances with the average ("macroscopic") fluid velocity, while the contaminant spread about this center of mass (due to both mechanical and chemical effects) is a purely Fickian process (BERKOWITZ *et alii*, 2001). These assumptions is in reality valid only under highly restrictive conditions. Details of these conditions, which in simple terms require a very high degree of homogeneity in the hydraulic conductivity, can be found in BERKOWITZ & SCHER (2000).

The classical ADE often fails to predict observed behavior of solute in the subsurface (NEUMAN & TARTAKOVSKY, 2009).

Commonly, two kinds of deviations from the Fickian behavior are encountered (HASSANIZADEH, 1996). The first regards the dependence of dispersivity values on the spatial and/or temporal scale of observation, investigated by many researchers (MATHERON AND DE MARSILY, 1980, DAGAN, 1989).

The second kind of deviation regards the linear relationship between the dispersive mass flux \mathbf{J} and the solute concentration gradient that becomes non linear for large \mathbf{J} concentration gradients (HASSANIZADEH AND LEIJNSE, 1995).

Regarding the former deviation, as soon as the numerical models use a discretization that cannot reproduce this heterogeneity of the velocity field, transport predictions by ADE fail (LLERAR-MEZA, 2009)

In fact, the classical formulation of solute transport significantly underestimates the late-time behavior of breakthrough curves at observation locations in heterogeneous media. Solute transport is affected by the presence of high and low water velocity zones, where solute can be channelized or stagnant (LLERAR-MEZA, 2009).

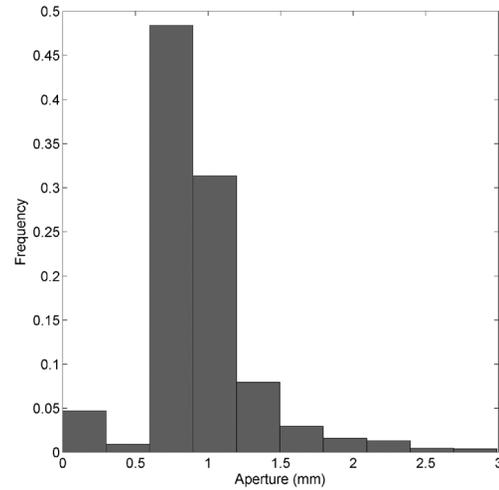
Alternative conceptualizations have been proposed to account for the effects of this heterogeneity, such as: *Multi-rate Mass Transfer* (HAGGERTY & GORELICK, 1995; CARRERA *et alii*, 1998), *Time-Dependent Macrodispersive* [DAGAN (1991); RAJARAM & GELHAR (1993); DENTZ *et alii*, (2000)], *Continuous Time Random Walk* (BERKOWITZ & SCHER, 1998) and *Fractional Advection-Dispersion Transport* [BENSON *et alii*, (2000), METZLER & KLAFTER (2000); SCHUMER *et alii*, (2003)].

As far as the latter deviation, a recently developed theory (HASSANIZADEH & LEIJNSE, 1995) suggests a nonlinear relation between the concentration gradient and dispersive mass flux, introducing a new parameter in addition to the longitudinal and transversal dispersivities.

Bulk density (g/cm ³)	2.21
Porosity (%)	0.20
Moisture content (%)	2.44
Hydraulic conductivity (m/s)	1.63E-8

Tab. 1 - Proprietà del blocco di calcare
- *Properties of limestone block*

Fig. 1 - Distribuzione delle aperture meccaniche delle discontinuità ricavata sulla base di 13688 misurazioni
- *Mechanical aperture distribution obtained from 13688 sample data*



In questo studio sono state condotte una serie di prove di tracciamento in laboratorio per investigare il trasporto di soluto in un campione di roccia fratturata in cui è stata evidenziata sperimentalmente la presenza di condizioni di flusso non darciano (CHERUBINI *et alii*, 2012). Lo scopo di tale lavoro è di mostrare come le curve di avanzamento (BTC) relative al trasporto di soluto misurate in condizioni non darciane presentano delle caratteristiche difficili da modellare utilizzando l'equazione di Advezione - Dispersione (ADE) convenzionale basata sulla legge di Fick.

Infatti tale modello non riproduce adeguatamente le code consistenti e i profili di concentrazione a volte bimodali che sono stati registrati nelle BTC.

CONFIGURAZIONE DEL MODELLO SPERIMENTALE

Gli esperimenti sono stati effettuati su un blocco di roccia carbonatica di forma parallelepipedica delle dimensioni di (0.6×0.4×0.08 = 0.0192 m³) estratto dalla formazione del "Calcere di Altamura" rinvenibile nella parte centrale della regione Puglia. In Tab. 1 sono riportate alcune caratteristiche fisiche ed idrauliche del blocco. Mediante colpi di mazzetta da 5 kg è stato creato artificialmente un sistema di fratture.

Successivamente, per ciascuna discontinuità, sono state digitalizzate mediante una fotocamera ad alta risoluzione le tracce sulle facce del blocco. Le immagini sono state poi rettificare e calibrate rispetto a misure manuali effettuate con il calibro. Infine da queste immagini è stato possibile individuare il profilo medio e la distribuzione delle aperture meccaniche. In Fig. 1 è mostrata la distribuzione delle aperture meccaniche ottenuta sulla base di 16388 misurazioni. Il campione è stato sigillato mediante una resina epossidica trasparente (Fig. 2b) e in corrispondenza delle estremità di ciascuna discontinuità è stato effettuato un foro circolare del diametro di 1 cm mediante l'utilizzo di un trapano a percussione. All'interno dei fori sono stati alloggiati dei raccordi idraulici 3/8" F- 1/4" M" saldati con il blocco di roccia mediante resina epossidica a rapido indurimento (Fig. 2c-2d). Il blocco così sigillato è stato collegato ad un circuito idraulico (Fig. 2). L'acqua all'interno del blocco può

In this study a series of controlled laboratory tracer test experiments have been carried out to investigate solute transport in a fractured rock sample where non-Darcian flow conditions have been evidenced experimentally (CHERUBINI *et alii*, 2012).

The purpose of this study is to show how breakthrough curves (BTC) of the solute transport measured under the non-Darcian flow condition have some features that are difficult to explain using the Advection-Dispersion Equation (ADE) based on Fick's law.

In fact this model fails to reproduce adequately the consistent tails and the sometime bimodal concentration profiles that have been registered in the BTCs.

EXPERIMENTAL SETUP

The experiments have been carried out on a block of carbonatic rock of parallelepiped shape (0.60×0.40×0.8 m = 0.0192 m³) recovered from the 'Calcere di Altamura' formation which is located in central part of Apulia region (Southeastern Italy). In Tab. 1 are reported the bulk hydraulic parameters of limestone block. The fracture network has been made artificially through 5 kg mallet blows.

Subsequently for each discontinuity fracture traces on the block surfaces have been digitalized by means of a high resolution digital camera.

The images have been then rectified and calibrated with manual measurements carried out by means of a gauge.

Through these images it has been possible to obtain the average profile and the distribution of mechanical apertures.

In Fig. 1 it is showed the distribution of mechanical apertures obtained on the basis of 16388 sample data.

The surface of block sample has been sealed with transparent epoxy resin (Fig. 2b) and a hole of 1 cm diameter has been opened for each discontinuity in correspondence of the boundary of the block by means of a percussive drill.

Inside the holes hydraulic joints 3/8" F- 1/4" M" have been placed sealed with the block by means of rapid-hardening epoxy resin (Fig. 2c-2d).

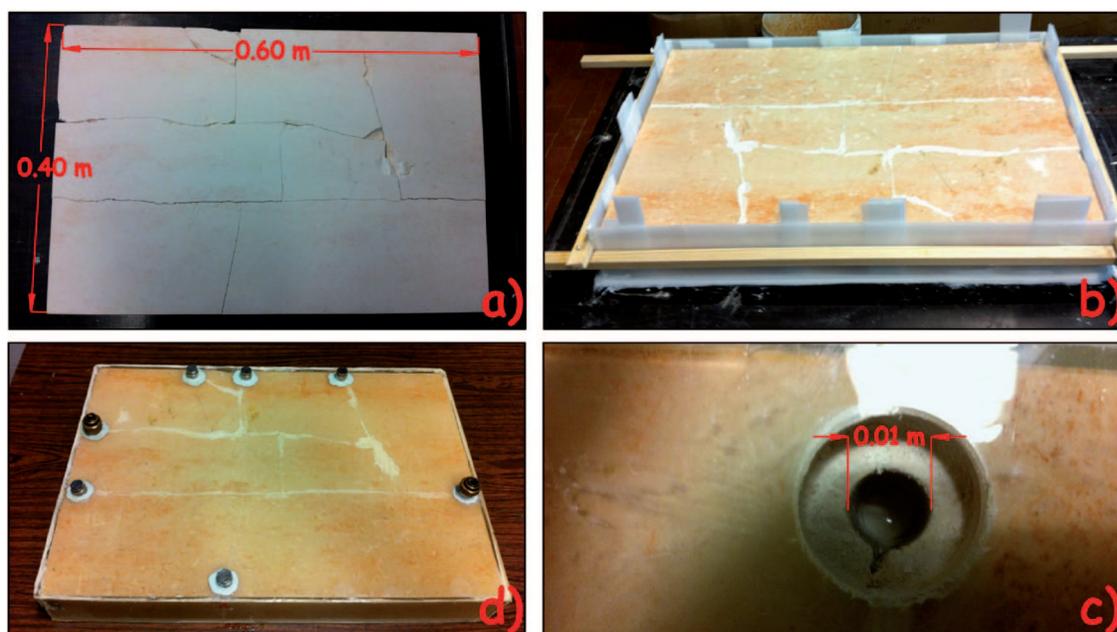


Fig. 2 - a) discontinuità artificiali create mediante colpi di mazzetta da 5 kg; b) colata con resina epossidica; c) esempio di foro in corrispondenza delle estremità delle discontinuità; d) inserimento delle porte per la connessione al circuito idraulico
- a) artificial discontinuities produced by means of 5 kg mallet blows; b) epoxy resin casting; c) example of a hole in correspondence of the edges of the discontinuities; d) insertion of ports for the connection to hydraulic circuit

muoversi, secondo diversi percorsi, in virtù della differenza di carico tra il serbatoio di monte, a cui è collegata la porta di entrata, e quello di valle, a cui è collegata la porta di uscita. I serbatoi di monte e di valle presentano le stesse dimensioni e sono di forma cilindrica con una sezione circolare di circa 0.1963 m^2 . Il carico all'interno dei due serbatoi non è mantenuto costante comunque la variazione di quest'ultimo risulta trascurabile relativamente alle modalità di esecuzione degli esperimenti.

La portata istantanea che attraversa il blocco sigillato è misurata attraverso un velocimetro ad ultrasuoni posto in corrispondenza della porta di entrata. In corrispondenza della stessa è posizionato un sistema per l'immissione di tracciante (cloruro di sodio, NaCl) mentre, in corrispondenza della porta di uscita, è posizionata una cella di flusso predisposta per alloggiamento di una sonda multiparametrica del tipo IDRONAUT OCEAN SEVEN 304 CTD LOGGER con frequenza di campionamento di 8 Hz per la misura istantanea di pressione (dbar) del fluido, temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e conducibilità elettrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) rispettivamente con la risoluzione di 0.0015%, 0.0006 $^{\circ}\text{C}$, 0.1 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Prove idrauliche

Lo studio della dinamica del flusso d'acqua che attraversa il blocco è stato effettuato monitorando il movimento dell'acqua tra il serbatoio di monte e la cella di flusso avente una sezione circolare di circa $1.28 \times 10^{-4} \text{ m}^2$ priva della sonda multiparametrica. Al tempo t_0 le valvole 'a' e 'b' sono chiuse e l'altezza idraulica in condizioni idrostatiche misurabile in corrispondenza della cella di flusso è h_0 .

The sealed block sample is connected with a hydraulic circuit (Fig. 2). Water inside the block can move through different pathways according to the hydraulic head difference between the upstream tank connected to the inlet port and the downstream tank connected to the outlet port.

The upstream and downstream tank have the same dimensions and are of cylindrical shape with a circular cross section of 0.1963 m^2 . The hydraulic head inside the two tanks is not maintained constant but its variation is negligible relative to the modality of execution of the experiments.

The instantaneous flow rate that flows across the block is measured by an ultrasonic flow velocimeter placed in correspondence of the inlet port. In correspondence of the inlet port a system for the intake of tracer (sodium chloride, NaCl) is placed while in correspondence of the outlet port a multiparametric probe is arranged for the placement of a multiparametric probe IDRONAUT OCEAN SEVEN 304 CTD LOGGER with frequency of sampling 8 Hz for the instantaneous measurement of pressure (dbar), temperature ($^{\circ}\text{C}$) and electric conductivity ($\mu\text{S}/\text{cm}$) respectively with resolution 0.0015%, 0.0006 $^{\circ}\text{C}$ and 0.1 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Hydraulic tests

The analysis of the flow dynamics through the block regards the observation of water flow from the upstream tank to the flow cell which has a circular cross section of $1.28 \times 10^{-4} \text{ m}^2$ and has no multiparametric probe.

Initially at time t_0 , the valves 'a' and 'b' are closed and the hydrostatic head in flow cell is equal to h_0 . The experiment begins with the

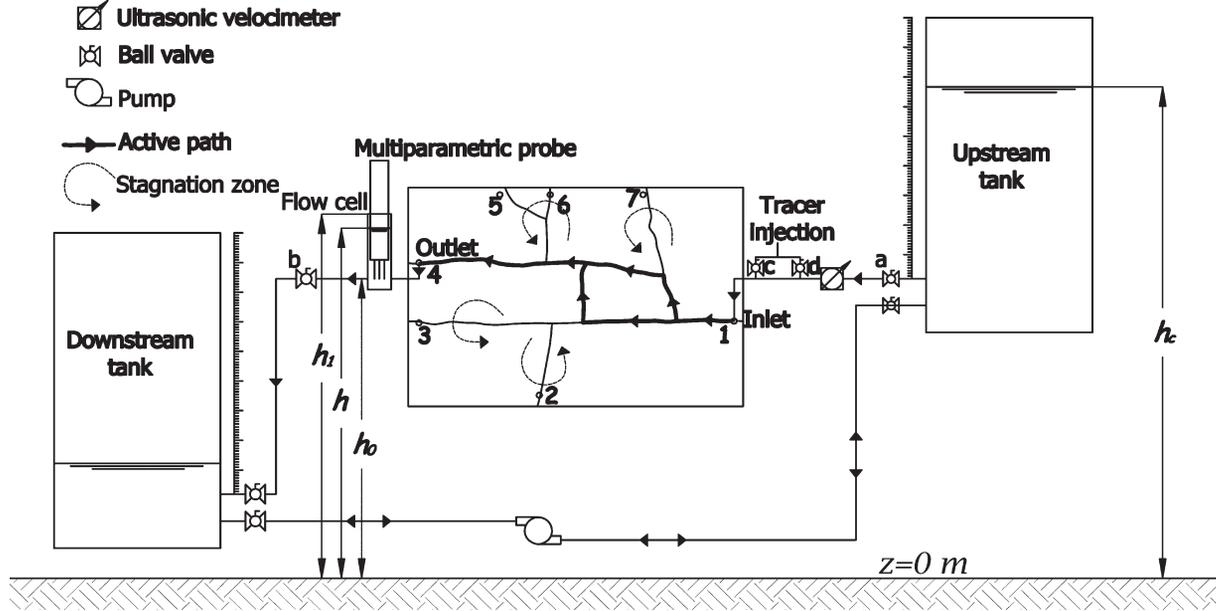


Fig. 3 - Diagramma schematico del setup sperimentale
- Schematic diagram of the experimental setup

L'esperimento inizia con l'apertura della valvola 'a' che viene richiusa quando l'altezza idraulica nella cella di flusso raggiunge l'altezza h_i . Infine l'altezza idraulica della cella di flusso è riportata ad h_o attraverso l'apertura della valvola 'b'. L'esperimento può essere ripetuto per differenti valori dell'altezza idraulica del serbatoio di monte e, per differenti configurazioni delle porte di entrata ed uscita.

Per differenti valori di h_c è stato misurato il tempo $\Delta t = (t_i - t_o)$ necessario per riempire la cella di flusso da h_o ad h_i .

Dal momento che la capacità del serbatoio di monte è di gran lunga maggiore rispetto alla capacità della cella di flusso è ragionevole ritenere che durante gli esperimenti l'altezza del serbatoio di monte rimane costante. Sotto questa ipotesi il flusso all'interno del sistema è governato dalla seguente espressione:

$$A_f \frac{dh}{dt} = \Gamma(\Delta h)(h_c - h) \quad (12)$$

dove A_f [L^2] e h [L] sono, rispettivamente, l'area della sezione e l'altezza idraulica della cella di flusso; h_c [L] è l'altezza idraulica del serbatoio di monte; Δh è la perdita di carico all'interno del circuito che si ricava dalla legge di Chezy.

Combinando insieme quest'ultima (CHERUBINI & PASTORE, 2012) e l'espressione polinomiale $\Delta h = A \cdot Q + B \cdot Q^2$ (dove A e B sono, rispettivamente, i coefficienti di perdite di carico lineare e non lineare relativi al blocco sigillato), la conduttanza idraulica Γ [$L^2 T^{-1}$] relativa all'intero sistema può essere espressa come:

$$\Gamma(\Delta h) = \frac{2}{A + \sqrt{A^2 + 4(B + R_c)\Delta h}} \quad (13)$$

dove R_c rappresenta il coefficiente di perdite di carico relativo al circuito.

opening of the valve 'a' which is reclosed when the hydraulic head in the flow cell is equal to h_i . Finally the hydraulic head in the flow cell is reported to h_o through the opening of the valve 'b'.

The experiment is repeated changing the hydraulic head of the upstream tank and for each configuration of inlet - outlet ports.

For different values of h_c the time $\Delta t = (t_i - t_o)$ required to fill the flow cell from h_o to h_i has been registered.

As the capacity of the upstream tank is much higher than that of the flow cell it is reasonable to assume that during the experiments the level of the upstream tank remains constant. Under this hypothesis the flow inside the system is governed by the equation:

where A_f [L^2] and h [L] are respectively the section area and the hydraulic head of the flow cell; h_c [L] is the hydraulic head of upstream tank; Δh is the hydraulic loss inside the circuit that can be expressed by means of Chezy law.

Combining the latter (CHERUBINI & PASTORE, 2012) with the polynomial expression $\Delta h = A \cdot Q + B \cdot Q^2$ (where A and B are the linear and nonlinear hydraulic loss coefficients of the sealed block), the hydraulic conductance term Γ [$L^2 T^{-1}$] of the whole system can be expressed as:

where R_c represents the loss coefficient of the hydraulic circuit.

Integrando l'equazione differenziale tra $t = t_0$ e $t = t_1$ e tra $h = h_0$ e $h = h_1$ si ottiene la seguente equazione:

$$A_1 \left(-\sqrt{A^2 + 4(B + R_c^{-2})(h_c - h)} - A \ln \left(\sqrt{A^2 + 4(B + R_c^{-2})(h_c - h)} - A \right) \right) \Big|_{h_0}^{h_1} = t_1 - t_0 \quad (14)$$

Mediante il fittaggio della relazione sperimentale tra $\Delta t = t_1 - t_0$ e h_c è possibile ottenere la stima dei coefficienti A e B di ciascuna configurazione di porte.

Prove di tracciamento

Lo studio della dinamica del trasporto di soluto che interessa il blocco è stata effettuata mediante un test di tracciamento utilizzando cloruro di sodio.

È stata imposta una differenza di carico iniziale tra i serbatoio di monte e valle pari a 0.30 m. Al tempo $t = 0$ la valvola 'b' è chiusa e l'altezza idrostatica all'interno del blocco è uguale a quella del serbatoio di monte. Al tempo $t = 10$ s viene aperta la valvola 'b' mentre al tempo $t = 60$ s vengono aperte contemporaneamente le valvole 'c' e 'd'. In questo modo viene immessa nel blocco una massa di soluto pari a 2×10^{-4} kg. In corrispondenza della cella di flusso, nella quale è alloggiata la sonda multiparametrica, è possibile misurare la curva di restituzione del tracciante e l'altezza idraulica. Allo stesso tempo la portata d'ingresso nel sistema è misurata mediante il velocimetro ad ultrasuoni.

RISULTATI E DISCUSSIONE

Sono stati condotti differenti esperimenti per lo studio della dinamica di flusso e trasporto usando come ingresso la porta 1 e come uscita le porte 2 - 3 - 4 - 5 - 6 - 7, in modo tale da poter analizzare differenti percorsi.

Per quanto riguarda gli esperimenti sulla dinamica di flusso l'altezza di controllo del serbatoio di monte è stata fatta variare entro il range 0.17 - 1.37 m e, all'interno di detto range, è stata osservata una portata entro l'intervallo 3.08×10^{-7} - 2.99×10^{-5} m³/s. Tutti gli esperimenti effettuati mostrano un comportamento non lineare del flusso che può essere ben descritto da una relazione del tipo di Forchheimer (2). In Fig. 4 è mostrata la metodologia di stima dei coefficienti A e B.

Integrating the differential equation between $t = t_0$ and $t = t_1$ and $h = h_0$ and $h = h_1$ the following expression is obtained:

By fitting the experimental relation between $\Delta t = t_1 - t_0$ and h_c it is possible to obtain an estimation of the coefficients A and B for each configuration of ports.

Tracer tests

The study of solute transport dynamics through the block has been carried out by means of a tracer test using sodium chloride.

The initial hydraulic head difference imposed between the upstream and downstream tank is equal to 0.30 m. At $t = 0$ the valve 'b' is closed and the hydrostatic head inside the block is equal to the downstream tank. At $t = 10$ s the valve 'b' is opened while at time $t = 60$ s the valves 'c' e 'd' are opened at the same time. In this way a mass of solute equal to 2×10^{-4} kg is put into the block.

In correspondence of the flow cell in which the multiparametric probe is located it is possible to measure the breakthrough curve of the tracer and the hydraulic head; in the meanwhile the flow rate entering the system is measured by means of ultrasonic velocimeter.

RESULTS AND DISCUSSION

Different experiments have been carried out for the study of flow and transport dynamics using the port 1 as inlet and the ports 2 - 3 - 4 - 5 - 6 - 7 as outlet, in such a way as to analyze different pathways.

As far as the hydraulic tests the control head of the upstream tank has been varied in the range 0.17 - 1.37 m and among this range an average flow rate of 3.08×10^{-7} - 2.99×10^{-5} m³/s has been observed.

All the carried out experiments show a nonlinear flow behavior that can be accurately described by Forchheimer law. In Fig. 4 a method for the estimation of coefficients A and B is shown.

As far as tracer tests an average flow rate in the range 7.64×10^{-7} - 1.003×10^{-5} m³/s has been observed, while the solute residence time

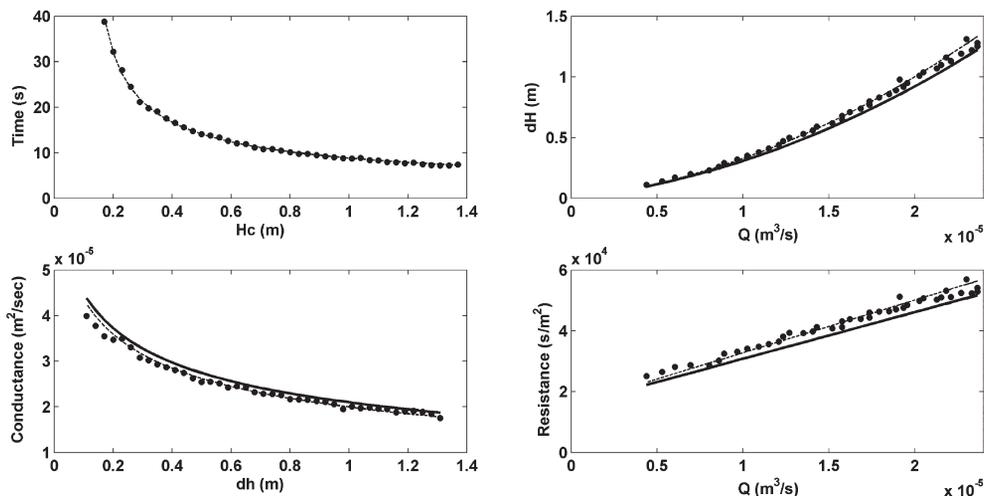


Fig. 4 - Procedura di fittaggio per il percorso 1-2. La linea marcata rappresenta le relazioni senza l'interferenza del circuito idraulico
 - Fitting procedure for 1 - 2 path. Marked lines represent the relationships without the hydraulic circuit interference

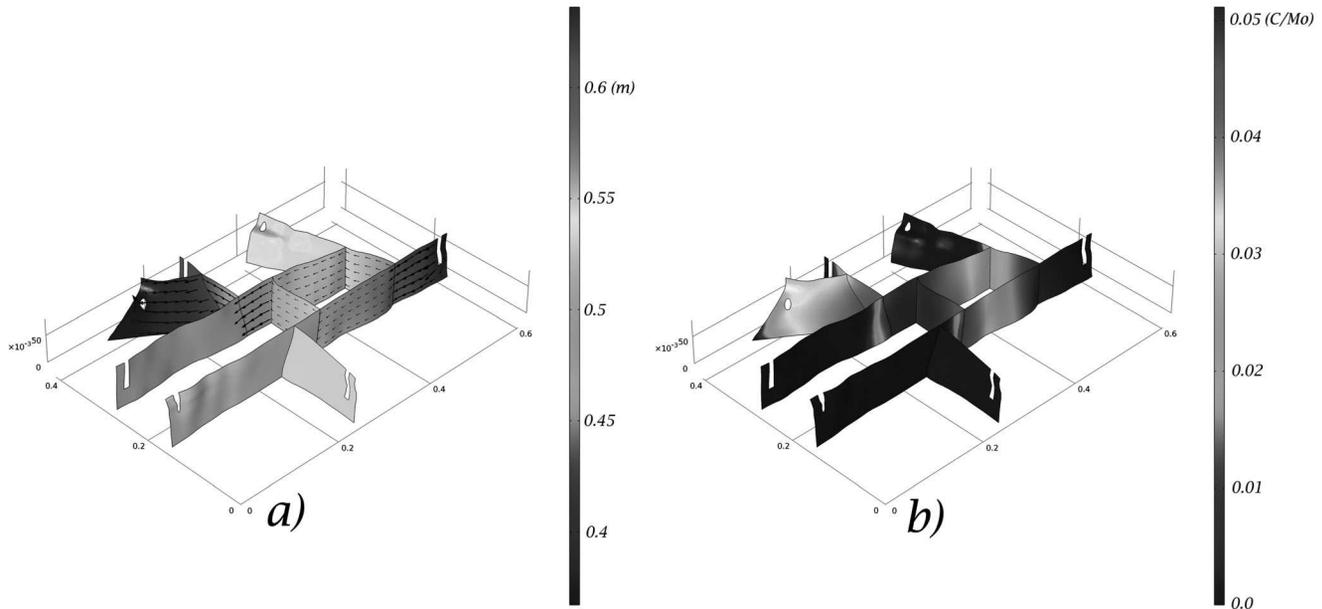


Fig. 5- a) Distribuzione dell'altezza idraulica per il percorso attivo 1-5 per una differenza di carico tra la porta di entrata e di uscita di 0.7 m. b) distribuzione della concentrazione normalizzata rispetto alla massa iniettata per il percorso 1-5 al tempo $t=15$ s.

- a) Hydraulic head distribution for active path 1-5 for a difference of 0.7 m of hydraulic head between inlet and outlet port b) normalized concentration distribution for active path 1-5 at time $t=15$ s

Per quanto riguarda gli esperimenti sulla dinamica di trasporto è stata osservata una portata variabile tra 7.64×10^{-7} - 1.003×10^{-5} m³/s mentre il tempo di residenza del soluto all'interno del blocco, ricavato come rapporto tra il momento del 1° ordine e quello di ordine 0 delle curve di restituzione, è stato osservato compreso tra 18.8 - 471.57 s.

Se la geometria del sistema fosse semplice si potrebbero rappresentare le dinamiche di flusso e trasporto mediante modelli analitici. Nel caso in esame è stato necessario implementare un modello numerico tridimensionale ad elementi finiti che riproducesse adeguatamente la geometria del *network* di fratture. Nello specifico è stata ricostruita la geometria del network di fratture e delle porte mediante modellazione nurbs usando il software GMSH. Successivamente la geometria ricreata è stata importata mediante un file di interscambio di tipo STL nel software COMSOL Multiphysics per le successive simulazioni numeriche sia del flusso che del trasporto (CHERUBINI *et alii*, 2012).

Per quanto riguarda il flusso (Fig. 5a), per ciascun percorso indagato sono state condotte differenti simulazioni in regime stazionario variando il differenziale di altezza idraulica tra la porta di ingresso e la porta di uscita. Per ciascuna configurazione e per ciascuna simulazione numerica è stata confrontata la portata sperimentale (Q_{obs}), ricavata utilizzando l'espressione polinomiale, con quella simulata (Q_{sim}) ricavata effettuando l'integrale di linea sulla porta di uscita della portata specifica simulata. L'obiettivo era quello di trovare i parametri di Forchheimer equivalenti associabili a ciascun percorso che minimizzassero la differenza tra Q_{obs} e Q_{sim} . In Tab. 2 sono riportati, per i percorsi investigati, i coefficienti A e B , la permeabilità k e il termine

inside the block, obtained as the ratio of the 1st order to the 0th order temporal moment of the BTC curves, varies in the range $18.8 \square 471.57$ s.

If the geometry of the system was simple it could be possible to represent flow and transport dynamics by means of analytical models. In the case study it has been necessary to implement a three dimensional finite element numerical model that reproduces adequately the geometry of the network of fractures.

Specifically, the geometry of the network of fractures has been reconstructed by means of nurbs modeling using GMSH software. Successively the geometry has been imported by means of an interchange STL file in COMSOL Multiphysics software for numerical simulations of flow and transport (Cherubini *et alii*, 2012).

As far as flow (Fig. 5a), for each investigated pathway different steady state simulations have been carried out varying the hydraulic head difference between inlet and outlet ports.

For each configuration of ports and for each numerical simulation the experimental flow rate (Q_{obs}) obtained by means of the polynomial expression and the simulated one (Q_{sim}), obtained by means of the line integral on the outlet port of the simulated specific flow rate, have been compared.

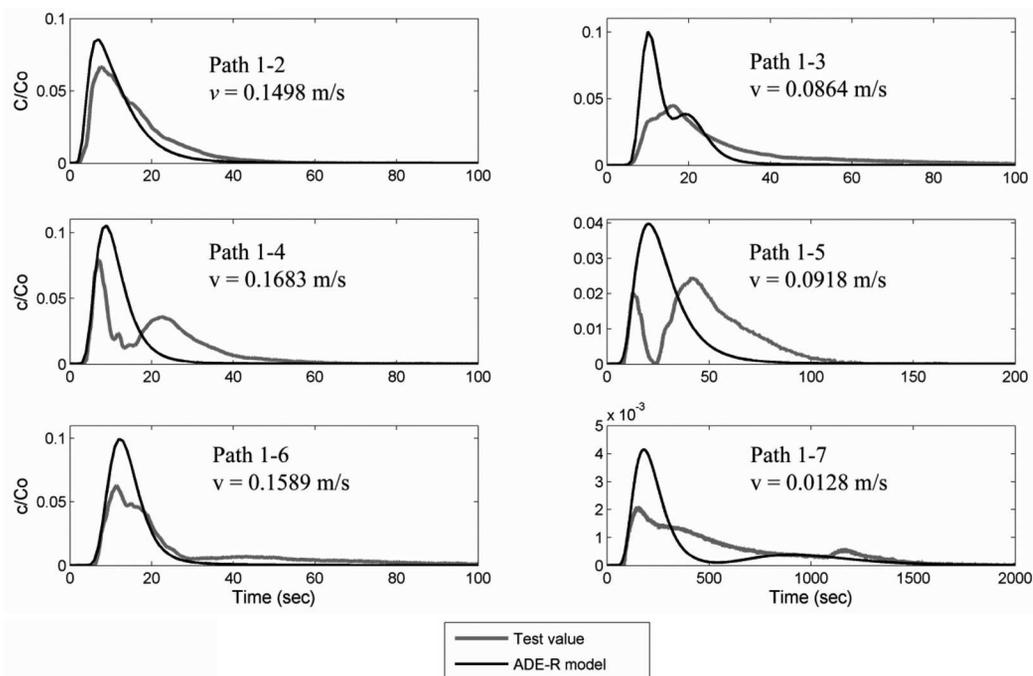
The aim is to find the equivalent Forchheimer parameters associabile to each pathway that minimize the difference between Q_{obs} and Q_{sim} .

In Tab. 2 are reported for the investigated pathways the coeffi-

Paths	A [s/m ²]	B [s/m ⁵]	k [m ²]	β	w_{eq} [mm]
1-2	1.544e4	1.534e9	4.631e-8	143.788	0.745
1-3	4.163e4	2.790e9	2.783e-8	119.681	0.578
1-4	1.765e4	7.218e8	4.994e-8	53.982	0.774
1-5	3.055e4	4.005e9	3.142e-8	233.254	0.614
1-6	1.625e4	1.105e9	4.480e-8	101.190	0.733
1-7	1.466e5	3.221e11	9.827e-9	7523.038	0.343

Tab. 2 - Parametri idraulici stimati per ciascun percorso
- Estimated hydraulic parameters for each path

Fig. 6 - Curve di avanzamento (BTC) per tutti i percorsi. Le linee grigie rappresentano le BTC sperimentali e quelle nere le simulate
- Breakthrough curves (BTC) for all paths. Grey lines represent the experimental BTC and black lines the simulated ones



inerziale β nonché l'apertura equivalente w_{eq} ottenuta a partire da k supposta valida la legge cubica (MORENO *et alii*, 1985).

Sulla base dei risultati ottenuti dal modello di flusso in regime stazionario è stato implementato un modello di trasporto basato su un modello advettivo dispersivo con ritardo (ADE-R) in regime transitorio (Fig 5b). In particolare modo, in corrispondenza della porta di entrata e di uscita, sono state imposte, rispettivamente, la portata e l'altezza idraulica sperimentali registrate durante la prova di tracciamento, mentre l'immissione del tracciante è stata simulata mediante l'imposizione di una funzione di concentrazione, imposta sulla porta di entrata, tarata sulla base delle caratteristiche del sistema di immissione. In Fig. 6 è mostrato, per ciascun percorso, il confronto tra le curve di restituzione osservate e quelle simulate.

Il coefficiente di dispersione D [L²T⁻¹] e il coefficiente di ritardo R , da intendersi quest'ultimo come un coefficiente correttivo da applicare al campo di velocità stimato sulla base delle prove idrauliche, sono stati calibrati sulla base del primo arrivo e del primo picco.

Tutte le BTC misurate mostrano una distribuzione non Gaussiana con una lunga coda. L'approccio ADE non è stato in grado di descrivere compiutamente la dinamica del trasporto in quanto non ha fittato bene il picco e la coda di ciascuna curva di avanzamento.

cients A and B , the permeability k and the inertial term β as well as the equivalent aperture w_{eq} obtained from k assuming valid the cubic law (MORENO *et alii*, 1985).

On the basis of the obtained results from the steady state flow model a transport model has been implemented based on a transient ADE-R approach (Fig 5b). In particular in correspondence of the inlet and the outlet ports the measured values of flow rate and hydraulic head have been imposed; the tracer intake has been simulated by means of the imposition of a concentration function assigned on the inlet port calibrated on the basis of the characteristics of the intake system.

In Fig. 6 is shown for each pathway the comparison between the observed and simulated breakthrough curves. The dispersion coefficient D [L²T⁻¹] and the retardation coefficient R , to be considered as a corrective coefficient to apply to the flow field calculated on the basis of the hydraulic tests, have been calibrated on the basis of the tracer first arrival and the first peak.

All the measured BTCs exhibit the same trend, which is a non-Gaussian distribution with a long tail.

The ADE model has done a poor job in explaining the solute transport as it fails to fit the peak concentration and the tail.

Ciò è attribuibile alla dispersione che dipende dalla scala di studio: contrariamente alle assunzioni alla base dell' utilizzo dell' ADE, la dispersività non è costante e la vera natura del trasporto dispersivo varia in funzione del tempo e della distanza percorsa dal contaminante (GELHAR *et alii*, 1992). Questo comportamento dipendente dalla scala è responsabile della natura non-Fickiana del trasporto.

Evidenza di comportamento non-Fickiano è riscontrabile nella presenza di lunghe code nelle curve di avanzamento che sono state attribuite a: 1) processi di scambio diffusivo tra le zone a flusso più rapido al centro della frattura e le zone di ristagno vicino alle pareti (RAVEN *et alii*, 1988), 2) diffusione del soluto nella matrice rocciosa (NERETNIEKS, 1983; LAPCEVIC *et alii*, 1999), (3) fenomeni di canalizzazione o flusso tortuoso dovuto alle variazioni di apertura delle fratture (NERETNIEKS, 1983; MORENO *et alii*, 1985; TSANG & TSANG, 1987), e (4) fenomeni di adsorbimento di soluto sulle pareti delle fratture (NERETNIEKS *et alii*, 1982).

CONCLUSIONI

In questo studio le prove idrauliche e i test di tracciamento condotti su un campione di roccia fratturato artificialmente hanno mostrato evidenza di fenomeni di flusso non lineare e profili di concentrazione che non possono essere descritti dai tradizionali modelli di trasporto di soluto.

Tutte le BTC misurate mostrano una distribuzione non Gaussiana con una lunga coda e dimostrano la natura non-Fickiana del trasporto. L'approccio ADE implementato su un modello di flusso tarato sulle prove idrauliche effettuate non è stato in grado di descrivere la dinamica del trasporto in quanto non ha fittato bene il picco e la coda di ciascuna curva di avanzamento.

Lo studio condotto ha permesso inoltre di valutare possibili miglioramenti all' apparato sperimentale circa il dispositivo di immissione del tracciante, le tecniche di caratterizzazione e le modalità di confezionamento del blocco di roccia.

Gli esperimenti di laboratorio hanno il vantaggio di migliorare la comprensione dei processi fisici di flusso e trasporto sotto condizioni relativamente controllate, poiché è possibile testare, e successivamente modellare, la dipendenza del processo fisico da differenti parametri

Di contro i test di laboratorio sono caratterizzati da una scala spazio-temporale limitata il che pone la questione della rappresentatività e della trasferibilità dei dati ottenuti in laboratorio a sistemi reali (*up-scaling*).

Pertanto sviluppi futuri di questo studio potranno riguardare l'analisi dei fenomeni di migrazione a scala spaziale maggiore di quella di laboratorio fino all' esecuzione di prove di campo.

Inoltre, per poter generalizzare i risultati ottenuti in termini di trasporto di soluto, saranno condotte per ciascun percorso diverse prove di tracciamento al variare della portata di deflusso al fine di valutare le possibili interazioni tra la forma della curva di restituzione del tracciante e il regime di moto.

This failure is most clearly evidenced by the finding of “scale-dependent dispersion”: contrary to the fundamental assumptions underlying use of the ADE, dispersivity is not constant, and the very nature of the dispersive transport seems to change as a function of time or distance traveled by the contaminant (GELHAR *et alii*, 1992). This scale-dependent behavior is what we shall refer to as “non-Fickian” transport.

Evidence of non-Fickian behavior lies in the often observed long late time tails in measured breakthrough curves which have been

attributed to: (1) the diffusive exchange of solutes between the flowing zone in the main flow channel and immobile fluid zones near the walls (RAVEN *et alii*, 1988), (2) solute diffusion into rock matrix (NERETNIEKS, 1983; LAPCEVIC *et alii*, 1999), (3) channeling or tortuous flow due to aperture variations (NERETNIEKS, 1983; MORENO *et alii*, 1985; TSANG AND TSANG, 1987), and (4) sorption of solutes on the fracture walls (NERETNIEKS *et alii*, 1982).

CONCLUSIONS

In this study hydraulic and tracer tests on artificially created fractured rock samples have shown evidence of non linearity in flow and concentration profiles that cannot be described by conventional solute transport models.

All BTCs from the experiments exhibit a non-Gaussian distribution with a long tail and demonstrates the non-Fickian nature of transport. The ADE approach implemented on a flow model calibrated on the hydraulic tests has done a poor job in explaining the solute transport as it fails to fit the peak concentration and the tail.

The carried out study has allowed moreover to evaluate possible improvements to the experimental setup about the system for solute intake, the techniques for characterizing and preparing the rock sample.

Laboratory experiments give the advantage of improving the understanding of physical mechanisms under relatively well-controlled conditions, since the dependence of a physical process on different parameters can be tested and modelled.

Nevertheless, laboratory tests are characterized by relatively small temporal and spatial scales that pose the question on the representativity and transferability of laboratory data to the real system (*up-scaling*).

Therefore further developments of this study would be investigating the migration processes at a spatial scale larger than the lab one up to the field tests.

Moreover, in order to be able to generalize the obtained results in terms of solute transport, different tracer tests will be carried out for each path varying the flow rate in order to evaluate the possible interactions between the form of the tracer breakthrough curve and the flow regime.

OPERE CITATE / REFERENCES

- BARAK A.Z. (1987) - *Comments on high velocity flow in porous media by Hassanizadeh and Gray*. *Transport in Porous Media*, **2**: 533-535.
- BECKER M.W. & SHAPIRO A.M. (2003) - *Interpreting tracer breakthrough tailing from different forced-gradient tracer experiment configurations in fractured bedrock*. *Water Resour. Res.*, **39** (1).
- BECKER W. & SHAPIRO A.M. (2000) - *Tracer transport in fractured crystalline rock: evidence of non-diffusive breakthrough tailing*. *Water Resour. Res.*, **36**: 1677-1686.
- BENSON D.A., WHEATCRAFT S.W. & MEERSCHAER M.M. (2000) - *The fractional - order governing equation of Lévy motion*. *Water Resour. Res.*, **36** (6): 1413-1424.
- BERKOWITZ B. (2002) - *Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review*. *Advances in Water Resources*, **25** (8-12): 861-884.
- BERKOWITZ B. & SCHER H. (2002) - *Theory of anomalous chemical transport in random fracture networks*. *Phys. Rev. Lett.*, **179**: 4038-4041.
- BERKOWITZ B. & SCHER H. (1998) - *The role of probabilistic approaches to transport theory in heterogeneous media*. *Transport in Porous Media*, **42** (1-2): 241-263.
- BERKOWITZ B., KOSAKOWSKI G., MARGOLIN G. & SCHER H. (2001) - *Application of continuous time random walk theory to tracer test measurements in fractured and heterogeneous porous media*. *Ground Water*, **39**(4): 593-604.
- BOUTT D.F., GRASSELLI G., FREDRICH J.T., COOK B.K. & WILLIAMS J.R. (2006) - *Trapping zones: The effect of fracture roughness on the directional anisotropy of fluid flow and colloid transport in a single fracture*. *Geophysical Research Letters*, **33**: L21402, 10.1029/2006GL02725.
- CARDENAS M.B., SLOTTKE D.T., KETCHAM R.A. & SHARP J.M. (2007) - *Navier-Stokes flow and transport simulations using real fractures shows heavy tailing due to eddies*. *Geophysical Research Letters*, **34**: L14404, doi: 10.1029/2007GL030545.
- CARRERA J.X., SANCHEZ-VILA I., BENET A., MEDINA G.G. & GUIMERA J. (1998) - *On matrix diffusion: formulation, solution methods and qualitative effects*. *Hydrogeology Journal*, **6**: 178-190.
- CHERUBINI C. & PASTORE N. (2010) - *Modeling contaminant propagation in fractured and karstic aquifer*. *Fresenius Environmental Bulletin*, ISSN 1018-4619PSP **19** n. 9.
- CHERUBINI C., GIASI C. I. & PASTORE N. (2012) - *Bench scale laboratory tests to analyze non-linear flow in fractured media* *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, **9**: 5575-5609, www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/9/5575/2012/ doi:10.5194/hessd-9-5575-2012
- CHIN D.A., RENÉ M.P., & DI FRENNA V.J. (2009) - *Nonlinear flow in karst formations*. *Ground Water*, **47**: 669-674.
- DAGAN G. (1991) - *Dispersion of a passive solute in non-ergodic transport by steady velocity fields in heterogeneous formation*. *J. Fluid Mech.*, **233**: 197-210.
- DAGAN G. (1989) - *Flow and transport in porous media*. Berlin: Springer-Verlag.
- DAGAN G. & NEUMAN P. (1997) - *Subsurface flow and transport: A stochastic approach*. New York: Cambridge University Press.
- DENTZ M., KINZELBACH H., ATTRINGER S., & KINZELBACH. (2000) - *Temporal behavior of a solute cloud in a heterogeneous porous medium 1. Point like injection*. *Water Resour. Res.*, **39** (12): 3591-3604.
- DIETRICH P. (n.d.).
- DIETRICH P., HELMIG R., SAUTER M., HOTZL H., KONGETER J. & TEUTSCH J. (2005) - *Flow and transport in fractured porous media*.
- FORCHHEIMER P. (1901) - *Wasserbewegung durch Boden Zeit*. *Deut. Ing.*, **45**: 1781-1788.
- GELHAR L.W., WELTY C. & REHFELDT K.R. (1992) - *A critical review of data on field scale dispersion in aquifers*. *Water Resour. Res.*, **28** (7): 1955-1974.
- HAGGERTY R. & GORELICKS S.M. (1995) - *Multiple rate mass transfer for modeling diffusion and surface reactions in media with pore scale heterogeneity*. *Water Resour. Res.*, **31** (10): 2383-2400.
- HAGGERTY R., MCKENNA A. & MEIGS L.C. (2000) - *On the late time behavior of tracer test breakthrough curves*. *Water Resour. Res.*, **36**: 3467-3479.
- HASSANIZADEH S.M. (1996) - *On the transient Non-Fickian Dispersion Theory*. *Transport in porous media*, **23**: 107-124.
- HASSANIZADEH S.M. & LEINSEA A. (1995) - *A non linear theory of high concentration gradient dispersion in porous media*. *Adv. Water Resour.*, **18**: 203-215.
- IWAI K. (1976) - *Fundamental studies of fluid flow through a single fracture*. Berkeley: PhD thesis, University of California.
- IZBASH S. (1931) - *O filtraciji V Kropnozernstom Materiale*. Leningrad USSR, [in Russian].
- KLOV. (2000) - *High-velocity flow in fractures*. Dissertation for the partial fulfillment of the requirements for the degree of doktor ingénieur Norwegian University of Science Technology Department of Petroleum Engineering and Applied Geophysics Trondheim.
- LAPCEVIC P.A., NOVAKOWSKI K.S. & SUDICKY E.A. (1999) - *The interpretation of a tracer experiment conducted in a single fracture under conditions of natural groundwater flow*. *Water Resour. Res.*, **35** (8): 2301-2312.
- LLERAR M. (2009) - *Upscaling non-reactive solute transport*. PhD Thesis Universidad Politecnica de Valencia.
- LUNATI I., KINZELBACH W. & SORENSEN I. (2003) - *Effects of pore volume transmissivity correlation on transport phenomena*. *J. Contam. Hydrol.*, **57** (1-4): 195-217.
- MATHERON G. & DE MARSILY G. (1980) - *Is transport in porous media always diffusive? A counterexample*. *Water Resour. Res.*, **16** (5): 901-917.
- METZLER R., & KLAFTER J. (2000) - *The random walk's guide to anomalous diffusion: A fractional dynamics approach*. *Physical reports*, **339**: 1-77.
- MORENO L., NERETNIEKS I. & ERIKSEN T. (1985) - *Analysis of some laboratory tracer runs in natural fractures*. *Water Resources Research*, **21** (7): 951-958.
- NERETNIEKS I. (1983) - *A note on fracture flow dispersion on mechanism in the ground*. *Water Resour. Res.*, **19** (2): 364-370.
- NERETNIEKS I., ERIKSEN T. & TAHTINEN P. (1982) - *Tracer movement in a single fissure in granitic rock: some experimental results and their interpretation*. *Water Resour. Research*, **18** (4): 849-858.

- NEUMAN S. . & TARTAKOVSKY D.M. (2009) - *Perspective on theories of anomalous transport in heterogeneous media*. Adv. Water Resources, **32** (5): 670-680.
- ODLING N.E., & RODEN J.E. (1997) - *Contaminant transport in fractured rocks with significant matrix permeability, using natural fracture geometries*. Journal of Contaminant Hydrology, **27**: 263-283.
- QIAN J.Z., ZHAN H.B., ZHAO W.D. & SUN F.G. (2005) - *Experimental study of turbulent unconfined groundwater flow in a single fracture*. J. Hydrol., **311** (1-4): 134-42.
- QIAN J., CHEN C., ZHAN H. & LUO S. (2011a) - *Solute transport in a filled single fracture under non Darcian flow*. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, **48**: 132-140.
- QIAN J., ZHAN H., CHEN C. & YE H. (2011b) - *Experimental study of solute transport under non Darcian flow in a single fracture*. Journal of Hydrology, 246-254.
- RAJARAM H. & GELHAR L.W. (1993) - *Plume scale-dependent dispersion in heterogeneous aquifers 2. Eulerian analysis and three-dimensional aquifers*. Water Resour. Res., **29** (9): 3261-3276.
- RAVEN K.G., NOVAKOWSKI K.S. & LAPCEVIC P.A. (1988) - *Interpretation of field tracer tests of a single fracture using a transient storage model*. Water Resour. Res., **24** (12): 2019-2032.

Received September 2012 - Accepted January 2013