Strumenti per il monitoraggio della zona non satura

Alessandro Tarantino,* Annarita Pozzato**

Sommario

L'articolo presenta uno studio sperimentale sulla risposta di sensori di misura del contenuto d'acqua per il monitoraggio della zona non satura ed un'indagine teorica degli effetti della temperatura e della lunghezza del cavo sulla misura. Sono stati considerati un sensore di riflettometria nel domino del tempo (TDR), un sensore di riflettometria nel dominio delle ampiezze (ADR), un sensore capacitivo e un sensore multi-capacitivo per misure di profondità.

1. Introduzione

Le condizioni di sicurezza degli argini fluviali nei riguardi della stabilità dipendono dalla distribuzione delle pressioni dell'acqua interstiziale nel manufatto e nei terreni di fondazione che si generano in corrispondenza di un evento di piena. Tale distribuzione è associata anche alla propagazione del fronte di saturazione attraverso la zona non satura del manufatto ed il monitoraggio di tale zona può pertanto essere utile a comprendere i possibili meccanismi di instabilità di argini fluviali esistenti.

In generale, il monitoraggio della zona non satura può essere eseguito attraverso la misura della suzione e del contenuto d'acqua. In realtà, la misura della suzione è problematica. I tensiometri convenzionali possono essere utilizzati solo nell'intervallo di suzione 0-80 kPa e non sempre tale intervallo risulta adeguato in terreni con una frazione limosa ed argillosa significativa. È richiesta una continua manutenzione a causa dell'inevitabile desaturazione dello strumento e la misura è sempre affetta da incertezza poiché lo stato di saturazione può essere rilevato solo con un'ispezione visiva.

Strumenti di misura indiretta della suzione hanno il vantaggio di non richiedere manutenzione per la risaturazione dello strumento, consentire una misura in un intervallo di suzione più ampio di quello dei tensiometri convenzionali ma hanno tempi di risposta molto elevati, tipicamente di giorni, che li rendono spesso inadatti al monitoraggio in condizioni di rapida variazione del contenuto d'acqua. Questi strumenti sono tipicamente costituiti da un blocco poroso in contatto con il terreno il cui contenuto d'acqua dipende dalla suzione del terreno circostante. La variazione di contenuto d'acqua del blocco poroso è rilevata attraverso una misura di conducibilità termica (*sensori di conducibilità termica),* di conducibilità elettrica (*sensori di conducibilità elettrica*) o di permettività dielettrica (*equitensiometri*). La misura richiede il trasferimento di acqua dal terreno al blocco poroso, la cui conducibilità idraulica è tuttavia relativamente bassa poiché risulta non saturo. Per questa ragione tempi di equalizzazione di questi strumenti di misura indiretta sono relativamente elevati.

Un'elegante alternativa consiste nella misura del contenuto (volumetrico) d'acqua mediante sensori basati sulla misura della permettività dielettrica del terreno. Questi sensori hanno tempi di risposta praticamente istantanei, non richiedono manutenzione a parte quella legata all' elettronica degli strumenti , e sono relativamente poco costosi.

Uno studio della risposta di questi sensori è presentato in questo lavoro, sviluppato nell'ambito del Programma di Ricerca Scientifica di Rilevante Interesse Nazionale [2005] riguardante il 'Monitoraggio e valutazione della sicurezza nelle dighe in terra e negli argini fluviali'. Quattro sensori sono stati investigati in laboratorio per valutarne la risposta, una sonda TDR (*Time Domain Reflectometry*), una sonda ADR (*Amplitude Domain Reflectometry*), una sonda capacitiva per installazioni di superficie ed una sonda multicapacitiva per installazione in tubo di accesso. Successivamente, mediante un'analisi di tipo teorico, sono stati analizzati gli effetti della temperatura e della lunghezza del cavo sulla misura del contenuto d'acqua. Queste variabili sono rilevanti per le misure in sito.

I metodi dielettrici si basano sulla misura della permettività dielettrica del mezzo multifase 'terreno', la quale dipende della permettività dei singoli costituenti (solido, liquido e gassoso) e delle loro frazioni volumetriche. Poiché la permettività dielettrica relativa è pari a 1 per l'aria, varia tra 3 e 5 per la fase solida, ed è circa pari ad 80 per l'acqua,

* Ricercatore, Dipartimento di Ingegneria Meccanica e Strutturale, Università di Trento

** Dottoranda, Dipartimento di Ingegneria Meccanica e Strutturale, Università di Trento

la permettività dielettrica del 'terreno' in quanto mezzo multifase dipende essenzialmente dal contenuto d'acqua interstiziale ed è questo il principio su cui si basa la misura. La permettività non è tuttavia misurata in condizioni statiche ma in un campo elettrico non stazionario che si propaga sottoforma di onde. In tali condizioni la permettività dell'acqua risulta dipendere dalla frequenza ed avere una componente sia reale sia immaginaria. Per comprendere vantaggi e limiti di queste tecniche di misura, è allora utile richiamare alcuni concetti elementari sulla permettività dielettrica dei materiali.

2. La permettività dielettrica dei terreni

2.1. Permettività dielettrica dell'acqua in campo elettrico statico ed alternato

Si consideri il condensatore in figura 1 nel quale sia posta acqua tra le armature. Il campo elettrico statico generato dalla carica superficiale σ causa l'allineamento delle molecole d'acqua (dipoli permanenti) e la presenza di cariche non equilibrate in corrispondenza delle armature genera una carica di polarizzazione superficiale σ_P che in parte neutralizza la carica originale σ. Ne consegue che il campo elettrico risultante E è inferiore a quello nel vuoto E_0 di un fattore ε_r, definito permettività dielettrica relativa ($\varepsilon_r = E_0/E$). Maggiore è la polarizzazione, maggiore è la permettività dielettrica.

Si consideri poi il caso di un campo elettrico alternato che si propaghi sottoforma di onda attraverso l'acqua. I dipoli oscillano allineandosi con il campo elettrico generando a loro volta un'onda di polarizzazione che si propaga attraverso l'acqua sovrapponendosi al campo elettrico alternato originario. Tale allineamento è associato alla parte reale (in fase) della permettività dielettrica relativa, ε_r'.

Incrementando la frequenza del campo elettrico, le molecole possono non riuscire più ad allinearsi con il campo elettrico (rilassamento dipolare). Questo riduce l'intensità dell'onda di polarizzazione e dà luogo ad un ritardo di fase tra l'onda di polarizzazione ed il campo elettrico originario. Tale sfasamento è associato alla parte immaginaria della permettività dielettrica relativa, ε_r'', e causa dissipazione di energia in forma di energia termica (come nei forni a microonde).

L'acqua nei terreni è raramente pura e contiene tipicamente dei portatori di carica quali gli ioni. La conducibilità ionica causa una dissipazione di energia (*dissipazione per conduzione*) che si aggiunge alla dissipazione per rilassamento dipolare (*dissipazione per rilassamento*).

Per tener conto di entrambe queste dissipazione di energia, si considera una permettività dielettrica relativa equivalente ε^*_r definita da:

$$\varepsilon_r^* = \varepsilon_r'(f,N,T) - j\left[\varepsilon_r''(f,N,T) + \frac{\sigma_{dc}(N,T)}{2\pi f \varepsilon_0}\right] \qquad (1)$$

dove ε_0 è la permettività nel vuoto, σ_{dc} la conducibilità elettrica in corrente continua e f è la frequenza. Secondo STOGRYN [1971], ε'_r, ε''_r e σ_{dc} dipendono dalla temperatura T e dalla concentrazione espressa in termini di normalità N.

2.2. Permettività dielettrica dei terreni (mezzo multifase terreno)

La permettività dielettrica di un mezzo eterogeneo dipende dalla permettività dielettrica dei singoli costituenti e dalla loro frazione volumetrica. Un comune approccio per stimare la permettività dielettrica relativa equivalente dei terreni ε^*_m si basa sull'equazione di LITCHTENEKER [1926] che può essere estesa ad mezzo a quattro fasi secondo l'espressione proposta da HEIMOVAARA *et al.*, [1994]

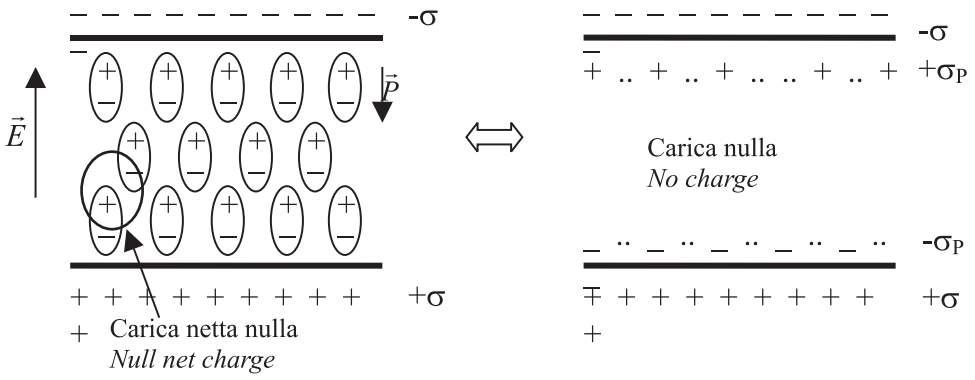

Fig. 1 – Condensatore riempito con materiale dielettrico.
Fig. 1 – Capacitor filled with dielectric material.

$$\sqrt{\varepsilon_m^*}=\frac{\rho_d}{\rho_s}\sqrt{\varepsilon_s}+(\theta-\delta\rho_d A_s)\sqrt{\varepsilon_{fw}^*}+(\delta\rho_d A_s)\sqrt{\varepsilon_{bw}^*}+\left(1-\frac{\rho_d}{\rho_s}-\theta\right)\sqrt{\varepsilon_a} \quad (2)$$

dove ε_s, ε_a, ε^*_{fw} e ε^*_{bw} sono rispettivamente le permettività dielettriche relative della parte solida, dell'aria, dell'acqua libera e dell'acqua adsorbita, ρ_d è la densità secca, ρ_s è la densità della parte solida, θ è il contenuto d'acqua volumetrico ed il prodotto $\delta\rho_d A_s$ è la frazione volumetrica di acqua adsorbita, essendo A_s and δ rispettivamente la superficie specifica e lo spessore dello strato di acqua adsorbita.

La permettività dielettrica relativa di un terreno ha una componente reale ed una immaginaria, poiché risulta in generale complessa la permettività dielettrica dei suoi singoli costituenti. In molti casi, tuttavia, è utile esprimere la permettività dielettrica attraverso una variabile reale, la permettività apparente K_a, definita da [VON HIPPEL, 1954]: -

$$K_a=\frac{\mathrm{Re}[\varepsilon_m^*]}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\mathrm{Im}[\varepsilon_m^*]}{\mathrm{Re}[\varepsilon_m^*]}\right)^2}+1\right]=\frac{\varepsilon'_m}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\varepsilon''_m+\sigma/2\pi f\varepsilon_0}{\varepsilon'_m}\right)^2}+1\right] \quad (3)$$

dove ε'_m ed ε''_m sono rispettivamente le componenti reale ed immaginaria della permettività dielettrica relativa del terreno, σ è la conducibilità elettrica del terreno e f la frequenza f. La permettività apparente K_a consente di determinare la velocità di propagazione di un segnale in un mezzo a permettività dielettrica complessa in un modo formalmente analogo al caso di un mezzo a permettività dielettrica reale.

3. Misura del contenuto d'acqua dei terreni mediante la tecnica TDR (Time Domain Reflectometry)

Il sistema di misura del contenuto d'acqua mediante la tecnica della riflettometria nel dominio del tempo (*Time Domain Reflectometry*, TDR) è illustrato in figura 2 ed è costituito da un generatore di impulsi a gradino, da un oscilloscopio, da un cavo coassiale e da una sonda costituita da aste inserite nel terreno. In questo studio è stata usata una sonda trifilare con aste della lunghezza di 150 mm.

La tecnica consiste nel misurare la velocità di propagazione del segnale V_p lungo le aste inserite nel terreno dalla quale è derivata la permettività dielettrica apparente del terreno K_a mediante l'equazione

$$K_a=\left(\frac{c}{V_p}\right)^2 \quad (4)$$

che può essere ricavata dalla teoria delle linee di trasmissione [KRAUS e FLEISCH, 1999] (c è la velocità della luce nel vuoto). La permettività apparente K_a è quindi correlata al contenuto volumetrico d'acqua θ mediante una relazione empirica. La tecnica di misura richiede pertanto 1) una procedura per 'estrarre' la velocità di propagazione V_p dal segnale registrato dall'oscilloscopio; 2) la definizione di una relazione $\theta=\theta(K_a)$.

La figura 3a mostra il segnale misurato all'oscilloscopio con la sonda in aria ed in acqua. Con riferimento alla misura in acqua, si osserva un primo ramo discendente associato alla riflessione del segnale in corrispondenza della base delle aste ed un successivo ramo ascendente associato alla riflessione in corrispondenza dell'estremità delle aste. Il tempo che individua la riflessione all'estremità delle aste, t_{end} è normalmente determinato secondo la costruzione indicata in figura 3a. Il tempo che individua la riflessione in corrispondenza della base delle aste, t_{start}, è invece meno semplice da determinare poiché mascherato dalla riflessione in corrispondenza della testa. In questo lavoro è stato utilizzato l'approccio proposto da HEIMOVAARA [1993], il quale suggerisce di determinare dapprima il tempo associato alla riflessione in corrispondenza della testa, t_{head} e quindi il tempo di transito attraverso la testa Δt mediante taratura in acqua ed in aria (Fig. 3b). La velocità di propagazione è quindi ottenuta come segue:

$$V_p=\frac{t_{end}-t_{start}}{2L^*}=\frac{t_{end}-(t_{head}+\Delta t)}{2L^*} \quad (5)$$

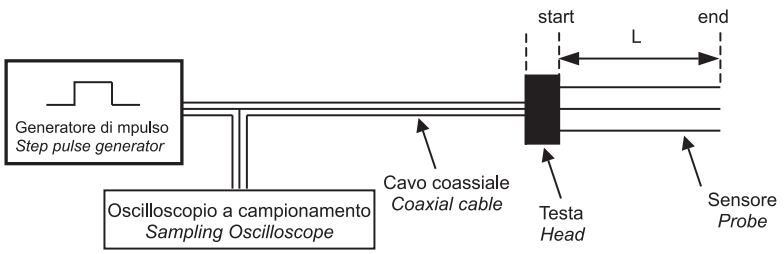

Fig. 2 – Apparecchiatura per la misura del contenuto d'acqua mediante riflettometria nel dominio del tempo (TDR).
Fig. 2 – Equipment for water content using Time Domain Reflectometry (TDR).

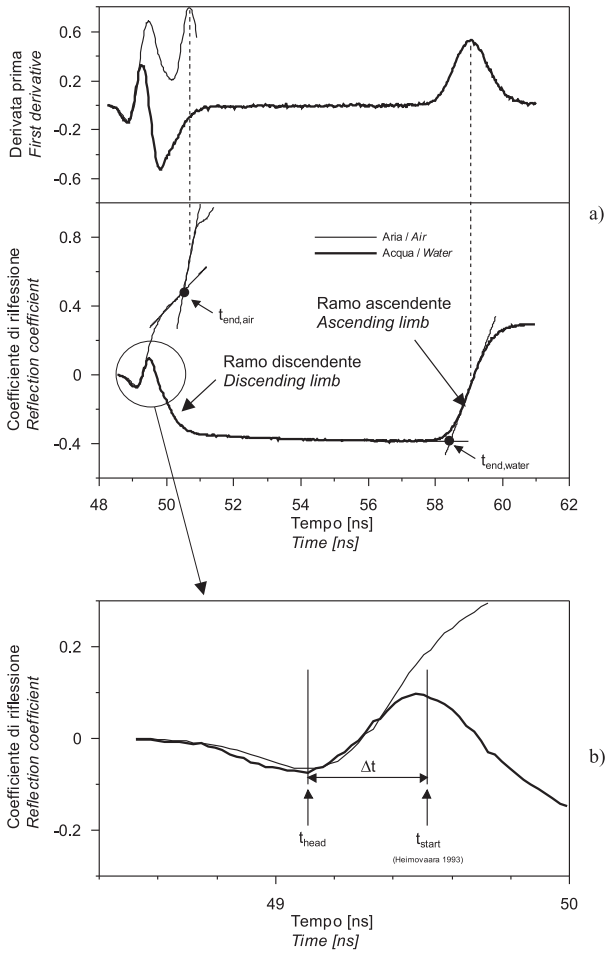

Fig. 3 – Calibrazione in aria e acqua demineralizzata. (a) Onde di riflessione in acqua e aria e derivata prima del coefficiente di riflessione. (b) Onda di riflessione in corrispondenza della testa della sonda.
Fig. 3 – Calibration in demineralised water and air. (a) Reflection waveform in air and water and derivative of the reflection coefficient. (b)Reflection waveforms at hhe probe head.

dove L^* è la lunghezza elettrica della sonda determinata mediante taratura in acqua ed in aria.

Per quanto riguarda la relazione empirica $\theta=\theta(K_a)$, sono state proposte relazioni a quattro parametri [TOPP *et al.*, 1980] e a due parametri [LEDIEU *et al.*, 1986; YU *et al.*, 1997; TOPP *and* REYNOLDS, 1998]. Queste relazioni sono essenzialmente coincidenti per $\theta<0.4$, mentre per valori di θ superiori a 0.4 l'equazione proposta da TOPP *et al.* [1980] sottostima il contenuto d'acqua in modo significativo [ROTH *et al.*, 1990]. In questo lavoro si è utilizzata la relazione proposta da LEDIEU *et al.* [1986]:

$$\theta=0.1138\sqrt{K_a}-0.1758 \qquad (6)$$

che propone una relazione di tipo quadratico tra θ e K_a.

Quest'ultima equazione è chiaramente una relazione approssimata. L'equazione (2) mostra che la permettività apparente dipende dal solo contenuto volumetrico d'acqua θ se la densità non varia in modo significativo ($\rho_d/\rho_s\sim$costante), la quantità di acqua adsorbita è trascurabile ($A_s\sim0$) e ε_{fw}^* è costante e reale nella banda delle frequenze del TDR. Quest'ultima condizione è verificata quando la temperatura non varia in modo rilevante e la conducibilità elettrica dell'acqua interstiziale è trascurabile.

DIRKSEN and DASBERG [1993] hanno investigato 11 terreni concludendo che l'equazione di Topp può essere assunta valida per densità secche comprese tra 1.35 and 1.50 g/cm^3 e superfici specifiche comprese tra 0 and 100 m^2/g. Questo intervallo di superficie specifica, che può essere classificata da bassa a media, include le argille caolinitiche ed una buona parte di quelle illitiche. In prima approssimazione, la superficie specifica può essere determinata dal contenuto d'acqua igroscopico secondo BANIN and AMIEL [1970] e DIRKSEN and DASBERG [1993].

Al contrario, l'equazione di Topp può dare luogo ad errori significativi in terreni a grana fine [DASBERG and HOPMANS, 1992; DIRKSEN and DASBERG, 1993] e terreni organici [TOPP *et al.*, 1980; HERKELRATH *et al.*, 1991, PÉPIN *et al.*, 1992].

Per investigare l'errore che è possibile commettere utilizzando l'equazione (6) sono state eseguite due misure in campioni di sabbia fine preparati a due contenuti d'acqua differenti miscelando il terreno con acqua demineralizzata ed un campione di sabbia con limo debolmente argillosa. La sonda è stata inizialmente calibrata mediante misura in aria e acqua al fine di determinare il tempo Δt e la lunghezza elettrica L^* ($\Delta t=0.99$ ns; $L^*=150.7$ mm).

Le onde di riflessione misurate nei due campioni di sabbia fine sono mostrate in figura 4 in-

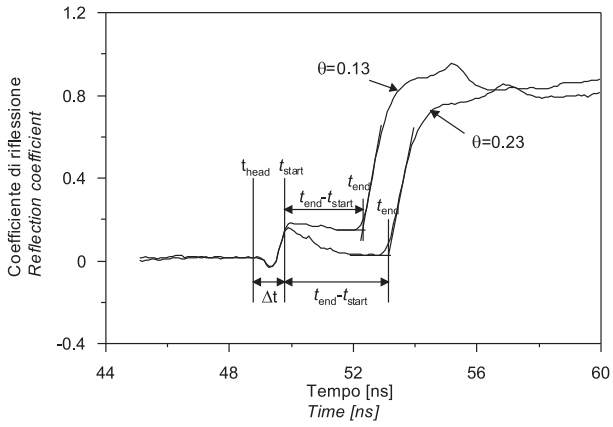

Fig. 4 – Onde di riflessione nei campioni di sabbia fine e determinazione del tempo di transito.
Fig. 4 – Reflection waveforms in fine sand samples and travel time determination.

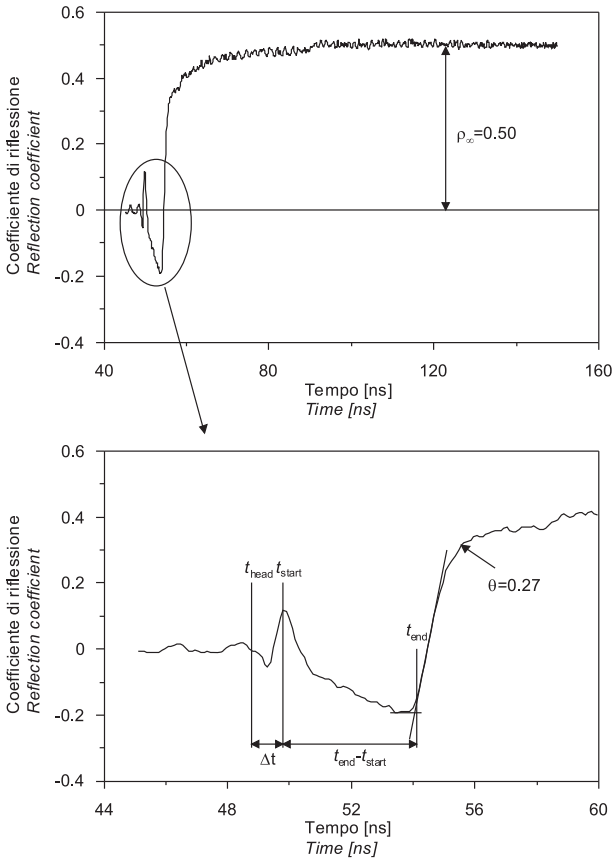

Fig. 5 – Onda di riflessione in campioni di sabbia con limo debolmente argillosa e determinazione del tempo di transito. (a) registrazione fino al raggiungimento delle condizioni stazionarie. (b) ingrandimento relativo alla prime e seconda riflessione corrispondenza della sonda.
Fig. 5 – Reflection waveform in clayey silty sand sample and travel time determination. (a) Recording extended to steady-state conditions. (b) enlargement showing first and second reflection at the probe.

sieme ai tempi di ingresso nella testa (t_{head}), di ingresso nella sonda (t_{start}) e di riflessione all'estremità delle aste (t_{end}). L'onda di riflessione misurata nel campione di sabbia con limo debolmente argillosa è mostarata in figura 5. Determinato il tempo di transito del segnale nella sonda t_{end}-t_{start} , è stato determinato il contenuto volumetrico d'acqua utilizzando le equazioni (4), (5), e (6).

Il confronto tra la stima del contenuto d'acqua ed il contenuto d'acqua misurato è riportato in figura 6 e si osserva un errore compreso nell'intervallo $\Delta\theta = \pm 0.02$ per la sabbia fine mentre l'errore risulta maggiore per la sabbia con limo debolmente argillosa (cerchio pieno). Per questo terreno, il metodo TDR sembra quindi sovrastimare il contenuto d'acqua. In generale, questo può essere associato ad una elevata conducibilità elettrica e/o ad un'elevata densità. La conducibilità elettrica può essere stimata utilizzando l'equazione proposta da GIESE e TIEMANN

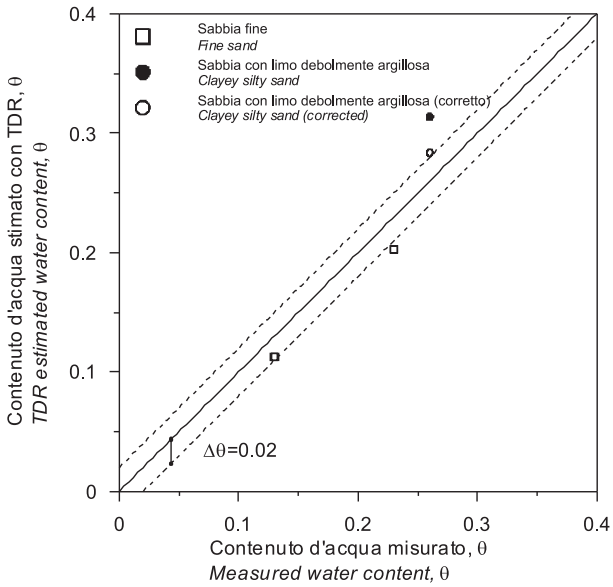

Fig. 6 – Confronto tra contenuto d'acqua stimato mediante l'Eq. 6 ed il valore misurato.
Fig. 6 – Comparison between TDR estimated water content through Eq. 6 and measured water content.

[1975] scritta nella forma presentata da TOPP *et al.*, [1988]:

$$\sigma = \frac{1}{Z_c}\frac{\varepsilon_0 c Z_0}{L}\left[\frac{1-\rho_\infty}{1+\rho_\infty}\right] \qquad (7)$$

dove ε_0 è la permittività dielettrica nel vuoto (8.854 x 10-12 F m^{-1}), c è la velocità della luce nel vuoto (3 $\times 10^8$ m s^{-1}), L è la lunghezza della sonda (m), ρ_∞ il coefficiente di riflessione in condizioni stazionarie (vedi Fig. 5), Z_c è l'impedenza caratteristica del sistema (tipicamente 50) e Z_0 è l'impedenza caratteristica della sonda nel vuoto. Poiché risulta $\rho_\infty = 0.50$ (vedi Fig. 5) e assumendo $Z_0 = 183.5\ \Omega$ (vedi successivo paragrafo 3.1.3), si ottiene una conducibilità elettrica $\sigma = 0.022$ S/m. Tale conducibilità elettrica è trascurabile nel senso che il suo effetto sulla permettività apparente K_a risulta trascurabile secondo WYSEURE *et al.* [1997].

La bassa conducibilità elettrica non era inaspettata poiché il terreno era stato preparato con acqua demineralizzata e la superficie specifica A_s risulta inoltre trascurabile. La superficie specifica è stata stimata a partire dal valore del contenuto d'acqua igroscopico w_h ($w_h = 0.0047$) ed assumendo uno spessore dell'acqua adsorbita δ pari ad uno strato monomolecolare di acqua ($\delta = 3\times 10^{-10}$ m) in accordo con DIRKSEN and DASBERG [1993]:

$$A_s = \frac{w_h}{\rho_w \delta} \qquad (8)$$

dove ρ_w è la densità dell'acqua. Dall'equazione (8), si ottiene un valore trascurabile per la superficie specifica della sabbia con limo e argilla utilizzata (A_s=15 m^2/g).

Poiché la conducibilità elettrica è trascurabile, si può assumere che la permettività dielettrica del terreno sia reale e pari al valore in condizioni statiche. Assumendo inoltre A_s0, l'equazione (2) può allora scriversi in termini di permettività apparente come segue:

$$\theta=\frac{\sqrt{K_a}}{\sqrt{\varepsilon^*_{fw}}-1}-\frac{1+\frac{\rho_{d0}}{\rho_s}\left(\sqrt{\varepsilon_s}-1\right)}{\sqrt{\varepsilon^*_{fw}}-1}-\frac{\rho_d-\rho_{d0}}{\rho_s}\left(\frac{\sqrt{\varepsilon_s}-1}{\sqrt{\varepsilon^*_{fw}}-1}\right) \qquad (9)$$

dove ρ_{d0} è una densità di riferimento. Assumendo ρ_{d0}=1.5 g/cm^3, i primi due termini dell'equazione. 9 coincidono praticamente con l'equazione di Ledieu (Eq. 6) [TARANTINO *et al.*, 2008] mentre l'ultimo termine rappresenta la correzione da apportare all'equazione di Ledieu per tener conto della densità del terreno. Nel caso in esame, la densità secca della sabbia con limo debolmente argillosa risulta essere molto elevata (ρ_d=1.99 g/cm^3). Se si apporta la correzione indicata dall'ultimo termine dell'equazione (9), si ottiene un valore molto più accurato (cerchio vuoto), che ricade nella fascia di errore tipica della misura TDR come mostrato in figura 6.

3.1. La simulazione dell'onda di riflessione

Per analizzare gli effetti della temperatura e della lunghezza del cavo sulla misura, si è scelto di affrontare il problema mediante una simulazione numerica. In particolare, si è innanzitutto calibrato un modello di propagazione dell'onda di riflessione, utilizzando le misure in acqua, aria, sabbia fine e sabbia con limo debolmente argillosa. Successivamente, tale modello è stato utilizzato per investigare teoricamente gli effetti della temperatura sulla permettività apparente K_a e, quindi, sulla stima del contenuto volumetrico d'acqua θ.

Il modello di propagazione utilizzato è quello presentato da LIN [2003], integrato con il modello di propagazione nel cavo coassiale presentato da LIN and TANG [2007]. Il circuito equivalente del sistema TDR è mostrato in figura 7 e include un cavo coassiale (*cable*), una testa divisa in due sezioni (*head 1* e *head 2*) e la sonda (*probe*). Ciascuna sezione è caratterizzata da un'impedenza Z, una costante di propagazione γ ed una lunghezza l.

Per simulare l'onda di riflessione nel dominio del tempo occorre determinare i parametri della linea di trasmissione (lunghezza l, impedenza caratteristica Z e costante di propagazione γ di ciascuna sezione) e misurare il segnale di ingresso a gradino.

3.1.1. CAVO COASSIALE (CABLE)

La permettività del cavo coassiale è stata determinate secondo LIN and TANG [2007], i quali suggeriscono le seguenti espressioni per la costante di propagazione, γ_{cable}, e l'impedenza caratteristica, Z_{cable}:

$$\gamma_{cable}=\alpha_{cable}+j\beta_{cable}=\frac{j2\pi f}{c}\sqrt{\varepsilon_{cable}}\sqrt{1+(1-j)\frac{\alpha_R}{\sqrt{f}}} \qquad (10)$$

$$Z_{cable}=\frac{Z_{p,cable}}{\sqrt{\varepsilon_{cable}}}\sqrt{1+(1-j)\frac{\alpha_R}{\sqrt{f}}} \qquad (11)$$

dove ε_{cable} è la permettività dielettrica del materiale che riempie il cavo assunta reale ed indipendente dalla frequenza e α_R è un fattore di dissipazione resistivo associato all'effetto combinato di fattori geometrici e resistività superficiale. I parametri ε_{cable} e α_R per il cavo RG58A/U connesso alla sonda CS630 della Campbell Scientific sono stati determinati interpolando l'attenuazione nominale in funzione della frequenza (dB/m) riportata nelle specifiche tecniche del cavo. In figura 8, sono riportai i valori

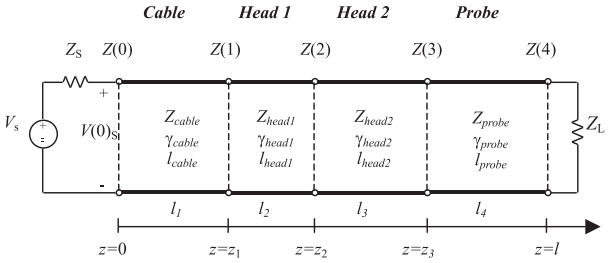

Fig. 7 – Linea di trasmissione a più sezioni.
Fig. 7 – Multisection transmission line.

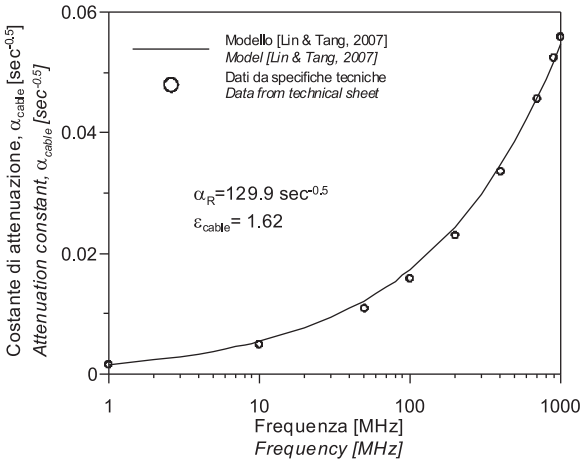

Fig. 8 – Determinazione dei parametri α_R e ε_{cable} dalle specifiche tecniche del cavo coassiale.
Fig. 8 – Determination of α_R e ε_{cable} from coaxial cable datasheet.

del costante di attenuazione α_{cable} riportata nelle specifiche tecniche e quella ottenuta utilizzando l'equazione 10 per α_R=129.9 $sec^{-0.5}$ e ε_{cable}=1.62. L'impedenza caratteristica del cavo è stata ottenuta considerando il valore del coefficiente di riflessione prima dell'ingresso nella sonda ottenendo un valore $Z_{p,cable}$=64.5 Ω, praticamente coincidente con il valore nominale di 63.6 Ω.

3.1.2. Testa della sonda (Head)

Per la testa della sonda, costituita da una resina epossidica, si è assunta une permittività dielettrica pari a ε_{head1}= ε_{head2}=5, che rappresenta un valore ragionevole per questo tipo di materiale. Le lunghezze l_{head1} e l_{head2} e le impedenza caratteristiche $Z_{p,head1}$ e $Z_{p,head2}$ sono state determinate interpolando le onde di riflessione sperimentali.

3.1.3. Sonda (Probe)

L'impedenza caratteristica della sonda $Z_{p,probe}$ è stata determinata teoricamente utilizzando la relazione proposta da Ball [2002] per il calcolo dell'impedenza caratteristica di sonde a più conduttori:

$$Z_{p,probe}=\frac{1}{2\pi n}\sqrt{\frac{\varepsilon_0}{\mu_0}}\ln\left(H+\sqrt{H^2-1}\right) \qquad \left[H=\frac{1}{a^n}\frac{\left(s^2-a^2\right)^n-a^{2n}}{\left(s+a\right)^n-\left(s-a\right)^n}\right] \tag{12}$$

dove μ_0 è la permeabilità magnetica nel vuoto, ε_0 è la costante dielettrica nel vuoto, a il raggio del conduttore, s l'interasse ed n il numero di conduttori esterni (n=2 per una sonda trifilare). Utilizzando tale equazione si è ottenuto $Z_{p,probe}$=183.5 Ω.

Per la stima della permettività del mezzo nella quale sono inserite le sonde, si è fatto riferimento all'equazione (2). La permettività della fase solida e dell'aria sono state assunte reali ed indipendenti dalla frequenza (ε_a=1, ε_s=5). La permettività equivalente dell'acqua interstiziale libera ε_{fw}^* è stata stimata utilizzando, in prima approssimazione, l'equazione seguente:

$$\varepsilon_{fw}^*=\varepsilon'_{fw}(f,T)-j\left[\varepsilon''_{fw}(f,T)+\frac{\sigma_{fw}(T)}{2\pi f\varepsilon_0}\right] \tag{13}$$

dove ε_{fw}' ed ε_{fw}" sono state assunte indipendenti dalla concentrazione e assunte pari a quelle dell'acqua pura [Hasted, 1973], mentre la conducibilità elettrica dell'acqua libera σ_{fw} è stata determinata in modo tale che le onde di riflessione simulate si sovrapponessero alle onde sperimentali in condizioni stazionarie ($t\to\infty$). In particolare, si è ottenuto σ_{fw} =0.002 S/m per l'acqua demineralizzata, σ_{fw}=0.022 S/m per l'acqua utilizzata per la preparazione dei campioni di sabbia e σ_{fw} =0.16 S/m per i campioni di sabbia con limo debolmente argillosa.

La permettività equivalente dell'acqua adsorbita ε^*_{bw} è stata stimata utilizzando la seguente relazione [Heimovaara *et al.*, 1994]:

$$\varepsilon_{bw}^*=\varepsilon'_{bw,\infty}-j\frac{\sigma_{bw}}{2\pi f\varepsilon_0} \tag{14}$$

dove $\varepsilon'_{bw,\infty}$ e σ_{bw} sono rispettivamente la permettività dielettrica (reale) e la conducibilità dell'acqua adsorbita. In accordo con Friedman [1998], la permettività dell'acqua adsorbita può essere assunta costante e pari alla componente reale ad elevate frequenze ($\varepsilon'_{bw,\infty}$).

3.1.4. Segnale di ingresso

Il segnale di ingresso è stato misurato collegando al TDR un connettore BNC terminale con impedenza da 50 Ω. In tale modo la linea risulta accoppiata e non c'è riflessione. Il segnale di ingresso è stato campionato con frequenze di 5, 10, 20 e 40 GHz, con un numero di punti pari rispettivamente a 256, 512, 1024 e 2048.

3.1.5. Verifica del modello di propagazione

Il modello di propagazione dell'onda è stato verificato con riferimento alle misure eseguite in acqua demineralizzata e nei campioni di sabbia e sabbia con limo debolmente argillosa. Come mostrato in figura 9, il risultato è soddisfacente, soprattutto per quanto riguarda la stima del tempo di transito t_{end}-t_{start}. È il caso di sottolineare che la simulazione è stata eseguita determinando in modo indipendente le caratteristiche di trasmissione della linea ad eccezione dell'impedenza caratteristica della testa ($Z_{p,head1}$, $Z_{p,head2}$) e della conducibilità elettrica

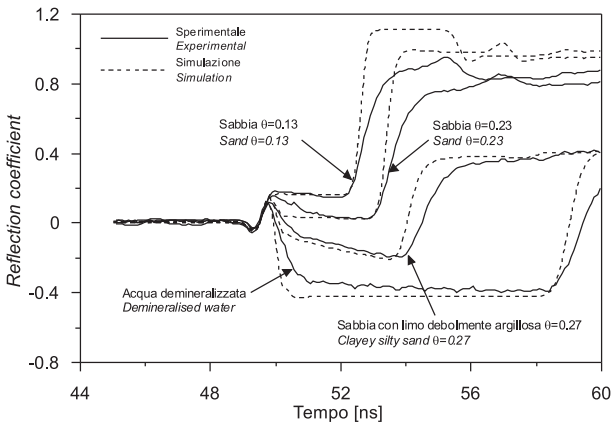

Fig. 9 – Verifica del modello di propagazione dell'onda.
Fig. 9 – Validation of the wave propagation model.

Tab. I – Parametri della linea di trasmissione utilizzati per analizzare l'effetto della temperatura.
Tab. I – Transmission line parameters used to investigate temperature effects.

T (°C)	0	20	40
ρ_d (g/m^3)	1 500 000		
ρ_s (g/m^3)	2 650 000		
A_s (m^2/g)	100		
L_{cable} (m)	10		
$\varepsilon_{s,w}$	87.9	80.2	73.2
$f_{rel,fw}$ (GHz)	9	17	27.5
$\varepsilon_{\infty,fw}$	4.22		
σ_{fw} (S/m))	0.06	0.1	0.14
$\varepsilon_{\infty,bw}$	5		
σ_{bw} (S/m))	8.3	15	21.7

dell'acqua libera σ_{fw} che però influenzano poco il tempo di transito t_{end}-t_{start}.

È lecito attendersi che una migliore simulazione sarebbe stata possibile se tutti i parametri di trasmissione fossero stati determinati per analisi inversa, ma questa analisi esula dagli scopi di questo lavoro. La verifica del modello di propagazione presentata in figura 9 ha lo scopo di mostrare che tale modello è sufficientemente accurato per la stima del tempo di transito dell'onda e può essere quindi utilizzato per le simulazioni presentate nel paragrafo successivo.

3.2. Analisi numerica degli effetti della temperatura e della lunghezza del cavo

Al fine di analizzare gli effetti della temperatura sulla misura del contenuto d'acqua mediante TDR, sono state simulate onde di riflessione alle temperature di 0, 20 e 40°C per differenti valori di contenuto volumetrico d'acqua. In questo modo, sono state ricostruite le curve di taratura K_a-θ per ciascuna di queste temperature. È stato considerato un terreno argilloso caratterizzato da una media superficie specifica, A_s=100 m^2/g, corrispondente ad un terreno con un contenuto d'acqua igroscopico pari a w_h=3% (Eq. 8). La permettività equivalente dell'acqua interstiziale è stata determinata utilizzando l'equazione (1) [STOGRYN, 1971], assumendo una conducibilità elettrica dell'acqua libera pari a σ_{fw}=0.1 S/m a 20°C. Per l'acqua adsorbita, si è utilizzata l'equazione 14, assumendo $\varepsilon'_{bw,}$=5 e σ_{bw}=15 S/m a 20°C seguendo HEIMOVAARA *et al.* [1994]. I parametri utilizzati per questa simulazione sono riportati in tabella I.

Le onde di riflessione al variare del contenuto d'acqua (ad una data temperatura) sono mostrate in figura 10. All'aumentare del contenuto d'acqua, diminuisce l'ampiezza del ramo ascendente corrispondente alla riflessione all'estremità della sonda a causa dell'attenuazione dell'onda dovuta alla dissipazione ionica. La figura 11 mostra invece le onde di riflessione al variare della temperatura (ad un dato contenuto d'acqua). All'aumentare della temperatura, aumenta la conducibilità elettrica e quindi la dissipazione ionica, e questo diminuisce l'ampiezza del ramo ascendente corrispondente alla riflessione all'estremità della sonda.

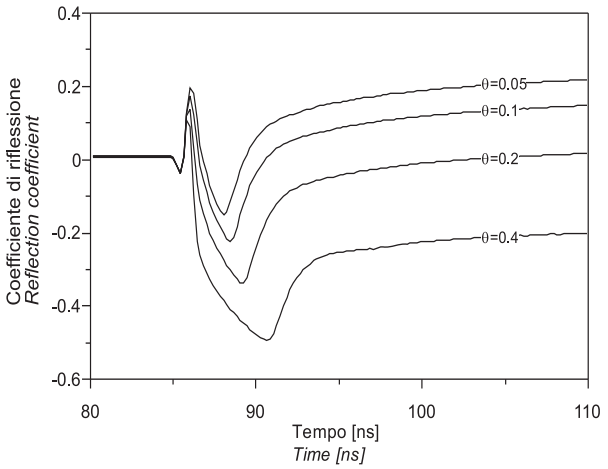

Fig. 10 – Simulazione dell'onda di riflessione al variare del contenuto volumetrico d'acqua θ (T=20°C).
Fig. 10 – Simulation of reflection waveform at different volumetric water contents (T=20°C).

Per ricostruire le curve di taratura K_a-θ, sono state inizialmente simulate le onde di riflessione in acqua ed aria al fine di determinare la lunghezza elettrica L^* ed il tempo di transito nella testa Δt in accordo con HEIMOVAARA [1993] (assumendo K_a=1 per l'aria, K_a=80.2 per l'acqua a 20°C). Per ciascuna onda corrispondente ad un'assegnata temperatura T e contenuto volumetrico d'acqua θ, è stato determinato il tempo di transito t_{end}-t_{start}. Secondo la co-

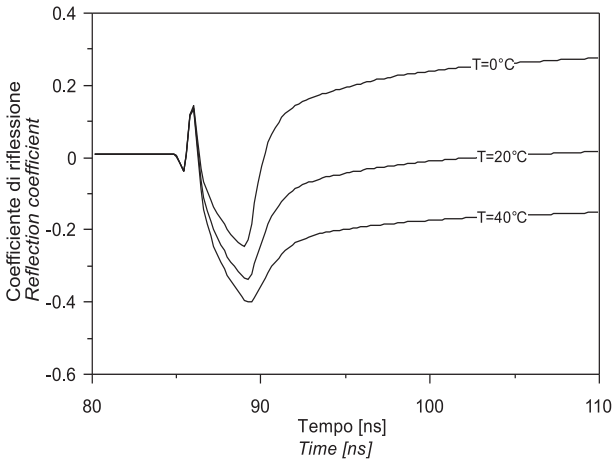

Fig. 11 – Simulazione dell'onda di riflessione al variare della temperatura (θ=0.2).
Fig. 11 – Simulation of reflection waveform at different temperatures (θ=0.2).

struzione di figura 5 e quindi la permettività apparente K_a utilizzando l'equazione (4) e l'equazione (5).

La figura 12 riporta la curva di taratura K_a-θ ottenuta per il terreno a media superficie specifica alla temperatura T=20°C confrontata con la curva di taratura ottenuta, sempre teoricamente, per il caso di un terreno non argilloso e acqua interstiziale non conduttiva (condizione 'standard' in tabella II). Nella stessa figura è riportata anche la curva di taratura proposta da LEDIEU *et al.* [1986] come riferimento. Si osserva che la presenza di una frazione argillosa e di acqua interstiziale conduttiva incrementa la permettività apparente K_a a pari contenuto volumetrico d'acqua.

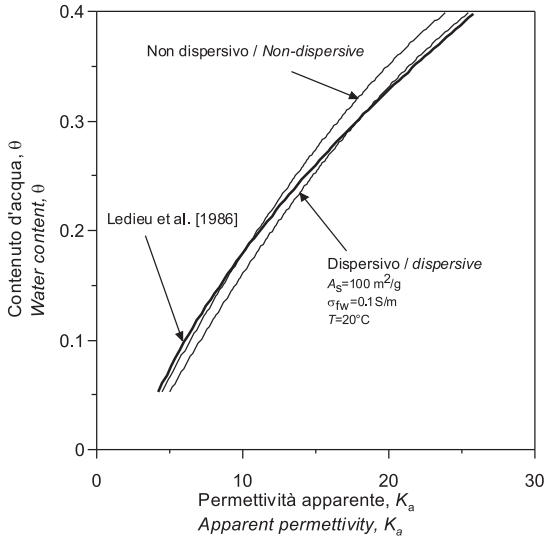

Fig. 12 – Effetto della superficie specifica e della conducibilità elettrica dell'acqua libera (terreno dispersivo) sulla curva di calibrazione K_a-θ.
Fig. 12 – Effects of specific surface and of free water electrical conductivity (dispersive soil) on K_a-θ calibration curve.

Tab. II – Parametri relativi alla permettività del terreno in condizioni 'standard'.
Tab. II – Parameters for soil permittivity under 'standard' conditions.

ρ_d (g/m^3)	1.5
ρ_s (g/m^3)	2.65
T (°C)	20
$\varepsilon_{\infty,fw}$	80.2
$f_{rel,fw}$ (GHz)	17
σ_{fw} (S/m))	0
A_s	0

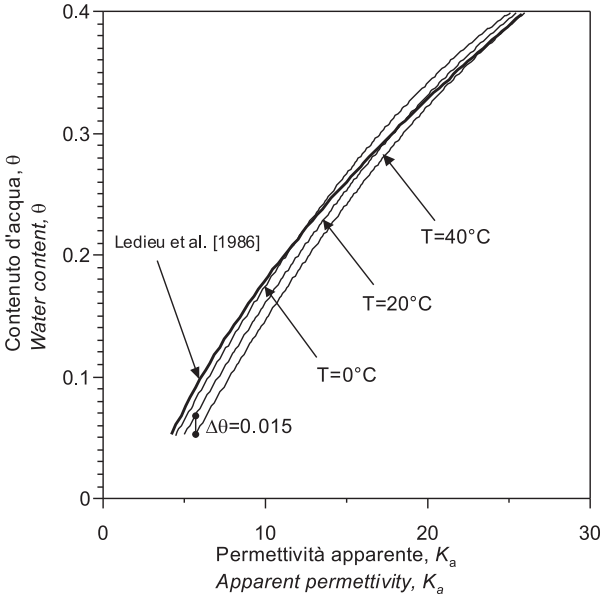

Fig. 13 – Effetto della temperatura sulla curva di calibrazione K_a-θ in terreni argillosi (terreno dispersivo).
Fig. 13 – Temperature effects on K_a-θ calibration curve in clayey soils (dispersive soil).

La figura 13 mostra la curve di taratura alle temperature di 0, 20 e 40°C ottenute utilizzando i parametri di taratura della sonda Δt ed L^* determinati alla temperatura T=20°C. Si osserva che un escursione di ±20°C determina un errore nella stima del contenuto d'acqua pari a Δθ=±0.015, che non risulta essere particolarmente significativo.

I risultati ottenuti sono in linea con quelli ottenuti sperimentalmente da EVETT *et al.* [2005]. Se si valuta la conducibilità elettrica del terreno argilloso a media superficie specifica utilizzato nella simulazione attraverso il coefficiente di riflessione a t→∞ si ottengono valori di 0.9-1.0 dS/m che sono molto prossimi a quelli del terreno argilloso investigato sperimentalmente da EVETT *et al.* [2005] per il quale

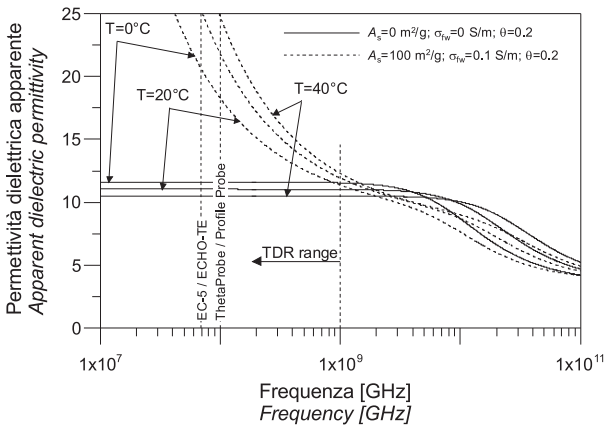

Fig. 14 – Permettività apparente di terreni argillosi in funzione della frequenza e della temperatura.
Fig. 14 – Effect of frequency and temperature on apparent permittivity of clayey soils.

non si osservano apprezzabili effetti della temperatura sulla curva di taratura (terreno C nel citato articolo).

Per comprendere perché la permettività del terreno argilloso a media superficie specifica sia maggiore di quello del terreno non dissipativo ('standard') e perché la temperatura abbia un effetto trascurabile sulla permettività apparente K_a, può essere istruttivo visualizzare la variazione della permettività apparente con la frequenza, ottenuta combinando l'equazione (2) con l'equazione (3).

La figura 14 mostra la permettività apparente al variare della frequenza per le tre temperature di 0, 20 e 40°C, sia per il terreno argilloso a media superficie specifica considerato in questa analisi (curva tratteggiata) sia per il terreno 'standard' non dispersivo (curva continua). Si osserva che alla frequenza di 1 GHz, che rappresenta la frequenza efficace per il terreno argilloso considerato, la permettività apparente del terreno argilloso considerato non differisce significativamente dalla permettività del terreno 'standard' non dispersivo, che in prima approssimazione può essere assunto rappresentativo dei terreni rappresentati dalla curve di taratura 'universali' di Ledieu o Topp [TOPP *et al.*, 19080; LEDIEU *et al.*, 1986] e non varia significativamente con la temperatura.

L'analisi dell'effetto della lunghezza del cavo sulla curva di taratura K_a-θ è mostrato in figura 15, sia per un terreno 'standard' (non dispersivo) sia per il terreno argilloso considerato in questa analisi (dispersivo) con riferimento a cavi di lunghezza pari a 1, 10 e 20 m. Si può osservare come l'effetto del cavo sulla curva di taratura sia praticamente trascurabile (Tab. III).

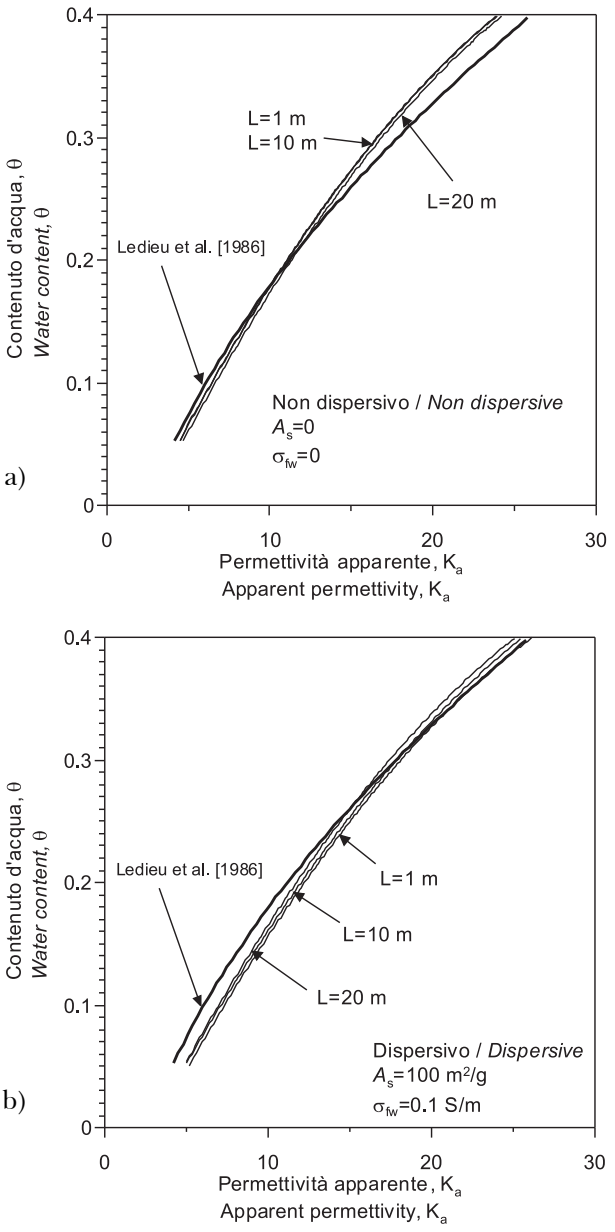

Fig. 15 – Effetto della lunghezza sulla curva di calibrazione K_a-θ ; a) terreno non dispersivo; b) terreno dispersivo (terreno argilloso).
Fig. 15 – Effect of cable length on K_a-θ calibration curve in. a) non-dispersive soil; b) dispersive soil (clayey soil).

4. Misura del contenuto d'acqua dei terreni mediante la tecnica ADR (Amplitude Domain Reflectometry)

Questo tipo di sensore è costituito da un oscillatore sinusoidale con frequenza di 100 MHz, da un segmento di cavo coassiale di impedenza assegnata e da un sensore a più aste, che costituisce un'ulteriore sezione della linea di trasmissione la cui impedenza dipende dalla permettività dielettrica del terreno nel quale le aste sono inserite (Fig. 16).

Tab. III – Parametri della linea di trasmissione utilizzati per analizzare l'effetto del cavo.
Tab. III – Transmission line parameters used to investigate cable effects.

L_{cable} (m)	1 – 10 – 20
ρ_d (g/m^3)	1 500 000
ρ_s (g/m^3)	2 650 000
A_s (m^2/g)	100
T (°C)	20
ε_{s_fw}	80.2
f_{rel_fw} (GHz)	17
ε_{∞_fw}	4.22
$\sigma_{_fw}$ (S/m))	0.1
ε_{∞_bw}	5
$\sigma_{_bw}$ (S/m))	15

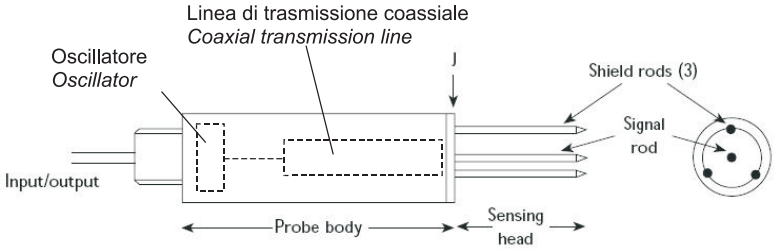

Fig. 16 – Sensore di riflettometria nel dominio della ampiezze Delta-T ThetaProbe (ADR).
Fig. 16 – Amplitude Domain Reflectometry Delta-T ThetaProbe (ADR).

Se l'impedenza del sensore differisce da quello della linea di trasmissione coassiale interna, allora un porzione del segnale incidente è riflessa alla giunzione *J* tra il sensore la linea coassiale interna. La differenza tra il picco del segnale incidente e quello riflesso alla giunzione *J* può essere correlato all'impedenza del terreno circostante la sonda, e questa può essere a sua volta correlata alla permettività apparente del terreno [GASKIN e MILLER, 1996; MILLER e GASKIN, 1999].

Con riferimento alla sonda utilizzata, la casa costruttrice fornisce la seguente relazione per la conversione del segnale elettrico in tensione (V) in permettività apparente K_a:

$$\sqrt{K_a}=1.07+6.4\cdot V-6.4\cdot V^2+4.7\cdot V^3 \qquad (15)$$

Per verificare sperimentalmente questa correlazione, sono state eseguite misure in aria, acqua, acetone ed etanolo [STANIER, 2007]. Come mostrato in figura 17, la curva di taratura definita dall'equazione (15) prevede in modo accurato la permettività dei fluidi di riferimento considerati ad eccezione della permettività dell'acqua. La permettività dell'acqua è tuttavia al di fuori dell'intervallo di permettività significativo per un terreno e quindi tale errore non è rilevante.

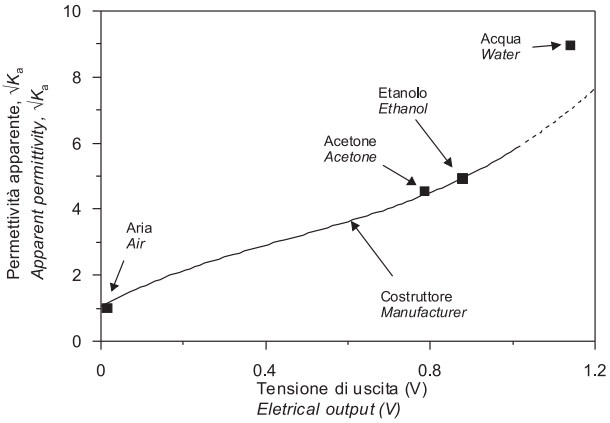

Fig. 17 – Relazione tra permettività apparente e tensione elettrico per la sonda ThetaProbe.
Fig. 17 – Relationship between apparent permettivity and signal output for ThetaProbe.

La stessa casa costruttrice fornisce inoltre una curva di taratura per convertire, nel caso di 'suoli minerali', la permettività apparente K_a in contenuto volumetrico d'acqua θ:

$$\theta=(\sqrt{K_a}-1.6)/8.4 \qquad (16)$$

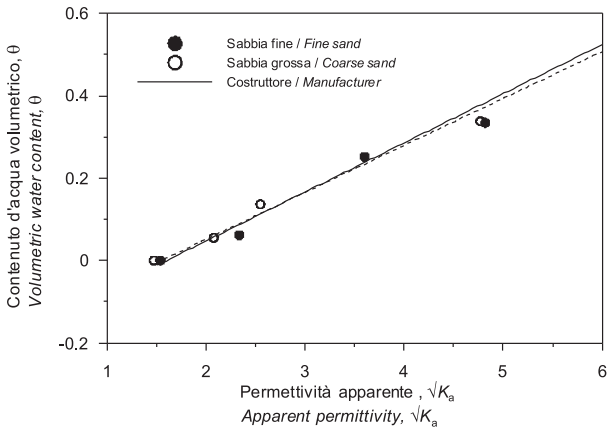

Fig. 18 – Relazione K_a-θ per la sonda ThetaProbe.
Fig. 18 – K_a-θ relationship for ThetaProbe.

Il termine 'suoli minerali' usato del costruttore è alquanto generico e deve intendersi come terreno caratterizzato da frazione argillosa e conducibilità elettrica del fluido interstiziale trascurabili (terreno non dissipativo). Per verificare sperimentalmente questa correlazione, sono state eseguite misure in sabbia fine e grossa compattata a differenti valori di [STANIER, 2007]. Come mostrato in figura 18, la curva di taratura definita dall'equazione (16), la quale non differisce in modo significativo da quella proposta de LEDIEU *et al.* [1986], prevede il contenuto d'acqua con errore accettabile se i dati sono corretti per tener conto della maggiore densità dei campioni a contenuto d'acqua maggiore ($\Delta\rho$=+0.1-0.15 g/cm^3).

L'effetto della temperatura sulla misura può essere investigato teoricamente attraverso l'analisi dello spettro della permettività apparente ottenuta combinando l'equazione (2) con l'equazione (3) e mostrato in figura 14. Nel caso di un terreno 'standard' (non argilloso e con acqua interstiziale non conduttiva), l'effetto della temperatura sulla permettività è trascurabile alla frequenza operativa della sonda ThetaProbe pari a 100 MHz (curve a tratto continuo). Al contrario, nel caso di terreni a bassa e media superficie specifica (S<100 m2/g), la permettività apparente risulta significativamente maggiore di quella di un terreno 'standard' (curve trattegiate) e quindi la curva di taratura 'universale' definita dall'equazione 16 tenderà significativamente a sovrastimare il contenuto d'acqua, come mostrato anche sperimentalmente da COSH *et al.* [2005].

Nel caso di terreni a bassa e media superficie specifica è opportuno quindi eseguire una taratura specifica per il terreno in esame. Inoltre, la permettività apparente a basse frequenze (100 MHz) risulta dipendere fortemente dalla temperatura come mostrato in figura 14 ed è quindi consigliabile eseguire la taratura a differenti temperature qualora si prevedano in sito escursioni di temperatura significative.

È il caso di sottolineare che l'effetto della temperatura è molto meno marcato nel caso di sonde TDR poiché queste operano a frequenze maggiori (0.7-1 GHz). Tali sonde presentano quindi una risposta molto più affidabile in terreni con una frazione argillosa da bassa a media superficie specifica come indicato dallo spettro della permettività apparente in figura 14. Chiaramente, nel caso di terreni ad elevata superficie specifica (bentoniti), anche la misura mediante TDR sarà affetta da errore significativo se interpretata utilizzando una curva di calibrazione per terreno 'standard'.

5. Misura del contenuto d'acqua dei terreni mediante la tecnica capacitiva

5.1. Sensori per installazione profonda in tubo di accesso

A causa delle difficoltà di installazione, le sonde di tipo TDR ed ADR non sono sempre idonee a misurare il contenuto d'acqua in profondità. Sono stati quindi sviluppati sensori di tipo capacitivo per sondare il terreno dall'interno di un tubo di accesso. Tali sensori sono relativamente poco costosi e relativamente semplici da utilizzare e sono sempre più spesso utilizzati in sistemi di monitoraggio.

Le sonde capacitive per installazione profonda sono costituite da una coppia di elettrodi separati da un materiale plastico che si inseriscono nel tubo di accesso in modo che sia ridotto al minimo l'intercapedine tra il sensore e la parete interna del tubo. I due elettrodi formano un condensatore il cui campo elettrico intercetta il terreno all'esterno del tubo di accesso, il tubo di accesso, più l'aria tra la sonda ed il tubo di accesso (Fig. 19). Il condensatore è inserito in un circuito *LC* (*L*=induttanza, *C*=capacità) che include un oscillatore per la misura della frequenza di risonanza F_{res} del circuito *LC*. La frequenza di risonanza dipende dalla capacità del sistema terreno-tubo di accesso secondo la relazione seguente [DEAN *et al.*, 1987]:

$$F_{res}=\frac{1}{2\pi\sqrt{L}}\left(\frac{1}{C}+\frac{1}{C_b}+\frac{1}{C_c}\right)^{0.5} \qquad (17)$$

dove L è l'induttanza della bobina del circuito *LC*, C_b e C_c sono rispettivamente la capacità della base e del collettore. La capacità C è a sua volta funzione alla permettività dielettrica apparente del terreno secondo la relazione

$$C=gK_a \qquad (18)$$

dove g è un fattore geometrico difficile da calcolare per geometrie non elementari. La misura del contenuto d'acqua può essere eseguita correlando direttamente la frequenza di risonanza F_{res} al contenuto

d'acqua [PALTINEANU and STARR, 1997; SENTEK, 2001] oppure tarando i parametri delle equazioni (17) e (18) (o equazioni simili) per derivare la permettività apparente K_a la quale è a sua volta correlata al contenuto d'acqua mediante relazioni empiriche utilizzate nelle misure TDR [ROBINSON *et al.*, 1998; KELLENERS *et al.*, 2004].

Questo secondo approccio è utilizzato per la sonda multi-capacitiva utilizzata in questo studio (Fig. 20). In particolare, il costruttore fornisce due relazioni che correlano il segnale in uscita (V) alla permettività apparente, un'equazione di 6° grado e una lineare:

$$\sqrt{K_a}=1.125-5.53\cdot V+67.17^{*}\cdot V^{2}-234.42\cdot \cdot V^{3}+413.56\cdot V^{4}-356.68\cdot V^{5}+121.53\cdot V^{6} \quad (19)$$

$$\sqrt{K_a}=0.37+4.43\cdot V \quad (20)$$

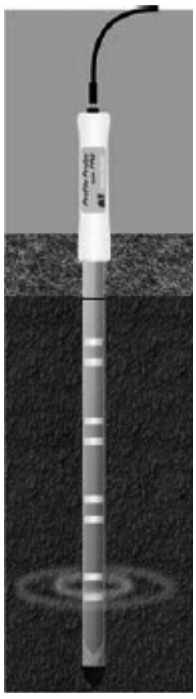

Fig. 20 – Sensore multi-capacitivo 'Profile probe' Delta-T.
Fig. 20 – Multi-capacitive sensor Delta-T Profile Probe.

L'equazione (16) è quindi utilizzata per correlare la permettività apparente al contenuto d'acqua nel caso di 'suoli minerali' (terreno 'standard' non dissipativo). Per verificare sperimentalmente questa correlazione, sono state eseguite misure in una ghiaia con sabbia limosa compattata a differenti valori di θ [TAMBURRINI, 2007]. Come mostrato in figura 21, la curva di taratura definita dall'equazione (19) e dall'equazione (20) combinate con l'equazione (16), prevede il contenuto d'acqua con un errore $\Delta\theta=\pm 0.03$, corrispondente all'errore dichiarato dal costruttore.

Analogamente alla sonda ADR, la sonda multi-capacitiva opera in un intervallo di frequenze relativamente basse, nell'intorno di 100 MHz. Nel caso di misura in terreni argillosi, anche a bassa e media superficie specifica, valgono le stesse considerazioni fatte a proposito della sonda ADR circa la necessità di eseguire una curva di taratura specifica eventualmente includendo nella curva di taratura l'effetto della temperatura.

Le conclusioni tratte dalla figura 14 sono in accordo con la letteratura nella quale si suggerisce che

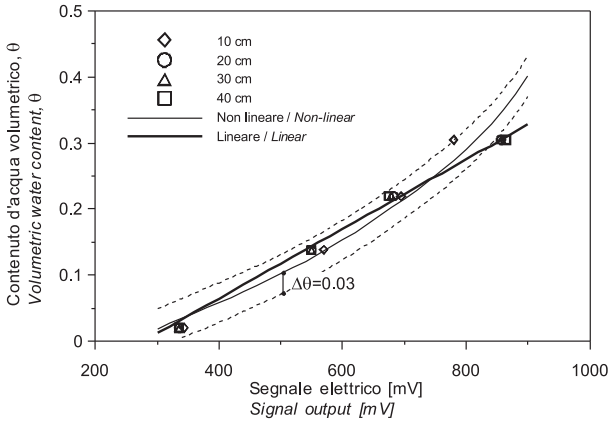

Fig. 21 – Curva di calibrazione mV-θ per le sonde multi-capacitiva Profile Probe.
Fig. 21 – Calibration curve mV-θ for the multi-capacitive sensor Profile Probe.

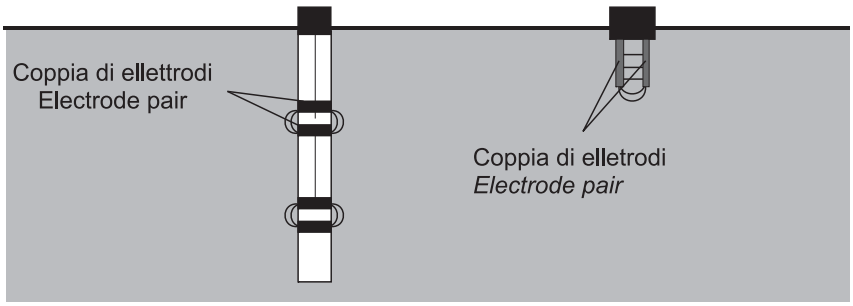

Fig. 19 – Installazione superficiale e profonda di sonde capacitive e relativi campi elettrici.
Fig. 19 – Surface and depth installation capacitance probes and relative electric fields.

curve di taratura 'universali' come quella definite dall'equazione 16 possono ritenersi accettabili per basse conducibilità elettriche (0.05-0.1 S/m secondo ROBINSON *et al*., 1998) e contenuto volumetrici d'acqua relativamente bassi ($\theta < \sim 0.30$ secondo KELLENERS *et al*., 2004).

5.2. Sensori per installazione di superficie

Parallelamente alle sonde multi-capacitive, sono stati sviluppati sensori capacitivi per installazioni superficiali (*Surface Capacitance Insertion Probes, SCIP*) che, nel caso di un numero limitato di misure, possono costituire un'alternativa economicamente più conveniente rispetto alle sonde TDR. I sensori capacitivi di superficie sono formati da due elettrodi ad asta che sono inseriti nel terreno ed hanno lo stesso principio di funzionamento delle sonde capacitive per installazione profonda. La relazione che correla la frequenza di risonanza alla capacità C è riportata in DEAN [1994] ed ha una forma simile all'equazione 17. Anche in questo caso la misura del contenuto d'acqua può essere eseguita correlando direttamente la frequenza di risonanza F_{res} al contenuto d'acqua oppure tarando i parametri delle equazioni (17) e (18) (o equazioni simili) per derivare la permettività apparente e quindi utilizzare le relazioni empiriche utilizzate nelle misure TDR per correlare la permettività apparente K_a al contenuto d'acqua.

In questo studio, sono state utilizzate due sonde (Fig. 22) le quali sono caratterizzate da curve di taratura che correlano direttamente il valore digitale di output (*raw*) al contenuto d'acqua. Per verificare sperimentalmente la correlazione proposta dal costruttore, sono state eseguite misure in limo argilloso debolmente sabbioso compattato a differenti valori di θ [CAZZOLLI, 2008]. Come mostrato in figura 23 la curva di taratura fornita dal costruttore per 'suoli minerali' prevede il contenuto d'acqua con un errore $\Delta\theta = \pm 0.03$, corrispondente all'errore dichiarato dal costruttore stesso. L'errore può essere ridotto a $\Delta\theta = \pm 0.02$ se viene determinata una curva di taratura specifica come mostrato in figura 24.

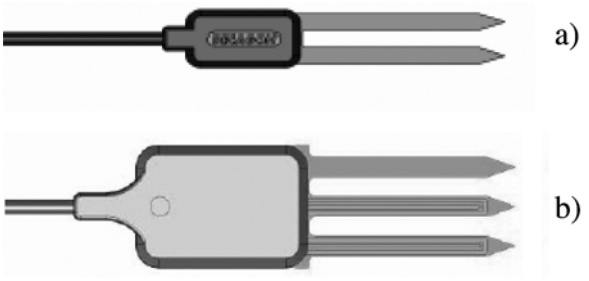

Fig. 22 – Sensori capacitivi Decagon. a) EC-5; b) ECHO-TE.
Fig. 22 – Decagon capacitive sensors. a) EC-5; b) ECHO-TE.

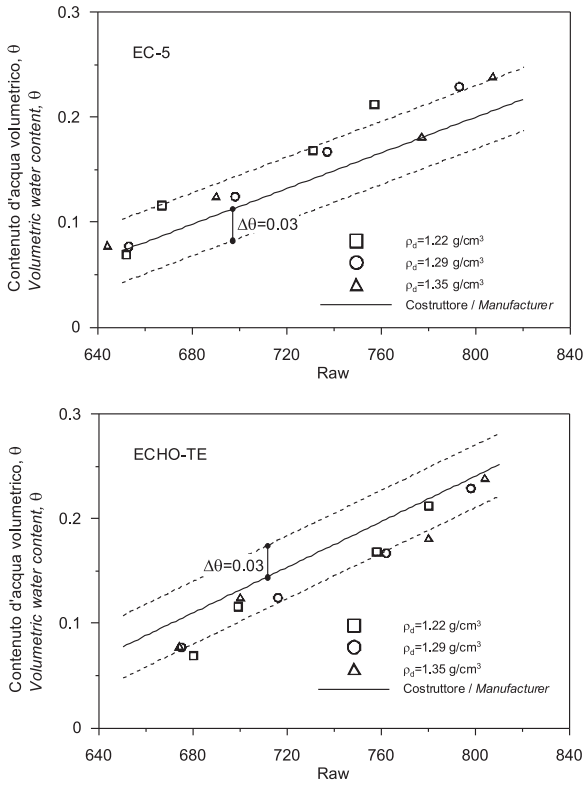

Fig. 23 – Curva di calibrazione del costruttore Raw-θ per le sonde capacitive Decagon. a) EC-5; b) ECHO-TE.
Fig. 23 – Manufacturer calibration curve Raw-θ for Decagon capacitive probes. a) EC-5; b) ECHO-TE.

Anche in questo caso, la sonda multi-capacitiva opera in un intervallo di frequenze relativamente basse, nell'intorno di 70 MHz. Nel caso di misura in terreni argillosi, anche a bassa e media superficie specifica, è lecito quindi attendersi deviazioni significative dalla curva di taratura per terreni 'standard' come mostrato dal confronto dello spettro della permettività apparente per terreni 'standard' e terreni argillosi a media superficie specifica in figura 14. Nel caso di terreni argillosi, anche a bassa e media superficie specifica, è pertanto opportuno eseguire una curva di taratura specifica eventualmente includendo l'effetto della temperatura.

6. Conclusioni

È stato presentato uno studio sulla risposta di quattro sensori per la misura del contenuto d'acqua dei terreni. Questi sensori misurano indirettamente il contenuto d'acqua attraverso la misura della permettività dielettrica del terreno e si differenziano per tecnica di misura e intervallo di frequenza nel quale la permettività dielettrica è misurata.

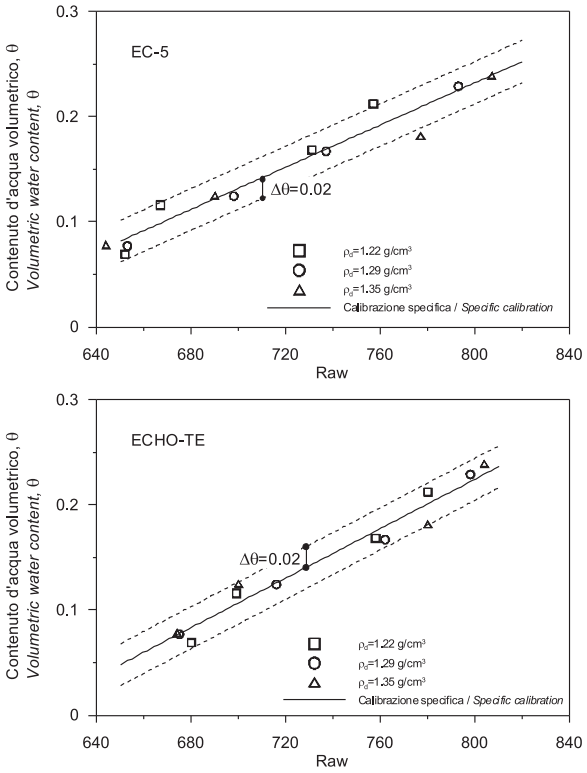

Fig. 24 – Curva di calibrazione specifica Raw-θ per le sonde capacitive Decagon. a) EC-5; b) ECHO-TE.
Fig. 24 – Specific calibration curve Raw-θ for Decagon capacitive probes. a) EC-5; b) ECHO-TE.

La sonda TDR misura il tempo di transito di un'onda elettromagnetica lungo guide d'onda inserite nel terreno, il quale è sua volta determinato interpretando un'onda di riflessione. Questa tecnica è la più versatile poiché consente anche di determinare la conducibilità elettrica del terreno e correggere la misura in modo opportuno. L'analisi teorica suggerisce che, operando ad elevate frequenze (0.7-1 GHz) risulta relativamente poco sensibile alla temperatura anche nel caso di terreni argillosi a bassa e media superficie specifica e di conducibilità elettrica del terreno fino a 1 dS/m. Il costo di un sistema TDR è essenzialmente legato all'elettronica (diverse migliaia di Euro) mentre il costo della sonda è molto ridotto. Tale sistema risulta quindi conveniente nel caso di installazione di numerose sonde. Lo svantaggio di questo tipo di sonda è rappresentato dalla difficoltà di installarli in profondità.

La sonda ADR misura l'ampiezza dell'onda riflessa in corrispondenza della superficie del terreno mentre la sonda capacitiva di tipo superficiale misura la frequenza di risonanza di un circuito che include un condensatore tra le cui armature è posto il terreno. Entrambe le sonde operano a frequenze relativamente basse e risultano quindi molto più sensibili al contenuto di argilla e alla conducibilità del fluido interstiziale rispetto al TDR, richiedendo quindi una taratura specifica per una misura accurata in terreni non 'standard' (dissipativi). Le sonde sono relativamente economiche (alcune centinaia di Euro la sonda capacitiva, molte centinaia di Euro la sonda ADR) e risultano convenienti da un punto di vista economico nel caso di installazione di un numero limitato di sonde. Da un punto di vista operativo, la gestione del dato è sicuramente più semplice rispetto al TDR.

La sonda multi-capacitiva, pur operando a basse frequenze, ed avendo quindi limitazioni relative all'impiego in terreni argillosi e/o conduttivi, consente di installare più sonde lungo una verticale con un minimo disturbo del terreno, al contrario di quanto accadrebbe per la sonda TDR che richiederebbe la realizzazione di un foro per ciascuna profondità di installazione e che presenterebbe la difficoltà di riempire il foro con un terreno simile in termini di porosità a quello in sito. Considerato il costo contenuto (tra mille e duemila Euro), la sonda capacitiva rappresenta probabilmente la migliore soluzione per installazioni profonde a più livelli.

Ringraziamenti

Si ringrazia il Ministero dell'Università e della Ricerca per il supporto alle attività di ricerca attraverso il progetto PRIN 2005 'Monitoraggio e valutazione della sicurezza nelle dighe in terra e negli argini fluviali'. Si ringraziano inoltre Sam Stanier, Giancarlo Cazzolli, Elenonora Filippi e Chiara Tamburini, per il contributo all'attività sperimentale.

Bibliografia

BALL J.A.R. (2002) – *Characteristic impedante of unbalanced TDR probes*. IEEE Transactions on Instrumentation and Measurement, vol. LI, n. 3, pp. 532-536.

BANIN A., AMIEL A. (1970) – *A correlative study of the chemical and physical properties of a group of natural soils in Israel*. Geoderma, vol. III, pp. 185-198.

CAZZOLLI G. (2008) – *Calibrazione di sensori di tipo capacitivo per la misura del contenuto d'acqua dei terreni*. Tesi di Laurea Triennale, Università di Trento, in preparazione.

COSH M.H., JACKSON T.J., BINDLISH R., FAMIGLIETTI J.S., RYU D. (2005) – *Calibration of an impedance probe for estimation of surface soil water content over large regions*. Journal of Hydrology, vol. CCCXI, pp. 49-58.

DASBERG S., HOPMANS J.W. (1992) – *Time domain reflectometry calibration for uniformly and non-uni-*

formly wetted sandy and clayey loam soils. Soil Sci. Soc. Am. J., vol. LVI, pp. 1341-1345.

DEAN T.J., BELL J.P., BATY A.B.J. (1987) – *Soil moisture measurement by an improved capacitance technique*. Part I. Sensor design and performance. J. Hydrology, vol. XCIII, pp. 67-78.

DEAN T.J. (1994) – *The IH capacitance probe for measurement of soil water content*. IH Report n. 125. Institute of Hydrology, Wallingford, Oxon.

DEBYE P. (1929) – *Polar molecules*. Chemical Catalog Company, New York.

DIRKSEN C., DASBERG S. (1993) – *Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements*. Soil Sci. Soc. Am. J., vol. LVII, pp. 660-667.

EVETT S.R., TOLK J.A., HOWELL T.A. (2005) – *Time Domain Reflectometry Laboratory Calibration in Travel Time, Bulk Electrical Conductivity, and Effective Frequency*. Vadose Zone Journal, vol. IV, pp. 1020-1029.

FRIEDMAN S.P. (1998) – *A saturation degree-dependent composite spheres model for describing the effective dielectric constant of unsaturated porous media*. Water Resources Res., vol. XXXIV, n. 11, pp. 2949-2961.

GASKIN G.J., MILLER J.D. (1996) – *Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique*. J. Agric. Res., vol. LXIII, pp. 153-160

GIESE K., TIEMANN R. (1975) – *Determination of the complex permittivity from thin-sample time domain reflectometry improved analysis of the step response waveform*. Advances Molecular Relaxation Processes, vol. VII, pp. 45-59.

HASTED J.B. (1973) – *Aqueous dielectrics*. London, Chapman and Hall.

HEIMOVAARA T.J. (1993) – *Design of triple-wire time domain reflectometry probes in practice and theory*. Soil Sci. Soc. Am. J., vol. LVII, pp. 1410-1417.

HEIMOVAARA T.J., BOUTEN W., VERSTRATEN J.M. (1994) – *Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveform. 2. A four-component complex dielectric mixing model for soils. Water Resour. Res*. vol. XXX, n. 2, pp. 201-209.

HERKELRATH W.N., HAMBURG S.P., MURPHY F. (1991) – *Automatic, real-time monitoring of soil moisture in a remote field area with TDR*. Water Resources Research, vol. XXVII, n. 5, pp. 857-864.

KELLENERS T.J., SOPPE R.W.O., AYARS J.E., SKAGGS T.H. (2004) – *Calibration of capacitance probe sensors in a saline silty slay*. Soil Soil Sci. Soc. Am. J., vol. LXVIII, pp. 770-778.

KRAUS J.D., FLEISCH D.A. (1999) – *Electromagnetics with applications*. McGraw-Hill.

LEDIEU J., DE RIDDER P., DE CLERCK P., DAUTREBANDE S. (1986) – *A method of measuring soil moisture by time domain reflectometry*. Journal of Hydrology, vol. LXXXVIII, pp. 319-328.

LICHTENECKER K. (1926) – *Die dielektrizitatskonstante naturlicher und kunstlicher mischkorper*. Physikalische Zeitschrift, vol. XXVII, pp. 115-158.

LIN C.P., TANG S.H. (2007) – *Comprehensive wave propagation model to improve TDR intepretation for geotechnical applications*. Geotech. Testing J., vol. XXX, n. 2, pp. 90-97.

LIN C.P. (2003) – *Analysis of non uniform and dispersive time domain reflectometry measurement systems with application to the dielectric spectroscopy of soils*. Water Resour. Res., vol. XXXIX, DOI:10.1029/2002 WR001418.

MILLER J.D., GASKIN G.J. (1999) – *ThetaProbe ML2x. Principles of operation and applications*. MLURI Technical Note (2nd ed).

PALTINEANU I.C., STARR J.L. (1997) – *Real-time soil water dynamics using multisensor capacitance probes: Laboratory calibration*. Soil Sci. Soc. Am. J., vol. LXI, pp. 1576-1585.

PÉPIN S., PLAMONDON A.P., STEIN J. (1992) – *Peat water content measurement using the time domain reflectometry*. Can. J. For. Res., vol. CXV, pp. 564-540.

ROBINSON D.A., GARDNER C.M.K., EVANS J., COOPER J.D., HODNETT M.J., BELL J.P. (1998) – *The dielectric calibration of capacitance probes for soil hydrology using an oscillation frequency response model*. Hydrology and Earth System Sciences, vol. II, n. 1, pp. 111-120.

ROTH K., SCHULIN R., FLÜHLER H., ATTINGER W. (1990) – *Calibration of TDR for water content measurement using a composite dielectric approach*. Water Resources Research, vol. XXVI, n. 10, pp. 2267-2273.

SENTEK (2001) – *Calibration of the Sentek Pty Ltd Soil Moisture Sensors*. Sentek Pty Ltd, Kent Town, South Australia.

STANIER S.A. (2007) – *Predicting Maximum Vertical Cut Height in Unsaturated Non-Cohesive Soils*. MSc. Dissertation, University of Sheffield.

STOGRYN A. (1971) – *Equations for calculating the dielectric constant of saline water*. *IEEE* Trans Microwave Theory Tech, vol. XIX, pp. 733-736.

TAMBURRINI C. (2007) – *Caratterizzazione idraulica di un suolo coltivato a vite: analisi sperimentale*. Tesi di Laurea Magistrale, Università di Trento.

TARANTINO A., RIDLEY A.M., TOLL D.G. (2008) – *Field measurement of suction, water content, and water permeability*. Geotechnical and Geological Engineering, (in press).

TOPP G.C., YANUKA M., ZEBCHUK W.D., ZEGELIN S. (1988) – *Determination of Electrical conductivity using TDR: soil and water experiments in coaxial lines*. Water Resources Research, vol. XXIV, n. 7, pp. 945-952.

TOPP G.C., DAVIS J.L., ANNAN A.P. (1980) – *Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines*. Water Resour. Res., vol. XVI, pp. 574-582.

TOPP G.C., REYNOLDS W.D. (1998) – *Time domain reflectometry: A seminal technique for measuring mass*

and energy in soils. Soil Tillage Res., vol. XLVII, pp. 125-132.

VON HIPPEL A.R. (Ed.) 1954 – *Dielectrics materials and applications*. MIT Press, Cambridge, MA.

WYSEURE G.C.L., MOJID M.A., MALIK (1997) – *Measurement of volumetric water content by TDR in saline soils*. European. Journal of Soil Science, vol. XLVIII, pp. 347-354.

YU C., WARRICK A.W., CONKLIN M.H., YOUNG M.H., ZREDA M. (1997) – *Two- and three-parameter calibrations of time domain reflectometry for soil moisture measurement*. Water Resour. Res., vol. XXXIII, pp. 2417-2421.

Instruments for monitoring the unsaturated zone

Summary

The paper presents an experimental investigation of the response of water content sensors for monitoring the unsaturated zon and a theoretical study of the effects of temperature and cable length on water content measurement. The sensors investigated in this programme include a time domain reflectometry sensor (TDR), an amplitude domain reflectometry sensor (ADR), a capacitive sensor and multi-capacitive sensor for deep installation