

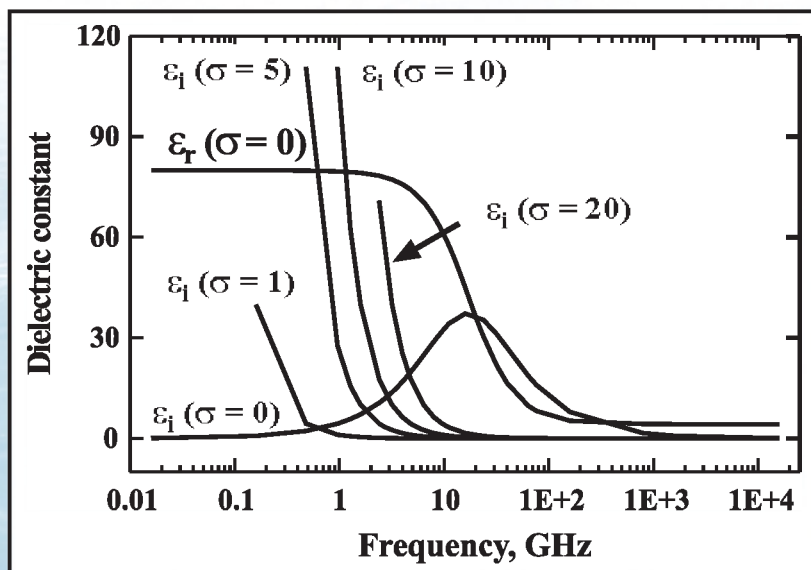
# Simultaan meten van bodemwatergehalte en elektrische conductiviteit (EC) door middel van TDR

Voor de komst van de Time Domain Reflectometry (TDR) waren de belangrijkste alternatieven om watergehalte in de bodem te meten: het destructief nemen van bodemstalen, het gebruik van de neutronen sonde via "access-tubes" en de gamma-bron voor laboratorium kolommen. De eerste methode is totaal ongeschikt voor langdurige proeven tenzij de veld-oppervlakte voldoende groot is om voldoende ongestoord veld te reserveren gedurende de experimenten. De twee laatste methodes kunnen voor langere tijd gebruikt worden maar hebben als grootste nadeel het risico op radio-actieve straling. Alleen de gamma-methode, zij het in het laboratorium, kon geautomatiseerd worden. Het meten van de elektrische conductiviteit (EC) gebeurde ofwel door staalnames ofwel door permanente meestal 4-electrode sensoren. Het grote voordeel van de TDR is dat eenzelfde sensor kan gebruikt worden om het watergehalte te meten zowel als voor de EC. Deze methode is gebaseerd op de electromagnetische eigenschappen van de bodem en heeft geen gezondheidsrisico's. Ook worden relatief goedkope sensoren gebruikt, die eventueel zelf kunnen gemaakt worden en waarbij de dimensies van de sensor kunnen aangepast worden aan de geometrie. Daarenboven kan er automatisch met een tussenstap van minuten gemeten worden. De TDR is daarom nu de belangrijkste methode geworden om bodemvocht te meten. In principe kan TDR zonder kalibratie gebruikt worden. In deze bijdrage worden de principes en de belangrijkste beperkingen van TDR toegelicht. Vooral de invloed van de EC op de meting van het vochtgehalte wordt kritisch toegelicht. Het simultaan meten kan gebruikt worden in doorbraakcurves en impulse-response functies.

## Inleiding

De meest klassieke methodes om het watergehalte ( $\theta$ ) in de bodem te meten zijn het nemen van destructieve gravimetrische stalen en het gebruik van radioactieve methodes zoals neutron/gamma sondes. De eerste methode is goedkoop wat uitrusting betreft maar arbeidsintensief en destructief. De tweede methode heeft als grootste nadeel het risico op radioactieve straling voor de gebruiker. Indirecte methodes zijn ook geprobeerd zoals bvb. de gypsium blokjes, die echter te weinig nauwkeurig zijn en alleen in droge bodems kunnen gebruikt worden. De meest populaire indirecte methode is door middel van tensiometers. Naar watergehalte toe is die eveneens weinig

Figuur 1: De dielektrische constante van water met zouten in functie van de frequentie. ( $\sigma$  de elektrische conductiviteit in  $dS/m$ ,  $\epsilon_i$  het imaginaire gedeelte,  $\epsilon_r$  het reële gedeelte van de dielektrische constante)



nauwkeurig en slechts in natte bodems bruikbaar. Tensiometers zijn vooral interessant voor irrigatie daar deze methode de zuigpotentiaal meet waarmee het water in de bodem vastgehouden wordt. De elektrische conductiviteit (EC of  $\sigma$ ) kan eveneens door destructieve staalnames gemeten worden. Uit de bodemstaal wordt bodemwater geëxtraheerd waarop de  $\sigma_w$  of EC van het bodemwater gemeten wordt. Deze staalname is niet alleen verstorend maar de resultaten zijn ook moeilijk te vergelijken en te standardizeren. Er bestaan namelijk diverse procedures om het bodemwater uit een bodemstaal te verkrijgen. *In situ* sensoren voor EC bestaan ook, deze laatste bestaan reeds geruime tijd en meten de "bulk" EC of  $\sigma_a$  van de bodem. Bij waterverzadigde bodems bedraagt de verhouding tussen  $\sigma_w$  en  $\sigma_a$  in de orde grootte van 5 tot 1. Bij onverzadigde liggen de verhoudingen verder uiteen (zie figuur 1).

Naast het nadeel om afzonderlijke sensoren voor  $\sigma$  en  $\theta$  te gebruiken is er ook een evolutie waarbij er nu moderne eisen zijn voor automatische data-logging met korte meet-intervallen in de orde grootte van minuten. Voor dergelijke hogere meetfrequenties zijn destructieve staalnames niet alleen zeer arbeidsintensief maar ook praktisch onmogelijk.

De methodes gebaseerd op de dielektrische eigenschappen van de bodem hebben hun opmars in de bodemkunde en de hydrologie gemaakt vanaf 1980. De publicatie van Topp et al. (1980) was het startpunt voor de Time Domain Reflectometry (TDR) in de bodemkunde. Later is men verlies aan TDR signaal door EC in de bodem gaan gebruiken om de  $\sigma_a$  te gaan bepalen met dezelfde sensor (Dalton et al, 1984). Het simultaan meten van EC en watergehalte gebruik makend van dezelfde sensor laat ook toe om het transport van in het bodemwater opgeloste stoffen te volgen d.m.v. doorbraak- en impuls/respons-experimenten. Deze metingen zijn belangrijk voor de

studie van bodemverontreiniging en nutriënten-beheer.

## Theoretische achtergrond

### Dielectrische constante van een bodem

Diëlektrische materialen hebben als voornaamste eigenschap dat ze polariseren onder een elektrisch veld en weinig geleiding van elektrische stroom toelaten. Het zijn dus slechte geleiders. De aanwezige elektronen en ionen bewegen zich niet als een stroom doorheen het materiaal zoals bv in een geleidend materiaal of in een zoute oplossing. Diëlektrica worden o.a. gebruikt als scheiding in condensatoren.

Meer fundamenteel gebruikt men het begrip permittiviteit in farad per meter (F/m). Dit is het vermogen van een materiaal om te polariseren onder invloed van een elektrisch veld. De polarisatie van het materiaal probeert dit veld tegen te werken. De diëlectrische verplaatsing  $D$  (of polarisatie) in coulomb per vierkante meter (C/m<sup>2</sup>) is:

$$D = \epsilon E$$

waarbij  $\epsilon$  de permittiviteit is en  $E$  het elektrische veld in volt per meter (V/m)

De permittiviteit wordt dikwijls vergeleken met die van vacuüm  $\epsilon_0$ :

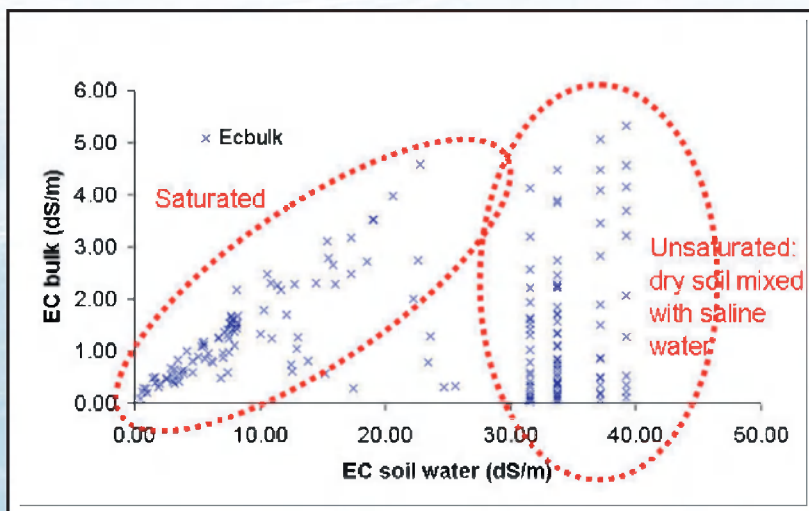
$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$$

De relatieve permittiviteit  $\epsilon_r$  ten opzichte die van vacuüm wordt meestal de diëlectrische constante genoemd. De diëlectrische constante voor vacuüm is dus 1.

De permittiviteit in vacuüm kan theoretisch aan de hand van de wet van coulomb afgeleid worden:

$$\epsilon_0 = \frac{1}{c^2 \mu_0} = 8.854 \dots \cdot 10^{-12} \text{ F/m}$$

Figuur 2: De relatie tussen bulk EC van de bodem ( $s_e$ ) en de EC van de bodemoplossing ( $s_w$ ) voor verzadigde en onverzadigde bodems.



waarbij  $c$  de lichtsnelheid is en  $\mu$ , de magnetische permeabiliteit van vacuüm zijn. Een veel gebruikte eigenschap is dat de voortplantingsnelheid  $v$  van een elektromagnetische golf doorheen een medium bepaald wordt door:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\epsilon \mu}}$$

waarbij  $\mu$  de magnetische permeabiliteit van het medium is.

Voor een isotroop midden is de permittiviteit een scalaire waarde. In het geval van anisotropie wordt het een matrix.

Lucht (bij 273 K en 1 atm) heeft als  $\epsilon_r$  1,00056 en kan zonder meer goed benaderd worden als vacuüm. Water op 20 °C heeft de hoge waarde 80 en de mineralen variëren meestal van 3 tot 4. Daarentegen heeft ijs, de vaste vorm van water, een waarde van slechts 3. De bodem bestaat uit drie fasen: het meestal vloeibare water, de lucht en de vaste mineralen. Omwille van de grote diëlectrische constante voor water wordt de constante van een bodem vooral bepaald door het watergehalte. Theoretisch kan men diëlectrische mengmodellen toepassen om de diëlectrische constante,  $\epsilon_b$ , van een bodem te schatten.

$$\epsilon_b = \left[ \theta (\epsilon_w)^\beta + (1-n)(\epsilon_s)^\beta + (n-\theta)(\epsilon_a)^\beta \right]^{1/\beta}$$

met index  $w$  voor water,  $a$  voor lucht,  $s$  voor de vaste fase,  $\beta \approx 0.5$ ,  $n$  de porositeit, en  $\theta$  het volumetrische vochtgehalte.

Een belangrijke complicatie is dat de diëlectrische verplaatsing of polarisatie kan teloor gaan door lekstroom (geleiding), Ohmse verliezen genaamd en/of door polarisatie omwisselingen bij wisselende elektrische velden (wisselstroom). Hierdoor is de diëlectrische constante  $\epsilon'$  een complexe grootheid (Topp et al., 2000):

$$\epsilon' = \epsilon_r - j \left( \epsilon_p + \frac{\sigma}{\epsilon_0 \omega} \right)$$

waarbij  $j = \sqrt{-1}$  of the imaginaire getal,  $\epsilon_p$  het polarisatie gedeelte,  $\omega$  de frekwentie van het elektrische veld (rad s<sup>-1</sup>) en  $\sigma$  de elektrische conductiviteit (S m<sup>-1</sup>). De tweede term in bovenstaande vergelijking is het imaginaire gedeelte van de diëlectrische constante en wordt met  $\epsilon''$  aangeduid. Bij hoge frekwentie van de stroom wordt de invloed van de lekstroomverliezen verwaarloosbaar. De polarisatie verliezen van water zijn ook een functie van de frekwentie (Figuur 1). Het reële gedeelte,  $\epsilon'$ , daalt lichtjes met toenemende  $\sigma$ . Dit effect kan meestal verwaarloosd worden.

Belangrijk is ook het onderscheid te maken tussen de  $\sigma_0$  de elektrische conductiviteit van de gehele bodem (de bulk waarde genoemd) en de  $\sigma_w$  van het water in de bodem (Figuur 2). De geleidbaarheid van de gehele bodem is lager dan van het water extract. De geleiding in een bodem gebeurt vooral door de zouten in het bodemwater en in mindere mate door de ladingen op de kleideeltjes. De lekstromen doorheen het water in de bodem leggen een kronkelende weg af doorheen

de poriën, dit wordt de tortuositeit genaamd. Bij drogere bodems kan ook de continuïteit van het bodemwater gedeeltelijk onderbroken zijn, en dan wordt het relatieve aandeel van de kleioppervlaktes belangrijker (Mojid *et al.*, 2007). Ook de electromagnetische voorplantingsnelheid wordt door de EC beïnvloed:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu \epsilon_r}{2} \left[ \sqrt{1 + \left( \frac{\epsilon'_i}{\epsilon_r} \right)^2} + 1 \right]}} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_a \mu}}$$

met

$$\epsilon'_i = \epsilon_p + \frac{\sigma}{\epsilon_0 \omega}$$

en een schijnbare dielectrische constante  $\epsilon_a$  gelijk aan:

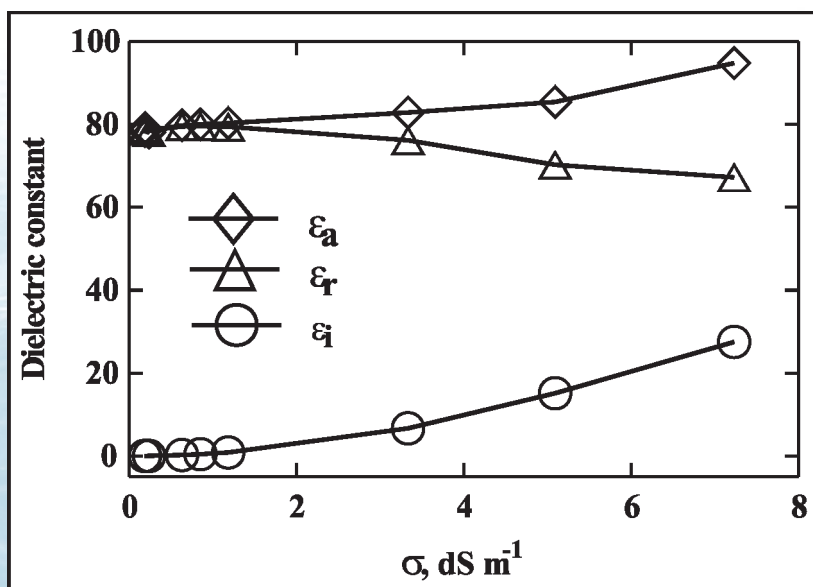
$$\epsilon_a = \frac{\epsilon_r}{2} \left[ \sqrt{1 + \left( \frac{\epsilon'_i}{\epsilon_r} \right)^2} + 1 \right]$$

De snelheid zal dus afnemen omwille van de diëlectrische verliezen.

Door een gepaste keuze van de frequentie zijn de polarisatie verliezen in water (het bepalend bestanddeel in een bodem) minimaal. Echter zullen bodems met een hoog zoutgehalte (hoge elektrische conductiviteit) grote Ohmse verliezen kennen. Zoals de voorgaande formules illustreren zal hoe hoger de frequentie is hoe lager deze verliezen zijn. Een wateroplossing met een hoger zoutgehalte heeft een lager reëel gedeelte voor de diëlectrische constante maar een hogere schijnbare diëlectrische constante. Figuur 3 toont dit verschijnsel voor de frequentie van een TDR toestel.

De diëlectrische eigenschappen worden in diverse

Figuur 3: De reële ( $\epsilon_r$ ), de imaginaire ( $\epsilon_i$ ) en de schijnbare diëlectrische constante ( $\epsilon_a$ ) in functie van de bulk elektrische conductiviteit ( $\sigma$ ).



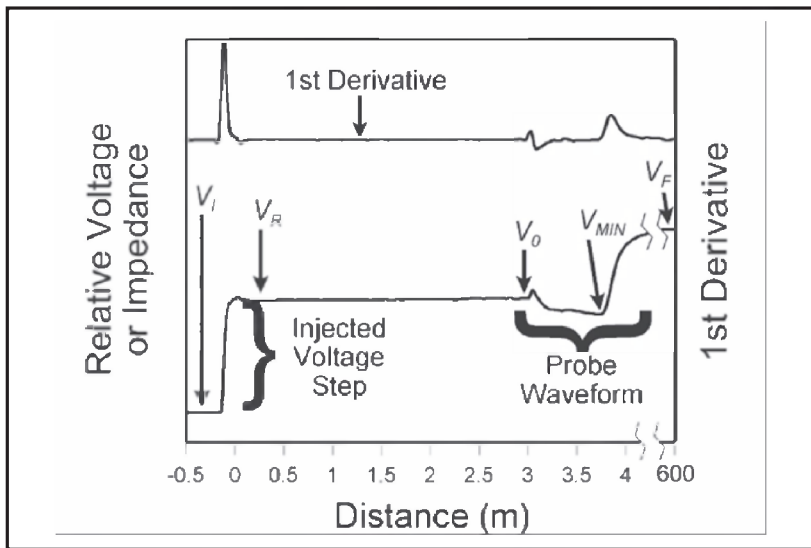
moderne methodes gebruikt. De capacitance probe, GPR-methoden, radar toepassingen zijn naast TDR diverse methodes die gebruik maken van de hoge waarden van de diëlectrische constante voor (vloeibaar) water.

### Time domain reflectometry (TDR)

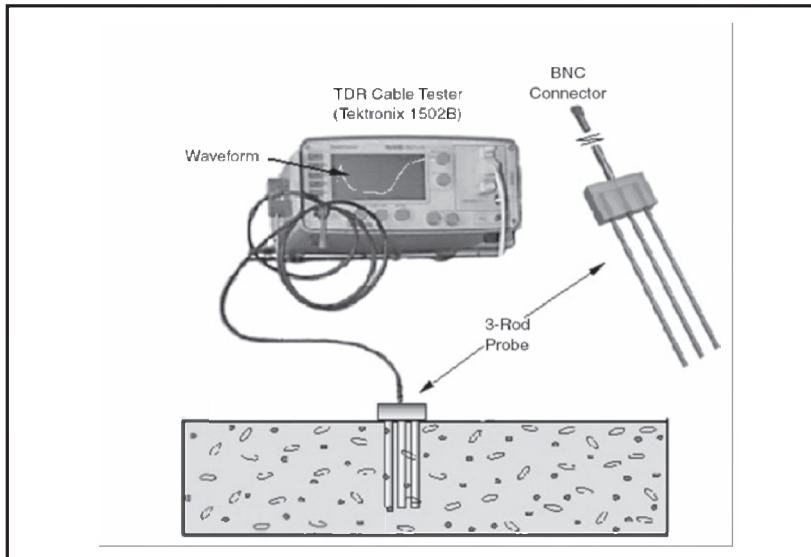
Time domain reflectometry (TDR) bepaalt de schijnbare diëlectrische constante van een materiaal door de reistijd in het medium te gaan meten. Dit apparaat wordt commercieel gebruikt om kabels te testen, vandaar ook de naam "kabeltester". Een stroomstoot van zeer korte duur wordt gestuurd doorheen de te testen kabel. Veranderingen in impedanties van de kabel veroorzaken reflecties. Op de plaats een breuk (onderbreking van de kabel of anderszids een kortsluiting) zal een terugkaatsing (vandaar **Reflectometry**) ontstaan. Deze terugkaatsing wordt getoond op een scherm in functie van de tijd (vandaar **Time Domain**). Dit laat toe om op bvb. een ondergrondse kabel zonder graafwerken vrij nauwkeurig de plaats van een kabelbreuk te lokaliseren. Het kabeltesttoestel toont uit gebruiksvriendelijkheid naar de kabel-industrie meestal de equivalente afstand van een gezonde kabel i.p.v. de gemeten tijd (Figuur 4). Hierbij wordt de tijd omgerekend naar afstand op basis van de typische voortplantingssnelheid in de kabel (d.w.z. zoals berekend uit de kabeleigenschappen met vgl. 2) Sinds de publicatie van Topp *et al.* (1980) heeft dit toestel (Figuur 5) zijn ingang gevonden in de bodemkunde. Een coaxiale kabel met 'kern' (binnenste geleider) en 'mantel' (omhullende buitenste geleider) is verbonden met een "TDR-sensor", die in de bodem ingebed zit. Tussen de kern en de mantel van een kabel zit een diëlectricum. Na de kabel komt de bodem sensor. Hierbij is de bodem het diëlectricum. De drie staaf-sensor is de meest gebruikte en meet vooral in doorsnede een ovaal-vormige volume oppervlak tussen de middenste en de buitenste staven. De mantel van de coax is verbonden met de buitenste staven en de kern met de middenste staaf. De overgang tussen coax en sensor-staven is een impedantie verandering, het uiteinde van de staven een volgende verandering. De equivalente (kabel-)afstand tussen de start en het einde van het sensor-sigitaal is functie van de voortplantingsnelheid van de electromagnetische golf en dus van de diëlectrische constante van de sensor. Op die wijze wordt  $\epsilon_b$ , de bulk diëlectrische constante van de bodem in contact met de staven gemeten. De gemeten  $\epsilon_b$  wordt dan omgerekend naar het volumetrisch vochtgehalte van de bodem met behulp van een calibratiecurve. De meest gebruikte calibratiecurve is die van Topp *et al.* (1980). In Figuur 6 is duidelijk dat deze curve uitstekend is voor klassieke minerale bodems. Afwijkende samenstellingen zoals in organische of vulkanische bodems, of in bodems met vochtgehaltes hoger dan 60% vergen een specifieke calibratie.

Het zout in de bodem veroorzaakt een "lekstroom" zodat energie van het sigitaal gedeeltelijk

Figuur 4: Het teruggekaatste signaal in functie van de equivalente kabel afstand. Een typisch signaal van de sensor (probe waveform) wordt getoond.  $V_0$ ,  $V_{min}$  en  $V_F$  zijn de relatieve voltages van de kabel, het eindpunt van de sensor en na vele reflecties, respectievelijk.



Figuur 5: TDR kabel tester met bodem sensor.



Figuur 6: Bulk dielectrische constante van bodems in functie van het vochtgehalte (volgens Schaap et al., 1996). Het in de figuur weergegeven mengmodel is te vinden in vgl. 3 (met  $b=0.5$ )

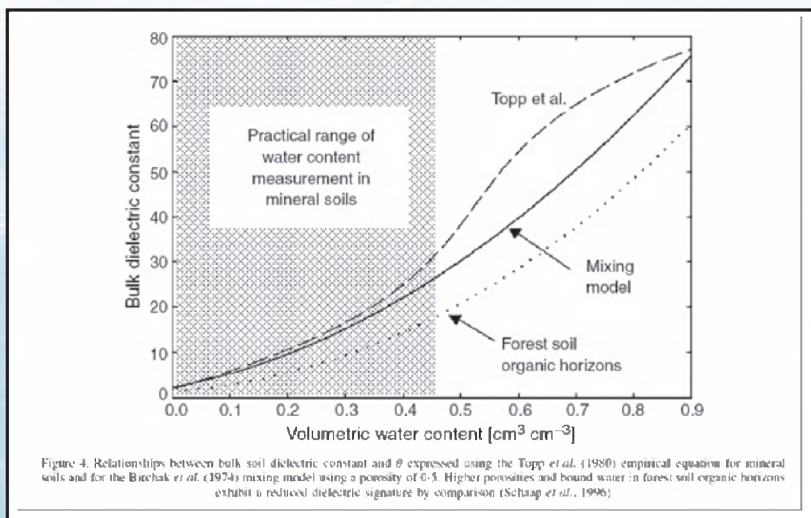


Figure 4. Relationships between bulk soil dielectric constant and  $\theta$  expressed using the Topp et al. (1980) empirical equation for mineral soils and for the Birchak et al. (1974) mixing model using a porosity of 0.3. Higher porosities and bound water in forest soil organic horizons exhibit a reduced dielectric signature by comparison (Schaap et al., 1996)

tot volledig verloren gaat. Het totale verlies wordt dan in feite een soort kortsluiting tussen de staven van de sensor via de zouten in de bodem. Gebruikmakend van de hoogte (voltage) van het signaal na vele reflecties (op het scherm van het TDR-toestel op grote equivalente kabel-afstand na het sensorsignaal) kan de bulk elektrische conductiviteit  $\sigma_a$  gemeten worden. Op dit ogenblik is de Giese and Tiemann (1975) methode de meest gangbare:

$$\sigma_a = \frac{K}{Z_u} \left[ \frac{1 - \rho_\infty}{1 + \rho_\infty} \right]$$

$$\rho_\infty \approx \rho_F = \frac{(V_F - V_0)}{V_0}$$

met V waarden zoals aangeduid op figuur 4, K een geometrische constante van de sensor en  $Z_u$  de impedantie van de coax kabel.

In principe zou K een geometrische constante in functie van de sensor dienen te zijn. Men stelt vast dat oa. ook de kabellengte ook een rol speelt. Dit is volgens Castiglione en Shouse (2003) te wijten zijn aan Ohmse verliezen op de kabel. Deze auteurs stellen daarom een kalibratie-procedure voor waarin naast kalibratie-oplossingen, ook de kortgesloten meting en de meting in lucht fungeert. De constante K wordt dan een kalibratie-constante, die naast de geometrische configuratie van de sensor ook andere aspecten zoals de invloed van de kabel in rekening brengen.

Om het meetbereik van watergehalte in een bodem uit te breiden naar meer zoute bodems kan men de staven in contact met de bodem gaan isoleren (Mojid et al., 1998). Uiteraard gaat het uitbreiden van het meetbereik onder hoge zoutconcentraties ten koste van de EC-meting. Wyseure et al. (1997) en Mojid et al. (2003) hebben de beperkingen en de invloed van het zoutgehalte op de metingen van het bodemwatergehalte omschreven. Vanaf een bulk elektrische conductiviteit van 1 dS/m is er met niet-gecoate staven een schijnbaar verhoogd watergehalte merkbaar omwille van de toename van  $\epsilon_0$  (vergl; 5-7; Figuur 3). Tot ongeveer een waarde van 3 à 4 dS/m is die systematische meetfout in de grootteorde van de kleine standaardafwijking op de meting. Dit betekent in de praktijk dat men veilig kan meten in verzadigde bodem tot een bodemwater EC van 10 dS/m. Wyseure et al (1997) stellen een correctie voor vanaf een bulk EC van 2 dS/m.

## Toepassingen van TDR

De TDR methode laat toe om simultaan met dezelfde sensor zowel watergehalte als elektrische conductiviteit en dus zoutgehalte te meten. Daarenboven kan mits multiplexing and data-logging deze metingen geautomatiseerd worden. In het laboratorium kan men dit rechtstreeks opslaan op een PC-schijf dankzij de WinTDR software (Or et al., 2004). Ook voor veld-omstandigheden bestaat er data-acquisitie technologie voor TDR-metingen met data-logging en/of tele-transmissie. De transporteigenschappen van meegevoerde

stoffen in het algemeen en de opgeloste stoffen kunnen getest worden op een routinematige en goedkope wijze aan de hand van een zout-tracer (Mojid *et al.*, 2004 en 2006). Een hoeveelheid zout wordt toegevoegd en de verandering in EC wordt gevolgd door de TDR sensor. Een voorbeeld van deze tracer-testen in een studie over sulfaat mobiliteit in de bodem is beschreven in Abassi *et al.* (2006).

## Conclusie

Time domain reflectometry laat toe om met eenzelfde sensor simultaan watergehalte en elektrische conductiviteit in een bodem te meten. Deze metingen kunnen geautomatiseerd worden om tracer studies met zouten uit te voeren en aldus de bodemeigenschappen te meten die het transport van in water opgeloste stoffen bepalen. De methode maakt gebruik van de voortplanting van een elektromagnetische golf in een diëlectricum. Enige voorzichtigheid is nodig om geen overschattingen van het watergehalte te bekomen onder zoute omstandigheden.

## Referenties

Abassi F, M. Javaux, M. Vanclooster, J. Feyen, G. Wyseure, G. Nziguheba. 2006. Experimental study of water flow and sulphate transport at monolith scale. *Agricultural Water Management*. **79**: 93-112

Castiglione, P., and P.J. Shouse. 2003. The effect of ohmic cable losses on time-domain reflectometry measurements of electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **67**: 414-424.

Giese, K., and R. Tiemann. 1975. Determination of the complex permittivity from thin-sample time domain reflectometry improved analysis of the step waveform. *Adv in Mol. Relax. Processes*. **7**: 45-59.

Mojid M.A., G.C. L. Wyseure and D.A. Rose. 1997. Extension of the measurement range of electrical conductivity by time-domain reflectometry (TDR). *Hydrology and Earth System Sciences (European Geophysical Society)*. **1**: 175-183.

Mojid M.A., G.C.L. Wyseure and D.A. Rose. 1998. The use of insulated TDR-sensors to measure water content of highly saline soils. *Irrigation Science* **18**: 55-61.

Mojid, M.A., Wyseure, G.C.L. & Rose, D.A. 2003. Electrical conductivity problems associated with time-domain reflectometry (TDR) measurement in geotechnical engineering. *Geotechnical and Geological Engineering*. **21**: 243-258.

Mojid M. A., D. A. Rose & G. C. L. Wyseure. 2004. A transfer-function method for analysing breakthrough data in the time domain of the transport process. *European Journal of Soil Science*. **55**: 699-711.

Mojid M. A., D. A. Rose & G. C. L. Wyseure, 2006. Analysis of partial breakthrough data by a transfer-function method. *Australian Journal of Soil Research*. **44**: 175-182.

Mojid M. A., D. A. Rose & G. C. L. Wyseure. 2007. A model incorporating the diffuse double layer to predict the electrical conductivity of bulk soil. *European Journal of Soil Science*. **58**: 560-572.

Or, D., S.B. Jones, J.R. Van Shaar, S. Humphries, & L. Koberstein. 2004. WinTDR Version 6.1 Fall 2004 [online] Utah State university/ Soil Physics group, Utah. 2 Available from <http://soilphysics.usu.edu/wintdr/index.htm> [Accessed Feb 2005]

Schaap M. G., D. A. Robinson, S. P. Friedman, & A. Lazar. 2003. Measurement and modeling of the TDR signal propagation through layered dielectric media. *Soil Science Society of America Journal*. **67**: 1113-1121

Topp, G.C., Davis, J.L. & Annan, A.P. 1980. Electromagnetic determination of soil-water content: measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*. **16**, 574-582.

Topp, G.C., Zegelin, S. & White, I. 2000. Impacts of the real and imaginary components of relative permittivity on time-domain reflectometry measurements in soils, *Soil Science Society of America Journal*. **64**, 1244-1252.

Wyseure G.C.L., M.A. Mojid & M.A. Malik. 1997. Measurement of volumetric water content by TDR in saline soils. *European Journal of Soil Science* **48**: 347-354.

G. Wyseure  
Katholieke Universiteit Leuven, Geoinstituut  
Afdeling Bodem en Waterbeheer  
Celestijnenlaan 200E (bus 2411)  
3001 Leuven  
E-mail: [Guido.wyseure@biw.kuleuven.be](mailto:Guido.wyseure@biw.kuleuven.be)