

DEFORMAZIONI ELASTICHE NEI TERRENI TORBOSI IN RISPOSTA A FORZANTI IDROLOGICHE

Matteo Camporese¹, Luigi Da Deppo¹, Mario Putti², Paolo Salandin¹, Pietro Teatini²

- (1) Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Marittima, Ambientale e Geotecnica, Università degli studi di Padova – Padova (IT)
e-mail: camporese@idra.unipd.it, dadeppo@idra.unipd.it, sala@idra.unipd.it
- (2) Dipartimento di Metodi e Modelli Matematici per le Scienze Applicate, Università degli studi di Padova – Padova (IT)
e-mail: putti@dmsa.unipd.it, teatini@dmsa.unipd.it

Parole chiave: acque sotterranee, moti di filtrazione, torba, deformazioni elastiche.

SOMMARIO

I terreni torbosi rispondono a variazioni del contenuto d'acqua con deformazioni elastiche di rigonfiamento o contrazione ("mire breathing") che si manifestano nel breve periodo con spostamenti verticali della superficie del suolo. Questo fenomeno, che si sovrappone alla subsidenza irreversibile dovuta all'ossidazione biochimica del materiale organico, provoca cambiamenti non trascurabili nella matrice porosa della torba, alterandone densità e porosità. L'influenza sui processi di flusso e trasporto sotterranei è evidente, ad esempio considerando il cambiamento dei tempi di residenza al variare della porosità. Non trascurabili sono inoltre gli aspetti ecologici legati alla distribuzione spaziale delle specie biologiche. Nella nota, una relazione costitutiva originale, valida nel caso di deformazioni sia isotrope che anisotrope, descrive il fenomeno di "mire breathing" basandosi su semplici considerazioni fisiche. La bontà della legge costitutiva proposta è stata valutata per confronto con dati di laboratorio reperiti in letteratura. Allo scopo di verificarne la validità anche mediante confronto con dati di campo, la relazione è stata implementata nell'equazione di Richards. Il modello ha permesso di sviluppare alcune simulazioni relative ad un sito sperimentale situato a sud della Laguna di Venezia, il Bacino Zennare, dove sono state misurate in continuo per un triennio le variazioni altimetriche del suolo e le grandezze idrologiche di interesse. La buona corrispondenza fra i risultati delle simulazioni e i dati di campo dimostra la validità del modello costitutivo e l'abilità dell'approccio proposto nel riprodurre in maniera attendibile sia la dinamica idrologica, sia le deformazioni elastiche osservate.

1 INTRODUZIONE

I suoli organici ("histosols", secondo la classificazione della FAO) sono caratterizzati da una predominante frazione di materiale organico (>50%, secondo il sistema tassonomico statunitense), e sono riconosciuti come torbe quando i residui vegetali sono ancora visibili (Galloway *et al.*, 1999). A causa dell'alto contenuto organico, e quindi dell'alta compressibilità, la torba risponde a cicli di imbibizione ed essiccamento con deformazioni reversibili che si esplicano sia in zona satura che in zona insatura (Kennedy & Price, 2004), con deformazioni nello strato insaturo generalmente maggiori di quelle che si riscontrano in zona satura (Price, 2003; Kennedy & Price, 2005). Il processo si manifesta macroscopicamente con spostamenti verticali della superficie del suolo alla scala temporale caratteristica dell'evento pluviometrico: in torbe poco decomposte e ricche di fibre vegetali si possono realizzare spostamenti dell'ordine del decimetro (Price & Schlotzhauer, 1999), mentre in terreni più mineralizzati questi spostamenti sono contenuti nell'ordine del centimetro (Deverel & Rojstaczer, 1996; Camporese *et al.*, 2006). Il secondo caso è tipico dei terreni torbosi drenati: in questi le deformazioni reversibili si sovrappongono ad un processo di subsidenza irreversibile, principalmente dovuto dall'ossidazione biochimica del materiale organico. In terreni di bonifica si impone, per favorire la crescita delle colture, il mantenimento di un

franco di circa 50 cm, causando in tal modo l'instaurarsi di condizioni aerobiche negli strati superficiali del suolo che facilitano la degradazione del contenuto organico e la conseguente perdita di massa, accompagnata da emissione di anidride carbonica in atmosfera e fenomeni di subsidenza valutati in circa 2–3 cm/anno (Gambolati et al., 2005). La sovrapposizione dei due diversi fenomeni, quello reversibile e quello irreversibile, non agevola l'interpretazione di dati di monitoraggio altimetrico, che, nella scala temporale di 1–2 anni, possono essere attribuiti ad entrambi i processi. Si rivela perciò utile studiare il meccanismo delle deformazioni elastiche anche allo scopo di poter meglio interpretare i dati di campo.

Inoltre la dinamica idrologica delle torbe risulta fortemente influenzata dalle deformazioni reversibili, in quanto a consistenti variazioni della matrice porosa possono corrispondere cambiamenti non trascurabili della conducibilità idraulica, delle curve di risalita capillare e del coefficiente di immagazzinamento (Kennedy & Price, 2004), con importanti conseguenze sui processi di filtrazione e sulle dinamiche ecologiche degli ambienti caratterizzati da una rilevante copertura torbosa (Price & Whitehead, 2001; Price, 2003). Appare quindi evidente la necessità di tener conto delle variazioni di volume nella dinamica idrologica, in modo da evitare errori potenzialmente rilevanti nel computo dei flussi idrici (Smiles, 2000; Kennedy & Price, 2004) e per garantire una più corretta gestione delle politiche di irrigazione e drenaggio.

La modellazione della risposta dei terreni torbosi alle variazioni del contenuto d'acqua è già stata oggetto di ricerca (Pyatt & John, 1989; Price, 2003; Oleszczuk et al., 2003; Hendriks, 2004; Kennedy & Price, 2004, 2005). Alcuni di questi lavori si basano su relazioni empiriche, mentre altri trattano il problema descrivendo rigorosamente e nel dettaglio il processo fisico. Con la conseguenza che mentre i primi sono fortemente dipendenti dall'ambito sperimentale nel quale sono stati ricavati, gli ultimi richiedono la stima di un elevato numero di parametri, da definire in base a misure di laboratorio e di campo non sempre facilmente realizzabili.

Obiettivo di questo lavoro è lo sviluppo di un modello costitutivo – fisicamente basato e caratterizzato da un limitato numero di parametri – in grado di descrivere le deformazioni elastiche dei terreni torbosi conseguenti a variazioni del contenuto d'acqua nella zona insatura. Sulla base di un modello già esistente (Pyatt & John, 1989), è stata ottenuta una relazione a due parametri che lega l'indice dei vuoti al contenuto d'acqua del terreno. Tale relazione costitutiva, incorporata nell'equazione di Richards, è stata implementata in un modello agli elementi finiti. Il codice così sviluppato è stato applicato al caso studio del Bacino Zennare, immediatamente a sud della Laguna di Venezia, e il buon accordo dei risultati con le misure sperimentali conferma la validità dell'approccio proposto.

2 IL MODELLO COSTITUTIVO

2.1 Deformazioni reversibili in fase saturo

Le deformazioni reversibili della torba possono essere descritte tramite relazioni costitutive che legano le variazioni di volume alle variazioni del contenuto d'acqua. Si consideri un volume di suolo V , espresso come somma del volume dei solidi V_s e del volume dei vuoti V_v . I vuoti possono essere parzialmente o totalmente riempiti d'acqua, cosicché il volume dell'acqua V_w può essere minore o al più uguale al volume dei vuoti. Si definiscono M_w e M_s rispettivamente la massa dell'acqua e dei solidi. Risultati sperimentali (Pyatt & John, 1989) dimostrano che, diminuendo il contenuto d'acqua gravimetrico ($\Theta = M_w/M_s$), il volume di un campione di torba, rimanendo saturo, decresce linearmente con tale quantità. Il volume specifico ($v = V/M_s$) può quindi essere espresso come $v(\Theta) = \Theta v_w + v_s$, dove $v_w = V_w/M_w$ è il volume specifico dell'acqua e $v_s = V_s/M_s$ è il volume specifico dei solidi. La relazione $v(\Theta)$ è conosciuta come *retta di saturazione* e concordemente a tale andamento la deformazione delle torbe al diminuire di Θ si sviluppa in due fasi distinte. Spostamenti esclusivamente monodimensionali si verificano sulla superficie della torba per contenuti d'acqua gravimetrici maggiori di un valore di soglia Θ_0 (fase 1). Al di sotto di questa soglia, si formano delle fessurazioni nel terreno e Pyatt & John (1989) prendono in considerazione un modello isotropo di deformazione tridimensionale (fase 2). Gli Autori sviluppano il seguente esempio. Si assuma che un volume di torba di altezza iniziale l_i sia caratterizzato da un contenuto d'acqua gravimetri-

co Θ_i e sia soggetto a drenaggio. Durante la fase 1 la torba si contrae lungo la sola verticale

$$\frac{l}{l_i} = \frac{v}{v_i} = \frac{\Theta v_w + v_s}{\Theta_i v_w + v_s} \quad \text{per } \Theta_0 \leq \Theta \leq \Theta_i, \quad (1)$$

dove l e Θ denotano rispettivamente l'altezza e il contenuto d'acqua gravimetrico corrente.

Diminuendo ulteriormente Θ , il suolo inizia a fessurarsi e le deformazioni sono assunte tridimensionali. Nell'ipotesi di isotropia un cubo di torba di volume iniziale l_0^3 si contrae fino a l^3 secondo la relazione

$$\left(\frac{l}{l_0}\right)^3 = \frac{v}{v_0} = \frac{\Theta v_w + v_s}{\Theta_0 v_w + v_s} \quad \text{per } 0 \leq \Theta \leq \Theta_0. \quad (2)$$

Il modello di *Pyatt & John* (1989) definito dalle (1) e (2) esclude che la torba possa essere parzialmente satura e/o possano verificarsi deformazioni anisotrope; tale fatto può risultare limitativo nell'analisi di alcuni tipi di suolo quale quello del Bacino Zennare dove non sono evidenti fessurazioni (*Camporese*, 2006) ed anche perché, come già ricordato, la deformazione elastica in fase insatura è generalmente preponderante su quella che si realizza in fase satura (*Price*, 2003; *Kennedy & Price*, 2004).

2.2 Deformazioni reversibili in fase insatura

Analogamente a quanto proposto da *Bronswijk* (1990) per suoli argillosi, si ipotizzi che il volume di torba precedentemente considerato si contragga secondo un comportamento intermedio rispetto ai casi descritti dalle equazioni (1) e (2). Questa condizione è caratterizzata da un contenuto d'acqua gravimetrico minore di Θ_0 , valore di soglia che può essere assunto come limite al di sotto del quale l'equazione (1) cessa di essere valida e le deformazioni devono essere considerate tridimensionali. Sia l' la dimensione orizzontale dopo la contrazione, uguale a l solo nel caso isotropo. Ipotizzando che una legge di potenza possa descrivere la relazione che lega la deformazione orizzontale a quella verticale, $(l'/l_0) = (l/l_0)^\alpha$, si ha:

$$\left(\frac{l'}{l_0}\right)^2 \frac{l}{l_0} = \left(\frac{l}{l_0}\right)^{2\alpha+1} = \frac{v}{v_0} = \frac{\Theta v_w + v_s}{\Theta_0 v_w + v_s}, \quad (3)$$

dove α è un parametro non negativo. Nella (3) è possibile riconoscere lo *shrinkage geometry factor* definito da *Bronswijk* (1990) e *Oleszczuk et al.* (2003) come $r_s = 2\alpha + 1$. Per $\alpha = 1$ si ricade nel caso isotropo ed è $r_s = 3$, mentre per $\alpha = 0$ ($r_s = 1$) risulta $l' = l_0 = \text{costante}$ e le deformazioni sono esclusivamente verticali. Per valori $\alpha > 1$ ($r_s > 3$), si verificano rilevanti fessurazioni (*Pyatt & John*, 1989; *Oleszczuk et al.*, 2003). Valori di α compresi fra 0 e 1 ($1 < r_s < 3$) sono relativi a stati di deformazione tridimensionale anisotropa non contemplata dal modello di *Pyatt & John* (1989) precedentemente descritto.

Si consideri un volume di torba insaturo, inserito in uno strato la cui dimensione orizzontale sia ben maggiore di quella verticale, e soggetto a deformazioni tridimensionali anisotrope. Nel caso in cui non si verificano evidenti fessurazioni del mezzo, come osservabile nel sito sperimentale analizzato (*Camporese et al.*, 2006; *Camporese*, 2006), è possibile considerare il suolo come un mezzo continuo assumendo nella (3) $0 \leq \alpha < 1$ ($1 \leq r_s < 3$). Per la simmetria orizzontale del dominio e per essere limitata, in accordo alla geometria del problema, la componente orizzontale del gradiente piezometrico rispetto a quella verticale, le deformazioni orizzontali sono causa di una riorganizzazione della struttura dei pori a cui corrisponde una variazione dell'indice dei vuoti $e = V_v/V_s$ che si traduce nel solo spostamento verticale totale (*Gambolati*, 1974). Indicando con v^* il volume specifico dello strato di torba

$$v^* = \frac{l_0^2}{M_s} \quad (4)$$

e utilizzando la (3), si ottiene:

$$v^* = (\Theta_0 v_w + v_s)^{1-\delta} (\Theta v_w + v_s)^\delta \quad (5)$$

dove $\delta=1/(2\alpha+1)=1/r_s$. Esprimendo v^* in funzione dell'indice dei vuoti

$$v^* = v_s (1 + e) \quad (6)$$

e il contenuto gravimetrico d'acqua in funzione del *moisture ratio* $v=V_w/V_s$:

$$\Theta = \frac{v v_s}{v_w} \quad (7)$$

la (5) può essere riscritta in termini di grandezze volumetriche:

$$e = (v_0 + 1)^{1-\delta} (v + 1)^\delta - 1, \quad (8)$$

dove v_0 corrisponde al valore di soglia del contenuto d'acqua gravimetrico Θ_0 .

Per $\delta=1$ il modello proposto coincide con la retta di saturazione espressa in termini volumetrici ($e=v$). Per valori di δ diversi dall'unità l'intersezione fra la curva (8) e la retta di saturazione si ha per $v=v_0$. Per $v>v_0$ e $\delta \neq 1$ la curva giace sotto la retta di saturazione, situazione, questa, priva di significato fisico, implicando $V_v < V_w$. Di conseguenza la (8) risulta valida a rigore solo per $v \leq v_0$.

Prove sperimentali sviluppate da *Pyatt & John* (1989) dimostrano che, per valori elevati di moisture ratio e suoli saturi, risulta $e=v$, a conferma della (1). Il valore di soglia v_0 assume quindi il significato di limite al di sopra del quale la torba risulta completamente satura e la (8) può quindi essere formulata in tutta generalità come:

$$e = \begin{cases} (v_0 + 1)^{1-\delta} (v + 1)^\delta - 1 & \text{per } v \leq v_0 \\ v & \text{per } v > v_0 \end{cases} \quad (9)$$

Per verificarne la capacità di riprodurre correttamente il comportamento delle torbe, la (9) è stata adattata ai dati sperimentali pubblicati da *Oleszczuk et al.* (2003). La Figura 1 mostra le curve ottenute con la relazione (9) mediante la taratura dei parametri δ e v_0 sui valori misurati. Ciascuna curva si riferisce a campioni di terreno raccolti a diverse profondità e per i quali sono state prese in considerazione le condizioni di carico in situ. L'accordo risulta del tutto soddisfacente, riproducendo con valori di δ via via crescenti la tendenza dei dati a collapsare sulla retta di saturazione con l'aumento della profondità e, quindi, della tensione dovuta al sovraccarico. Il valore di v_0 rimane vicino a 9, con fluttuazioni limitate rispetto all'intervallo totale di variazione di v .

2.3 Implementazione nell'equazione di Richards

L'equazione di Richards descrive il moto di filtrazione nei mezzi porosi a saturazione variabile. Definiti con: t il tempo; ∇ l'operatore di gradiente spaziale; ψ il carico piezometrico; K_s la conducibilità idraulica satura; $S_w(\psi)=V_w/V_v$ il grado di saturazione; $K_r(S_w)$ la conducibilità idraulica relativa; z la coordinata spaziale verticale e q un termine interno di portata emunta o immessa, l'equazione in termini di ψ è

$$\sigma \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \cdot [K_s K_r \nabla (\psi + z)] + q, \quad (10)$$

dove $\sigma(S_w)$ è il termine che esprime in generale la capacità di immagazzinamento del mezzo poroso. La (10) può essere risolta tenendo conto delle opportune condizioni iniziali ed al contorno e delle funzioni di risalita capillare che esprimono le relazioni $S_w(\psi)$ e $K_r(S_w)$.

Il termine generale di immagazzinamento è dato dalla somma di due contributi:

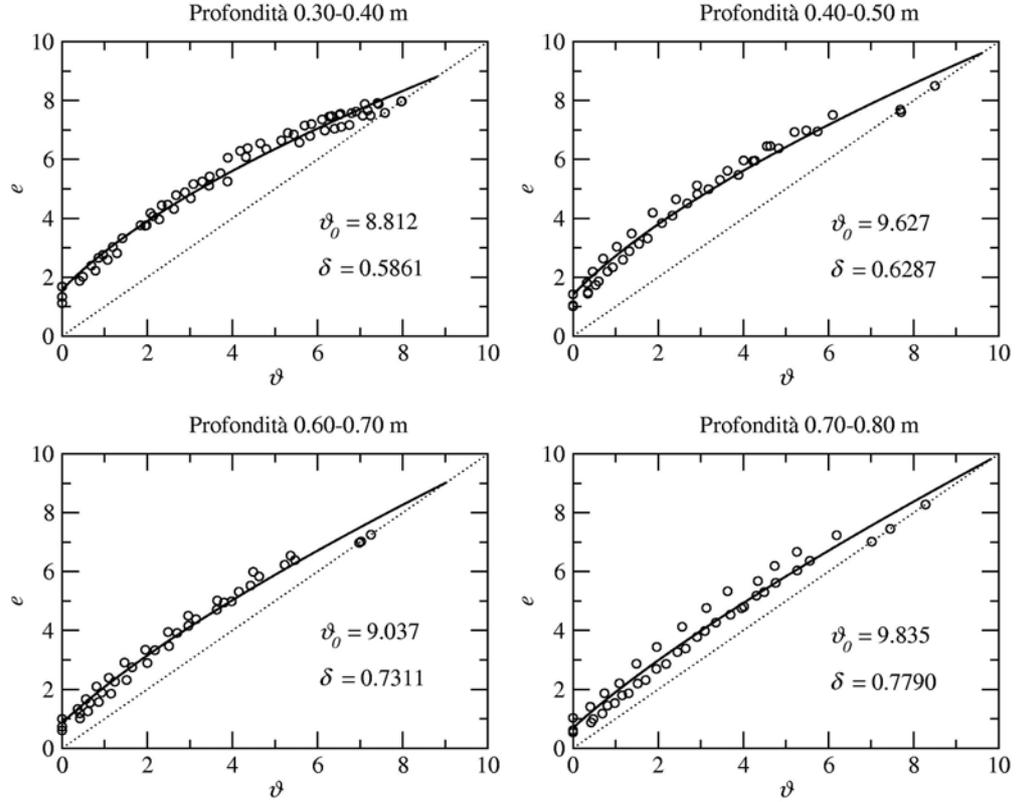


Figura 1: Adattamento del modello costitutivo proposto (equazione (9), linee continue) ai dati sperimentali (pallini vuoti) raccolti da *Oleszczuk et al.* (2003) a varie profondità. Le linee tratteggiate rappresentano la retta di saturazione.

$$\sigma = S_w \frac{\partial \phi}{\partial \psi} + \phi \frac{\partial S_w}{\partial \psi} = S_w S_s + \phi \frac{\partial S_w}{\partial \psi}, \quad (11)$$

in cui $S_s = \partial \phi / \partial \psi$ è il coefficiente di immagazzinamento specifico che tiene conto della compressibilità del mezzo e $\phi = V_v / V$ la porosità. Nei suoli minerali in condizioni insature il termine $S_w S_s$ è generalmente trascurabile rispetto a $\phi \partial S_w / \partial \psi$, mentre acquista rilevanza in condizioni sature, cioè quando $\partial S_w / \partial \psi$ si annulla. Al contrario, nei suoli organici le variazioni di volume dovute alle fluttuazioni del contenuto d'acqua non possono essere trascurate anche in fase insatura e le variazioni della porosità devono essere prese in considerazione espandendo σ come segue:

$$\sigma = S_w \frac{\partial \phi}{\partial S_w} \frac{\partial S_w}{\partial \psi} + \phi \frac{\partial S_w}{\partial \psi}. \quad (12)$$

La porosità e il grado di saturazione sono legati all'indice dei vuoti e al moisture ratio mediante le seguenti espressioni:

$$\phi = \frac{e}{1+e} \quad S_w = \frac{v}{e}. \quad (13)$$

Riscrivendo la (12) in funzione dell'indice dei vuoti e combinandola con la (8) espressa in funzione del grado di saturazione, si perviene alla seguente formulazione del termine generale di immagazzina-

mento:

$$\sigma = \frac{e}{1+e} \frac{\partial S_w}{\partial \psi} \left[\frac{\delta (e S_w + 1)^{-1}}{1/S_w - (v_0^s + 1)^{1-\delta} \delta (e S_w + 1)^{\delta-1}} + 1 \right], \quad (14)$$

la quale tiene conto delle variazioni di volume della torba in funzione del grado di saturazione. Coerentemente all'intervallo di validità della (8), la relazione (14) è valida solo per gradi di saturazione inferiori all'unità (Camporese et al., 2006). Per terreni torbosi in condizioni sature l'equazione (12) si riduce al classico coefficiente di immagazzinamento specifico S_s .

2.4 Soluzione numerica

La soluzione della (10), con σ espresso dalla (14), è ottenuta per via numerica con il metodo degli elementi finiti. Il sistema non lineare che deriva dalla discretizzazione spaziale è risolto, ad ogni passo temporale, utilizzando lo schema di Picard (Paniconi & Putti, 1994). L'evoluzione nel tempo dell'indice dei vuoti dipendente dal grado di saturazione incognito, è di fatto automaticamente valutato tramite la (8) all'interno dello stesso schema di Picard (Camporese, 2006).

La deformazione verticale (qui definita come rapporto fra lo spessore corrente e quello iniziale) dello strato associato con il generico nodo di calcolo è calcolato ad ogni passo temporale come:

$$\frac{l(t)}{l(0)} = \left[\frac{1+e(t)}{1+e(0)} \right]^\delta, \quad (15)$$

in cui $t=0$ si riferisce all'istante iniziale (suolo non deformato). La (15) deriva dalla (6), nella quale il rapporto $v^*(t)/v^*(0)$ è espresso mediante la (3) come funzione di $l(t)/l(0)$. L'uso di un δ diverso dall'unità ha il significato fisico di "estrarre" dalla deformazione totale volumetrica la componente verticale. L'integrazione numerica della (15) sullo spessore totale del dominio fornisce lo spostamento verticale della superficie del suolo. In questa applicazione, sulla base delle osservazioni di Price (2003) che valuta inferiore al 5% il contributo della zona satura allo spostamento totale della superficie del terreno, non si è tenuto conto della deformazione al di sotto della superficie freatica.

3 IL SITO SPERIMENTALE

Il codice numerico agli elementi finiti è stato applicato per la simulazione del fenomeno di *mire breathing* osservato nel Bacino Zennare, un'area drenata per uso agricolo situata immediatamente a sud della Laguna di Venezia e caratterizzata da una rilevante presenza di torbe. Questo territorio, che ora giace quasi completamente sotto il livello del mare, ha subito negli ultimi 70 anni una subsidenza di circa 1.5–2 m, dovuta principalmente all'ossidazione biochimica del materiale organico (Gambolati et al., 2006). Il Bacino è percorso da una fitta rete di scoli e drenato meccanicamente da un impianto idrovoro, utilizzato per mantenere un livello medio di falda variabile fra 0.30 e 0.50 m sotto il piano campagna.

Lo studio delle relazioni esistenti tra il regime idrologico del Bacino Zennare e il tasso di subsidenza è stato condotto tramite il progetto sperimentale VOSS (*Venice Organic Soil Subsidence*), iniziato alla fine del 2001 e tuttora in corso. Vari strumenti per il monitoraggio delle variabili idrologiche e della subsidenza sono stati installati all'interno di un appezzamento rettangolare di 200×30 m², caratterizzato da uno strato superficiale di torba spesso 1.5 m e drenato (o irrigato) lateralmente da fossi. Il suolo organico è composto prevalentemente da residui di canne (*Phragmites Australis*). La descrizione completa del progetto VOSS, insieme ad alcune foto del sito sperimentale, può essere trovata all'indirizzo <http://voss.dmsa.unipd.it>. Nel sito sono installati i seguenti strumenti (Fornasiero et al., 2003): 1) un pluviometro a bascula oscillante; 2) un anemometro non direzionale; 3) cinque tensiometri per la misura della pressione di risalita capillare, posizionati lungo una verticale a profondità di 15, 30, 45, 60 e 75 cm dal-

la superficie del terreno; 4) sei sonde TDR (Time Domain Reflectometry) per la misura del contenuto d'acqua e posizionate lungo una verticale alle profondità di 10, 20, 30, 45, 60 e 75 cm; 5) cinque sensori per la misura della temperatura, dislocati rispettivamente a 1, 5, 20, 30 e 100 cm di profondità; 6) due piezometri, uno (definito nel seguito n.1) all'interno dell'appezzamento, nelle immediate adiacenze della citata strumentazione, l'altro (il n. 2) posizionato in prossimità del vicino scolo di drenaggio. Gli spostamenti della superficie del suolo sono misurati per mezzo di un'estensimetro appositamente progettato e realizzato (Deverel & Rojstaczer, 1996): tre pali d'acciaio sono stati infissi ad una profondità di 11–12 m nello strato di *caranto*, un'argilla sovraconsolidata le cui caratteristiche assicurano l'indefornabilità richiesta per la correttezza delle misure. Sui pali è saldato un telaio a forma triangolare con lato di circa 2 m e, a metà di ciascun lato del triangolo, è collegato (tramite viti senza fine regolabili) un potenziometro a pistone con ritorno a molla che misura in continuo la distanza tra il telaio e una piastra quadrata di alluminio con lato 15 cm solidale con la superficie del terreno. Tale struttura è stata realizzata in modo da assicurare che le deformazioni legate all'escursione termica e alla spinta della molla dei potenziometri (circa 2.5 kg ciascuno) sia trascurabile rispetto ai movimenti del terreno. La schematizzazione della disposizione degli strumenti all'interno del campo sperimentale è riportata nella sezione di Figura 2. Tutti gli strumenti sono connessi ad un acquisitore di dati che registra a intervalli di un'ora, con esclusione del TDR le cui misure sono registrate ogni due ore da un altro strumento. E' da ricordare che la metodologia TDR fornisce misure di contenuto volumetrico d'acqua $\theta = V_w/V$, legato al moisture ratio ϑ dalla relazione $\vartheta = \theta(1+e)$.

4 APPLICAZIONI

Al fine di verificare la validità del modello mediante confronto con le misure realizzate nel Bacino Zennare, sono stati simulati due semplici domini, unidimensionale il primo, che schematizza una colonna di terreno approssimativamente in corrispondenza dei tensiometri e delle sonde TDR, bidimensionale il secondo, volendo riprodurre una sezione dell'appezzamento compreso fra due scoli. La colonna può essere utilizzata per la calibrazione dei parametri del modello e la sezione per la successiva validazione.

4.1 Colonna di terreno

4.1.1 Discretizzazione del dominio

Il dominio utilizzato per schematizzare la colonna di terreno è il seguente: la superficie, quadrata di lato 0.20 m suddivisa in 32 triangoli rettangoli è replicata in verticale 16 volte in modo da formare 15 strati, ottenendo una griglia tridimensionale composta da 1440 elementi tetraedrici e 400 nodi. A partire dalla superficie i primi 10 strati hanno uno spessore di 0.05 m: seguono verso il basso 2 strati di 0.10 m, uno di 0.20 m e due di 0.30 m, per un'altezza totale della colonna di 1.5 m.

4.1.2 Condizioni al contorno ed iniziali

Poiché la torba a Zennare giace sopra uno strato di argilla a conducibilità idraulica molto bassa (Gatti *et al.*, 2002), la base della colonna è assunta impermeabile. Ai quattro lati è imposto il livello di falda calcolato mediante le misure del tensiometro posto alla profondità di 75 cm, che risulta sempre essere sotto il livello di falda. Ne segue dunque che il comportamento della zona satura durante l'intera simulazione sia pressoché vincolato dalle condizioni al contorno. Sulla superficie della colonna sono applicate le forzanti atmosferiche: l'intensità di precipitazione, misurata dal pluviometro, e l'evapotraspirazione, stimata mediante la formula di Penman-Monteith secondo le specifiche della FAO (Allen *et al.*, 1998).

Come condizione iniziale si è assunto un andamento idrostatico del carico piezometrico coerente con la registrazione del piezometro al tempo iniziale. Alcuni test preliminari hanno comunque dimostrato che, dopo circa 200 ore di simulazione, il risultato diviene indipendente dalle condizioni iniziali. Potendo in tal modo assumere che eventuali errori e incertezze che affliggono il profilo piezometrico iniziale vengano dissipati dopo tale tempo di calcolo.

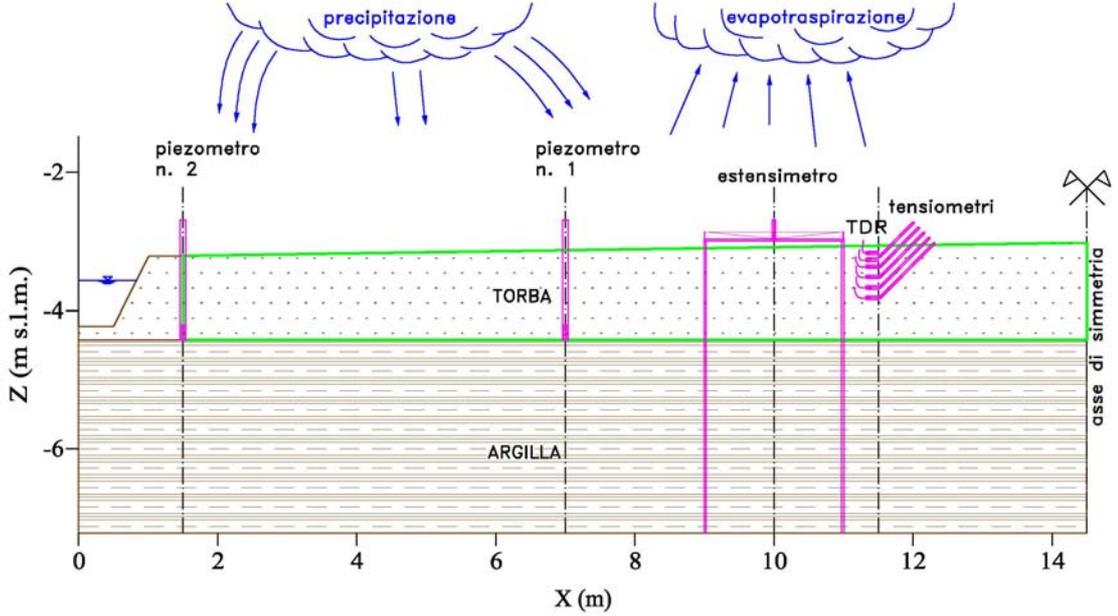


Figura 2. Sezione del campo sperimentale, riportante la disposizione degli strumenti di misura.

4.1.3 Parametrizzazione del modello

L'integrazione dell'equazione (10), con il termine generale di immagazzinamento dato dalla (14), richiede che siano specificate le curve di risalita capillare $S_w(\psi)$ e $K_r(S_w)$, i parametri della relazione costitutiva θ_0 e δ e la conducibilità idraulica saturata K_s . In questa applicazione S_s è stato ricavato dalla letteratura e assunto pari a $2.60 \times 10^{-2} \text{ m}^{-1}$ (Schlotzhauer & Price, 1999). In ogni caso, il controllo esercitato dalle condizioni al contorno laterali sulla zona saturata fa sì che il valore attribuito al coefficiente di immagazzinamento specifico abbia influenza trascurabile sulla dinamica idrologica della colonna. Le curve di risalita capillare sono descritte tramite il modello di Van Genuchten (1980):

$$S_{we} = \frac{S_w - S_{wr}}{1 - S_{wr}} = \begin{cases} \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{\psi}{\psi_s} \right)^n} \right]^m & \text{se } \psi < 0 \\ 1 & \text{se } \psi \geq 0 \end{cases} \quad (16)$$

e

$$K_r = S_{we}^{1/2} \left[1 - \left(1 - S_{we}^{1/m} \right)^m \right]^2, \quad (17)$$

dove S_{we} e S_{wr} sono rispettivamente il grado di saturazione efficace e quello residuo, le quantità ψ_s e n devono essere calibrate, mentre $m=1-1/n$. Il valore di S_{wr} è definito come il rapporto tra θ_r , il contenuto d'acqua residuo (o irriducibile), e la porosità. Essendo quest'ultima funzione del carico piezometrico ψ , le curve di risalita capillare risultano dinamicamente variabili nel tempo.

I valori di θ_r , ψ_s e n , stimati rispettivamente in 0.22, -0.68 m e 1.42, sono stati valutati a partire dalle

misure nel Bacino Zennare, per il quale, essendo disponibili dati di contenuto d'acqua e carico piezometrico raccolti in contemporanea, è stato possibile tracciare le curve di risalita capillare e, da queste, ottenere i valori dei parametri. I medesimi dati hanno permesso di stimare anche il profilo verticale di ϑ_0 (Camporese et al., 2006), il quale risulta caratterizzato da valori compresi fra il minimo pari a 1.96 in corrispondenza della superficie, al massimo di 9.03 nella zona satura in prossimità alla base della colonna. I parametri rimanenti, δ e K_s , sono stati calibrati come descritto nella sezione successiva.

4.1.4 Risultati numerici

Il modello è stato applicato per la simulazione del periodo compreso fra il 20 dicembre 2003 e il 2 febbraio 2004. Questo intervallo di tempo è caratterizzato da due eventi pluviometrici significativi, verificatisi nei giorni 28–31 dicembre 2003 e 17–19 gennaio 2004, separati da periodi di precipitazione nulla e drenaggio verso gli scoli.

I valori di δ e K_s sono stati determinati per confronto fra i risultati delle simulazioni e le misure di carico piezometrico e di spostamento verticale della superficie del terreno rilevate nel campo sperimentale. Per tenere conto della variazione di δ con la profondità osservata nei dati di laboratorio di Oleszczuk et al. (2003), è stata introdotta la seguente relazione lineare:

$$\delta(z) = \delta_{sur} + \lambda(D - z), \quad (18)$$

in cui δ_{sur} è il valore del parametro δ in superficie, D è lo spessore totale della colonna e λ è un coefficiente angolare da calibrare. I valori dei parametri δ_{sur} , λ e K_s risultanti sono rispettivamente 0.35, 0.10 m⁻¹ e 5.0×10⁻⁷ m/s. Si noti come il valore di conducibilità idraulica sia coerente con l'intervallo di variazione 10⁻⁶–10⁻⁷ m/s fornito dall'ARPAV per i suoli torbosi dell'area di interesse (ARPAV, 2005). Il valore dell'esponente δ varia da 0.35 in superficie a 0.50 al fondo della colonna, il che comporta valori di r_s sempre minori di 3 e quindi in accordo con le ipotesi di base del modello, cioè di deformazioni anisotrope a prevalente componente verticale.

Nella Figura 3 sono riportati i risultati della simulazione a confronto con i dati misurati nel Bacino Zennare: dall'alto al basso sono rappresentati, oltre alle forzanti meteorologiche (precipitazione e temperatura del suolo), gli spostamenti verticali della superficie del terreno, il carico piezometrico alla profondità di 15 cm ed il contenuto d'acqua θ alla profondità di 10 cm. L'accordo fra dati simulati e misurati è generalmente buono. Le registrazioni degli spostamenti del terreno evidenziano alcuni bruschi picchi che non risultano legati alla dinamica idrologica e che, per questo, non possono essere riprodotti dal modello, essendo dovuti alla temperatura del terreno che si avvicina al punto di formazione del ghiaccio (Teatini et al., 2004). La dinamica del carico piezometrico, considerando anche il margine di errore di ± 5 cm ammesso dallo strumento, è riprodotta in maniera sufficientemente accurata, mentre l'accordo tra contenuto d'acqua simulato e misurato è leggermente meno soddisfacente. Va ricordato comunque che le misure di θ risentono dell'incertezza tipica dell'interpretazione dei dati rilevati da sonde TDR (Camporese et al., 2006).

E' stato inoltre valutato separatamente il contributo alla capacità di immagazzinamento totale della torba (12) dovuto alle sole deformazioni elastiche (il primo addendo a destra dell'uguaglianza). Tale contributo è variabile con la profondità, da un minimo del 7% ad un massimo del 17% del σ totale. Tali percentuali risultano rilevanti e dimostrano come il fenomeno del mire breathing non possa essere trascurato in un'accurata descrizione dei processi di filtrazione nei terreni organici, come sostenuto anche da altri autori (Schlotzhauer & Price, 1999).

4.2 Sezione trasversale

4.2.1 Discretizzazione del dominio

Allo scopo di verificare il modello è stato utilizzato un dominio nel piano verticale che risulta più rappresentativo delle condizioni in situ, dove i campi vengono arati in modo tale da conseguire il classico profilo simmetrico a baulatura. Della sezione di campo delimitata da due scoli è considerata, per simme-

tria, una sola metà (vedere Figura 2), discretizzata, per una profondità unitaria della superficie, con un reticolo tridimensionale di 7290 elementi finiti tetraedrici e 1792 nodi. La superficie del dominio, rettangolare di $13.5 \times 1.0 \text{ m}^2$, è schematizzata da tre serie di 54 triangoli rettangoli ciascuna e ha una leggera pendenza verso lo scolo laterale. Come per la colonna precedentemente descritta, la discretizzazione superficiale è replicata a formare 15 strati, di cui i primi dieci variabili in spessore da 0.04 a 0.0425 m, i successivi due da 0.08 a 0.085 m, il seguente da 0.16 a 0.17 m e gli ultimi due da 0.24 a 0.254 m.

4.2.2 Condizioni al contorno ed iniziali

Analogamente al caso della colonna precedentemente descritto, la base del dominio è considerata impermeabile, come pure il contorno verticale corrispondente alla mezzeria della sezione di campo, per considerazioni di simmetria. In corrispondenza dello scolo laterale è imposta una condizione al contorno di carico piezometrico idrostatico dedotta dalle misure effettuate dal piezometro n. 2, situato vicino allo scolo stesso. Sulla superficie sono applicate condizioni al contorno atmosferiche, con modalità del tutto analoghe a quanto descritto nel paragrafo 4.1.2.

Per quanto riguarda le condizioni iniziali, possono essere ripetute le considerazioni riportate precedentemente per la colonna: anche in questo caso la distribuzione iniziale delle pressioni perde completamente la propria influenza sulla soluzione dopo 200 ore di simulazione.

4.2.3 Parametrizzazione del modello

Al fine di verificare il modello bidimensionale, si sono adottati gli stessi parametri ottenuti con il modello della colonna di terreno, potendo però tener conto di una possibile anisotropia della conducibilità idraulica. Per la conducibilità idraulica satura verticale, si è mantenuto il valore $K_{sv}=5.0 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ precedentemente determinato, ottenendo il valore della conducibilità idraulica satura orizzontale $K_{sh}=7 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ mediante calibrazione della sezione sullo stesso evento simulato precedentemente nella colonna.

4.2.4 Risultati numerici

Il modello è stato applicato per la simulazione del periodo compreso fra il 05 agosto 2005 e il 28 ottobre 2005. Questo intervallo di tempo è caratterizzato da molti eventi pluviometrici significativi, alternati a periodi di intensa evapotraspirazione. Rappresenta quindi un test rilevante per la valutazione della capacità del modello di riprodurre anche eventi con caratteristiche idrologiche diverse da quelle caratterizzanti il periodo simulato in fase di calibrazione.

Nella Figura 4 vengono riportate le grandezze simulate a confronto con i dati misurati nel Bacino Zennare. Dall'alto al basso sono rappresentati, oltre alle forzanti meteorologiche (precipitazione e temperatura del suolo), il livello di falda in corrispondenza del piezometro n.1 all'interno dell'appezzamento, gli spostamenti verticali della superficie del terreno in corrispondenza dell'estensimetro, il carico piezometrico alla profondità di 15 cm in corrispondenza del punto nel quale sono posizionati i tensiometri ed il contenuto d'acqua θ alla profondità di 10 cm in corrispondenza del punto in cui sono posizionate le sonde TDR. Trattandosi di una simulazione di verifica con parametri preliminarmente fissati, l'accordo fra dati simulati e misurati può dirsi generalmente buono. L'unica eccezione è rappresentata dalla dinamica del contenuto d'acqua, che non viene riprodotta in maniera soddisfacente dal modello, con tutta probabilità a causa dei fenomeni di isteresi verificatisi nel periodo considerato (Figura 5), di cui il codice numerico allo stato attuale non tiene conto.

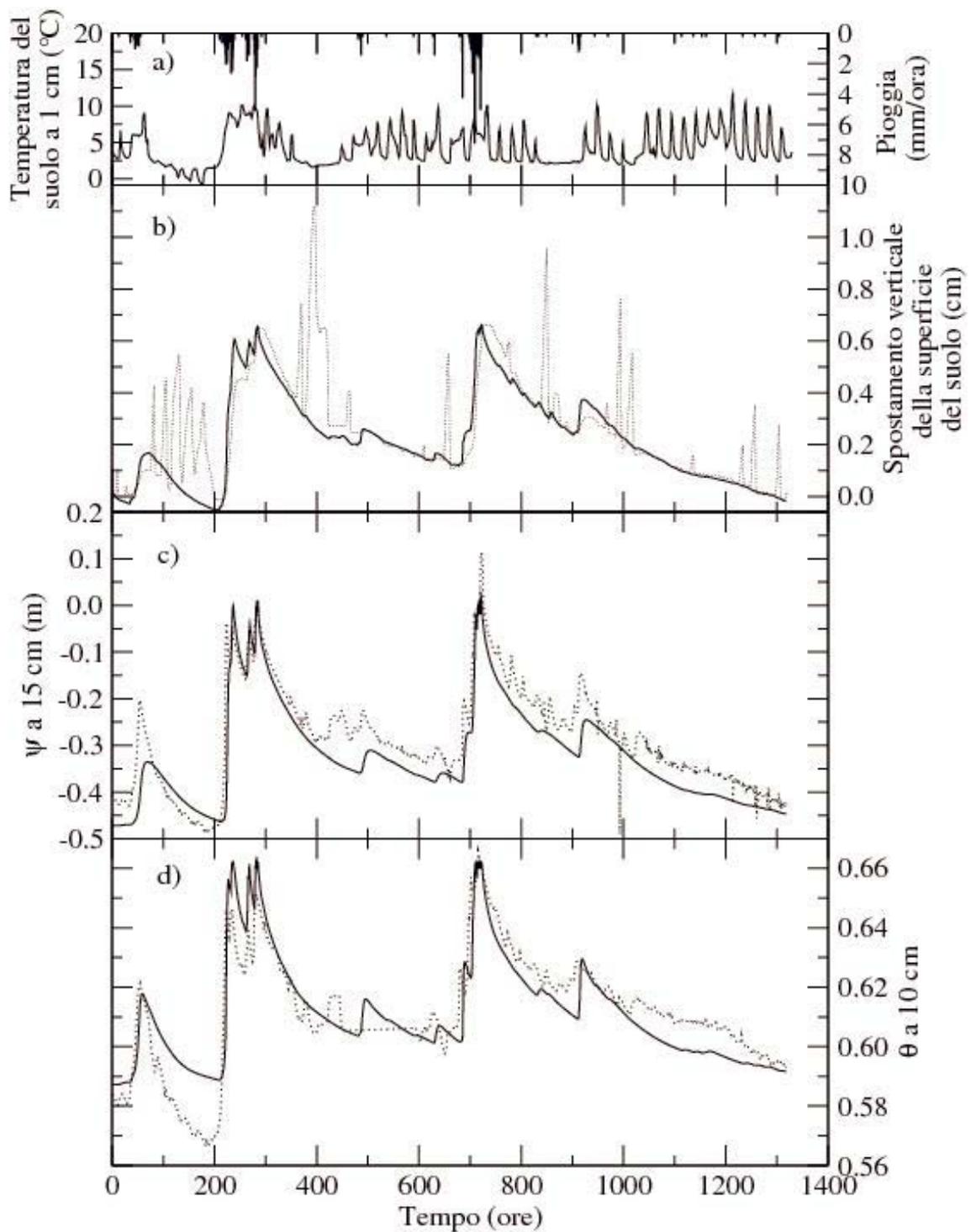


Figura 3. Simulazione di una colonna di terreno a scopo di calibrazione. a) Precipitazione (barre verticali) e temperatura del suolo a 1 cm (linea continua) misurati nel Bacino Zennare. Confronto fra dati misurati (linee tratteggiate) e simulati (linee continue); b) spostamenti della superficie del suolo; c) pressione capillare a 15 cm di profondità; d) contenuto d'acqua a 10 cm di profondità.

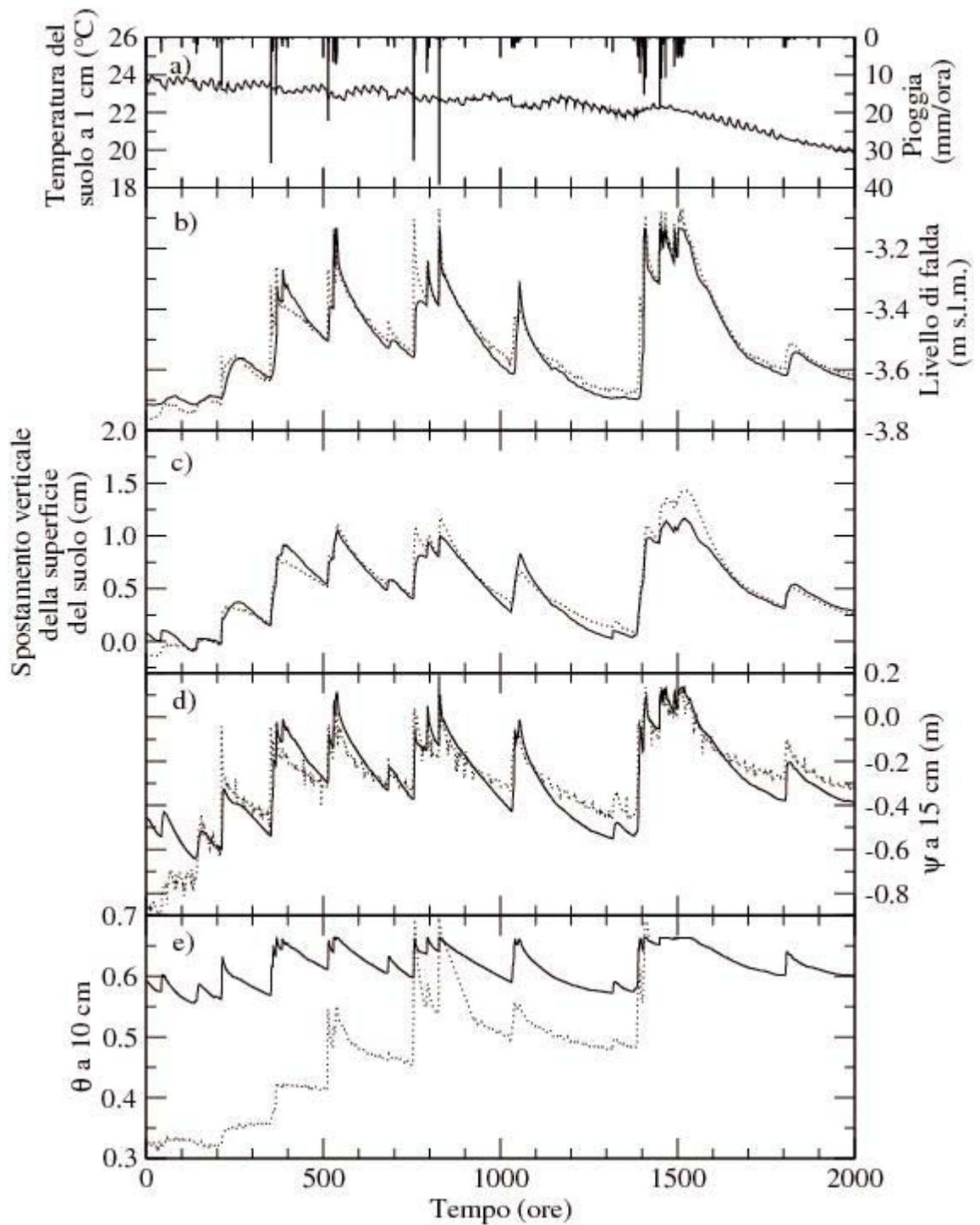


Figura 4. Simulazione di una sezione di campo a scopo di validazione. a) Precipitazione (barre verticali) e temperatura del suolo a 1 cm (linea continua) misurati nel Bacino Zennare. Confronto fra dati misurati (linee tratteggiate) e simulati (linee continue): b) livello di falda in corrispondenza del piezometro interno al campo di sperimentazione; c) spostamenti della superficie del suolo; d) pressione capillare a 15 cm di profondità; e) contenuto d'acqua a 10 cm di profondità.

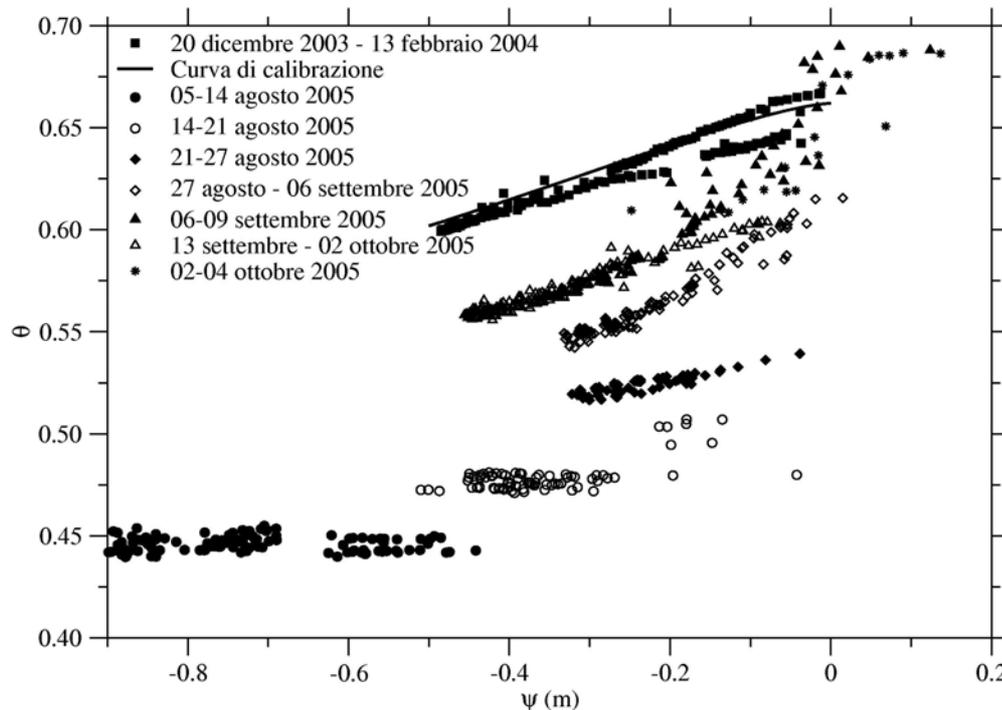


Figura 5. Contenuto d'acqua in funzione della pressione capillare a varie profondità, misurati in situ nel Bacino Zenare. Si noti il significativo fenomeno di isteresi e il confronto dei dati sperimentali con la curva teorica utilizzata nel modello numerico.

CONCLUSIONI

Nella nota è presentato un nuovo modello per la descrizione degli spostamenti reversibili nei terreni torbosi dovuti alle variazioni del contenuto d'acqua. Il modello considera deformazioni tridimensionali anisotrope in condizioni insature e consiste in una relazione costitutiva fisicamente basata che tiene conto della non-linearità delle deformazioni e lega l'indice dei vuoti al moisture ratio. Tale relazione costitutiva, che fa uso di due soli parametri, da stimare sulla base di misure di spostamenti della superficie del suolo, si è dimostrata in grado di interpretare correttamente i dati di laboratorio reperiti in letteratura.

La relazione costitutiva introdotta nell'equazione della filtrazione in mezzi porosi a saturazione variabile, modifica il termine generale di immagazzinamento e permette di calcolare la variazione della porosità con il contenuto d'acqua. Un codice numerico agli elementi finiti basato su questa formulazione è stato applicato per la simulazione di un caso studio in un bacino di bonifica a sud della Laguna di Venezia, per il quale è disponibile un esteso insieme di dati. Le applicazioni presentate hanno dimostrato la buona capacità del modello di riprodurre sia la dinamica degli spostamenti della superficie del terreno che quella delle principali variabili idrologiche (pressione di risalita capillare, contenuto d'acqua, livello di falda).

Dai risultati appare evidente come il contributo dei processi di deformazione elastica debba essere tenuto in conto opportunamente per descrivere i processi di filtrazione e la dinamica idrologica nei terreni organici.

Ringraziamenti. Questo lavoro è stato parzialmente finanziato dal Corila, dal Consorzio di bonifica Adige-Bacchiglione, dai Comuni di Cavarzere, Chioggia e Cona, dal Servizio Informativo del Magistrato alle Acque per la Laguna di Venezia e dall'Università degli Studi di Padova, mediante il progetto di ateneo intitolato "Multiscale monitoring of CO₂ fluxes from agricultural soils and modeling of the spatial

variability of the sources for quantification and control of emission into the atmosphere". Si ringrazia il dott. Ryszard Oleszczuk (Università Agraria di Varsavia) per aver gentilmente fornito i dati sperimentali riportati in Figura 1 e il prof. Claudio Paniconi, dell'Università del Québec, per l'apporto critico al lavoro offerto durante il soggiorno formativo trascorso dal dott. Matteo Camporese presso la stessa Università.

BIBLIOGRAFIA

- R.G. Allen, L.S. Pereira, D. Raes, M. Smith, "Crop evapotranspiration – guidelines for computing crop water requirements", Irrigation and drainage paper 56 (1998), FAO, Rome.
- ARPAV, "Carta dei suoli del Veneto", (2005).
- J.J.B. Bronswijk, "Modeling of water balance, cracking and subsidence of clay soils", J. Hydrol. (1990), 97, pp. 199-212.
- M. Camporese, S. Ferraris, M. Putti, P. Salandin, P. Teatini, "Hydrological Modeling in swelling/shrinking peat soils", Water Resour. Res. (2006), in press.
- M. Camporese, "Modeling and experimental analysis of peat hydrology and its relationships with the subsidence of the Zennare Basin, Venice (Italy)", Ph.D. thesis (2006), Università degli Studi di Padova.
- S.J. Deverel, S. Rojstaczer, "Subsidence of agricultural lands in the Sacramento-San Joaquin Delta, California: Role of aqueous and gaseous carbon fluxes", Water Resour. Res. (1996), 32(8), pp. 2359-2367.
- A. Fornasiero, M. Putti, P. Teatini, S. Ferraris, F. Rizzetto, L. Tosi, "Monitoring of hydrological parameters related to peat oxidation in a subsiding coastal basin south of Venice, Italy", in E. Servat et al., editors, Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions, number 278 (2003), pp 458-462, IAHS.
- D. Galloway, D.R. Jones, S.E. Ingebritsen, "Land subsidence in the United States", Circular 1182 (1999), U.S. Geological Survey.
- G. Gambolati, "Second-order theory of flow in three-dimensional deforming media", Water Resour. Res. (1974), 10(6), pp. 1217-1228.
- G. Gambolati, M. Putti, P. Teatini, M. Camporese, S. Ferraris, G. Gasparetto Stori, V. Nicoletti, F. Rizzetto, S. Silvestri, L. Tosi, "Peatland oxidation enhances subsidence in the Venice watershed", Eos Trans. AGU (2005), 86(23), pp. 217-224.
- G. Gambolati, M. Putti, P. Teatini, G. Gasparetto Stori, "Subsidence due to peat oxidation and impact on drainage infrastructures in a farmland catchment south of the Venice Lagoon", Environ. Geol. (2006), in press.
- P. Gatti, M. Bonardi, L. Tosi, F. Rizzetto, A. Fornasiero, G. Gambolati, M. Putti, P. Teatini, "The peat deposit of the subsiding Zennare Basin, south of the Venice Lagoon, Italy: Geotechnical classification and preliminary mineralogical characterization", in P. Campostrini, editor, Scientific Research and Safeguarding of Venice (CORILA Research Program 2001 Results) (2002), Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, pp. 241-257, La Garangola, Padova, Italy.
- R.F.A. Hendriks, "An analytical equation for describing the shrinkage characteristic of peat soils", in J. Päivänen, editor, Wise Use of Peatlands (2004), Proceedings of the 12th International Peat Congress, pp. 1343-1348, Jyväskylä, Finland, Int. Peat Society.
- G.W. Kennedy, J.S. Price, "Simulating soil water dynamics in a cutover bog", Water Resour. Res. (2004), 40, W12410, doi:10.1029/2004WR003099.
- G.W. Kennedy, J.S. Price, "A conceptual model of volume-change controls on the hydrology of cutover peats", J. Hydrol. (2005), 302(1-4), pp. 13-27.
- R. Oleszczuk, K. Bohne, J. Szatyłowicz, T. Brandyk, T. Gnatowski, "Influence of load on shrinkage behavior of peat soils", J. Plant Nutr. Soil Sci. (2003), 166, pp. 220-224.
- C. Paniconi, M. Putti, "A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems", Water Resour. Res. (1994), 30(12), pp. 3357-3374.
- J.S. Price, "Role and character of seasonal peat soil deformation on the hydrology of undisturbed and cutover peatlands", Water Resour. Res. (2003), 39(9), doi:10.1029/2002WR001302.
- J.S. Price, S.M. Schlotzhauer, "Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland", Hydrol. Process. (1999), 13, pp. 2591-2601.
- J.S. Price, G.S. Whitehead, "Developing hydrologic thresholds for Sphagnum recolonization on an abandoned cutover bog", Wetlands (2001), 21, pp. 32-40.
- D.G. Pyatt, A.L. John, "Modelling volume changes in peat under conifer plantations", J. Soil Sci. (1989), 40, pp. 695-706.
- S.M. Schlotzhauer, J.S. Price, "Soil water flow dynamics in a managed cutover peat field, Quebec: Field and laboratory investigation", Water Resour. Res. (1999), 35(12), pp. 3675-3683.
- D.E. Smiles, "Hydrology of swelling soils: a review", Aust. J. Soil Res. (2000), 38, pp. 501-521.

- P. Teatini, M. Putti, G. Gambolati, S. Ferraris, M. Camporese, “*Reversible/irreversible peat surface displacements and hydrological regime in the Zennare Basin, Venice*”, in P. Campostrini, editor, *Scientific Research and Safeguarding of Venice (CORILA Research Program 2001-2003, 2002 Results)* (2004), pp. 93-106, Venezia, Italy, La Garangola.
- M.T. van Genuchten, “*A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*”, *Soil Sci. Soc. Amer. J.* (1980), 44, pp. 892-898.