

**Instytut Agrofizyki
im. Bohdana Dobrzańskiego PAN
w Lublinie**

ACTA AGROPHYSICA

Marek A. Malicki

**WPLYW FIZYCZNYCH WŁAŚCIWOŚCI GLEBY
NA ELEKTRYCZNE PARAMETRY UKŁADU ELEKTRODYIGLEBA
W ASPEKCIE POMIARU JEJ WILGOTNOŚCI I ZASOLENIA**

Rozprawa habilitacyjna

Lublin 1993

Komitet redakcyjny

prof. dr hab. Jan Gliński
doc. dr hab. Krystyna Konstankiewicz
doc. dr hab. Ryszard Dębicki

Opiniował do druku

prof. dr hab. Ryszard Walczak

Adres redakcji

Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN
ul. Doświadczalna 4, 20-236 Lublin
tel. (0-81) 450-61

© Copyright by Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN

ISBN 83-901426-1-9

Wydanie I. Nakład 150 egz.
Ark. wyd. 8.2, ark. druk. 6.75
Druk: "Tekst", ul. 1 Maja 51, 20-410 Lublin

SPIS TREŚCI

STRESZCZENIE	5
1. WPROWADZENIE	11
1.1. Cel pracy	15
2. ELEKTRYCZNY MODEL UKŁADU ELEKTRODYGLEBA	16
2.1. Wstęp	16
2.2. Definicje kluczowych pojęć	19
2.3. Zjawiska dominujące w procesie elektrycznej polaryzacji UEG	20
2.4. Elektryczne analogi zjawisk dominujących w procesie elektrycznej polaryzacji UEG	24
2.5. Analityczna część modelu	30
2.6. Eksperyment	34
2.7. Cyfrowe rozwiązanie modelu	34
2.8. Wyniki i dyskusja	35
2.8.1. Waloryzacja dostępnych metod wyznaczania elektrycznej przenikalności gleby w aspekcie pomiaru jej wilgotności	40
2.9. Wnioski etapowe	42
3. WPŁYW STAŁEJ FAZY GLEBY NA PRZENIKALNOŚĆ ELEKTRYCZNĄ ORAZ JEJ ELIMINACJA W ASPEKcie POMIARÓW WILGOTNOŚCI GLEB Z ZASTOSOWANIEM TDR	43
3.1. Definicje kluczowych pojęć	43
3.2. Ocena przydatności dielektrycznego pomiaru wilgotności gleb z zastosowaniem TDR	43
3.3. Zagadnienie wpływu gęstości gleby na kalibrację dielektrycznych (TDR) pomiarów jej wilgotności objętościowej	44
3.4. Materiał i metoda	45
3.5. Wyniki i dyskusja	50
3.6. Normalizacja kalibracji dielektrycznych pomiarów wilgotności z zastosowaniem TDR	52
3.7. Czułość kalibracji dielektrycznych (TDR) pomiarów wilgotności na zmiany gęstości gleby	56
3.8. Wnioski etapowe	56
4. INTERPRETACJA ELEKTRYCZNEJ KONDUKTYWNOŚCI ORAZ ELEKTRYCZNEJ PRZENIKALNOŚCI GLEBY W KATEGORIACH JEJ ZASOLENIA	57
4.1. Wstęp	57
4.2. Materiał i metoda	59
4.3. Wyniki i dyskusja	61
4.4. Weryfikacja przydatności wskaźnika zasolenia, WZ, do monitoringu migracji soli w glebie	67
4.4.1. Stanowisko z kolumną glebową do monitoringu ruchu soli	67
4.4.2. Przykład monitoringu propagacji krokowego impulsu zasolenia	69
4.4.3. Przykład monitoringu propagacji szpilkowego impulsu zasolenia	71
4.5. Wnioski etapowe	73
5. ROZWIĄZANIA METODYCZNE I ICH REALIZACJE TECHNICZNE	74
5.1. Mostek o zmiennym ilorazie ramion do wyznaczania rezystywno-pojemnościowej impedancji polaryzacji elektrochemicznej	74
5.1.1. Spis oznaczeń	74
5.1.2. Wprowadzenie	75
5.1.3. Zasada działania mostka	75
5.1.4. Konstrukcja mostka	78

5.1.5. Eliminacja wpływu pojemności rozproszonych mostka	80
5.2. Kolejne etapy sprowadzania impedancji UEG (Rys. 3c) do jej dwuelementowego odpowiednika szeregowego c.r. oraz równoległego C.R	82
5.3. Wydruk programu "UEG"	83
5.4. Zastosowanie reflektometrii czasowej (TDR – <i>Time Domain Reflectometry</i>) do wyznaczania elektrycznej przenikalności i konduktywności gleby	87
5.4.1. Definicje kluczowych pojęć	87
5.4.2. Wczesne zastosowania TDR w pomiarach wilgotności gleby	90
5.4.3. Zasada reflektometrycznego wyznaczania wilgotności gleby	91
5.4.4. Zasada reflektometrycznego wyznaczania elektrycznej konduktywności gleby	93
5.4.5. Zasada działania miernika TDR	94
6. PODSUMOWANIE I WNIOSKI	97
7. LITERATURA	100
SUMMARY	105

STRESZCZENIE

Możliwość monitoringu parametrów wody glebowej jest warunkiem koniecznym kontrolowania oraz matematycznego modelowania procesów zachodzących w kontinuum gleba-roślina-atmosfera, a więc i prognozowania ich następstw. Biorąc pod uwagę, że integrowalne we współczesnych cyfrowych systemach akwizycji danych są wyłącznie czujniki "czytane" elektrycznie, należy dysponować elektrycznymi czujnikami agrofizycznych parametrów wody (patrz część I). Istotne spośród tych parametrów –wilgotność gleby oraz jej zasolenie, łatwe do bezpośredniego zmierzenia w laboratorium, są zarazem najtrudniejsze do odczytu elektrycznego.

Niniejsza rozprawa dotyczy poszukiwań metody pomiaru elektrycznych parametrów gleby oraz sposobu ich interpretacji w kategoriach wilgotności i zasolenia. Dla ułatwienia identyfikacji dyskutowanych zmiennych ich symbole, oddzielone przecinkami, są wtrącane w tekst. Np.: "względna elektryczna przenikalność gleby, ϵ , decydująca o elektrycznej pojemności układu elektrodygleba...", "elektryczna konduktywność gleby, ekG , zależna od wilgotności gleby, θ , oraz od elektrycznej konduktywności elektrolitu (wody glebowej), ekE ,..." itp. Dla zaznaczenia granic faz występujących w szeregu elektrochemicznym tworzonemu przez układ dwu elektrod w glebie, przyjęto stosowany w elektrochemii sposób dzielenia nazw tych faz pionową kreską. Np.: "układ elektrodygleba...", "granica elektrodalroztwór..." itp. Ten sposób podkreśla występowanie bezpośredniego kontaktu elektrycznego pomiędzy dyskutowanymi fazami.

Trzon rozprawy tworzą cztery zasadnicze części: 2, 3, 4 i 5, w skrócie omówione niżej.

2. ELEKTRYCZNY MODEL UKŁADU ELEKTRODYIGLEBA

W tej części pracy przeprowadzono i zweryfikowano analizę elektrycznej struktury układu elektrodygleba. Miała ona na celu:

1 – wskazanie możliwych przyczyn ograniczających przydatność stosowanych elektropojemnościowych oraz elektrooporowych metod pomiaru wilgotności gleby,

2 – oszacowanie zakresu (pasma) częstotliwości elektrycznego napięcia pobudzającego układ elektrodygleba, w obrębie którego odpowiedź układu na to pobudzenie jest warunkowana właściwościami samej gleby w układzie, a nie całego układu,

3 – wybór technologii pomiaru elektrycznej konduktywności oraz przenikalności gleby, właściwej dla pasma częstotliwości wskazanego w punkcie 2.

Analizę przeprowadzono w oparciu o elektryczny model teoretyczny układu elektrodygleba. Zaproponowany model został skonstruowany jako wieloelementowa impedancja rezystywno-pojemnościowa. Impedancje składowe tego modelu zbudowano na wzór modeli elementarnych zjawisk elektrochemicznych, stosowanych w elektrochemii do opisu kinetyki procesów elektrodowych.

Powszechnie stosowanym czujnikiem oporności oraz pojemności elektrycznej występujących pomiędzy wprowadzonymi do gleby elektrodami jest układ

elektrodygleba – UEG – zdefiniowany jako *układ złożony z elektrod w bezpośrednim kontakcie elektrycznym z glebą oraz z gleby znajdującej się w praktycznym zasięgu ich pola elektrycznego*.

W kategoriach elektrotechniki dwie elektrody z glebą w ich polu elektrycznym, tzn. UEG, uważa się, w uproszczeniu, za kondensator spięty równolegle rezystorem (opornikiem). Znaczy to, że UEG umieszczony w obwodzie prądu zmiennego przedstawia sobą impedancję rezystywno–pojemnościową.

Przyjęto uważać, że zmiany elektrycznej pojemności UEG (kondensatora z glebą) są przede wszystkim wynikiem zmian wilgotności gleby ponieważ przenikalność elektryczna wody jest około 20-krotnie większa od przenikalności elektrycznej stałej fazy gleby. Podobnie, zmiany elektrycznej oporności UEG są przypisywane głównie zmianom wilgotności gleby oraz koncentracji obecnych w wodzie glebowej soli.

Do wyznaczania rezystywnej oraz pojemnościowej składowej elektrycznej impedancji UEG powszechnie stosuje się metodę kompensacyjną z zastosowaniem mostka impedancji (patrz 5.1.3). Ramię porównawcze mostka zawiera wzorcową impedancję rezystywno–pojemnościową, złożoną z regulowanego opornika oraz regulowanego kondensatora, połączonych równolegle. UEG dołącza się do ramienia pomiarowego mostka a następnie reguluje się kondensator i opornik impedancji wzorcowej tak, by zrównoważyć mostek, tzn. aby spadki oraz fazy napięć na obydwu impedancjach były jednakowe. Równowaga mostka oznacza, że rezystor i kondensator tworzące impedancję wzorcową zostały ustawione na wartości identyczne z opornością i pojemnością UEG. Zatem wartości odczytane z podziałek kondensatora i rezystora wzorcowego w warunkach równowagi mostka są zarazem wartościami elektrycznej oporności oraz pojemności UEG.

Z powyższego wynika, że kompensacyjny pomiar mostkiem impedancji umożliwia rozdzielną pomiar nierozdzielnych fizycznie pojemności i oporności UEG. Wydaje się zatem, że dysponując metodyką pomiaru wystarczy znaleźć odpowiednią formułę (kalibrację) wiążącą wartości elektrycznej pojemności i/albo oporności UEG z wilgotnością i/albo zasoleniem gleby, aby zrealizować elektryczny pomiar wilgotności i zasolenia gleby.

Mimo zasadności powyższych założeń, nieustannie podejmowane próby elektrycznego pomiaru wilgotności gleby oparte o pomiar pojemności albo oporności elektrycznej UEG, jak również poszukiwania metody oceny zasolenia gleby opartej o pomiar jego elektrycznej oporności, nie przyniosły uznanych rozwiązań. Przy pobudzaniu UEG napięciem o praktycznie stosowanych częstotliwościach (poniżej 10^8 Hz) znajdowane pojemności okazały się o kilka rzędów wartości większe niż by to wynikało z teorii dielektryków. Poza tym znaleziono, że zarówno pojemność jak i oporność elektryczna UEG wykazują dyspersję częstotliwościową, tzn. zależą od częstotliwości napięcia pobudzania zasilającego mostek.

W części 2.8–2.9 pracy przedyskutowano możliwe przyczyny tego zjawiska oraz określono warunki w jakich możliwa jest interpretacja elektrycznych parametrów stosowanego czujnika w kategoriach wyrażających zawartość i zasolenie wody w glebie.

Za podstawę rozważań przyjęto, że **wyniki pomiarów elektrycznych właściwości gleby** dokonywanych z zastosowaniem elektrod w bezpośrednim kontakcie elektrycznym z glebą **dotyczą nie samej gleby, ale całości układu, tzn. układu: elektrodygleba (UEG).**

Biorąc pod uwagę, że roztwór w glebie występuje w pewnej ilości praktycznie zawsze, zaś elektryczne przewodnictwo stałej fazy gleby jest pomijalne, uznano, że UEG powinien być rozważany jako **ogniwo elektrolityczne** i analizowany na gruncie elektrochemii ze szczególnym uwzględnieniem **polaryzacji kontaktowej** zachodzącej na granicy elektrodalroztwór. Pokazano, że reakcje elektrodowe zachodzące podczas elektrycznej polaryzacji UEG na granicy elektrodalroztwór generują elektropojemnościowe i elektroopornościowe przyczynki do jego impedancji. Przyczynki te maskują oporność i pojemność UEG wynikające z elektrycznej konduktywności oraz przenikalności **gleby**. Oznacza to, że wyniki pomiarów elektrycznej oporności oraz pojemności UEG dotyczą zarówno samej gleby jak i granicy elektrodagleba, gdzie **kontakt elektrodalroztwór może wносить do wyniku pomiaru znacznie więcej niż sama gleba.**

Stosując szerokopasmowy, oryginalny mostek do pomiaru impedancji (patrz 5.1), badano dyspersję (zależność od częstotliwości) elektrycznej oporności oraz pojemności UEG. Znaleziono, że udział wspomnianych przyczynków wywoływanych polaryzacją kontaktową maleje ze wzrostem częstotliwości napięcia pobudzania (zasilania) mostka. Można stąd wnioskować, że po przekroczeniu pewnej częstotliwości granicznej maskujący wpływ granicy elektrodagleba staje się nieistotny i wyniki pomiarów elektrycznej oporności oraz pojemności UEG dotyczą tylko gleby. Eksperymentalne poszukiwania tej częstotliwości granicznej w odniesieniu do elektrycznej przenikalności gleby nie przyniosły rezultatu ze względu na ograniczenie częstotliwości zasilania mostka do wartości 10^5 Hz. By uniezależnić wspomniane poszukiwania od ograniczeń technicznych, przebieg dyspersji w szerszym paśmie częstotliwości znaleziono teoretycznie w oparciu o badania modelowe.

Zaproponowano teoretyczny model UEG złożony z elektrycznych impedancji reprezentujących dominujące reakcje elektrodowe. Po dopasowaniu parametrów numerycznego rozwiązania modelu tak, by teoretyczny przebieg dyspersji w paśmie $5 \cdot 10^{-1}$ – 10^5 Hz maksymalnie pokrywał się z eksperymentalnym, ekstrapolowano jego rozwiązanie poza granice wyżej wspomnianego pasma częstotliwości, od 10^{-8} Hz do 10^{14} Hz. W oparciu o teoretycznie znaleziony przebieg dyspersji elektrycznej oporności oraz pojemności UEG znaleziono, że granice pasma częstotliwości w którym odpowiedź UEG jest zdominowana wartością elektrycznej konduktywności gleby wynoszą 10^3 – 10^7 Hz oraz że granice pasma częstotliwości, w którym odpowiedź UEG jest zdominowana wartością elektrycznej przenikalności gleby wynoszą $4 \cdot 10^8$ – 10^{10} Hz (patrz 2.8).

Widać, że wolny od wpływu polaryzacji kontaktowej pomiar elektrycznej oporności UEG nie stanowi trudnego problemu technicznego, ponieważ można go zrealizować przy pomocy wspomnianego mostka impedancji.

Wolny od wpływu polaryzacji kontaktowej pomiar elektrycznej pojemności UEG stanowi istotną trudność ze względu na fakt, że wymagana długość fali pobudzającego napięcia sinusoidalnego jest porównywalna z wymiarami UEG (patrz 2.8.1). Prowadzi to do generacji fali stojącej w układzie, uniemożliwiającej prawidłowy pomiar. Zalecana w takim przypadku interferometria mikrofalowa wymaga wielu pomiarów wykonywanych przy pobudzaniu UEG wieloma częstotliwościami napięcia sinusoidalnego o pomijalnych zniekształceniach (tzn. o pomijalnej zawartości częstotliwości harmonicznych) i staje się niepraktyczna.

Niedogodności interferometrii mikrofalowej pozwala ominąć technologia zwana reflektometrią czasową, TDR (*Time Domain Reflectometry*, patrz 5.4), która operuje **impulsem** napięcia zawierającym fale sinusoidalne o szerokim paśmie częstotliwości. Jest ona szczególnie przydatna do dielektrycznych pomiarów wilgotności gleby ponieważ częstotliwości sinusoidalnych fal napięcia kształtujących zbocze impulsu pobudzającego UEG leżą w paśmie około $5 \cdot 10^8$ – $5 \cdot 10^9$ Hz, a więc mieszczą się w wymaganych granicach $4 \cdot 10^8$ – 10^{10} Hz.

3. WPLYW STAŁEJ FAZY GLEBY NA JEJ PRZENIKALNOŚĆ ELEKTRYCZNĄ ORAZ JEGO ELIMINACJA W ASPEKcie POMIARÓW WILGOTNOŚCI GLEB Z ZASTOSOWANIEM TDR

W tej części pracy przeprowadzono badania wpływu gęstości oraz porowatości gleby na precyzję dielektrycznych pomiarów jej wilgotności. Miały one na celu znalezienie kalibracji znormalizowanej, tzn. formuły wiążącej elektryczną przenikalność gleby, ϵ , z jej wilgotnością objętościową, θ , oraz z jej gęstością, ρ , (a więc i porowatością, η). Taka, uwzględniająca gęstość (albo porowatość), formuła pozwoliłaby na uniknięcie konieczności indywidualnej kalibracji pomiarów, odrębnej dla gleb o różnych gęstościach (porowatościach).

Z dotychczasowych obserwacji wpływu parametrów fazy stałej na kalibrację dielektrycznych pomiarów objętościowej wilgotności gleby z zastosowaniem TDR wynika, że jest on pomijalny. Jako empiryczną formułę kalibracji $\epsilon(\theta)$ wiążącą względną elektryczną przenikalność gleby, ϵ , z jej wilgotnością objętościową, θ , do dziś powszechnie stosuje się wielomian trzeciego stopnia, wpasowany przez Toppa i współautorów (Topp *et al.*, 1980) do danych eksperymentalnych $\epsilon(\theta)$ dotyczących gleb mineralnych o gęstościach z wąskiego przedziału wartości 1.04 – 1.44 g cm⁻³.

Próby zastosowania TDR do pomiaru wilgotności gleb organicznych pokazały, że dla tych gleb metoda wymaga odrębnej kalibracji. Wnioskując stąd, że faza stała gleby (której gęstość dla gleb różnego rodzaju zmienia się w przedziale 0.06 – 1.8 g cm⁻³) może warunkować wyniki pomiarów, podjęto badania wpływu jej gęstości na wyniki dielektrycznych pomiarów objętościowej wilgotności gleb. Badania te wykazały, że

gęstość, ρ , (a więc i porowatość, η) gleby wyraźnie wpływa na parametry formuły kalibracji $\epsilon(\theta)$ wiążącej elektryczną przenikalność gleby, ϵ , z jej wilgotnością objętościową, θ .

W oparciu o zbiór 938 czwórek danych ($\epsilon, \theta, \rho, \eta$), dotyczących 61 próbek gleb i innych materiałów kapilarno-porowatych o gęstościach z przedziału $0.086\text{--}1.77\text{ g cm}^{-3}$, znaleziono dwie równoważne empiryczne formuły kalibracji – $\theta(\epsilon, \rho)$ oraz $\theta(\epsilon, \eta)$. Zastosowanie dowolnej z nich w dielektrycznych pomiarach wilgotności redukuje wpływ stałej fazy gleby na wyniki pomiarów, powodując około dwukrotny wzrost ich precyzji. Zasadniczą korzyścią wynikającą z redukcji wpływu stałej fazy gleby na dielektryczne pomiary jej wilgotności jest, zgodnie z celem badań, **uwolnienie metody od potrzeby kalibracji pomiarów**, co czyni technologię TDR dielektrycznego pomiaru wilgotności gleb użytecznym narzędziem agrofizyki.

4. INTERPRETACJA ELEKTRYCZNEJ KONDUKTYWNOŚCI ORAZ ELEKTRYCZNEJ PRZENIKALNOŚCI GLEBY W KATEGORIACH JEJ ZASOLENIA

Zasolenie gleby określa się we względnych kategoriach elektrycznej konduktywności elektrolitu (wody glebowej), ekE . Ponieważ bezpośredni pomiar zasolenia, tzn. ekE , *in situ* nie jest możliwy, ocenia się je pośrednio, metodą elektrooporową, z elektrycznej konduktywności gleby, ekG , liczonej z pomiaru elektrycznej oporności UEG. Wartość ekG jest jednakże, poza ekE , warunkowana również jej wilgotnością, θ . Ten fakt ogranicza możliwość interpretacji ekG w kategoriach jej zasolenia, tzn. ekE , do przypadków wilgotności bliskiej nasycenia badanej gleby wodą, kiedy to wpływ zmian wilgotności na ekG jest pomijalny. Ponieważ taka wilgotność rzadko występuje w warunkach naturalnych, elektrooporowa metoda pomiaru zasolenia gleby nie znalazła szerszego zastosowania.

Część 4 pracy dotyczy badań:

- 1 – związku pomiędzy względną przenikalnością elektryczną, ϵ , gleby a jej wilgotnością objętościową, θ , przy różnych wartościach zasolenia gleby,
- 2 – związku pomiędzy elektryczną konduktywnością gleby, ekG , a jej wilgotnością objętościową, θ , przy różnych wartościach zasolenia gleby,
- 3 – związku pomiędzy elektryczną konduktywnością gleby, ekG , a jej względną przenikalnością elektryczną, ϵ , przy różnych wartościach zasolenia gleby.

Celem badań było znalezienie sposobu interpretacji pomiarów elektrycznej konduktywności gleby, ekG , w kategoriach zasolenia gleby, ekE , w możliwie szerokim przedziale wilgotności, θ , przy jakiej ekG została zmierzona.

Analizując relacje pomiędzy elektryczną przewodnością gleby, $ekG(\theta_j)$, oraz jej elektryczną przenikalnością, $\epsilon(\theta_j)$, zmierzonymi przy tej samej wilgotności objętościowej gleby, θ_j , znaleziono, że w zakresie wilgotności od około 0.20 do maksymalnej pojemności wodnej, wartość pochodnej $\partial ekG / \partial \epsilon$ nie zależy od wilgotności i jest wprost proporcjonalna do zasolenia gleby. Pokazano, że wielkość $WZ = \partial ekG / \partial \epsilon$, wyznaczana z *in situ* pomiarów $ekG(\theta > 0.20)$ oraz $\epsilon(\theta > 0.20)$ gleby, może być wskaźnikiem względnych zmian jej zasolenia. Znaleziono również, że z wartości wskaźnika zasolenia, WZ, oraz z zawartości frakcji piasku w glebie można policzyć elektryczną przewodność obecnego w glebie elektrolitu (wody glebowej), ekE , która jest przyjętą miarą zasolenia gleby.

Otwierając się w związku z powyższym możliwość "elektrycznego" wglądu w migrację soli w glebie potwierdzono eksperymentalnie, rejestrując i analizując czasowo-przestrzenne parametry zmienności stacjonarnego, zaburzanego impulsem zasolenia, przepływu soli w kolumnie glebowej.

5. ROZWIĄZANIA METODYCZNE I ICH REALIZACJE TECHNICZNE

Ta część pracy zawiera opis zastosowanych metod badawczych i ich realizacji technicznych. Tworzą ją opracowane w ramach niniejszej pracy rozwiązania oryginalne, nie mające bezpośrednich odniesień w literaturze.

Ponieważ metodyka pomiaru oraz odnośna aparatura nie warunkują wyników badań, stanowią one problem drugoplanowy i dlatego, aby nie obniżać czytelności pracy, zostały wydzielone jako jej odrębna część.

W skład części 5 wchodzi:

1 – opis szerokopasmowego mostka do kompensacyjnego pomiaru impedancji UEG (patrz 5.1) wraz ze szczegółowym schematem jego konstrukcji,

2 – szczegółowy opis programu do symulacji częstotliwościowej dyspersji elektrycznej oporności i pojemności UEG (patrz 5.2–5.3),

3 – opis reflektometrii czasowej – TDR (*Time Domain Reflectometry*) w zastosowaniu do wyznaczania elektrycznej przenikalności i przewodności gleby (patrz 5.4). W swej części technicznej dotyczy on pierwszego aparatu TDR oryginalnie przeznaczonego do jednoczesnego pomiaru elektrycznej przenikalności, a więc i wilgotności, oraz elektrycznej przewodności i temperatury, a więc i zasolenia gleby. Aparat ten został opracowany i wykonany w Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie, w ramach niniejszej pracy. Jego opis (patrz 5.4.5) został ograniczony do schematu blokowego ze względu na procedury patentowe w toku.

1. WPROWADZENIE

Wymiana energii w środowisku roślinnym zachodzi w systemie określonym przez Philipa (1966) jako "kontinuum gleba-roślina-atmosfera" (KGRA). Ma ona miejsce zarówno w obrębie poszczególnych składników tego kontinuum jak i pomiędzy nimi.

Gleba pełni w KGRA szczególną rolę akumulatora a zarazem bezpośredniego źródła wody, tlenu i składników pokarmowych. Wszystkie trzy fazy gleby, faza stała, woda i powietrze, pełnią istotną rolę w metabolizmie roślin:

- faza stała jest źródłem składników pokarmowych, uwalnianych do roztworu,
- woda w glebie jest ośrodkiem w którym zachodzi ich transport w kierunku korzeni, gdzie są one wraz z wodą pobierane,
- powietrze glebowe pośredniczy w wymianie gazowej pomiędzy glebą, rośliną i atmosferą, natleniając zarazem środowisko glebowe.

Czynnikiem podstawowym, określającym stan środowiska glebowego pod kątem plonowania jest zaopatrzenie w wodę. Woda jest budulcem protoplazmy (stanowi ok. 90% jej masy w roślinach i ok. 50% w drzewach), jest reagentem w procesie fotosyntezy i innych reakcjach biochemicznych, jak też jest ona rozpuszczalnikiem, wraz z którym gazy, minerały i inne składniki pokarmowe wnikają do tkanki i są wewnątrz niej transportowane drogą pasywnego procesu transpiracji. Ponieważ pomiędzy transpiracją a suchą masą zebranego plonu występuje liniowa zależność (Hanks, 1974, Stewart *et al.*, 1977, Hanks *et al.*, 1978), spadek transpiracji wywołany obniżeniem dostępności wody powoduje spadek plonu. Wynika stąd, że czynnikiem istotnym dla wzrostu rośliny nie jest obecność wody w glebie lecz jej **ruch** na drodze: gleba-roślina-atmosfera, gdzie bezpośrednim i zasadniczym źródłem wody jest gleba.

Długotrwała stagnacja wody powoduje niedotlenienie gleby i jej biotycznych składników (korzeni, organizmów). Przykładem bezpośredniego następstwa niedotlenienia korzeni jest spadek ich przepuszczalności wodnej, co prowadzi do paradoksalnego zjawiska więdnienia roślin po zalaniu gleby wodą (Gliński *et al.*, 1992). Pośrednie następstwa niedotlenienia to oglejenie gleby w wyniku redukcji związków organicznych i nieorganicznych, a więc zmniejszenie jej retencyjności, przepuszczalności wodnej i przewiewności. Poza tym w warunkach redukcji wzmacnia się rozpuszczalność składników toksycznych (glinu, manganu) oraz tworzą i akumulują się fitotoksyny jak siarkowodór i metan (Ruszkowska i Terelak, 1992).

Ciekłą fazą gleby nie jest woda lecz elektrolit, zaś jego skład (względnie stabilny w czasie) i koncentracja (zmienna w czasie) współdecydują o warunkach rozwoju roślin. Nadmierne zasolenie wody w glebie hamuje wzrost roślin poprzez obniżenie siłowej potencjału wody (zwiększenie jej wartości bezwzględnej), prowadząc w ten sposób do zmniejszenia dostępności wody a tym samym do tzw. suszy fizjologicznej, gdzie rośliny więdną, chociaż woda jest w glebie obecna w znacznej ilości (James *et al.*, 1982).

Nadmiar sodu wymiennego prowadzi do deflokulacji gleby obniżając jej przepuszczalność powietrzną i wodną. Nadmiar wapnia i magnezu prowadzi do flokulacji co zwiększa przepuszczalność wodną i może wywołać obniżenie retencyjności gleby.

Nadmiar jonów chlorkowych, sodu i boru wywołuje toksyczne upośledzenie fotosyntezy, wytwarzania hormonów, sprawności aparatów szparkowych oraz respiracji.

Motorem ruchu wody w obrębie oraz pomiędzy podstawowymi składnikami KGRA jest gradient jej energii (potencjału wody). Zaopatrzenie roślin w wodę zależy od jej jakości, ilości oraz od energii wiązania wody w glebie, warunkującej siłę przeciwdziałającą jej pobieraniu. Czynnikiem wiążącym wodę w glebie są przede wszystkim faza stała oraz rozpuszczone w wodzie sole. Wielkością wyrażającą energię wiązania wody w glebie jest "potencjał" wody (inne stosowane nazwy to: "siła ssąca", "ciśnienie ssące", "ssanie glebowe"). Potencjał wody w glebie definiuje się, w uproszczeniu, jako pracę, którą należy wykonać by usunąć z gleby jednostkę masy lub objętości wody i umieścić ją na przyjętym poziomie odniesienia w swobodnej wodzie o tej samej temperaturze. Praca ta jest tym większa, im gleba jest bardziej sucha i im bardziej zasolona.

Zagadnienie uwarunkowań zaopatrzenia roślin w wodę można zilustrować poglądowym przykładem: wilgotność gleby poletka A wynosi 10% zaś gleby poletka B wynosi 20%. Na którym z tych dwu poletek warunki zaopatrzenia roślin w wodę są lepsze? Na pytanie to nie można odpowiedzieć, ponieważ nie jest znany potencjał wody. Jeśli wiemy, że gleba A jest piaszczysta zaś gleba B torfowa, to gleba A jest bliska nasycenia, więc słabo wiąże wodę, podczas gdy woda w glebie B jest w całości związana z fazą stałą (jako tzw. woda higroskopowa), więc jest dla roślin niedostępna. Wynika stąd, że chociaż wilgotność gleby A jest mniejsza, poletko A zapewnia lepsze warunki wodne niż poletko B, którego gleba przy wilgotności 20% jest fizjologicznie sucha. Z powyższego wydaje się wynikać, że w glebie A komfort wodny roślin jest większy. Wniosek taki nie jest jednakże oczywisty, gdyż woda w glebie A może być nadmiernie zasolona a poza tym może ona być również odtleniona. Jeśli wiemy, że gleby obydwu poletek nie są zasolone i są dostatecznie natlenione, to i tak nie można na postawione pytanie odpowiedzieć nie znając ich temperatur, ponieważ woda w glebie A może być zamrznięta.

Można zatem przyjąć, że zaopatrzenie roślin w wodę określa pięć jej parametrów: ilość (wilgotność gleby), potencjał, zasolenie, natlenienie i temperatura. **Możliwość monitoringu (okresowego pomiaru) tych pięciu parametrów wody glebowej jest warunkiem koniecznym kontrolowania oraz matematycznego modelowania procesów zachodzących w KGRA, a więc i prognozowania ich następstw.**

Biorąc pod uwagę, że *integrowalne w cyfrowych systemach akwizycji danych są wyłącznie czujniki "czytane" elektrycznie*, tzn. takie, które przetwarzają mierzoną wielkość na proporcjonalny sygnał elektryczny, **wyniki pomiarów powinny mieć postać sygnału elektrycznego.** By spełnić ten warunek należy dysponować elektrycznymi czujnikami diskutowanych tutaj agrofizycznych parametrów wody.

Wymagania jakie stawia się czujnikom, metodzie oraz aparaturze stosowanym do "elektrycznego" monitoringu statusu wody w glebie, to:

- możliwość automatycznej, ciągłej rejestracji danych *in situ* w sposób zapewniający bezinwazyjność czujników oraz procedury ich instalacji, tzn. zachowanie struktury gleby oraz nieingerencję w obserwowane procesy.
- selektywność (niewrażliwość metody na czynniki inne niż wybrany).
- bezpieczeństwo i prostota (nieszkodliwość stosowanego medium oraz zbędność specjalizacji ze strony użytkownika).

W odniesieniu do aktualnego potencjału metrologii wielkości agrofizycznych możliwość realizacji monitoringu wody w glebie jest w stosunku do poszczególnych jej parametrów zróżnicowana:

- elektryczny pomiar temperatury jest łatwy, ponieważ komercyjnie dostępne są elektryczne czujniki temperatury,
- elektryczny pomiar potencjału jest możliwy w odniesieniu do jego składowej matrycowej w zakresie 0–950 mbar z zastosowaniem tensjometru z elektrycznym przetwornikiem tensometrycznym, zaś powyżej 950 mbar, aż do wartości odpowiadającej punktowi trwałego wędnięcia roślin (ok $1.5 \cdot 10^4$ mbar), przy pomocy bloczków kapilarno-porowatych (Campbell i Gee, 1986) oraz psychrometrów termoelektrycznych (Mullins, 1991),
- natlenienie można szacować w oparciu o napowietrzenie gleby, które jest wielkością kompatybilną do jej wilgotności,
- możliwość **elektrycznego pomiaru zasolenia i zawartości wody glebowej** (wilgotności gleby) stanowi problem otwarty, będący przedmiotem niniejszej rozprawy.

Próby elektrycznego pomiaru **wilgotności gleby** oparte o pomiar **oporności** albo **pojemności elektrycznej** występującej pomiędzy wprowadzonymi do niej elektrodami są nieustannie podejmowane od końca ubiegłego wieku (Arble i Shaw, 1959; Chernyak, 1967; Dean *et al.*, 1987; Dobrzański *et al.*, 1964, 1967, 1968; Dobrzański i Malicki, 1979; Domżał i Malicki, 1965; Hoekstra i Delaney, 1974; Kolev *et al.*, 1987; Malicki, 1978, 1979, 1980, 1983; Thomas, 1966; Whitney *et al.*, 1897).

Przyjęto uważać, że zmiany w odczycie elektrycznej przenikalności gleby (elektrycznej pojemności kondensatora z glebą) są wynikiem zmian jej wilgotności ponieważ przenikalność elektryczna wody (względna wartość równa 81 w 18 °C) dominuje przenikalność elektryczną fazy stałej gleby (względna wartość równa ok. 4.5). Podobnie zmiany w odczycie elektrycznej oporności gleby są, przy ustalonym zasoleniu, geometrii fazy stałej i temperaturze, przypisywane zmianom wilgotności w związku z uzależnieniem od niej krętości wiodących prąd elektryczny ścieżek elektrolitu, łączących elektrody (gdy wilgotność maleje, krętość – a zarazem oporność elektryczna – rośnie i odwrotnie).

Mimo zasadności powyższych założeń, **elektropojemnościowe i elektrooporowe** pomiary wilgotności gleby okazały się **nieselektywne** (tzn. podatne na inne niż wilgotność czynniki), a więc nieprzydatne do zastosowań rutynowych. Parametry odnośnych formuł przetwarzania (tzn. związków: wilgotność-oporność oraz wilgotność-pojemność) okazały się niestabilne i zależne od temperatury gleby, jej zasolenia, uziarnienia, gęstości, kwasowości, jak też od częstotliwości napięcia elektrycznego zasilającego obwód pomiarowy (Arulanandan, 1968; Deighton, 1923; Kiselev, 1974; Lytsch, 1980; Mehran i Arulanandan, 1977; Malicki, 1978; Matsui i Shirai, 1972; Troickij, 1973).

Od roku 1970 notuje się nasilenie poszukiwań metody oceny **zasolenia** gleby, opartej o pomiar jej oporności (ewentualnie konduktywności) elektrycznej. Bezpośredni elektrooporowy pomiar zasolenia gleby nie jest możliwy, gdyż oporność elektryczna gleby zależy nie tylko od koncentracji soli w roztworze (w "wodzie glebowej") ale również od jej wilgotności i uziarnienia (Gupta i Hanks, 1972; Loon van *et al.*, 1991; Nadler i Frenkel, 1980; Rhoades *et al.*, 1989). *Należy zatem znaleźć taką interpretację odczytów konduktywności elektrycznej gleby, aby jej zmiany można było przypisać zmianom elektrycznej konduktywności elektrolitu (wody glebowej), niezależnie od wilgotności gleby i od geometrii jej fazy stałej.*

W dalszej części pracy przeprowadzono analizę przyczyn ograniczających przydatność elektropojemnościowych oraz elektrooporowych metod pomiaru wilgotności gleby oraz określono warunki w jakich możliwa jest interpretacja elektrycznych parametrów stosowanego czujnika w kategoriach wyrażających **zawartość i zasolenie wody w glebie**.

Za podstawę rozważań przyjęto, że **wyniki pomiarów elektrycznych właściwości gleby** (jak też innych substancji kapilarno-porowatych nasączonych elektrolitem) dokonywanych z zastosowaniem elektrod w kontakcie galwanicznym (tzn. umożliwiającym przeniesienie ładunku elektrycznego przez granicę: elektrodągleba) **dotyczą** nie samej gleby, ale całości układu, tzn. **układu: elektrodygleba (UEG)**, gdzie kontakt elektrodągleba pełni rolę granicy przewodnik elektronowy/przewodnik jonowy. Należy tu zaznaczyć, że każdy umieszczony w glebie elektrooporowy lub elektropojemnościowy czujnik wilgotności lub zasolenia (reagujący na te właściwości gleby, które warunkują jej przenikalność oraz konduktywność elektryczną) może być dyskutowany jako układ elektrodygleba (UEG). Z powyższego powodu, oraz dlatego że *integrowalne we współczesnych, cyfrowo sterowanych, systemach akwizycji danych są wyłącznie czujniki elektryczne*, wpływ właściwości gleby na elektryczne parametry UEG wydaje się być w metrologii agrofizycznej zagadnieniem zasadniczym.

1.1. Cel Pracy

Za cel pracy przyjęto:

1 – wskazanie prawdopodobnych przyczyn ograniczających przydatność elektropojemnościowych oraz elektrooporowych metod pomiaru wilgotności gleby,

2 – oszacowanie zakresu częstotliwości pobudzającego UEG pola elektrycznego (ze wskazaniem technologii pomiaru właściwej dla tego zakresu częstotliwości), w obrębie którego odpowiedź UEG na to pobudzenie jest warunkowana właściwościami samej gleby w układzie, a nie całego UEG,

3 – znalezienie związku pomiędzy wilgotnością i gęstością gleby a współczynnikiem załamania fal elektromagnetycznych w glebie, którego wykorzystanie umożliwiłoby ocenę wilgotności gleby na podstawie pomiaru prędkości propagacji w niej impulsu elektromagnetycznego,

4 – znalezienie związku pomiędzy przenikalnością i konduktywnością elektryczną gleby a konduktywnością elektryczną wody glebowej, którego wykorzystanie umożliwiłoby ocenę zasolenia gleby.

2. ELEKTRYCZNY MODEL UKŁADU ELEKTRODY|GLEBA

2.1. Wstęp

Układ elektrody|gleba (UEG), zdefiniowany jako *układ złożony z elektrod w bezpośrednim kontakcie elektrycznym z glebą i z gleby znajdującej się w praktycznym zasięgu ich pola elektrycznego*, jest powszechnie stosowany jako czujnik tych właściwości gleby, które warunkują jego **parametry elektryczne**.

Ocena właściwości gleby z zastosowaniem UEG jako czujnika elektrycznego wiąże się z odczytem parametrów jego "odpowiedzi" na pobudzenie polem elektrycznym. Parametry te to wartość i faza występującego pomiędzy jego elektrodami napięcia elektrycznego, które są warunkowane *pośrednio* właściwościami gleby (wilgotnością, zasoleniem, natlenieniem, gęstością, temperaturą, uziarnieniem, kwasowością itp).

Odpowiedź UEG na pobudzenie polem *sinusoidalnym* jest *bezpośrednio* zależna od jego **pojemności** oraz **oporności elektrycznej**, warunkowanych elektryczną przenikalnością (stałą dielektryczną) oraz konduktywnością gleby jak też geometrią UEG oraz częstotliwością i natężeniem pobudzającego pola.

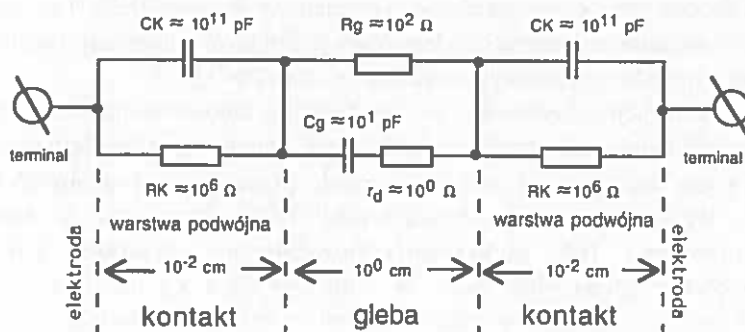
Odpowiedź UEG na pobudzenie polem *impulsowym* jest *bezpośrednio* zależna od **konduktywności elektrycznej gleby**, od **czasu narastania impulsu** oraz od **prędkości propagacji impulsu** w układzie.

Obiecujące rezultaty uzyskane w wyniku pobudzania elektropojemnościowego czujnika wilgotności *napięciem wysokiej częstotliwości* (Halbertsma i Przybyła, 1987; Kuraż *et al.*, 1970; Malicki, 1978; Turski i Malicki, 1974), jak też *izolowania* jego elektrod od galwanicznego (bezpośredniego) kontaktu elektrycznego z glebą (Malicki, 1983), wydają się wskazywać, że przyczyną niepowodzeń w elektrycznych pomiarach wilgotności gleby jest dominujący udział **polaryzacji kontaktowej** w odpowiedzi UEG na pobudzenie.

Polaryzacja kontaktowa jest łącznym efektem *polaryzacji elektrochemicznej*, wynikającej z reakcji elektrodowych (elektrochemicznych), wywoływanych przeniesieniem ładunku elektrycznego przez granicę: przewodnik elektronowy|przewodnik jonowy (tzn. przez kontakt elektrodalroztwór) oraz *polaryzacji przestrzennej*, wynikającej z przemieszczenia obecnych w roztworze swobodnych nośników ładunku elektrycznego ku kontaktom elektrodalroztwór, bez przeniesienia ładunku.

Biorąc pod uwagę, że roztwór w glebie występuje w pewnej ilości praktycznie zawsze, zaś elektryczne przewodnictwo stałej fazy gleby jest pomijalne, uznano, że UEG powinien być rozważany jako **ogniwo elektrolityczne** i analizowany na gruncie elektrochemii ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk na granicy elektrodalroztwór oraz faza stalalroztwór. Przy takim założeniu, niewytłumaczalne w oparciu o teorię dielektryków zachowanie UEG w polu elektrycznym (omawiane dalej), staje się zrozumiałe w kategoriach polaryzacji kontaktowej, gdzie granica elektrodalroztwór, jak też granica faza stalalroztwór, generują własne elektropojemnościowe i elektroopornościowe przyczynki. Przyczynki te maskują elektroopornościową i/albo elektropojemnościową

odpowieź **gleby** na pobudzenie UEG (Malicki i Hanks, 1989) wynikającą z konduktywności elektrycznej oraz polaryzacji dielektrycznej tej gleby.



Rys. 1. Uproszczony elektryczny model UEG. Zaznaczono szacunkowe wartości poszczególnych składników układu dla gleby wilgotnej.

Rysunek 1 ilustruje uproszczony elektryczny model UEG. Kontaktem jest tutaj bezpośrednio przyległa do powierzchni elektrody warstwa gleby o grubości nie przekraczającej 10^{-2} cm (Kortüm, 1966). Pojemność kontaktowa, CK, jest pseudopojemnością, akumulującą energię elektryczną drogą polaryzacji elektrochemicznej, w wyniku której na powierzchni elektrod adsorbują się nietrwałe produkty pośrednich reakcji elektrochemicznych (depozyty), oraz drogą polaryzacji przestrzennej, związanej z przesunięciem ku elektrodom układu obecnych w roztworze elektrycznych ładunków swobodnych (głównie jonów i miceli koloidalnych).

Jeśli napięcie na UEG jest niższe od napięcia elektrolizy wody, zakumulowane depozyty nie uwalniają się. Elektrody stają się pod względem elektrochemicznym jakościowo inne niż były na początku reakcji (przyjmują inny potencjał elektrodowy) w wyniku czego UEG wytwarza napięcie przeciwne do przyłożonego z zewnątrz. Ładunki swobodne, osiadające na elektrodach (bez rozładowania) w wyniku polaryzacji przestrzennej, również wytwarzają wewnątrz UEG przeciwne do zewnętrznego pole elektryczne. Obydwa te procesy powodują, że w stanie ustalonym napięcie zewnętrzne jest skompensowane przeciwnapięciem generowanym przez UEG w wyniku polaryzacji kontaktowej; reakcje elektrodowe ustają i prąd płynący przez UEG spada do wartości szczątkowej, ograniczonej intensywnością depolaryzacji, głównie ze strony rozpuszczonego w wodzie glebowej tlenu cząsteczkowego. Zjawisko to jest modelowane równoległą do CK pseudopojemnością kontaktową, RK, analogującą depolaryzację (tzn. straty energii elektrycznej w procesie polaryzacji kontaktowej).

Kiedy napięcie zewnętrzne ustępuje, zakumulowana w wyniku polaryzacji kontaktowej energia elektryczna może być odzyskana. UEG będzie dostarczać prąd do obciążenia aż do odzyskania poprzedniego stanu równowagi elektrochemicznej, tzn. aż do momentu kiedy wszystkie depozyty przereagują wstecz do formy wyjściowej a wszystkie ładunki swobodne powrócą do poprzedniego rozkładu w objętości UEG. Tak więc proces akumulacji – dekulacji energii elektrycznej jest tutaj modelowany (analogowany) ładowaniem – rozładowaniem pseudopojemności kontaktowej, CK.

Proces polaryzacji dielektrycznej jest modelowany ładowaniem pojemności C_g , zaś oporność r_d analoguje straty energii w tym procesie. Przepływ prądu elektrycznego przez opornik R_g jest analogiem przewodzenia prądu przez glebę. **Pojemność C_g oraz oporność R_g są jedynymi parametrami UEG istotnymi w kontekście elektrooporowego lub elektropojemnościowego pomiaru wilgotności i/albo zasolenia gleby.** Tak więc, by zmierzyć C_g i R_g należy każdy z tych składników dołączyć do odpowiedniego miernika, mimo że składniki te nie są ani rozłączne, ani bezpośrednio dostępne z zewnątrz poprzez terminale układu.

Biorąc pod uwagę, że zawada kondensatora maleje ze wzrostem częstotliwości napięcia pobudzającego, że CK i RK są o wiele rzędów wartości większe od C_g i R_g oraz że wydajność reakcji elektrodowych (a więc i intensywność polaryzacji elektrochemicznej) spada ze wzrostem częstotliwości napięcia pobudzającego, można oczekiwać, że powyżej pewnej częstotliwości granicznej przyczynek impedancji kontaktowej, CK, RK, do parametrów odpowiedzi UEG staje się nieistotny. W takich warunkach *napięcie pobudzające odkłada się w większości na glebie*, tworząc sytuację równoważną bezpośredniemu dostępowi miernikiem do gleby. Ponieważ podział prądu pomiędzy gałęziami R_g oraz C_g, r_d zależy od jego częstotliwości, można oczekiwać, że *poprzez dobór częstotliwości sinusoidalnie zmiennego elektrycznego napięcia pobudzającego można C_g i R_g uczynić dostępnymi dla pomiaru poprzez terminale UEG oraz wymusić taki podział prądu by płynął on głównie albo gałęzią R_g albo C_g, r_d , czyniąc w ten sposób możliwym rozdzielną pomiar nierozdzielnych fizycznie elektrycznej oporności (R_g) oraz pojemności (C_g) modelu.* Z powyższego wynika, że możliwość pomiaru elektrycznej konduktywności oraz elektrycznej przenikalności (stałej dielektrycznej) gleby w układzie można uzyskać poprzez pobudzanie UEG napięciem o odpowiednio dobranej częstotliwości.

Nasuwać się zatem następujące pytania:

- jaka jest graniczna częstotliwość napięcia pobudzającego UEG, powyżej której zanika maskujący wpływ polaryzacji kontaktowej ?
- jakie są granice pasma częstotliwości, w którym odpowiedź UEG jest zdominowana wartością elektrycznej konduktywności gleby ?
- jakie są granice pasma częstotliwości, w którym odpowiedź UEG jest zdominowana wartością elektrycznej przenikalności gleby ?

Poszukiwanie odpowiedzi na te pytania oparto o przedstawioną dalej analizę odpowiedzi na pobudzanie napięciem sinusoidalnie zmiennym teoretycznego modelu elektrycznego UEG, to znaczy, obwodu elektrycznego posiadającego strukturę analogującą fizykochemiczne procesy zachodzące w rzeczywistym UEG.

2.2. Definicje kluczowych pojęć

Dyspersja częstotliwościowa impedancji UEG – zależność wartości elementów impedancji równoważnej UEG od częstotliwości napięcia pobudzającego. Choć UEG jest impedancją złożoną z wielu elementów, może ona być odczytana eksperymentalnie tylko jako dwuelementowa. Te elementy, czynny i bierny, mają wartości zależne od częstotliwości napięcia pobudzającego i stąd pozorna dyspersja elektrycznej pojemności oraz oporności UEG (patrz dalej).

Elektryczny model UEG jest to taki obwód elektryczny, którego reakcja na pobudzanie polem elektrycznym jest identyczna z reakcją UEG.

Impedancja jest miarą zdolności do hamowania przepływu. Zawiera ona:

- część rzeczywistą, związaną z jej elementem *czynnym*, odpowiedzialnym za rozproszenie energii oraz
- część urojoną, związaną z jej elementem *biernym*, odpowiedzialnym za akumulację energii.

W kategoriach przepływu prądu elektrycznego *elementem czynnym* impedancji układu jest *rezystancja* (oporność elektryczna) występująca w tym układzie. Jest ona w modelach impedancji elektrycznej reprezentowana opornikiem. *Elementem biernym* impedancji jest występująca w jej układzie *indukcyjność* i/albo *pojemność* elektryczna. Część urojona jest w modelach impedancji elektrycznej reprezentowana cewką i/albo kondensatorem. Kąt fazowy impedancji dotyczy różnicy faz pomiędzy występującym na niej napięciem elektrycznym a płynącym przez nią prądem.

Impedancja równoważna – dwuelementowa impedancja, zawierająca jeden element czynny i jeden bierny, która może zastąpić w obwodzie prądu zmiennego inną impedancję złożoną z dowolnej ilości elementów czynnych i biernych, jeśli wartość modulu oraz kąta fazowego tej impedancji jest taka sama jak dla zastępowanej impedancji wieloelementowej.

Polaryzacja elektryczna UEG jest zjawiskiem przeciwstawiania się przez UEG zmianom natężenia przepływu prądu elektrycznego, dJ , poprzez zmianę wytwarzającego się w nim przeciwnapięcia, dU , które kompensuje zmianę napięcia zewnętrznego, przyłożonego do tego układu.

W rozważaniach określono:

- *zawartą w glebie wodę* wraz z rozpuszczonymi w niej substancjami jako **roztwór** albo **elektrolit** (dla odróżnienia od wody w sensie chemicznym),
- *fazę stałą gleby*, tzn. składniki nieulotne w temperaturze niższej od 105°C, jako **sf.**

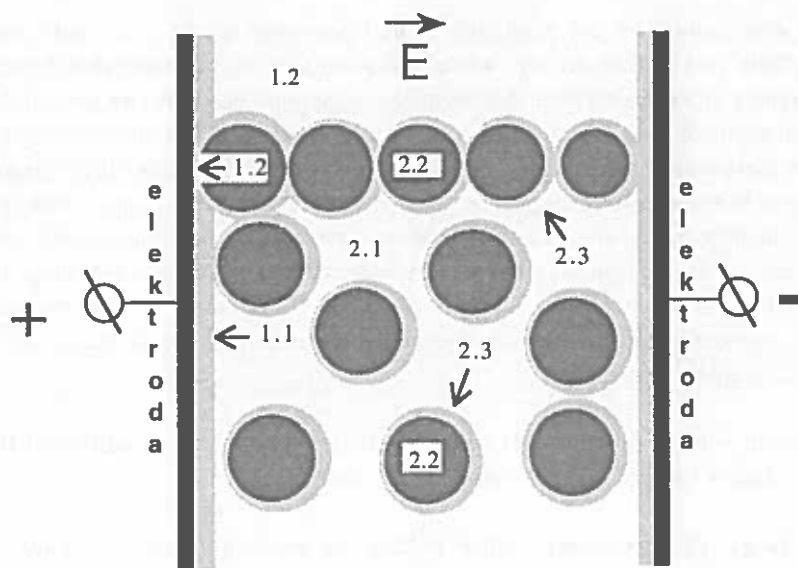
2.3. Zjawiska dominujące w procesie elektrycznej polaryzacji UEG

UEG pod wpływem pola elektrycznego ulega polaryzacji elektrycznej. Występujące na nim napięcie nie musi być w fazie z prądem płynącym przez układ. Wielkość zespolona: $Z=dU/dJ$ jest **impedancją polaryzacji** odzwierciedlającą zdolność UEG do przeciwdziałania przepływowi tego prądu i dlatego impedancja jest wygodną miarą polaryzacji. Napięcie elektryczne odkładające się na UEG jest w stosunku do płynącego w nim prądu opóźnione, co implikuje, że impedancja UEG jest typu pojemnościowego. Gdy UEG jest badany miernikiem impedancji, jest on odczytywany jako dwuelementowa impedancja złożona z opornika i kondensatora połączonych równolegle albo szeregowo. Wartości tych elementów zależą, między innymi, od wilgotności i zasolenia gleby, jak też od częstotliwości napięcia zasilającego obwód pomiarowy miernika (dyspersja częstotliwościowa).

Przyjęto uważać, że zmiany wartości elektropojemnościowego elementu impedancji UEG (elektrycznej pojemności UEG) są powodowane głównie przez zmiany wilgotności gleby, ponieważ woda posiada przenikalność elektryczną około 20 razy większą niż sf gleby. Podobnie uważa się, że zmiany w odczycie elektrozystywnego składnika UEG (oporności elektrycznej układu) są powodowane głównie przez zmiany wilgotności, ponieważ warunkuje ona krętość ścieżek elektrolitu łączących elektrody, jak też przez zmiany koncentracji soli w roztworze, warunkujące jego elektryczną przewodność.

Takie podejście zakłada, że UEG jest kondensatorem elektrycznym ze stratami równoległymi (upływu), którym on w rzeczywistości, jak będzie pokazane, nie jest i dlatego wiele znanych zachowań UEG w polu elektrycznym nie może być wyjaśnionych w oparciu o teorię dielektryków. Przykładami takich zachowań mogą być: nienormalny wzrost oporności i pojemności elektrycznej UEG ze spadkiem częstotliwości (Arulanandan, 1968; Hoekstra i Delaney, 1974; Malicki, 1978; Mehran i Arulanandan, 1977; Troickij, 1973), nienormalnie duży wpływ temperatury na pojemność UEG, znaczny wpływ zasolenia na pojemność UEG oraz odwrócenie zależności wilgotność–pojemność przy niskiej częstotliwości (UEG z wilgotną glebą wykazuje większą pojemność elektryczną niż UEG z czystym roztworem zamiast gleby (Malicki, 1978)). Żadne z powyższych zjawisk nie daje się wyjaśnić w oparciu o teorię dielektryków. Dlatego, chociaż w kategoriach impedancji elektrycznej UEG **zawsze może być zastąpiony w obwodzie elektrycznym dwuskładnikową impedancją równoważną** (złożoną z opornika i kondensatora połączonych równolegle albo szeregowo), **to nie powinien on być w ten sposób modelowany.**

Przeanalizujemy UEG, pokazany w uproszczeniu na rysunku 2, pod względem tworzących go składników i zachodzących w nim procesów.



Rys. 2. Uproszczony szkic UEG pod napięciem elektrycznym, gdzie wilgotność gleby odpowiada jej pełnej pojemności wodnej. Pokazano dominujące składniki warunkujące właściwości elektryczne układu (patrz tekst). Szare obszary symbolizują podwójną warstwę potencjału na granicy elektrody/roztwór oraz sfroztrwór.

Elektryczne właściwości UEG wynikają z elektrycznych właściwości następujących jego składników:

1. Kontakt (granica) elektrodygleba:

- 1.1 – granica elektrodyroztwór,
- 1.2 – granica elektrodysf gleby.

2. Gleba:

- 2.1 – roztwór,
- 2.2 – sf gleby,
- 2.3 – granica: sfroztwór.

Możliwe są tutaj trzy jednocześnie sposoby przepływu prądu:

- 1 – ścieżkami utworzonymi przez fazę stałą, łączącymi elektrody bezpośrednio,
- 2 – ścieżkami utworzonymi przez roztwór, łączącymi elektrody bezpośrednio,
- 3 – ścieżkami utworzonymi przez występujące naprzedmiennie sf i roztwór.

Ponieważ przewodność sf jest pomijalnie mała i ponieważ pewna ilość roztworu występuje w glebie praktycznie zawsze, właściwości kontaktu są zdominowane przez właściwości granicy elektrodalroztwór. Istotnym jest tu jedynie przepływ na sposób 2. Granica elektrodalroztwór jest fizycznie granicą pomiędzy przewodnikiem elektronowym (przewodnikiem pierwszego rodzaju) a przewodnikiem jonowym (przewodnikiem drugiego rodzaju). Przepływ ładunku elektrycznego przez taką granicę jest zawsze związany z reakcją elektrodową, która może być odwracalna albo nieodwracalna, zależnie od występującego na niej napięcia. Jeśli spadek napięcia na granicy elektrodalroztwór jest mniejszy od napięcia elektrolizy roztworu i/albo elektrody, wtedy reakcja jest odwracalna, tzn. po zaniku napięcia reakcja ta przebiega w kierunku odwrotnym tak długo, aż zostanie osiągnięty stan poprzedniej równowagi elektrochemicznej.

W warunkach odwracalnych UEG w polu elektrycznym ulega **polaryzacji elektrycznej**, w której można wyróżnić następujące składniki:

– **polaryzacja dielektryczna**, która polega na zmianie rozkładu ładunku elektrycznego w składnikach gleby bez dyslokacji tych składników. Składają się na nią **polaryzacja indukowana** (sprężysta deformacja rozkładu ładunku w molekuły) i **polaryzacja orientacyjna** (reorientacja dipoli elektrycznych zgodnie ze zmianami pola elektrycznego), która dotyczy posiadających strukturę polarną molekuł (dipoli) wody. Polaryzacja orientacyjna jest **jedynie istotna w elektropojemnościowym pomiarze wilgotności**,

– **polaryzacja kontaktowa**, która zachodzi na powierzchni elektrody w kontakcie z glebą i dotyczy styku przewodnika elektronowego z przewodnikiem jonowym (styku metalu z elektrolitem). Składają się na nią: **polaryzacja przestrzenna**, która wynika ze zmiany rozkładu ładunku w warstwie podwójnej utworzonej na granicy fslroztwór oraz z przemieszczania się obecnych w roztworze ładunków swobodnych (jonów, miceli koloidalnych) ku elektrodom a następnie osiadaniu na nich bez rozładowania, oraz **polaryzacja elektrochemiczna** (faradajowska), która jest powodowana pokrywaniem się elektrod produktami reakcji elektrodowych, towarzyszących przeniesieniu ładunku elektrycznego poprzez granicę elektrodalroztwór w wyniku rozładowania jonów na elektrodach. Polaryzacja elektrochemiczna posiada składniki o wartościach warunkowanych rodzajem i stanem materiału elektrod oraz składem roztworu. Są to, dyskutowane niżej, **polaryzacja adsorbcyjna, polaryzacja aktywacyjna i polaryzacja dyfuzyjna**.

Tabela 1a. Typowe reakcje elektrodowe na katodzie UEG. Me – materiał elektrody.

Redukcja tlenu

środoowisko kwaśne:

$$\begin{array}{l}
 1a \quad O_2 + 2e + 2H^+ + Me = Me(H_2O_2) \\
 1b \quad Me(H_2O_2) + 2e + 2H^+ = Me + 2H_2O \\
 \hline
 1 \quad O_2 + 4e + 4H^+ = 2H_2O
 \end{array}$$

środoowisko obojętne albo zasadowe:

$$\begin{array}{l}
 2a \quad O_2 + 4e + 2H_2O + Me = Me(4OH) \\
 2b \quad Me(4OH) = Me + 4OH^- \\
 \hline
 2 \quad O_2 + 4e + 2H_2O = 4OH^-
 \end{array}$$

Wydzielanie wodoru

środoowisko kwaśne:

$$\begin{array}{l}
 3a \quad 2H_3O^+ + 2e + Me = Me(2H) + 2H_2O \\
 3b \quad Me(2H) = Me + H_2 \\
 \hline
 3 \quad 2H_3O^+ + 2e = H_2 + 2H_2O
 \end{array}$$

środoowisko obojętne albo zasadowe:

$$\begin{array}{l}
 4a \quad 2H_2O + 2e + Me = Me(2H) + 2OH^- \\
 4b \quad Me(2H) = Me + H_2 \\
 \hline
 4 \quad 2H_2O + 2e = H_2 + 2OH^-
 \end{array}$$

Tabela 1b. Typowe reakcje elektrodowe na anodzie UEG

Wydzielanie tlenu		
środowisko kwaśne:		
5a	$2H_2O - 2e + Me = Me(2OH) + 2H^+$	
5b	$Me(2OH) - 2e = Me + 2H^+ + O_2$	
5	$\frac{2H_2O - 4e = 2H^+ + O_2}{2H_2O - 4e = 4H^+ + O_2}$	
środowisko obojętne albo zasadowe:		
6a	$4OH^- - 4e + Me = Me(2O) + 2H_2O$	
6b	$Me(2O) = Me + O_2$	
6	$\frac{4OH^- - 4e = 2H_2O + O_2}{4OH^- - 4e = 2H_2O + O_2}$	

Polaryzacja kontaktowa dominuje elektryczną impedancję UEG (Matsui i Shirai, 1972) w szerokim zakresie częstotliwości napięcia pobudzającego, maskując polaryzację dielektryczną. *Znalezienie granicy tego zakresu, tzn. częstotliwości, powyżej której wpływ polaryzacji kontaktowej na impedancję UEG staje się nieistotny, jest jednym z celów niniejszej analizy.*

Proponowany model elektrycznej impedancji UEG jest zbudowany na wzór elektrycznych modeli elementarnych zjawisk elektrochemicznych, stosowanych w opisie kinetyki procesów elektrodowych (Conway, 1965; Galus, 1979; Gileadi *et al.*, 1975; Kortüm, 1966; Thirsk i Harrison, 1972). Dla uproszczenia rozważa się elektrody niekorodujące, tzn. wykonane z materiału, który w dyskutowanych warunkach nie wchodzi w reakcje elektrodowe. Zakłada się również, że żadna reakcja chemiczna nie poprzedza ani nie następuje bezpośrednio przed i po procesie elektrodowym. Ogranicza to ilość składników UEG do niezbędnych dla reprezentacji zjawisk dominujących. Tabela 1a oraz tabela 1b zawierają przykłady typowych reakcji elektrodowych zachodzących na granicy (kontakcie) elektrodalroztwórow, przebiegających według różnych, możliwych spośród sugerowanych dróg (Bard, 1974). Me jest materiałem (metalem) elektrody, $Me(XX)$ są produktami pośrednich reakcji elektrodowych, zaadsorbowanymi na elektrodzie.

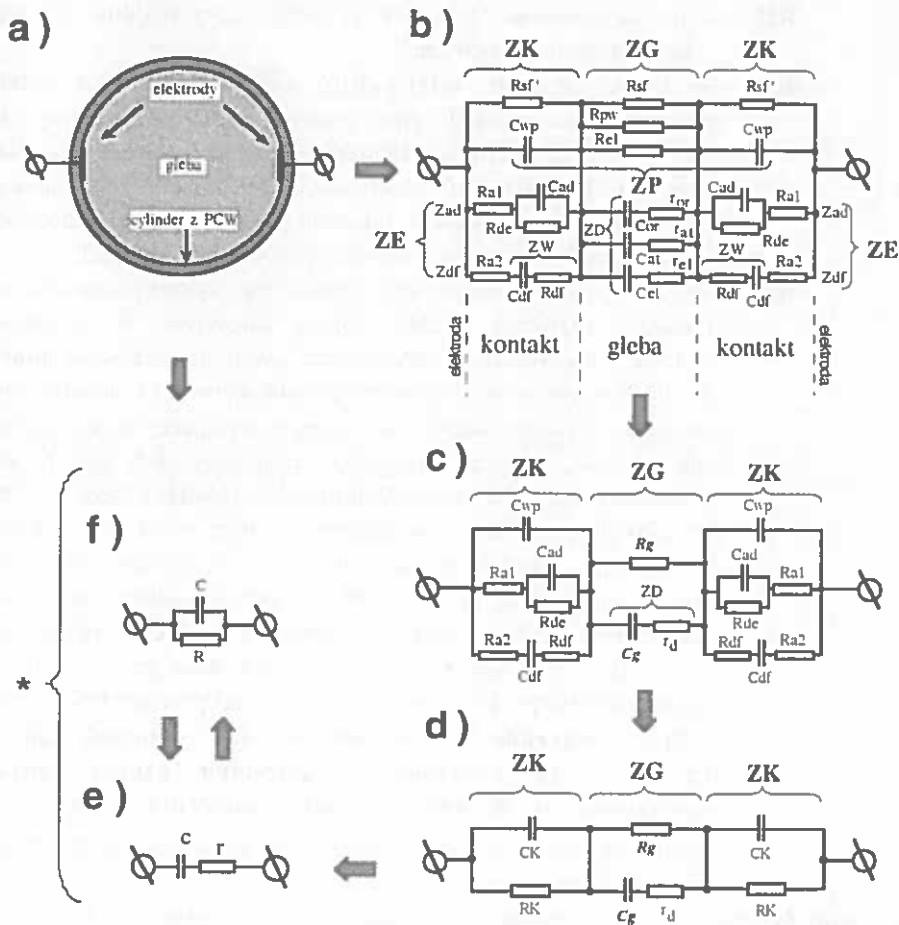
2.4. Elektryczne analogi zjawisk dominujących w procesie elektrycznej polaryzacji UEG

Rysunek 3b przedstawia proponowany model UEG. Składniki modelu są elektrycznymi analogami poszczególnych procesów fizycznych i elektrochemicznych zachodzących w UEG. Ich fizyczny sens jest następujący:

ZK – impedancja kontaktowa - wyrażająca polaryzację kontaktową UEG. Zawiera następujące składniki:

R_{sf} – *składowa oporności* tej części *sf gleby*, która mieści się w obrębie warstwy podwójnej na granicy elektrodalroztwórow.

C_{wp} – *różniczkowa pojemność elektryczna warstwy podwójnej*. W ujęciu klasycznym, na granicy elektrodalroztwórow formowana jest podwójna warstwa ładunku. Ze zmianą napięcia elektrycznego na tej granicy zmienia się ładunek samej elektrody oraz w przylegającej do tej elektrody warstwie roztworu. W warunkach odwracalnych przeniesienie ładunku warstwy podwójnej przez granicę: elektrodalroztwór nie zachodzi, co implikuje, że jej zachowanie w polu elektrycznym jest czysto elektropojemnościowe (Conway *et al.*, 1965). Różniczkowa pojemność warstwy podwójnej może być wyrażona jako dQ/dU , gdzie dQ jest zmianą ładunku elektrody związaną z reformacją rozkładu ładunku w warstwie podwójnej zaś dU spadkiem napięcia na **C_{wp}**. **C_{wp}** może osiągać wartość rzędu 10^6 – 10^7 pF cm⁻².



Rys. 3. Elektryczny model UEG. a) – cylinder (PCW) z glebą, b) – impedancyjne elementy modelu analogujące procesy jego elektrycznej polaryzacji, c) – wyjściowa postać modelu przyjęta w numerycznej symulacji częstotliwościowej dyspersji elementów: C, R, c, r układu, d) – model uproszczony do dwu podstawowych impedancji analogujących polaryzację kontaktową, ZK, oraz polaryzację gleby, ZG, e) – szeregową impedancja równoważna, f) – równoległa impedancja równoważna, *) – bezpośrednio mierzalna impedancja UEG, równoważna impedancji układu b, interpretowana jako "elektryczna pojemność i oporność gleby".

ZP – impedancja przestrzenna wyrażająca polaryzację przestrzenną UEG. Zawiera następujące składniki:

Cwp – jak wyżej.

Rsf – *składowa oporności* tej części *sf gleby*, która znajduje się poza obrębem warstwy podwójnej.

Rel – *oporność roztworu* (elektrolitu) odzwierciedlająca udział przewodnictwa jonowego przez roztwór (elektrolit) glebowy. Jej wartość jest warunkowana wilgotnością (krętością ścieżek elektrolitu łączących bezpośrednio elektrody, która rośnie ze spadkiem wilgotności i odwrotnie), jakością i koncentracją obecnych w roztworze rozpuszczonych soli oraz powierzchnią elektrod.

Rpw – *oporność powierzchniowa*, odzwierciedlająca udział przewodnictwa jonowego roztworu wzdłuż granicy sf/roztwór. Na przykład: w glebach ilastych o umiarkowanym zasoleniu większość jonów obecnych w roztworze glebowym jest zlokalizowana i energetycznie związana wewnątrz warstwy podwójnej występującej na granicy faza stała/roztwór, tworząc kompleks wymienny. Ich elektryczne ruchliwości zależą od koncentracji roztworu (Nadler i Frenkel, 1980; Rhoades et al., 1976) i są znacznie mniejsze niż w roztworze swobodnym. Jednakże, w glebach niezasolonych, Rpw może być znacznie mniejszy od Rel z powodu względnie wysokiej koncentracji zaadsorbowanych jonów. Należy tu zaznaczyć, że chociaż prąd płynący przez Rsf jest pomijalny, to jednak faza stała jest czynnikiem warunkującym Rpw poprzez swoje właściwości powierzchniowe. Rel i Rpw połączone równolegle tworzą oporność gleby, Rg, czyli tę oporność, z pomiaru której można wnioskować o wilgotności i/albo zasoleniu gleby (Rsf pomija się ponieważ odpowiadająca jej konduktancja Rsf^{-1} jest zaniedbywalnie mała).

ZE – impedancja elektrochemiczna (faradajowska) związana z polaryzacją elektrochemiczną. Zawiera następujące składniki:

Zad – *impedancja adsorbcyjna* dotycząca *polaryzacji adsorbcyjnej*. W warunkach normalnych w UEG dominują elektrodowe reakcje redukcji tlenu jak też wydzielania tlenu i wodoru (patrz tabela 1). Zad zawiera:

Cad – *pseudopojemność adsorbcyjną* związaną z nietrwałymi substancjami pośrednimi, adsorbowanymi w wyniku reakcji elektrodowych na powierzchni elektrod. Jeśli napięcie na UEG jest niższe od napięcia elektrolizy roztworu (ok 1.5 V), to zakumulowane w formie Me(XX) depozyty nie uwalniają się (faza 1a–6a w tabeli 1). Elektrody stają się pod względem elektrochemicznym jakościowo inne niż były na początku reakcji (przyjmują inny potencjał elektrodowy) w wyniku czego UEG wytwarza napięcie przeciwne do przylo-

zonego z zewnątrz, częściowo kompensując je. Tak więc, w stanie ustalonym, napięcie zewnętrzne jest skompensowane powstałym w wyniku polaryzacji UEG przeciwnapięciem i wypadkowy prąd spada do wartości wynikającej z depolaryzującego działania rozpuszczonego w roztworze tlenu cząsteczkowego, którego redukcja może lokalnie osiągnąć etap końcowy (zjawisko to jest wykorzystywane w polarograficznym pomiarze potencjalnego strumienia tlenu, tzw. pomiar ODR – *Oxygen Diffusion Rate*). Kiedy napięcie zewnętrzne znika, energia elektryczna zakumulowana przez depozyt substancji pośrednich, może być odzyskana. Taką sytuację symuluje naładowany kondensator. UEG będzie dostarczać prąd do obciążenia aż do powrotu do poprzedniej równowagi elektrochemicznej, tzn. aż do momentu kiedy wszystkie depozyty przereagują wstecz do formy wyjściowej. Dlatego pojemnościowy składnik polaryzacji adsorbcyjnej, C_{ad} , zachowuje się w tym przypadku raczej jak akumulator o dowolnej biegunowości niż jak kondensator i stąd określenie: "pseudopojemność". Jednakże, by zachować jednolitość modelu, polaryzacja adsorbcyjna będzie modelowana pojemnością elektryczną. Ta pseudopojemność odnosi się do zmiany $d(Q_{ad})$ ładunku adsorbcyjnego wymaganej by zmienić pokrycie B (stosunek powierzchni pokrytej depozytem do całej powierzchni elektrody) o dB przy zmianie napięcia o dU . Pseudopojemność adsorbcyjna jest zdefiniowana następująco:

$C_{ad} = d(Q_{ad})/dU = k \text{ dB}$, gdzie k jest stałą wyrażającą związek pomiędzy pokryciem powierzchni, B , odpowiadającym ładunkowi Q_{ad} wymaganemu do osiągnięcia tego pokrycia, wychodząc ze stanu powierzchni czystej (Conway, 1965). C_{ad} zależy od potencjału elektrody i od częstotliwości, f , napięcia zasilającego UEG i może osiągać wartość rzędu 10^8 pF cm^{-2} . Należy zauważyć, że ta pseudopojemność narasta inaczej niż C_{wp} . Pokrycie, B , może być zmienione tylko w wyniku przejścia ładunku elektrycznego poprzez granicę elektrodaroztwór.

Rde – pseudopojemność faradajowska, dotycząca desorpcji pośrednich lub końcowych produktów reakcji elektrodowych z powierzchni elektrody. Podczas gdy produkt pośredni odkłada się na powierzchni elektrody, gradient koncentracji, przeciwny do sił adsorpcji, powoduje tendencję depozytów do powrotu do roztworu. R_{de} posiada nieomową naturę i może być zdefiniowany w kategoriach przewodności jako pochodna $1/R_{de} = d(J_{de})/dU$, gdzie $d(J_{de})$ jest dodatkowym prądem potrzebnym do skompensowania strat w pokryciu, B , związanych z desorpcją powodowaną jednostkowym przyrostem napięcia, dU , na granicy elektrodaroztwór. W warunkach odwracalnych przewodność $1/R_{de}$ jest pomijalna; rośnie ona gwałtownie gdy U zbliża się do napięcia elektrolizy wody (około 1.5 V, zależnie od materiału elektrody).

Ra1 – różniczkowa oporność aktywacji procesu polaryzacji adsorbcyjnej, związana z polaryzacją aktywacyjną. Proces elektrodowy zachodzi w trzech głównych etapach: 1 – transport reagentów (jonów i/albo molekul) ku powierzchni elektrody, 2 – wymiana ładunku (rozładowanie), 3 – transformacja pośrednich, niestabilnych produktów reakcji do formy stabilnej (faza a i b odpowiednio w tabeli 1a i 1b). Aby doszło do wymiany ładunku reagent musi przebyć warstwę podwójną i zostać pozbawiony otoczki wody hydratacyjnej, dlatego w etapie 1 potrzebna jest dodatkowa energia do aktywacji reakcji elektrodowej. Ra jest definiowana jako dU/dJ , gdzie U jest spadkiem napięcia na Ra zaś J jest płynącym przez Ra prądem.

Zdf – impedancja dyfuzyjna dotycząca polaryzacji dyfuzyjnej. Kiedy reagent wchodzący w reakcję elektrodową jest przez elektrodę wyczerpywany szybciej niż może być dostarczany do jej powierzchni, wtedy przy powierzchni elektrody tworzy się warstwa zubożona, w której koncentracja tego reagenta jest mniejsza niż w oddaleniu. Elektroda jest wtedy w kontakcie z innym, niż początkowo, roztworem i dlatego jej potencjał elektrodowy odpowiednio się zmienia przeciwstawiając się zewnętrznemu napięciu pobudzającemu. Energia elektryczna wydatkowana na usunięcie reagenta może być odzyskana po wyłączeniu napięcia pobudzającego, co jest modelowane obecnością Cdf. Przy zasilaniu napięciem zmiennym zmiany w koncentracji propagują się od powierzchni elektrody w głąb roztworu jako fala tłumiona. To zjawisko jest modelowane przez pseudopojemność dyfuzyjną, Cdf, połączoną szeregowo z pseudorezystancją dyfuzyjną, Rdf (Galus, 1979; Kortüm, 1966; Robinson i Stokes, 1959; Warburg, 1899). Jeśli transport reagenta jest ograniczony wyłącznie dyfuzją, wtedy, dla nieustalonego procesu dyfuzji, grubość warstwy zubożonej rośnie w głąb roztworu zgodnie z prawem Boltzmanna, proporcjonalnie do pierwiastka kwadratowego z czasu. Rdf zmienia się w czasie w podobny sposób i jest definiowana następująco: $Rdf = U/J(t,D)$, gdzie U jest napięciem na Rdf zaś $J(t,D)$ jest związanym z nim prądem, zależnym od czasu, t, i współczynnika dyfuzji reagenta, D. Cdf w połączeniu szeregowym z Rdf wyraża się następująco:

$$Cdf = \frac{\sqrt{2}}{N \sqrt{\omega}} \quad [1]$$

gdzie:

$$N = \frac{RT}{Acz^2F^2 \sqrt{D}} \quad [2]$$

oraz: $\omega = 2\pi f$, A – powierzchnia elektrody, R – stała gazowa, T – temperatura, z – ilość elektronów biorących udział w reakcji, F – stała Faradaya, c – koncentracja reagenta w głębi roztworu, D – współczynnik dyfuzji reagenta w roztworze.

Impedancja Z_W , złożona z C_{df} i R_{df} , jest określana jako **impedancja Warburga** (Warburg, 1899). Napięcie występujące na C_{df} jest, przy każdej częstotliwości, przesunięte w fazie o $\pi/4$ w stosunku do prądu, dlatego część rzeczywista impedancji Warburga jest zawsze równa jej części urojonej:

$$R_{df} = \frac{1}{\omega C_{df}} \quad [3]$$

Powyższe jest słuszne dla ustalonego stanu napięcia sinusoidalnego, gdy nie zachodzi adsorpcja (gdy produkty reakcji elektrodowej pozostają w roztworze). Taka sytuacja dotyczy wszystkich elektrodowo katalizowanych procesów typu redoks, zachodzących podczas transformacji kompleksów redoks (Ponnamperuma i Castro, 1964).

Ra2 – oporność aktywacji polaryzacji dyfuzyjnej (patrz R1).

ZG – impedancja gleby. Zawiera: R_{sf} , R_{pw} , R_{el} (patrz wyżej) oraz impedancję dielektryczną, ZD .

ZD – impedancja dielektryczna związana z *polaryzacją dielektryczną*. Zawiera następujące składniki:

Cor – pojemność UEG wynikająca z *polaryzacji orientacyjnej* molekul wody. Jest to jedyna pojemność, którą chcemy mierzyć by ocenić na jej podstawie wilgotność gleby. Przy częstotliwościach większych niż rzędu 10^{11} Hz polaryzacja orientacyjna zanika.

r_{or} – reprezentuje dielektryczne straty Cor.

Cat – pojemność wynikająca z *polaryzacji atomowej*, to jest polaryzacji struktur zawierających więcej niż jeden atom. Dotyczy wieloatomowych cząstek, asocjacji jonowych i miceli koloidalnych. Polaryzacja atomowa zanika przy częstotliwościach większych niż rzędu 10^{13} Hz.

r_{at} – reprezentuje straty dielektryczne Cat.

Cel – pojemność wynikająca z *polaryzacji elektronowej*, to jest polaryzacji dystorsyjnej atomów i jonów w związku z przesunięciem powłok elektronowych względem jąder. Polaryzacja elektronowa zanika przy częstotliwościach większych niż rzędu 10^{16} Hz.

r_{el} – reprezentuje dielektryczne straty Cel.

2.5. Analityczna część modelu

Impedancja zbudowana z oporności R i pojemności C połączonych **równolegle** może być podstawiona w obwodzie przez równoważną impedancję zbudowaną z odpowiednich dla danej częstotliwości, f , oporności r i pojemności c połączonych **szeregowo** i odwrotnie (Galus, 1979; Shedlowsky, 1930), policzonych jak pokazano niżej:

$$c = C \left[1 + \frac{1}{(\omega C R)^2} \right] \quad [4]$$

$$r = \frac{R}{(\omega C R)^2 + 1} \quad [5]$$

$$C = \frac{c}{(\omega c r)^2 + 1} \quad [6]$$

$$R = r \left[1 + \frac{1}{(\omega c r)^2} \right] \quad [7]$$

gdzie $\omega = 2\pi f$.

Przez konwersję składowych impedancji równoległych w ich odpowiedniki szeregowo (tzn. w ich impedancje równoważne o składnikach połączonych szeregowo) i odwrotnie, opornościowe i pojemnościowe elementy modelu z rysunku 3 mogą być sumowane. Każde sumowanie prowadzi do zmniejszenia ilości elementów modelu UEG. W rezultacie wieloelementowa impedancja UEG może być sprowadzona do postaci dwuelementowej impedancji równoważnej r, c albo R, C (Rys. 3e, f), jedynej, która może być zmierzona bezpośrednio. Dla celów rachunkowych model z rysunku 3b został uproszczony do obwodu pokazanego na rysunku 3c. Przyjęto, że obydwa kontakty są symetryczne, co dla obliczeń pozwoliło zastąpić je kontaktem pojedynczym. R_{sf}' oraz R_{sf} zostały pominięte

jako posiadające zaniedbywalną przewodność. R_{pw} oraz R_{el} zostały podstawione przez ich równoległy odpowiednik R_g .

Impedancje: $C_{or}, r_{or}, C_{at}, r_{at}, C_{el}, r_{el}$, zostały zastąpione przez impedancję wypadkową złożoną z C_g i r_d , która została policzona jak pokazano niżej.

Wychodząc z prawa mieszania dielektryków (Hippel, 1959) zespoloną przenikalność elektryczną gleby, ϵ_g , można wyrazić jako:

$$\epsilon_g = \epsilon_g(\omega, \theta) = \epsilon_{fs}^{fs} \epsilon_{po}^{po} \epsilon(\omega)^\theta \quad [8]$$

gdzie: ϵ_{sf} , ϵ_{po} i ϵ są zespolonymi przenikalnościami elektrycznymi odpowiednio fazy stałej, powietrza i wody, zaś fs , po i θ są koncentracjami tych składników w $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$.

Przy częstotliwościach mniejszych od częstotliwości rezonansowej dla polaryzacji atomowej i elektronowej ($f < 10^{13}$ Hz) części urojone ϵ_{sf} oraz ϵ_{po} mogą być pominięte.

Wtedy podstawiając zgodnie z tworem Moivre'a za $\epsilon(\omega)^\theta$ otrzymujemy:

$$\epsilon_g(\omega, \theta) = \epsilon_g'(\omega, \theta) - j\epsilon_g''(\omega, \theta) = \epsilon_{fs}^{fs} \epsilon_{po}^{po} q^\theta [\cos(\alpha\theta) + j\sin(\alpha\theta)] \quad [9]$$

gdzie:

$$q = |\epsilon| = \sqrt{\epsilon'^2 + \epsilon''^2} \quad [10]$$

oraz:

$$\alpha = \arctan\left(\frac{\epsilon''}{\epsilon'}\right) \quad [11]$$

zaś część rzeczywista, ϵ' , i urojona, ϵ'' zespolonej przenikalności elektrycznej wody, ϵ , są wyrażone zgodnie z formułą Cole-Cole (Chelkowski, 1972) jako:

$$\epsilon' = \epsilon'(\omega) = \epsilon_\infty + \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty) \left[1 + (\omega\tau)^{1-h} \sin \frac{h\pi}{2} \right]}{1 + (\omega\tau)^{2(1-h)} + 2 (\omega\tau)^{1-h} \sin \frac{h\pi}{2}} \quad [12]$$

$$\varepsilon'' = \varepsilon''(\omega) = \frac{(\varepsilon_s - \varepsilon_\infty) (\omega\tau)^{1-h} \cos \frac{h\pi}{2}}{1 + (\omega\tau)^{2(1-h)} + 2 (\omega\tau)^{1-h} \sin \frac{h\pi}{2}} \quad [13]$$

gdzie: τ – czas relaksacji polaryzacji orientacyjnej, ε_∞ – względna przenikalność elektryczna wody w warunkach gdy $\omega > 1/\tau$, ε_s – statyczna względna przenikalność elektryczna wody (gdy $\omega = 0$) oraz h – parametr wyrażający interakcję dipoli wody: $0 < h < 1$.

Ponieważ w glebie mamy do czynienia nie z czystą wodą, a z elektrolitem o określonej konduktywności elektrycznej, ekE , to uwzględniając jej przyczynek do ε'' równy (Doluchanow, 1975):

$$\frac{ekE}{\omega\varepsilon_0} \quad [14]$$

gdzie $\varepsilon_0 = 8.854 \cdot 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$ jest elektryczną przenikalnością próżni, otrzymujemy:

$$\varepsilon'' = \varepsilon''(\omega) = \frac{(\varepsilon_s - \varepsilon_\infty) (\omega\tau)^{1-h} \cos \frac{h\pi}{2}}{1 + (\omega\tau)^{2(1-h)} + 2 (\omega\tau)^{1-h} \sin \frac{h\pi}{2}} + \frac{ekE}{\omega\varepsilon_0} \quad [15]$$

Porównując części rzeczywiste i urojone obydwu stron równania [9] otrzymujemy:

$$\varepsilon'_g(\omega, \theta) = \varepsilon_{sf}^{sf} \varepsilon_{po}^{po} q^\theta \cos(\alpha\theta) \quad [16]$$

oraz:

$$\varepsilon''_g(\omega, \theta) = \varepsilon_{sf}^{sf} \varepsilon_{po}^{po} q^\theta \sin(\alpha\theta) \quad [17]$$

Przyjmując $\epsilon_{po} = 1$, $\epsilon_{sf} = 5$ oraz $sf = 0.57$ (stosunek gęstości gleby do gęstości jej fazy stałej równy $1.50 \text{ g cm}^{-3}/2.65 \text{ g cm}^{-3}$), wtedy z [16] i [17] otrzymujemy:

$$\epsilon'_g \approx 2.5 q^\theta \cos(\alpha\theta) \quad [18]$$

oraz:

$$\epsilon''_g \approx 2.5 q^\theta \sin(\alpha\theta) \quad [19]$$

Ogólnie, impedancja ZD kondensatora stratnego z glebą, C_g , może być określona jako:

$$ZD = ZD[\epsilon_g(\omega, \theta)] = \frac{-j}{\omega C_g} = \frac{-j}{\omega C_o (\epsilon'_g - j\epsilon''_g)} = \frac{\epsilon''_g - j\epsilon'_g}{\omega C_o (\epsilon'^2_g + \epsilon''^2_g)} \quad [20]$$

Impedancja szeregową ZD w modelu (Rys.3c) wyraża się następująco:

$$ZD = r_d + \frac{j}{\omega C_g} \quad [21]$$

Przez porównanie części rzeczywistych oraz urojonych wyrażeń [20] i [21] można znaleźć:

$$C_g = C_g[\epsilon(\theta)] = C_o \frac{(\epsilon'^2_g + \epsilon''^2_g)}{\epsilon'_g} \quad [22]$$

oraz:

$$r_d = r_d[\omega, \epsilon(\theta)] = \frac{1}{\omega C_o} \frac{\epsilon''_g}{(\epsilon'^2_g + \epsilon''^2_g)} \quad [23]$$

gdzie C_o jest inicjalną pojemnością UEG (z powietrzem zamiast gleby).

2.6. Eksperyment

Próbki gliny lekkiej (Penoyer z Huntington, Utah, USA) pobrano do cylindrów z PCW średnicy 64 mm i wysokości 50 mm. Dna cylindrów wykonano z porowatej płyty ceramicznej. W ścianie każdego cylindra, w połowie jego wysokości, znajdowało się osiem równomiernie rozłożonych po obwodzie cylindra niklowanych śrub stalowych, zamocowanych płaskimi główkami ($\phi = 6\text{ mm}$) do wewnątrz. Były one elektrycznie połączone na zewnątrz cylindra w dwie grupy po cztery śruby. Ich główki znajdowały się w bezpośrednim kontakcie elektrycznym z glebą w cylindrze tworząc w ten sposób UEG.

Próbki nasycano roztworami KCl o różnych stężeniach, a następnie doprowadzano do różnych uwilgotnień (stawiając je na płytach porowatych – tzw. płytach pF – o różnym potencjale wody na czas kilku dni). UEG z próbką dołączano do pomiarowego ramienia mostka impedancji (patrz 5.1) i wyznaczano metodą kompensacyjną (patrz 5.1.3) składowe c i r , szeregową impedancji równoważnej układu oraz C i R jego równoważnej impedancji równoległej (patrz rysunek 3e, f). Mostek zasilano napięciem sinusoidalnie zmiennym o częstotliwościach: 0.5, 1, 5, 10, 50, 100, 500, 1000, 5000, 10 000, 50 000 oraz 100 000 Hz. Aby zapobiec ewentualnej elektrolizie wody w glebie, wartość napięcia zasilającego mostek regulowano tak, by ta jego część, która odkładała się na UEG nie przekraczała 0.5V.

2.7. Cyfrowe rozwiązanie modelu

Dla znalezienia teoretycznego przebiegu częstotliwościowej dyspersji elektrycznej oporności oraz pojemności UEG, zbudowany z formuł [1] – [23] model rozwiązano numerycznie (patrz 5.2–5.3), licząc pojemność c i oporność r oraz C i R , tworzące szeregową oraz równoległą impedancję równoważną UEG z rysunku 3e i f, dla każdej z wymienionych wyżej częstotliwości sinusoidalnego napięcia zasilającego mostek pomiarowy.

Dane wejściowe modelu dla gleby wilgotnej ($\theta=0.342$) wynosiły:

$$\epsilon_s = 81$$

$$\epsilon_\infty = 4.23 \text{ (Hasted, 1973)}$$

$$h = 0.013 \text{ (Hasted, 1973)}$$

$$\tau = 9.3 \cdot 10^{-12} \text{ s (Hasted, 1973)}$$

$$C_o = 0.4 \text{ pF}$$

$$\theta = 0.342$$

$$ekE = 0.65 \text{ S/m}$$

$$R_g = 770 \text{ } \Omega$$

Zakładając, że proponowany elektryczny model UEG jest poprawny jakościowo,

tzn. że uzyskany z jego rozwiązania przebieg częstotliwościowej dyspersji elektrycznej oporności oraz pojemności UEG jest zgodny co do kształtu z przebiegiem znalezionym eksperymentalnie, manipulowano dyskutowanymi wcześniej parametrami impedancji kontaktu tak, by uzyskać najlepsze dopasowanie obydwu przebiegów: zmierzonego i teoretycznego. Parametry te zostały wpasowane do modelu z dokładnością do rzędu, w obrębie ich wartości granicznych oszacowanych w oparciu o literaturę przedmiotu (Conway, 1965; Galus, 1979; Gileadi *et al.*, 1975; Kortüm, 1966; Thirsk i Harrison, 1972; Warburg, 1899). Wynosiły one:

$$C_{wp} = 1 \mu F \text{ cm}^{-2}$$

$$C_{ad} = 10 \mu F \text{ cm}^{-2}$$

$$R_{de} = 1 M\Omega \text{ cm}^{-2}$$

$$R_{a1} = 100 \Omega \text{ cm}^{-2}$$

$$R_{a2} = 100 \Omega \text{ cm}^{-2}$$

$N = 5 \cdot 10^3 \text{ F}^{-1} \text{ Hz}^{-0.5}$ (wartość N znaleziono z danych Galusa (1979) dla impedancji Warburga dotyczącej reakcji katodowej redukcji $Zn(II)$ do $Zn(Hg)$ na kropłowej elektrodzie rtęciowej z roztworu $0.003 \text{ M Zn(ClO}_4\text{)}$ i $1 \text{ M NH}_4\text{ClO}_4$, ekstrapolując ją do najniższej uwzględnianej w modelu częstotliwości równej 10^{-8} Hz).

2.8. Wyniki i dyskusja

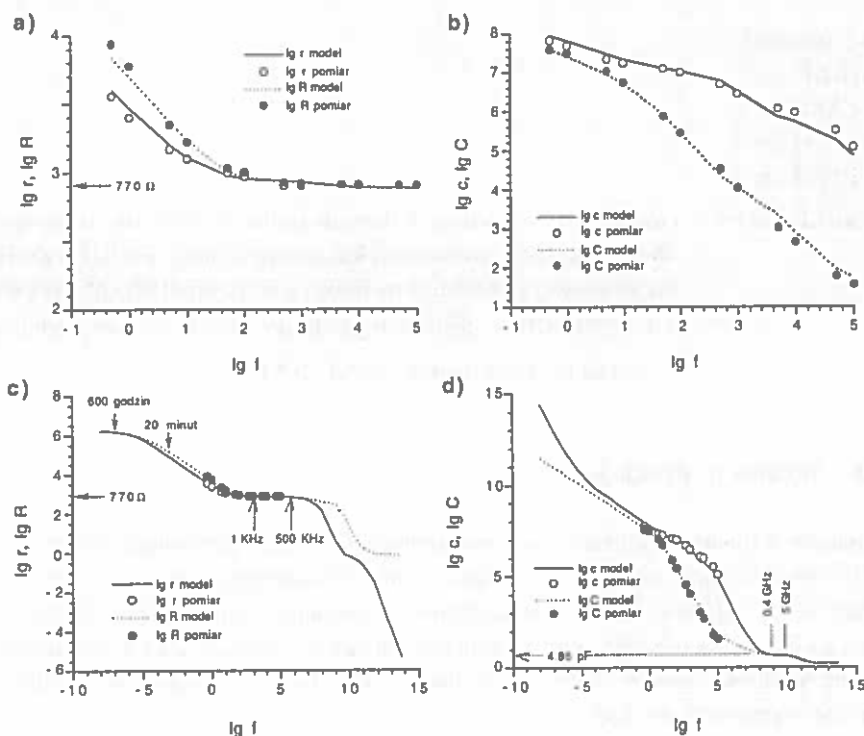
Rysunek 4 ilustruje zależność opornościowego (a,c) oraz pojemnościowego (b,d) składnika równoważnej impedancji szeregowej oraz równoległej UEG: r, R , oraz c, C , z rysunku 3e i f od częstotliwości sinusoidalnie zmiennego napięcia pobudzającego. W części a i b rysunku pokazano porównanie danych eksperymentalnych z teoretycznymi. Widoczna zgodność danych znalezionych teoretycznie i eksperymentalnie wydaje się potwierdzać poprawność modelu.

Z rysunku 4 widać, że szerokość pasma stosowanych częstotliwości napięcia pobudzającego $5 \cdot 10^{-1} - 10^5 \text{ Hz}$, jest dostateczna dla eksperymentalnego znalezienia lewej granicy pasma częstotliwości w którym **elektryczna oporność** UEG nie zależy od częstotliwości napięcia pobudzającego. Jednakże pasmo to jest zbyt wąskie dla znalezienia częstotliwości, powyżej której **elektryczna pojemność** UEG nie zależy od częstotliwości tego napięcia.

Ponieważ techniczne uwarunkowania mostka pomiarowego nie pozwalają na pomiary poza pasmem częstotliwości zasilania: $5 \cdot 10^{-1} - 10^5 \text{ Hz}$, przebieg dyspersji w szerszym paśmie częstotliwości znaleziono teoretycznie, rozwiązując w jego granicach dyskutowany tu model.

Po znalezieniu parametrów numerycznego rozwiązania modelu zgodnego

z eksperymentalnie znalezionym przebiegiem dyspersji z rysunku 4a i b ekstrapolowano to rozwiązanie poza granice wspomnianego pasma, do częstotliwości 10^{-8} – 10^{14} Hz (tzn. od napięcia quasistalego do częstotliwości odpowiadającej czasowi relaksacji polaryzacji atomowej), jak pokazano na rysunku 4c i d. Ponieważ model jest zbudowany z równań konstytutywnych, wyniki tej ekstrapolacji wydają się być wystarczająco dokładne dla szacunkowego wyznaczenia przebiegu dyspersji.

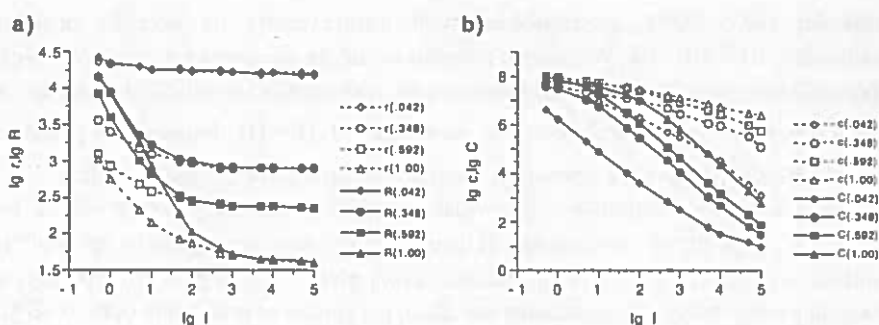


Rys. 4. Częstotliwościowa dyspersja elektrycznej oporności oraz pojemności UEG dla gliny lekkiej o wilgotności równej 0.348. Porównanie dyspersji a) - opornościowego oraz b) - pojemnościowego elementu równoważnej impedancji szeregowej (r,c) oraz równoległej (R,C) układu znalezionej teoretycznie (linię) oraz eksperymentalnie (punkty). c) - dyspersja opornościowego oraz d) - pojemnościowego elementu j.w. ekstrapolowana w oparciu o numeryczne rozwiązanie modelu z rysunku 3b dla pasma częstotliwości $10^{-8} \leq f \leq 10^{14}$ Hz (pojemność c, C [pF], oporność r,R [Ω], częstotliwość f [Hz]).

Rysunek 4c i d pokazuje przykład częstotliwościowej dyspersji opornościowego, c, oraz pojemnościowego, d, składnika równoważnej impedancji szeregowej (r,c) oraz

równoległej (RC) UEG, ekstrapolowanych numerycznie na szeroki przedział częstotliwości: 10^{-8} – 10^{14} Hz. W części c rysunku widać, że szeregową, r , oraz równoległą, R , oporność równoważna układu są sobie równe oraz niezależne od częstotliwości (nie wykazują dyspersji częstotliwościowej) w przedziale: 0 – 10^{-6} Hz. Podobnie w przedziale 10^3 – $5 \cdot 10^5$ Hz dyspersja tych oporności zanika i przyjmują one wartość realną 770Ω (zaznaczoną strzałką). Natomiast, jak widać z części d rysunku, szeregową, c , oraz równoległą, C , pojemność równoważna układu są sobie równe w przedziale 10^8 – 10^{14} Hz, zaś wartość wynikającą z polaryzacji dielektrycznej gleby, w tym głównie z polaryzacji orientacyjnej wody (4.86 pF zaznaczoną strzałką), przyjmują w przedziale $0.4 \cdot 10^9$ – $5 \cdot 10^9$ Hz, gdzie ich częstotliwościowa dyspersja zanika. Wyniki pokazane na rysunku 4c i d sugerują, że niezależnie od przyjętego sposobu połączenia pojemnościowej i rezystywnej składników impedancji równoważnej UEG - w szereg czy równoległe, pomiary C_g oraz R_g – jedyne, które nas interesują (patrz Rys. 3c i d) mogą być dokonane tylko w określonych pasmach częstotliwości: 10^3 – $5 \cdot 10^5$ Hz dla R_g oraz $0.4 \cdot 10^9$ – $5 \cdot 10^9$ Hz dla C_g .

Należy zauważyć, że model nie uwzględnia różnorodności rezonansowych częstotliwości asocjacji jonowych jak też miceli koloidalnych, które wnoszą udział do Cat. Wydaje się to być usprawiedliwione, ponieważ Cat wnosi do całkowitej (wypadkowej) polaryzacji dielektrycznej mniej niż 0.1 tego co Cel (Chelkowski, 1972). W części c rysunku 4 zaznaczono strzałkami, ważny w aspekcie pomiaru potencjalnego strumienia tlenu w glebie (Malicki, 1990b), czas ustalania się polaryzacji układu przy pobudzaniu napięciem quasistatycznym (ok. 600 godzin) oraz czas polaryzacji wstępnej, 20 minut, stosowany w pomiarze ODR praktycznie. Widać, że prąd szczątkowy, warunkowany opornością całkowitą UEG, równą $2(R_{al} + R_{de}) + R_g$ (patrz Rys. 3c), powodowany przez depolaryzujące działanie głównie rozpuszczonego w roztworze cząsteczkowego tlenu, powinien być mierzony przy częstotliwości poniżej rzędu 10^{-6} Hz. Przy założeniu słuszności teorii Warburga dla tak małych częstotliwości (w warunkach polowych roztwór ma praktycznie nieskończoną objętość) znaczyłoby to, że odpowiadający tej częstotliwości czas wstępnej polaryzacji katody przed dokonaniem odczytu ODR powinien wynosić około 600 godzin. Tak długi czas jest jednakże niepraktyczny. Według standardowej procedury rekomenduje się czas wstępnej polaryzacji około 15-20 minut, co odpowiada częstotliwości około 10^{-3} Hz, przy której, jak wynika z rysunku 4c, stan ustalony nie jest jeszcze osiągnięty. Zatem mierzony po takim czasie wstępnej polaryzacji prąd nie odzwierciedla selektywnie potencjalnego strumienia tlenu, jak zakłada się w metodzie polarograficznego pomiaru ODR (Lemon i Erickson, 1952; Malicki i Walczak, 1983; Malicki, 1990b; McIntyre, 1970), ponieważ wynika on prawdopodobnie również z redukcji innych składników roztworu.



Rys. 5. Zależność elektrycznej oporności, a), oraz pojemności, b), w szeregowej (r,c) oraz w równoległej (R,C) impedancji równoważnej UEG od częstotliwości napięcia pobudzającego, f , dla gleby słabo wilgotnej, wilgotnej, nasyconej oraz dla UEG z roztworem (elektrolitem) zamiast gleby ($\theta = 1.0$). W nawiasach podano odnośne wilgotności objętościowe, θ , (pojemność c , C [pF], oporność r , R [Ω], częstotliwość f [Hz]).

Z rysunku 5 widać, że zależności oporność–wilgotność oraz pojemność–wilgotność są odwrócone przy niskich częstotliwościach i wysokich wilgotnościach. Pojemność elektryczna układu z roztworem zamiast gleby jest mniejsza niż w przypadku wilgotnej gleby, podczas gdy jego rezystancja jest większa. To zjawisko nie daje się wytłumaczyć w oparciu o teorię dielektryków jednak wydaje się ono łatwo wyjaśnialne na gruncie rozważanego tutaj modelu. Wyjaśnienie wspomnianego zjawiska w oparciu o polaryzację kontaktową może być następujące: redukcja tlenu może zachodzić tylko na wilgotnych punktach elektrody. Dla gleby bliskiej nasycenia cała powierzchnia elektrody jest pokryta warstwą wody. Jednakże potencjalny strumień tlenu jest większy dla mniejszych niż nasycenie wilgotności ponieważ cząsteczki tlenu dyfundują wtedy do katody częściowo przez wypełnione powietrzem pory nie zawierające wody glebowej. Dlatego różniczkowa przewodność UEG jest większa dla gleby o mniejszej niż w nasyceniu wilgotności, kiedy to strumień tlenu jest większy. Przy mniejszej wilgotności powierzchnia katody jest częściowo sucha i prąd redukcji tlenu jest, przy wyższych częstotliwościach, maskowany prądem przewodzonym przez pojemności C_{ad} , C_{wp} oraz C_{df} .

Procesy polaryzacji kontaktowej mogą zachodzić jednocześnie, każdy z różną intensywnością, która zmienia się od punktu do punktu na powierzchni elektrody z czasem i z panującymi tam warunkami elektrochemicznymi. Impedancja kontaktowa, Z_K , maskuje impedancję dielektryczną, Z_G , uniemożliwiając pomiar elektrycznej konduktywności oraz przenikalności gleby (Malicki i Hanks, 1989). Oporności i pojemności składające się na impedancję kontaktową, Z_K , są silnie warunkowane wilgotnością i zasoleniem, ponieważ ich wartości zależą od łącznej powierzchni wilgotnych obszarów na powierzchni elektrody i od intensywności transportu reagentów (patrz R_{a1} , R_{a2}). Chociaż pseudopojemność kontaktowa, C_K , jest większa o wiele rzędów wielkości od pojemności C_g , wnoszonej przez dielektryczną polaryzację gleby, a więc jest

łatwa do zmierzenia, przydatność CK do oceny wilgotności gleby jest wątpliwa z powodu jej dużej podatności na czynniki inne niż wilgotność gleby, jak: temperatura, jakość i koncentracja soli, pH, ciśnienie atmosferyczne, rodzaj materiału elektrody, zanieczyszczenia jej powierzchni, lokalne naprężenia w elektrodach jak też częstotliwość przyłożonego napięcia.

Ze struktury pokazanego modelu widać, że UEG powinien być rozpatrywany jako **ogniwo elektrolityczne**, w którym woda glebowa jest elektrolitem. Bardzo wysokie wartości pojemności i oporności elektrycznej UEG znajdowane przy częstotliwościach poniżej 10^2 Hz wydają się być, w odniesieniu do gleby w układzie, **artefaktem**, powodowanym polaryzacją kontaktową zachodzącą na styku elektrody/gleba. Polaryzacja kontaktowa dominuje impedancję elektryczną układu aż do częstotliwości około $5 \cdot 10^8$ Hz.

Faza stała, mimo że sama praktycznie nie przewodzi, wnosi przyczynek do rezystywnej składowej impedancji układu pośrednio, ponieważ warunkuje ona właściwości granicy sfroztwór (przewodność powierzchniowa) jak też krętość ścieżek elektrolitu łączących elektrody. Przyczynek fazy stałej do składowej pojemnościowej impedancji systemu jest zarówno pośredni – przez warunkowanie tych właściwości granicy sfroztwór, które decydują o polaryzacji atomowej oraz przestrzennej, jak i bezpośredni – przez warunkowanie wypadkowej elektrycznej przenikalności gleby.

Jeśli UEG z elektrodami z materiału niekorodującego jest zasilany napięciem niższym od progu elektrolitycznego rozkładu wody (około 1.5 V), to w oparciu o częstotliwościową dyspersję impedancji UEG (Rys. 4) można wyróżnić trzy pasma częstotliwości, w których elektryczne właściwości UEG mogą posłużyć do oceny natlenienia, nawodnienia oraz zasolenia gleby:

1 – pasmo $0 \sim 10^{-7}$ Hz: przy zasilaniu UEG napięciem stałym (lub quasistalym o częstotliwości poniżej 10^{-7} Hz) prąd przepływa przez układ głównie w wyniku depolaryzującego działania rozpuszczonego w roztworze tlenu cząsteczkowego. Zatem wartość prądu szczątkowego w UEG może być miarą **potencjalnego strumienia tlenu w glebie** (tzw. ODR – *oxygen diffusion rate*). Jednakże, odpowiadający częstotliwości 10^{-7} Hz czas (ćwierć okresu) wstępnej polaryzacji UEG w tym zastosowaniu powinien wynosić około 600 godzin, co jest niepraktyczne. Powszechnie stosowany czas wstępnej polaryzacji 15 – 20 minut (Gliński i Stępniewski, 1985; Malicki, 1990b; Gawlik *et al.*, 1977) wydaje się być wystarczający dla uzyskania szacunkowych wyników porównawczych.

2 - pasmo $10^3 \sim 5 \cdot 10^5$ Hz: mierzona w tym paśmie częstotliwości rezystywna składowa impedancji UEG odzwierciedla elektryczną oporność gleby w układzie w elektroopornościowej metodzie pomiaru **wilgotności i/albo zasolenia gleby**. Znaczy to, że dla częstotliwości leżących w granicach tego pasma odpowiedź UEG jest zdominowana **elektryczną konduktywnością gleby**.

3 - pasmo $4 \cdot 10^8 \sim 10^{10}$ Hz: przy zasilaniu UEG napięciem sinusoidalnie zmiennym

o częstotliwości powyżej $4 \cdot 10^8$ Hz polaryzacja kontaktowa przestaje maskować polaryzację dielektryczną co umożliwia elektropojemnościowy pomiar **wilgotności gleby**. Jeśli częstotliwość ta jest niższa, wtedy mierzona elektropojemnościowa składowa impedancji UEG nie odpowiada wartości wynikającej z *dielektrycznej* polaryzacji wilgotnej gleby lecz z całkowitej polaryzacji systemu – *kontaktowej i dielektrycznej*. Dla częstotliwości wyższych od około 10^{10} Hz wnoszona przez dipole wody polaryzacja orientacyjna (jedynie istotna w aspekcie elektropojemnościowego pomiaru wilgotności) zanika.

W przypadku gdy mierzona ma być wyłącznie elektryczna pojemność UEG (tzn. elektropojemnościowa składowa jego impedancji), można pokryć elektrody układu warstwą izolacji, co eliminuje polaryzację kontaktową (Kuraż *et al.*, 1970; Malicki, 1983; Malicki *et al.*, 1989) czyniąc pomiar możliwym przy niższych częstotliwościach napięcia pobudzającego układ. Jednak taki sposób eliminacji polaryzacji kontaktowej obniża nadmiernie czułość pomiaru, gdyż pomiędzy elektrody a glebę wbudowana jest wtedy szeregowo warstwa izolatora o względnej przenikalności elektrycznej równej około 3, znacznie mniejszej niż przenikalność elektryczna wilgotnej gleby.

Należy wspomnieć, że wpływ polaryzacji kontaktowej na wynik pomiaru elektrycznej oporności UEG (tzn. elektrozestawnej składowej jego impedancji) można całkowicie wyeliminować stosując tzw. metodę czteroelektrodową (Malkowski *et al.*, 1951; Rhoades i Schilfgaarde, 1976) umożliwiającą pomiar zarówno przy niskich częstotliwościach napięcia pobudzającego, jak też przy zasilaniu stałoprądowym. Jednakże, ze względu na zbyt dużą objętość sfery czułości pomiaru, a tym samym jego zbyt małą rozdzielczość przestrzenną, przydatność metody czteroelektrodowej w monitoringu profilu wilgotności gleby jest dyskusyjna.

2.8.1. Waloryzacja dostępnych metod wyznaczania elektrycznej przenikalności gleby w aspekcie pomiaru jej wilgotności

Najczęściej stosowanym sposobem oceny przenikalności elektrycznej gleby w dielektrycznych pomiarach jej wilgotności jest pomiar elektrycznej pojemności kondensatora z glebą jako "dielektrykiem" (Malicki, 1978; Gardner *et al.*, 1991; Hilhorst *et al.*, 1992). Stosowane w metodach elektropojemnościowych częstotliwości napięcia sinusoidalnego zasilającego zbudowany z dwu równoległych metalowych płyt lub prętów, kondensator (czujnik) nie przekraczają wartości rzędu 10^7 Hz, co w świetle rezultatów analizy dyspersji częstotliwościowej UEG jest stukrotnie za mało. Z drugiej strony, stosowanie optymalnej częstotliwości rzędu 10^9 Hz powoduje spadek długości fali do wartości porównywalnej z wymiarami elektrod czujnika, który zachowuje się wtedy jak falowód. Na skutek częściowych odbić napięcia od nieciągłości impedancji systemu

generator–czujnik powstaje w nim fala stojąca, która osiąga znaczną amplitudę. Technologią pomiaru stosowaną w takich przypadkach jest interferometria (reflektometria częstotliwościowa, FDR, – *Frequency Domain Reflectometry*), oparta o pomiar współczynnika fali stojącej, WFS, gdzie odczytuje się zależną od przenikalności elektrycznej materiału amplitudę i fazę fali stojącej. Jeśli w układzie występuje kilka nieciągłości impedancji, FDR z falą sinusoidalną o ustalonej częstotliwości wykrywa sumaryczną wartość WFS, co nie pozwala odróżnić przyczynków pochodzących od poszczególnych nieciągłości układu.

Sysytem generator–czujnik każdego miernika elektropojemnościowego zawiera teoretycznie co najmniej dwie nieciągłości impedancji: jedną w miejscu połączenia elektrod czujnika z linią zasilającą (fiderem) i drugą w miejscu gdzie kończą się prowadzące fale elektrody czujnika, zaś praktycznie zawsze występuje ich więcej. W takim przypadku technologia FDR wymaga stosowania wielu pomiarów z zastosowaniem wielu częstotliwości napięcia sinusoidalnego i staje się niewygodna (Hewlett Packard, 1988).

Wspomniane niedogodności interferometrii mikrofalowej pozwala ominąć technologia zwana reflektometrią czasową, TDR (*Time Domain Reflectometry*), która, w przeciwieństwie do FDR z pojedynczą falą sinusoidalną, operuje impulsem napięcia (patrz 5.4) zawierającym fale sinusoidalne o szerokim paśmie częstotliwości. Technologia TDR (Oliver i Cage, 1971), zwana często “radarem kablowym”, powstała w latach 20–tych w celu lokalizacji uszkodzeń linii przesyłowych, tzn. linii telekomunikacyjnych, energetycznych i innych.

Reflektometria czasowa (TDR) polega ona na wymuszaniu na wejściu badanej linii skoku napięcia (impulsu krokowego lub szpilkowego), co powoduje jego propagację wzdłuż tej linii, a następnie na rejestracji momentu powrotu impulsu odbitego (echa) od nieciągłości impedancji linii w miejscu jej uszkodzenia, skąd można to uszkodzenie umiejscowić (oraz na rejestracji kształtu impulsu, skąd można ocenić charakter uszkodzenia). TDR w odróżnieniu od FDR, jednoznacznie wykrywa i lokalizuje wszystkie nieciągłości impedancji układu.

Postęp w technice szybkich impulsów pozwolił na poszerzenie dziedziny zastosowań reflektometrii czasowej, TDR, poza testowanie linii przesyłowych. Osiągalna w ostatnich latach szybkość narastania impulsów napięcia elektrycznego umożliwia wykrywanie nieciągłości o wzajemnej odległości rzędu centymetra i mniej. Wzrost rozdzielczości przestrzennej TDR umożliwił jej zastosowanie do pomiaru elektrycznej przenikalności gleb z zastosowaniem jako czujnika względnie krótkiego odcinka linii transmisyjnej złożonej z dwu równoległych, wbijanych do gleby prętów. Przeciętny czas narastania, t_r , impulsów stosowanych w testerach kabli TDR wynosi około 150 ps. Czas ten jest związany z szerokością Δf (bandwidth) pasma częstotliwości fal sinusoidalnych kształtują-

cych zbocze impulsu następująco (Strickland, 1970):

$$bw = 0.35/t_r \quad [24]$$

co dla $t_r = 150$ ps odpowiada częstotliwości około 2.3 GHz, która w świetle dyskutowanej tu dyspersji częstotliwościowej właściwości UEG odpowiada w przybliżeniu środkowi pasma częstotliwości, gdzie dyspersja przenikalności elektrycznej gleby zanika (tzn. pasma 0.4–5 GHz). Fakt ten czyni technologię TDR szczególnie przydatną do dielektrycznych pomiarów wilgotności gleby.

2.9. Wnioski etapowe

1. Układ elektrodygleba (UEG) powinien być rozpatrywany jako ogniwo elektrolityczne, gdzie elektrolitem jest obecny w glebie roztwór (woda glebowa). Elektryczna oporność oraz pojemność układu znajdowane przy częstotliwościach odpowiednio poniżej 10^3 Hz oraz poniżej 10^8 Hz wydają się być, w odniesieniu do gleby w układzie, artefaktem powodowanym polaryzacją elektrochemiczną oraz przestrzenną (kontaktową), zachodzącą na styku elektrodagleba.

2. Prąd szczątkowy w UEG zasilanym napięciem stałym lub quasistałym o częstotliwości poniżej 10^{-7} Hz, może być miarą potencjalnego strumienia tlenu w glebie.

3. Elektropojemnościowa składowa impedancji UEG jest równa jego elektrycznej pojemności wynikającej z dielektrycznej polaryzacji gleby, jeśli odczytywana jest ona w przedziale częstotliwości około $4 \cdot 10^8$ – 10^{10} Hz, gdzie dyspersja elektrycznej przenikalności jest pomijalna.

4. Elektrooporowa składowa impedancji UEG jest równa jego elektrycznej rezystancji wynikającej z elektrycznej konduktywności gleby, jeśli odczytywana jest ona w przedziale częstotliwości 10^3 – 10^7 Hz.

5. Technologia TDR jest szczególnie przydatna do dielektrycznych pomiarów wilgotności gleby ponieważ częstotliwości sinusoidalnych fal napięcia kształtujących zbocze stosowanego impulsu leżą w paśmie około 0.5–5 GHz (tzn. $5 \cdot 10^8$ – $0.5 \cdot 10^{10}$ Hz), gdzie dyspersja elektrycznej przenikalności gleby jest pomijalna.

3. WPŁYW STAŁEJ FAZY GLEBY NA PRZENIKALNOŚĆ ELEKTRYCZNĄ ORAZ JEJ ELIMINACJA W ASPEKTCIE POMIARÓW WILGOTNOŚCI GLEB Z ZASTOSOWANIEM TDR

3.1. Definicje kluczowych pojęć

Określmy jako:

kalibrację – równanie i/albo krzywą $\epsilon(\theta)$ albo $\theta(\epsilon)$, wiążące objętościową wilgotność gleby, θ , z jej względną przenikalnością elektryczną (stałą dielektryczną), ϵ ,

kalibrację znormalizowaną – równanie i/albo krzywą $\epsilon(\theta, \rho)$ albo $\theta(\epsilon, \rho)$, wiążące objętościową wilgotność, θ , oraz gęstość, ρ , gleby z jej względną przenikalnością elektryczną, ϵ ,

dielektryczny pomiar wilgotności – ocenę objętościowej wilgotności gleby (lub innej substancji kapilarno-porowatej) w oparciu o pomiar jej względnej przenikalności elektrycznej, ϵ ,

pomiar TDR – dielektryczny pomiar wilgotności z zastosowaniem reflektometrii domenowo-czasowej (*Time Domain Reflectometry* - patrz 5.4).

Ponadto weźmy pod uwagę, że wielkość:

$$\sqrt{\epsilon} = c/v \quad [25]$$

jest w ośrodkach niemagnetycznych miarą **absolutnego współczynnika załamania fali elektromagnetycznej** o prędkości propagacji c , której czoło przekracza granicę pomiędzy próżnią a ośrodkiem materialnym o względnej przenikalności elektrycznej równej ϵ , na skutek czego prędkość propagacji, v , tej fali spada do wartości:

$$v = c/\sqrt{\epsilon} \quad [26]$$

3.2. Ocena przydatności dielektrycznego pomiaru wilgotności gleb z zastosowaniem TDR

Dotychczasowe doniesienia korzystnie oceniają przydatność dielektrycznego pomiaru wilgotności gleb z zastosowaniem TDR. Wynika to z jego dotychczas obserwowanej quasiselektywności, tzn. pomijalnej wrażliwości elektrycznej przenikalności gleby na jej inne niż wilgotność cechy, jak: zasolenie, temperatura oraz właściwości stałej fazy gleby. Z dotychczasowych obserwacji wpływu parametrów stałej fazy gleby na kalibrację wynika, że jest on pomijalny. Topp i współautorzy (Topp *et al.*, 1980) konkludują w oparciu o

badania na próbkach gleb mineralnych różnych gatunków o gęstościach $1.04 \leq \rho \leq 1.44 \text{ g cm}^{-3}$, że: "stała dielektryczna gleby jest prawie niezależna od jej gęstości, uziarnienia, temperatury i zasolenia..."

Ledieu i współautorzy (Ledieu *et al.*, 1986) znaleźli $\partial\theta_{\text{TDR}}/\partial\rho = 0.034 \text{ g}^{-1} \text{ cm}^3$ (gdzie θ_{TDR} jest wynikiem pomiaru wilgotności z zastosowaniem TDR), wnioskując dla próbek gleb mineralnych o gęstościach $1.38 \leq \rho \leq 1.78 \text{ g cm}^{-3}$, że: "gęstość i natura gleby nieznacznie wpływa na wyniki pomiaru..."

Roth i współautorzy (Roth K. *et al.*, 1990) wyznaczyli dla gleby (zakładając że jest ona mieszaniną trójfazową) wartość geometrycznego parametru w równaniu Steru (Ansoult *et al.*, 1985), wiążącego wypadkową przenikalność elektryczną mieszaniny z przenikalnościami elektrycznymi i koncentracjami jej komponentów. Tak więc, stosując proponowaną przez nich kalibrację, należy z założenia uwzględniać takie cechy fazy stałej gleby, jak jej porowatość oraz przenikalność elektryczną. Wnioskują oni w oparciu o badania na próbkach gleb mineralnych i organicznych o gęstościach $0.43 \leq \rho \leq 1.44 \text{ g cm}^{-3}$, że wpływ zmienności tych dwu czynników na wyniki pomiarów jest porównywalny z szumem stosowanej aparatury pomiarowej i staje się istotny dopiero dla wilgotności bliskich zeru.

3.3. Zagadnienie wpływu gęstości gleby na kalibrację dielektrycznych (TDR) pomiarów jej wilgotności objętościowej

W miarę gromadzenia doświadczeń w dziedzinie dielektrycznych pomiarów wilgotności gleb z zastosowaniem TDR ustawicznie poszerza się zakres ich gęstości (Roth *et al.*, 1992). Jeśli uwzględnić, że przenikalność elektryczna mieszaniny zależy od elektrycznych przenikalności oraz objętościowych koncentracji jej poszczególnych składników (Tinga *et al.*, 1973) nasuwa się wniosek, że wpływ właściwości stałej fazy gleby może stać się znaczący jeśli dielektryczne pomiary wilgotności dotyczą gleb o szerszym, niż charakterystyczny dla gleb mineralnych, zakresie gęstości.

Oszacujmy granice zmian tych cech fazy stałej, które współdecydują o elektrycznej przenikalności gleby:

<u>cecha</u>	<u>wartość</u>	<u>zmienność</u>	<u>źródło</u>
przenikalność składników fazy stałej	5.00–4.00	1.25	Roth <i>et al.</i> , 1990
gęstość składników fazy stałej	1.40–2.70 g cm^{-3}	1.93	Turski <i>et al.</i> , 1980
porowatość gleby	0.95–0.33 $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	2.88	Turski <i>et al.</i> , 1980
gęstość gleby	0.06–1.80 g cm^{-3}	30.0	Turski <i>et al.</i> , 1980

gdzie lewa granica wartości odpowiada glebom organicznym zaś prawa mineralnym.

Widać, że cechą fazy stałej o dominującej zmienności jest gęstość gleby i dlatego wydaje się, że jej wpływ na wyniki dielektrycznych oznaczeń wilgotności powinien być czytelny.

3.4. Materiał i metoda

Analizowano próbki gleb mineralnych o różnym uziarnieniu (teksturze), gęstości oraz gęstości fazy stałej, gleb organicznych o różnej zawartości substancji organicznej, gęstości oraz gęstości fazy stałej, piasku rzeczno-morskiego często stosowanych (dla ich stabilności i łatwej odtwarzalności geometrii fazy stałej) jako substytuty gleby w doświadczeniach kolumnowych (Poulovassilis i Tzimas, 1975) jak też inne substancje kapilarno-porowate. Ich charakterystyki są podane w tabeli 2. Zawartość ilu w badanych glebach nie przekraczała 60%.

Powietrznie suche, przesiane przez sito 2 mm próbki, nawilżano wodą destylowaną tak, by uzyskać 5 – 8 poziomów wilgotności w przedziale od gleby powietrznie suchej do nasyconej. Przygotowaną próbkę zagęszczano możliwie równomiernie w szklanej zlewce, dodając jej stopniowo małymi porcjami aż do napelnienia zlewki. Średnica próbki (zlewki) wynosiła 6 cm zaś jej wysokość 8 cm (podobnie: 10 cm oraz 15 cm dla próbek "gruboziarnistych", jak wióry drewniane, gleby organiczne nierozłożone, ściółka leśna i innych). Dla każdej z tak przygotowanych próbek oznaczano wilgotność objętościową, θ , gęstość, ρ , oraz względną przenikalność elektryczną, ϵ .

Względną przenikalność elektryczną, ϵ , mierzono przy pomocy miernika reflektometrycznego według oryginalnego rozwiązania opisanego w części 5.4.5 niniejszej rozprawy. Do próbek gleby przesianych przez sito 2 mm stosowano miniczujnik TDR (Malicki *et al.*, 1992), składający się z dwu równoległych, nieizolowanych metalowych prętów (igieł) średnicy 0.8 mm i długości 53 mm rozstawionych na odległość 5 mm, natomiast dla próbek "gruboziarnistych" stosowano czujnik zbudowany z prętów o średnicy 2 mm, długości 100 mm, rozstawionych na odległość 16 mm.

Wilgotność objętościową oraz gęstość próbek oznaczano grawimetrycznie. W celu grawimetrycznego oznaczenia wilgotności objętościowej wspomnianych gruboziarnistych próbek o dużej objętości, zlewkę z próbką ważono a następnie pobierano z niej podpróbkę do grawimetrycznego oznaczenia wilgotności wagowej. Wilgotność objętościową i gęstość liczono wtedy z masy próbki, jej objętości oraz z jej wilgotności wagowej.

Niezależnie od ρ , ϵ , θ , oznaczanych dla każdej indywidualnie nawilżanej próbki, wyznaczano dla każdego z analizowanych materiałów gęstość fazy stałej, ρ_s , zawartość frakcji ilu, pyłu i piasku oraz zawartość węgla organicznego. (Wspomniane oznaczenia wykonywano sukcesywnie w ramach współpracy Zakładu Fizyki Gleby IA PAN w Lublinie z Instytutem Ekologii Technicznego Uniwersytetu w Berlinie oraz z Federalnym Instytutem Ekologii Centrum Technicznego w Zürichu. Stopniowo tworzona w ten sposób baza danych jest wspólną własnością współpracujących stron).

Tabela 2a. Analizowane gleby mineralne (ρ – gęstość gleby, ρ_s – gęstość fazy stałej)

nr	lokalizacja	typ gleby (FAO)	poziom	głębokość cm	ρ g cm ⁻³	ρ_s g cm ⁻³	tekstura % (FAO)			Corg %
							il	pył	piasek	
1	Parana, Brazylia	Haplic Ferrisol	Ah	0-10	1.44	2.62	12	6	82	1.12
2	Parana, Brazylia	Haplic Ferrisol	Bws	120-140	1.55	2.67	18	8	74	0.35
3	Grunewald, Niemcy	Haplic Luvisol	Bt	90-120	1.43	2.53	23	75	2	0.19
4	Grunewald, Niemcy	Haplic Podzol	Bhs	30-45	1.40	2.54	2	10	88	1.93
5	Elba, Italia	Chromic Luvisol	Ah	0-20	1.46	2.63	23	31	46	1.00
6	Elba, Italia	Chromic Luvisol	Bt	150-180	1.54	2.65	34	31	35	0.21
7	Elba, Italia	Luvic Calcisol	Ah	0-20	1.47	2.57	24	26	50	1.17
8	Elba, Italia	Luvic Calcisol	Btk	80-100	1.31	2.53	46	28	26	0.63
9	Werkowice, Polska	Haplic Phaeozem	Ap	0-20	1.26	2.28	46	52	2	3.36
10	Grunewald, Niemcy	Arenic Cambisol	Ach	0-10	1.04	2.55	2	14	84	5.91
11	Grunewald, Niemcy	Arenic Cambisol	Bsw	10-40	1.49	2.60	1	9	90	1.50
12	Grunewald, Niemcy	Arenic Cambisol	Bw	40-60	1.63	2.63	0	2	98	0.67
13	Grunewald, Niemcy	Arenic Cambisol	C	70-120	1.66	2.63	0	2	98	0.00
14	Jabłoń, Polska	Mollie Gleysol	Ah/Ag	0-45	1.26	2.65	40	54	6	1.89
15	Rudnik, Polska	Eutric Cambisol	Btl	30-60	1.22	2.65	58	34	8	0.24
16	Rogoźno, Polska	Orthic Podzol	Bhs	30-60	1.59	2.65	9	5	86	0.09
17	Tarnawka, Polska	Orthic Luvisol	Btl	30-60	1.15	2.65	35	63	2	0.48
18	Grabowiec, Polska	Haplic Phaeozem	Btl	35-50	1.14	2.65	48	47	5	1.08
19	Winzlerboden, Szwajcaria	Luvic Arenosol	A/C	25-60	1.48	2.63	7	9	84	3.30
20	Buchberg, Szwajcaria	Gleyic Luvisol	Ah+(E)B	15-40	1.44	2.62	14	49	37	0.90
21	Abist, Szwajcaria	Gleyic Cambisol	Ah+(E)B+Bv	10-30	1.28	2.62	20	31	49	1.27

Tabela 2b. Analizowane gleby organiczne

nr	lokalizacja	typ gleby (FAO)	poziom	głębokość cm	ρ g cm ⁻³	ρ_s g cm ⁻³	Corg %
22	Berlin, Niemcy	Arenic Cambisol	Ofh	4 - 5	0.37	1.18	37.6
23	Berlin, Niemcy	Toric Histosol	H1	10-20	0.13	1.62	32.8
24	Berlin, Niemcy	Fibric Histosol	H2	40-50	0.43	1.66	41.3
25	Berlin, Niemcy	Fibric Histosol	H1	10-20	0.23	1.57	43.2
26	Berlin, Niemcy	Fibric Histosol	H2	40-50	0.15	1.44	47.1
27	Berlin, Niemcy	Fibric Histosol	H	0-20	0.42	1.95	16.2
28	Berlin, Niemcy	Fibric Histosol	H1	0-20	0.26	1.21	54.8
29	Berlin, Niemcy	Fibric Histosol	H2	50-70	0.58	1.38	48.7
30	Berlin, Niemcy	Cambic Arenosol	O1	+6-8	0.24	0.75	44.0
31	Berlin, Niemcy	Cambic Arenosol	O2	+5-6	0.20	0.70	41.8
32	Berlin, Niemcy	Cambic Arenosol	O3	+3-5	0.36	1.06	38.9
33	Berlin, Niemcy	Cambic Arenosol	O4	+0-3	0.37	1.50	32.2
34	Berlin, Niemcy	Cambic Arenosol	Ah	0-10	0.77	1.63	10.5

Tabela 2c. Mieszanki

składniki wyjściowe

nr	lokalizacja	typ gleby (FAO)	poziom	głębokość cm	ρ g cm ⁻³	ρ_s g cm ⁻³	tekstura % (FAO)		Corg %
35	Ohlendorf, Niemcy	Haplic Luvisol	Bt	60-80	1.46	2.70	23	75	1.42
36	Ohlendorf, Niemcy	Arenic Cambisol	C	70-120	1.63	2.63	0	2	0.00
37	Ohlendorf, Niemcy	Fibric Histosol	H	0-20	0.17	1.40			50.1

mieszanka torfu i lessu (nr 37 i 35)

torf/less		ρ g g ⁻¹	ρ_s g cm ⁻³
nr			
38	2.5/97.5	1.33	2.64
39	05/95	1.18	2.58
40	10/90	0.97	2.47
41	15/85	0.81	2.37
42	20/80	0.65	2.28

mieszanka torfu i piasku (nr 37 i 36)

torf/piasek		ρ g cm ⁻³	ρ_s g cm ⁻³
nr			
43	05/95	1.23	2.55
44	10/90	1.00	2.45
45	15/85	0.76	2.37
46	20/80	0.64	2.27

Tabela 2d. Inne badane materiały kapilarno-porowate (no – nie oznaczono)

nr	material	ρ g cm ⁻³	ρ_s g cm ⁻³	it	tekstura % (FAO) pył	piasek	C _{org} %
47	oczyszczany piasek kwarcowy	1.11	2.65	0	0	100	0.00
48	piasek plażowy	1.72	2.65	0	0	100	0.00
49	piasek budowlany	1.57	2.65	0	1	99	0.00
50	mul wapniowy	0.51	2.04				1.69
51	mul silikatowy	0.48	2.01				19.1
52	ziemia doniczkowa 1	0.31	1.93	no	no	no	26.5
53	ziemia doniczkowa 2	0.32	1.86	no	no	no	30.2
54	ziemia doniczkowa 3	0.37	1.92	no	no	no	21.4
55	ziemia doniczkowa 4, agregaty	0.39	1.97	no	no	no	24.6
56	ziemia doniczkowa 4, mielona	0.51	1.97	no	no	no	24.6
57	kora sosnowa, okruchy	0.30	1.55				40.0
58	kora sosnowa, mielona	0.27	1.55				40.0
59	kora sosnowa kompostowana	0.28	1.53				44.5
60	wióry sosnowe, mielone	0.22	1.47				48.3
61	trociny sosnowe	0.22	1.43				48.3

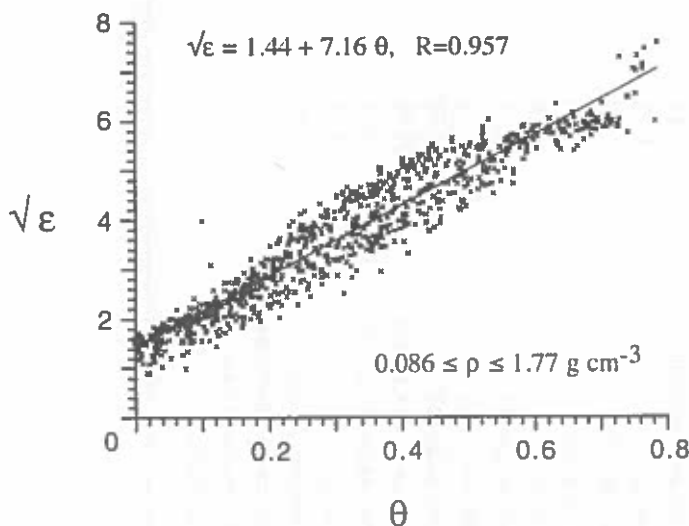
3.5. Wyniki i dyskusja

Rysunek 6 ilustruje zależność współczynnika załamania, $\sqrt{\epsilon}$, od wilgotności objętościowej, θ , dla próbek ze zbioru o szerokim zakresie gęstości $0.086\text{--}1.77\text{ g cm}^{-3}$, opisanych w tabeli 2. Zależność tę wyraża równanie regresji:

$$\sqrt{\epsilon} = 1.44 + 7.16 \theta \quad [27]$$

gdzie θ jest wilgotnością objętościową wyznaczoną grawimetrycznie, zaś $\sqrt{\epsilon}$ jest zmierzony z zastosowaniem TDR. Przekształcając [27] względem θ znajdujemy następującą kalibrację nieznormalizowaną:

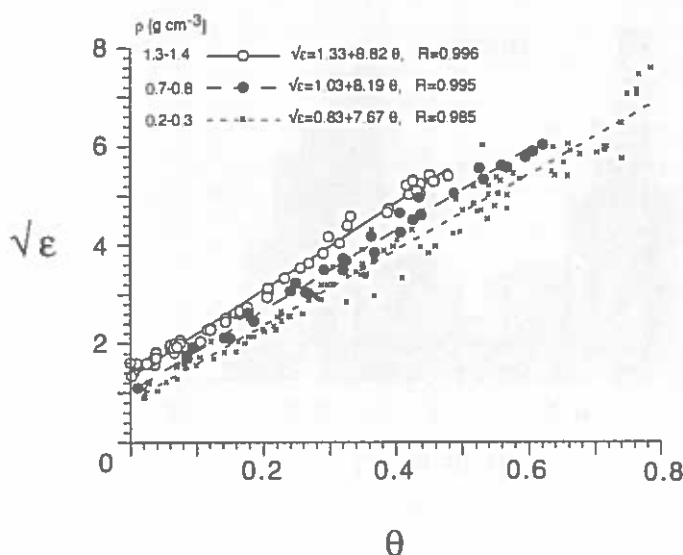
$$\theta_{\text{TDR}} = \frac{\sqrt{\epsilon} - 1.44}{7.16} \quad [28]$$



Rys. 6. Zależność współczynnika załamania fal elektromagnetycznych, $\sqrt{\epsilon}$, od wilgotności objętościowej, θ , dla próbek ze zbioru o zakresie gęstości $0.086\text{--}1.77\text{ g cm}^{-3}$.

Dla uwidocznienia wpływu gęstości gleby na parametry kalibracji znaleziono regresję $\sqrt{\epsilon}(\theta)$ dla trzech, wyraźnie różniących się gęstością podzbiorów próbek (nr 2, 7 i 13 w tabeli 3). Rysunek 7 pokazuje zależność współczynnika załamania, $\sqrt{\epsilon}$, od wilgotności

objętościowej, θ , dla próbek o gęstościach leżących w trzech przedziałach: 0.2–0.3, 0.7–0.8 oraz 1.3–1.4 g cm⁻³. Widać, że zarówno wyraz wolny jak i nachylenie rosną z gęstością, ρ . Pojawia się zatem potrzeba eliminacji (korekty) wpływu fazy stałej na przenikalność elektryczną gleby, co ma kluczowe znaczenie w aspekcie uwolnienia dielektrycznych pomiarów wilgotności od konieczności ich indywidualnej, tzn. osobnej dla każdej z gleb, kalibracji typu $\theta(\sqrt{\epsilon})$. Podjęte w tym kierunku badania miały na celu znalezienie kalibracji znormalizowanej, wiążącej θ , ϵ oraz ρ , co pozwoliłoby na eliminację wpływu gęstości, ρ , na dielektryczny pomiar objętościowej wilgotności gleby, θ , drogą jej uwzględnienia.



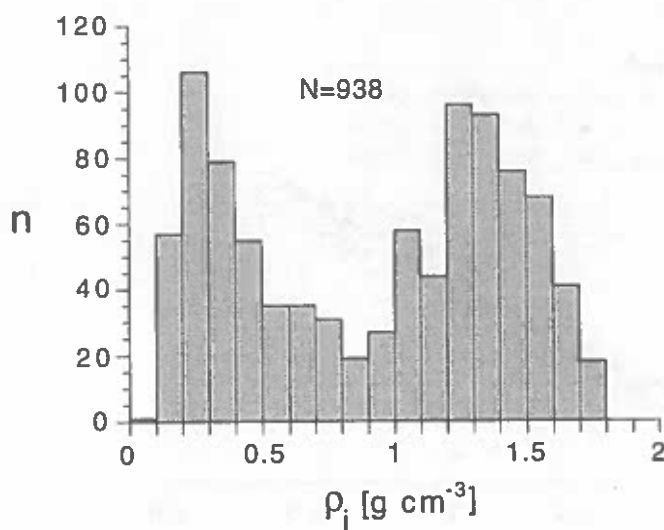
Rys. 7. Ilustracja wpływu gęstości próbki, ρ , na parametry regresji liniowej $\sqrt{\epsilon}(\theta)$.

3.6. Normalizacja kalibracji dielektrycznych pomiarów wilgotności z zastosowaniem TDR

Zbiór 938 trójek danych (ϵ, θ, ρ) dotyczących 61 próbek gleb i innych materiałów kapilarno-porowatych (scharakteryzowanych w tabeli 2) uporządkowano według rosnącej gęstości, ρ , i podzielono na podzbiory według poniższego kryterium:

$$n \leq \rho < n+0.1, \text{ gdzie } n = 0.1, 0.2, 0.3, \dots, 1.8 \text{ g cm}^{-3} \quad [29]$$

Histogram z rysunku 8 ilustruje rozkład gęstości w omawianym zbiorze. By zwiększyć populację próbek o gęstościach z przedziału $0.6\text{--}1.2\text{ g cm}^{-3}$, dzielącego wartości charakterystyczne dla gleb organicznych i mineralnych, zbiór ten został uzupełniony o mieszaniny torfu i lessu oraz torfu i piasku (próbki wyjściowe są opisane w tabeli 2c pod numerami: 35 – less, 36 – piasek oraz 37 – torf, zaś ich mieszaniny pod numerami 38–46).



Rys. 8. Rozkład gęstości, $n(\rho)$, analizowanych próbek, gdzie n – liczebność podzbioru.

Dla każdego z 17 wydzielonych podzbiorów gęstości ρ_j (gdzie $j = 1, \dots, 17$) znaleziono równanie regresji liniowej (tzn. kalibrację):

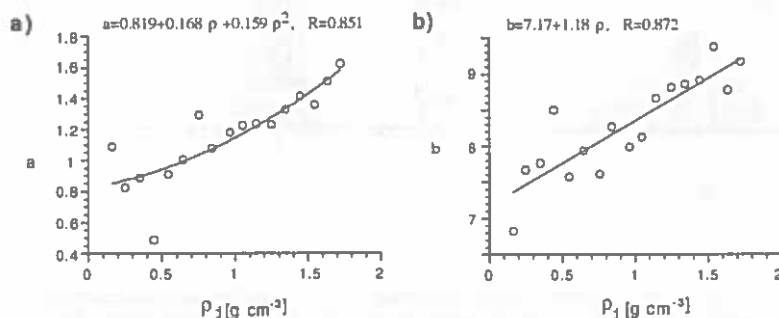
$$\sqrt{\varepsilon(\rho_j)} = a + b \theta \quad [30]$$

gdzie a oznacza wyraz wolny zaś b nachylenie prostej. Parametry tych równań zebrano w tabeli 3. Trzecia kolumna tabeli zawiera średnie wartości gęstości próbek z danego przedziału. Kolumny 4 i 5 zawierają parametry a oraz b znalezionych kalibracji.

Tabela 3. Zależność parametrów regresji liniowej $\sqrt{\epsilon(\theta)}$ od gęstości gleby, ρ .
a – wyraz wolny, b – nachylenie, R – współczynnik korelacji, n – liczebność podzbioru.

nr	przedział gęstości	gęstość średnia	a	b	R	n
1	$0.1 \leq \rho < 0.2$	0.16	1.09	6.83	0.993	57
2	$0.2 \leq \rho < 0.3$	0.25	0.83	7.67	0.985	106
3	$0.3 \leq \rho < 0.4$	0.35	0.89	7.76	0.990	79
4	$0.4 \leq \rho < 0.5$	0.44	0.49	8.50	0.978	55
5	$0.5 \leq \rho < 0.6$	0.55	0.91	7.57	0.991	35
6	$0.6 \leq \rho < 0.7$	0.65	1.00	7.93	0.996	35
7	$0.7 \leq \rho < 0.8$	0.76	1.03	8.19	0.995	31
8	$0.8 \leq \rho < 0.9$	0.84	1.08	8.27	0.998	18
9	$0.9 \leq \rho < 1.0$	0.96	1.18	7.99	0.992	28
10	$1.0 \leq \rho < 1.1$	1.05	1.22	8.13	0.994	58
11	$1.1 \leq \rho < 1.2$	1.14	1.24	8.66	0.995	44
12	$1.2 \leq \rho < 1.3$	1.25	1.23	8.81	0.991	92
13	$1.3 \leq \rho < 1.4$	1.35	1.33	8.82	0.996	92
14	$1.4 \leq \rho < 1.5$	1.45	1.41	8.91	0.993	81
15	$1.5 \leq \rho < 1.6$	1.55	1.36	9.37	0.987	68
16	$1.6 \leq \rho < 1.7$	1.63	1.51	8.78	0.990	41
17	$1.7 \leq \rho < 1.8$	1.73	1.62	9.17	0.987	18

Widać, że zarówno wyraz wolny, a, jak i nachylenie, b, rosną z gęstością gleby, ρ . Rysunek 9a i b ilustruje te zależności. W oparciu o dane z tabeli 3 znaleziono parametry



Rys. 9. Wpływ gęstości próbki, ρ , na wyraz wolny, a, oraz nachylenie, b, regresji liniowej $\sqrt{\epsilon(\theta)}$.

równań regresji $a(\rho)$ oraz $b(\rho)$:

$$a = 0.819 + 0.168 \rho + 0.159 \rho^2 \quad [31]$$

$$b = 7.17 + 1.18 \rho \quad [32]$$

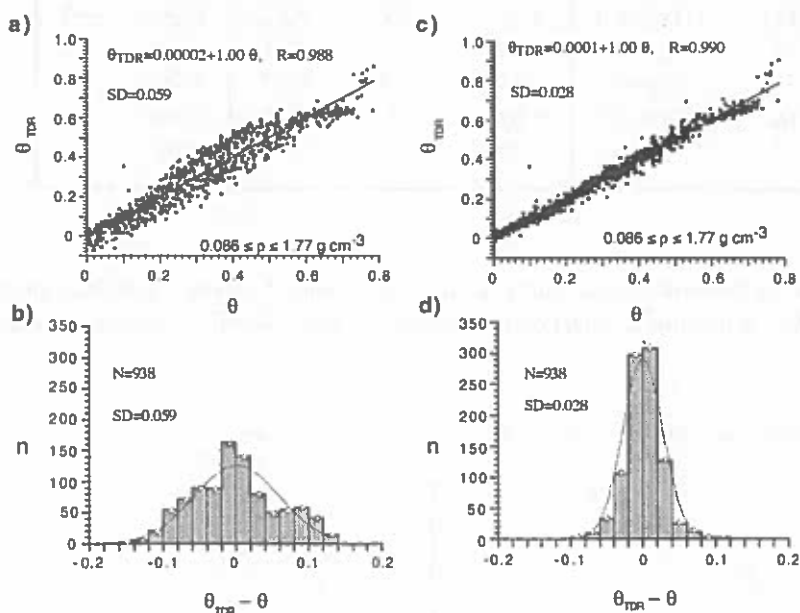
Podstawiając [31] i [32] do [30] otrzymujemy:

$$\sqrt{\epsilon}(\theta, \rho) = 0.819 + 0.168 \rho + 0.159 \rho^2 + (7.17 + 1.18 \rho) \theta \quad [33]$$

Przekształcając [33] względem θ otrzymujemy znormalizowaną kalibrację dielektrycznych pomiarów wilgotności objętościowej gleby, θ_{TDR} :

$$\theta_{\text{TDR}} = \frac{\sqrt{\epsilon}(\theta, \rho) - 0.819 - 0.168 \rho - 0.159 \rho^2}{7.17 + 1.18 \rho} \quad [34]$$

gdzie $\sqrt{\epsilon}(\theta, \rho)$ jest wielkością zmierzoną z zastosowaniem TDR.



Rys. 10. Porównanie dielektrycznych pomiarów wilgotności próbek, θ_{TDR} , z wynikami grawimetrycznymi, θ . a) – pomiary θ_{TDR} z zastosowaniem kalibracji nieznormalizowanej [28], b) – histogram błędów pomiarów nieznormalizowanych, c) – pomiary θ_{TDR} z zastosowaniem kalibracji znormalizowanej [34], d) – histogram błędów pomiarów znormalizowanych. SD – odchylenie standardowe. Wpasowane w histogramy krzywe są funkcjami Gaussa rozkładu normalnego.

Rysunek 10a ilustruje porównanie z wynikami grawimetrycznymi, θ , dielektrycznych pomiarów wilgotności próbek, θ_{TDR} , z zastosowaniem kalibracji nieznormalizowanej [28] (tzn. z zaniedbaniem wpływu stałej fazy gleby na wynik) zaś rysunek 10c z zastosowaniem kalibracji znormalizowanej [34] (z uwzględnieniem wpływu gęstości fazy stałej). Dla obu przypadków z osobna analizowano zbiory odchyleń $\theta_{TDR} - \theta$. Znalezione wartości odchyleń standardowych, SD, (wpisane w rysunek) wskazują, że normalizacja kalibracji podwaja precyzję pomiaru.

Należy zauważyć, że ponieważ gęstość gleby, ρ , jest poprzez gęstość fazy stałej, ρ_s , liniowo związana z jej porowatością, η :

$$\eta = 1 - \frac{\rho}{\rho_s} \quad [35]$$

wpływ porowatości na wyniki dielektrycznych oznaczeń wilgotności gleby powinien być równie wyraźny jak wpływ gęstości. By uwzględnić wpływ porowatości gleby w dielektrycznych pomiarach wilgotności gleby, zbiór 938 trójek danych (ϵ, θ, η) podzielono na podzbiory przypisane klasom porowatości wydzielonym według kryterium:

$$k \leq \eta \leq k+0.05, \text{ gdzie } k = 0.30, 0.35, 0.40, \dots, 0.95 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3} \quad [36]$$

Po zastosowaniu procedury takiej samej jak opisana wyżej dla znalezienia wpływu gęstości, otrzymano następującą formułę kalibracji znormalizowanej:

$$\theta = \frac{\sqrt{\epsilon(\theta, \eta) - 3.47 + 6.22 \eta - 3.82 \eta^2}}{7.01 + 6.89 \eta - 7.83 \eta^2} \quad [37]$$

W wyniku zastosowania powyższej kalibracji do korekty wpływu fazy stałej na dielektryczne pomiary wilgotności gleby z zastosowaniem TDR, otrzymano następujące równanie regresji $\theta_{TDR}(\theta)$:

$$\theta_{TDR} = -0.0021 + 1.00 \theta, \quad R = 0.990, \text{ SD} = 0.028 \quad [38]$$

gdzie θ jest wilgotnością objętościową oznaczoną grawimetrycznie. Duża zgodność parametrów regresji [38] z regresją z rysunku 10c sugeruje, że kalibracja znormalizowana [37] uwzględniająca porowatość gleby, η , może być stosowana alternatywnie z kalibracją znormalizowaną [34] uwzględniającą gęstość gleby, ρ . Biorąc jednak pod uwagę, że gęstość jest najłatwiejszym do wyznaczenia parametrem gleby, korekta wpływu gęstości

na dielektryczne pomiary wilgotności wydaje się być bardziej praktyczna niż korekta wpływu porowatości.

3.7. Czułość kalibracji dielektrycznych (TDR) pomiarów wilgotności na zmiany gęstości gleby

Analiza pochodnej $\partial\theta/\partial\rho$ policzonej z [34] prowadzi do praktycznego wniosku, że zmiana gęstości o 0.1 g cm^{-3} powoduje błąd pomiaru wilgotności około $0.004\text{--}0.014$. Wartość ta zależy zarówno od gęstości jak i od wilgotności gleby i jest największa dla gleb o małej gęstości przy dużej ich wilgotności. Wynika stąd, że stosowanie, jak jest to obecnie powszechnie przyjęte, nieznormalizowanej kalibracji wyznaczonej empirycznie dla gleb mineralnych o gęstościach około 1.3 g cm^{-3} (Malicki, 1990a; Malicki i Skierucha, 1989; Topp *et al.*, 1980) do gleb o gęstościach z zakresu $0.086\text{--}1.77 \text{ g cm}^{-3}$ może spowodować błąd pomiaru leżący w granicach od -0.15 do $+0.05$.

3.8. Wnioski etapowe

1. Stała faza gleby znacząco wpływa poprzez gęstość (a więc i porowatość) na wyniki dielektrycznego pomiaru jej wilgotności. Wahania gęstości gleby wokół wartości przy której wyznaczono kalibrację nieznormalizowaną powodują błąd, $\Delta\theta_{\text{TDR}}$, dielektrycznych pomiarów wilgotności około $0.004 < \Delta\theta_{\text{TDR}} < 0.014$ na każdą 0.1 g cm^{-3} odchylenia gęstości, zależnie od gęstości i wilgotności gleby.

2. Wpływ stałej fazy gleby na dielektryczne pomiary jej wilgotności można zredukować stosując kalibrację znormalizowaną, tzn. uwzględniając gęstość (albo porowatość) gleby w formule kalibracji.

3. Stosowanie kalibracji znormalizowanej podwaja precyzję dielektrycznych pomiarów wilgotności gleby.

4. By poprawić precyzję nieznormalizowanych archiwalnych zapisów przestrzenno-czasowej zmienności wilgotności gleby (gdzie wilgotność policzono dowolną empiryczną kalibracją nieznormalizowaną), można, po uzupełnieniu tych zapisów o odnośne wartości gęstości (albo porowatości) gleby, znormalizować je.

4. INTERPRETACJA ELEKTRYCZNEJ KONDUKTYWNOŚCI ORAZ ELEKTRYCZNEJ PRZENIKALNOŚCI GLEBY W KATEGORIACH JEJ ZASOLENIA

4.1. Wstęp

Zasolenie gleby definiowane jako koncentracja soli w wodzie glebowej (zwanej dalej **elektrolitem**) w gramach (sumarycznej zawartości) soli na litr wody albo w gramach soli na gram gleby, jest wielkością trudną, a *in situ* niemożliwą, do wyznaczenia. Z tego powodu określa się je we względnych kategoriach łatwiejszej do wyznaczenia elektrycznej **konduktywności Elektrolitu, ekE**, której wartość jest w warunkach praktycznych liniowo zależna od koncentracji soli i której znajomość wystarcza zarówno dla celów teoretycznych, jak wgląd w migrację soli czy ocena tolerancji uprawy na zasolenie gleby oraz aplikacyjnych, jak kontrola przemywania profilu gleby w celu utrzymania zasolenia poniżej poziomu krytycznego (James *et al.*, 1982). Tak więc, **zasolenie gleby** jest mierzone **elektryczną konduktywnością elektrolitu, (ekE)**, w glebie i jest w jednostkach elektrycznej konduktywności, $S\ m^{-1}$, wyrażane. Należy podkreślić, że tożsamość **zasolenie $\equiv$ elektryczna konduktywność** przyjęto stosować w literaturze przedmiotu zarówno w odniesieniu do elektrolitu w glebie (wody glebowej) jak i do gleby. W niniejszym opracowaniu termin zasolenie będzie oznaczał wyłącznie elektryczną konduktywność **elektrolitu**.

Pomiar zasolenia (tzn. ekE) nie został dotychczas rozwiązany zadowalająco. Stosowane metody (Dasberg i Nadler, 1988; James *et al.*, 1982) można podzielić na cztery grupy:

1 – metody ekstrakcyjne laboratoryjne – oparte o pomiar elektrycznej konduktywności ekstraktu z pasty glebowej, otrzymywanej w *laboratorium* przez zmieszanie, w określonych proporcjach, próbki gleby z wodą,

2 – metody ekstrakcyjne polowe – oparte o pomiar ekE wyekstrahowanego *in situ*, przy pomocy trwale zainstalowanego w profilu gleby sącza, w ilości wystarczającej do pomiaru standardowym konduktometrem,

3 – metody elektrooporowe pośrednie – oparte o pomiar *in situ* elektrycznej oporności trwale zainstalowanego w profilu gleby "błoczek" kapilarno-porowatego o porach drobnych dostatecznie, by pozostawał on nasycony elektrolitem w pełnym zakresie zmian kapilarnej wilgotności gleby, co, w ustalonej temperaturze, czyni wartość ekE w błoczku zależną tylko od koncentracji soli, jednakowej, w warunkach równowagi, z koncentracją soli w glebie,

4 – metody elektrooporowe bezpośrednie – oparte o pomiar elektrycznej konduktywności Gleby, ekG, wyznaczonej z pomiaru elektrycznej oporności układu elektrodygleba (UEG), której wartość, w danej temperaturze jest, jednakże, poza ekE, warunkowana również **wilgotnością gleby** oraz właściwościami jej fazy stałej (Gupta i Hanks, 1972; Loon van *et al.*, 1991; Malicki, 1978; Nadler i Frenkel, 1980; Rhoades *et al.*, 1989).

Z powodów wymienionych wcześniej, za perspektywiczne uważa się tylko te metody, które pozwalają na **jednoznaczne przetwarzanie *in situ* zasolenia** (tzn. ekE), lub wielkości nim warunkowanych, na proporcjonalny **sygnał elektryczny**, przy czym warunkiem koniecznym jest aby prędkość reakcji stosowanego czujnika nie była mniejsza od prędkości zmian zasolenia.

Powyższe wymagania eliminują metody z grupy pierwszej (nieprzydatne *in situ*), drugiej i trzeciej (niedostateczna prędkość reakcji).

Metody z grupy czwartej oparte o pomiar ekG nie spełniają, poza wąskim przedziałem wysokich wilgotności bliskich pełnej pojemności wodnej, warunku jednoznaczności przetwarzania sygnału, również ze względu na wpływ innych niż wilgotność, wspomnianych wyżej czynników zakłócających.

Tak więc, ponieważ żadna ze stosowanych metod nie spełnia wszystkich wymagań jednocześnie, poszukuje się rozwiązania częściowego. W takim kontekście perspektywnym wydaje się rozwijanie metod z grupy czwartej, gdyż odczyt ekG jest natychmiastowy i łatwy do realizacji *in situ*, zaś względnie stabilne właściwości stałej fazy gleby oraz wpływ temperatury (Matsui, 1976) można empirycznie uwzględnić.

Warunkiem realizacji pomiaru zasolenia w oparciu o pomiar ekG pozostaje zatem uwzględnienie wpływu na jej wartość wilgotności gleby, θ . Można ten problem pokonać przeliczając $ekG(\theta)$ na zasolenie gleby, ekE , w oparciu o empiryczną, specyficzną dla każdego poziomu genetycznego danej gleby, rodzinę kalibracji (formuł przetwarzania) występującego między nimi związku, sporządzoną dla pełnego zakresu uwilgotnień. Ten sposób, poza pojedynczymi przypadkami, nie znalazł zastosowania *in situ* ze względu na czas ważności wspomnianej kalibracji zbyt krótki by usprawiedliwiać nakład potrzebnej do jej wykonania pracy.

W praktyce przyjęto rozwiązanie częściowe, mierząc ekG tylko przy wilgotnościach bliskich jej pełnej pojemności wodnej, gdzie wpływ zmian wilgotności jest już pomijalny (Rhoades, 1984). Jednakże wilgotności bliskie pełnej pojemności wodnej gleby rzadko mają miejsce, co ogranicza przydatność tego rozwiązania.

Ponieważ elektryczny pomiar zasolenia gleby *in situ* powinien być niezależny od wilgotności, nasuwa się wniosek, że należy go oprzeć o więcej niż jedną (ekG) wielkości, podobnie warunkowanych wilgotnością gleby, θ , a różnie jej zasoleniem, ekE . Przesłanką metodyczną może tu być spostrzeżenie, że zasolenie, ekE , dominująco warunkuje zależność $ekG(\theta)$ (Loon van *et al.*, 1991; Nadler i Frenkel, 1980; Rhoades *et al.*, 1976), podczas gdy jego wpływ (przy występujących praktycznie w polu wartościach rzędu 1 S m^{-1}) na zależność pomiędzy elektryczną przenikalnością gleby a jej wilgotnością, $\epsilon(\theta)$, jest pomijalny (Topp *et al.*, 1980). Uwzględniając powyższe oraz biorąc pod uwagę podobieństwo funkcji $\epsilon(\theta)$ oraz $ekG(\theta)$ (Rys. 11), założono, że stosunek ich nachyleń przy danej wilgotności nie powinien silnie zależeć od wilgotności. Powinien on, jednakże, wyraźnie zależeć od zasolenia gleby. Opierając się na powyższym założeniu podjęto próbę interpretacji w kategoriach zasolenia gleby, ekE , jej konduktywności

elektrycznej, $ekG(\theta_i)$, oraz przenikalności elektrycznej, $\epsilon(\theta_i)$, mierzonych przy tej samej wilgotności, θ_i , w jej szerszym, niż tylko w pobliżu pełnej pojemności wodnej, zakresie.

4.2. Materiał i metoda

Materiał do badań (tabela 2a, wiersze: 19, 20, 21 oraz 2d, wiersze: 47, 48) pochodził z następujących utworów: piasek słabo gliniasty, utwór pyłowy zwykły oraz glina pylasta. Badaniami objęto również piasek z dna rzeki oraz oczyszczony piasek kwarcowy z plaży nadmorskiej, ponieważ materiały takie są, ze względu na ich zaniedbywalną pojemność sorpcyjną oraz stabilne uziarnienie łatwo odtwarzalne w doświadczeniach kolumnowych (Gilham *et al.*, 1976; Poulouvassilis i Tzimas, 1975).

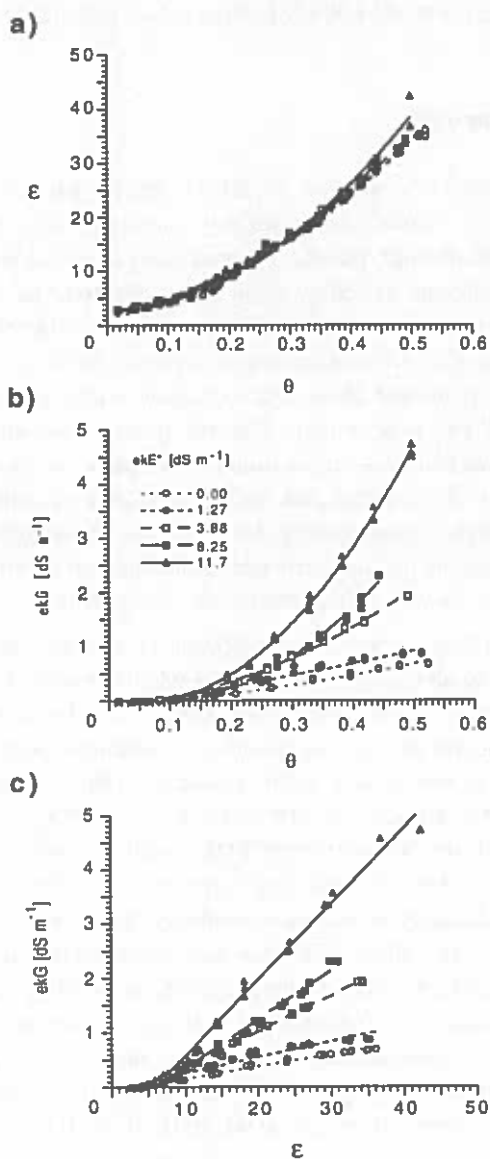
Suche powietrznie, przesiane przez sito o oczkach 2 mm, próbki były nawilżane roztworem KCl o określonej koncentracji. Chlorek potasu stosowano ze względu na umiarkowaną tendencję wchodzenia jego kationu w kompleks sorpcyjny (Turski *et al.*, 1980). Próbkę nawilżano w 5–8 dozach, tak, by ich wynikowe wilgotności rozkładały się w zakresie od wilgotności higroskopowej do nasycenia. Nawilżona do określonego poziomu próbka była następnie możliwie równomiernie, małymi porcjami, upakowywana w zlewce (średnicy 60 mm i wysokości 80 mm) aż do jej wypelnienia.

Po doprowadzeniu przygotowanych w ten sposób próbek do temperatury $20 \pm 2^\circ\text{C}$ mierzono ich elektryczną konduktywność, ekG oraz względną przenikalność elektryczną, ϵ , z zastosowaniem technologii TDR (patrz 5.4) która, poza pomiarem ϵ , umożliwia jednoczesny pomiar ekG tym samym czujnikiem i z tej samej objętości próbki (Dalton *et al.*, 1984; Dalton i Van Genuchten, 1986; Dasberg i Dalton, 1985; Gardner *et al.*, 1991; Loon van *et al.*, 1990; Nadler *et al.*, 1991; Topp *et al.*, 1988).

Zastosowano miernik reflektometryczny TDR według oryginalnego rozwiązania opisanego w częściach 5.4.3–5.4.5 niniejszej rozprawy. Stosowano miniczujnik TDR (Malicki *et al.*, 1992), składający się z dwu równoległych, nieizolowanych metalowych prętów (igieł) średnicy 0.8 mm i długości 53 mm rozstawionych na odległość 5 mm.

Zlewkę z wilgotną próbką ważono i pobierano z niej podpróbkę do grawimetrycznego oznaczenia wilgotności wagowej, co pozwalało wyliczać wilgotność objętościową oraz gęstość badanej próbki z niewielkim ubytkiem jej materiału. Opisaną procedurę powtarzano z zastosowaniem kolejnego, co do koncentracji, roztworu KCl. Stosowano roztwory o następujących koncentracjach: 0.00, 0.01, 0.03, 0.07 i 0.10 mol l^{-1} . Ich elektryczne konduktywności, ekE^* , wynosiły (w 20°C) odpowiednio: 0.00, 1.27, 4.88, 8.25 oraz 11.7 dS m^{-1} .

Ekstremalne gęstości, przyjęte przez próbki w wyniku ich upakowywania w zlewce, były następujące: 1.04–1.28 g cm^{-3} dla kwarcu, 1.26–1.49 g cm^{-3} dla piasku rzeczego, 1.34–1.58 g cm^{-3} dla piasku gliniastego, 1.32–1.65 g cm^{-3} dla pyłu oraz 1.11–1.56 g cm^{-3} dla gliny pylastej.



Rys.11. Wpływ elektrycznej konduktywności roztworu nawilżającego, ekE^* , na elektryczne charakterystyki wilgotnej gleby na przykładzie gliny pylastej Abist. a) – zależność przenikalności elektrycznej, ϵ , od wilgotności, θ . b) – zależność elektrycznej konduktywności gleby, ekG , od jej wilgotności, θ . c) – zależność pomiędzy konduktywnością ekG , a przenikalnością elektryczną, ϵ . Należy zauważyć, że dla $\epsilon > 6$ można dla funkcji $ekG(\epsilon)$ zastosować model liniowy. Widać, że nachylenie tej funkcji rośnie ze wzrostem ekE^* .

4.3. Wyniki i dyskusja

Analizowano wpływ elektrycznej konduktywności, ekE^* , stosowanego do nawilżania próbek roztworu KCl na elektryczną przenikalność, ϵ , oraz elektryczną konduktywność, ekG , badanych gleb. Wyniki, pokazane na rysunku 11a i b wykazują pomijalny wpływ zasolenia gleby na jej przenikalność elektryczną przy wyraźnym jego oddziaływaniu na elektryczną konduktywność gleby. Biorąc pod uwagę podobieństwo postaci funkcji $\epsilon(\theta)$ oraz $ekG(\theta)$ postawiono hipotezę, że stosunek ich pochodnych:

$$\frac{\frac{\partial ekG}{\partial \theta}}{\frac{\partial \epsilon}{\partial \theta}} = \frac{\partial ekG}{\partial \epsilon} = f(ekE) \quad [39]$$

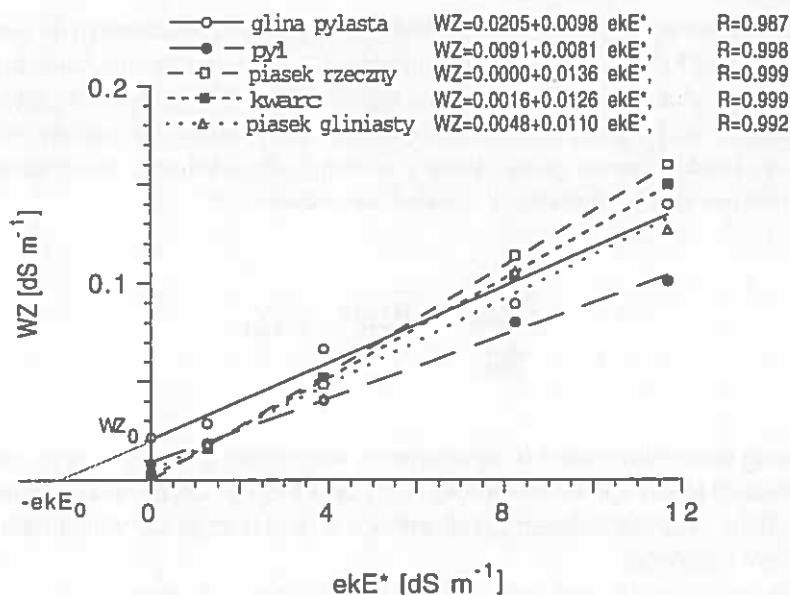
jest, przy tej samej wilgotności θ , niezależną od wilgotności gleby funkcją jej zasolenia, $f(ekE)$. Znaczy to, że wartość pochodnej $\partial ekG / \partial \epsilon$ powinna zależeć od koncentracji soli w elektrolicie, zaś od koncentracji elektrolitu w glebie (tzn. od wilgotności gleby) powinna być niezależna.

Otrzymane wyniki częściowo potwierdzają tę hipotezę. Rysunek 11c pokazuje związek pomiędzy względną przenikalnością elektryczną gleby, ϵ , a jej elektryczną konduktywnością, ekG , dla różnych ekE^* stosowanego do nawilżania próbek. Uogólniając, można stwierdzić, że związek jest liniowy dla $\epsilon > 6$. Należy zauważyć, że jak oczekiwano, w zakresie wartości $\epsilon > 6$, dzięki liniowości funkcji $ekG(\epsilon)$ jej nachylenie (pochodna) nie zależy od elektrycznej przenikalności gleby, ϵ , a więc i od jej wilgotności, θ . Nachylenie tej funkcji jest, jednakże, liniowo zależne od ekE^* nawilżającego glebę, a więc i od zasolenia gleby, ekE . Założono zatem, że w ograniczonym zakresie wilgotności pochodna:

$$WZ = \frac{\partial ekG}{\partial \epsilon} \quad [40]$$

może być dla danej gleby miarą jej względnego zasolenia, możliwego do wyznaczenia z jednoczesnych pomiarów *in situ* elektrycznej konduktywności oraz elektrycznej przenikalności gleby. Wielkość tą nazwano Wskaźnikiem Zasolenia, WZ.

Rysunek 12 ilustruje zależność wskaźnika zasolenia, WZ, od ekE^* stosowanego do nawilżania próbek gleby. Można zauważyć, że dla $ekE^* = 0$, tzn. dla próbek nawilżanych wodą destylowaną, WZ posiada pewną, większą od zera, wartość początkową WZ_0 . Można przyjąć, że wynika ona z większej, w takich warunkach, od zera elektrycznej konduktywności elektrolitu, powodowanej przechodzeniem z gleby do roztworu głównie soli rezydualnych. Tę inicjalną wartość elektrycznej konduktywności elektrolitu, ekE_0 ,



Rys. 12. Zależność wskaźnika zasolenia, WZ, badanych gleb od elektrycznej konduktywności, ekE^* , roztworu KCl stosowanego do ich nawilżania. Na przykładzie gliny pylastej pokazano ekstrapolację funkcji $WZ(ekE^*)$ do punktu o współrzędnych $-ekE_0, 0$. Z trójkąta o wierzchołkach $ekE_0, 0, WZ_0$ można znaleźć początkową wartość zasolenia $ekE_0 = WZ_0/b$, gdzie b jest nachyleniem ekstrapolowanej prostej.

występującą po nawilżeniu gleby wodą destylowaną, można znaleźć przez ekstrapolację funkcji $WZ(ekE^*)$ do punktu o współrzędnych: $WZ=0, ekE^* = -ekE_0$, jak pokazano na rysunku 12:

$$ekE_0 = \frac{WZ_0}{b} \quad [41]$$

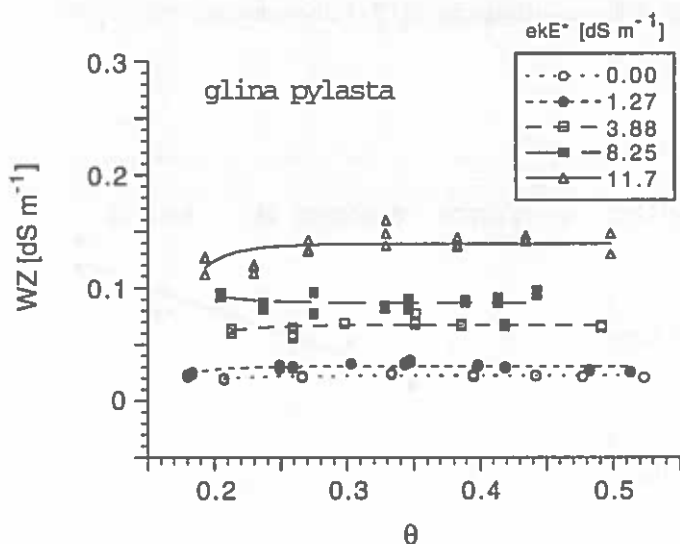
gdzie $b = \partial WZ / \partial ekE^*$ jest nachyleniem odnośnej funkcji $WZ(ekE^*)$. Wynika stąd, że ustalająca się podczas preparowania próbek ekE jest zawsze o wartość ekE_0 większa od ekE^* nawilżającego próbkę:

$$ekE = ekE^* + ekE_0 = ekE_r \quad [42]$$

i wydaje się stanowić wartość elektrycznej konduktywności Elektrolitu glebowego rzeczywistą, ekE_r .

Znaleziono, że dla badanych gleb mineralnych proste $ekG(\epsilon)_{ekE^*}$ z rysunku 11c zbiegają się w punkcie o współrzędnych $ekG' \approx 0.08$, $\epsilon' \approx 6.2$. Tak więc, w kategoriach praktycznych, wskaźnik zasolenia, WZ, można policzyć następująco:

$$WZ = \frac{\partial ekG}{\partial \epsilon} \approx \frac{\Delta ekG}{\Delta \epsilon} = \frac{ekG - ekG'}{\epsilon - \epsilon'} = \frac{ekG - 0.08}{\epsilon - 6.2} \quad [43]$$



Rys. 13. Zależność wskaźnika zasolenia, WZ, liczonego według [43], od wilgotności gleby, θ , oraz od ekE^* nawilżającego próbki. Widać, że WZ jest praktycznie niezależny od wilgotności powyżej 0.2.

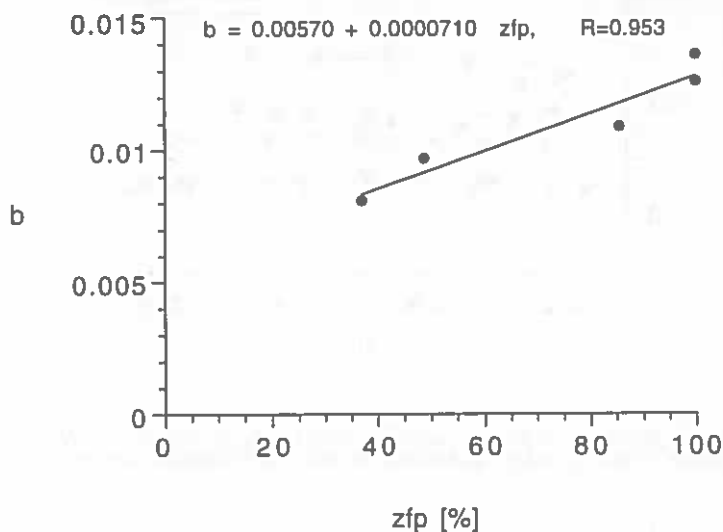
Dla każdej z par $[ekG(\theta), \epsilon(\theta)]_{ekE^*}$, zmierzonych przy różnych wilgotnościach, θ , regulowanych nawilżaniem roztworem KCl o określonej ekE^* , policzono, zgodnie z [43], wartości $WZ(\theta, ekE^*)$. Następnie wartości te aproksymowano zgodnie z funkcją o arbitralnie założonej postaci:

$$y = a + bx^n \quad [44]$$

pasując do każdego z otrzymanych zbiorów $WZ(\theta)_{ekE^*}$ następujący związek:

$$WZ(\theta, ekE^*) = a(ekE^*) + b\theta^{-9} \approx a(ekE^*) = \underline{WZ}(ekE^*) \quad [45] \\ \theta > 0.2$$

gdzie $\underline{WZ}$ oznacza aproksymowaną, w przedziale $\theta > 0.2$, wartość WZ. Rysunek 13 ilustruje związek pomiędzy wskaźnikiem zasolenia, WZ, i wilgotnością, θ , badanych gleb na przykładzie gliny pylastej Abist. Widać, że dla $\theta > 0.2$ wartość WZ ustala się na pewnym, warunkowanym ekE^* poziomie $a(ekE^*)$, przy czym poziom ten jest praktycznie niezależny od wilgotności, ponieważ składnik $b\theta^{-9}$ przyjmuje wtedy pomijalnie małą wartość. Z rysunku 13 widać, że wpływ wilgotności na wskaźnik zasolenia, WZ, jest dla wilgotności większych od około 0.2 zaniedbywalny, podczas gdy elektryczna konduktywność elektrolitu nawilżającego, ekE^* , wpływa na jego wartość znacząco.



Rys. 14. Zależność nachylenia, b , prostej regresji $WZ(ekE^*)$ dla badanych gleb z rysunku 12 od zawartości frakcji piasku, zfp .

Zauważono, że nachylenie b funkcji $WZ(ekE^*)$ z rysunku 12 zależy od uziarnienia (tekstury) gleby. Rysunek 14 ilustruje związek nachylenia, b , z zawartością w glebie frakcji piasku, zfp , wyrażający się prostą o równaniu:

$$b = 0.00570 + 0.0000710 \text{ zfp} \quad [46]$$

Tak więc, jeśli znana jest zawartość frakcji piasku w glebie, zfp, to dla tutaj diskutowanych, bezstrukturalnych próbek gleb, można ze wskaźnika zasolenia policzyć (będące jego b-l krotnością) zasolenie (ekE) gleby:

$$ekE = \frac{WZ}{b} = \frac{WZ}{0.00570 + 0.0000710 \text{ zfp}} \quad [47]$$

gdzie zfp jest wyrażona w %. Podstawiając WZ zgodnie z [43], otrzymuje się empiryczną formułę do wyliczania bezwzględnego (tzn. w jednostkach ekE) zasolenie gleby z jednoczesnych pomiarów jej elektrycznej konduktywności oraz przenikalności:

$$ekE = \frac{ekG - 0.08}{(\varepsilon - 6.2)(0.00570 + 0.0000710 \text{ zfp})} \quad [48]$$

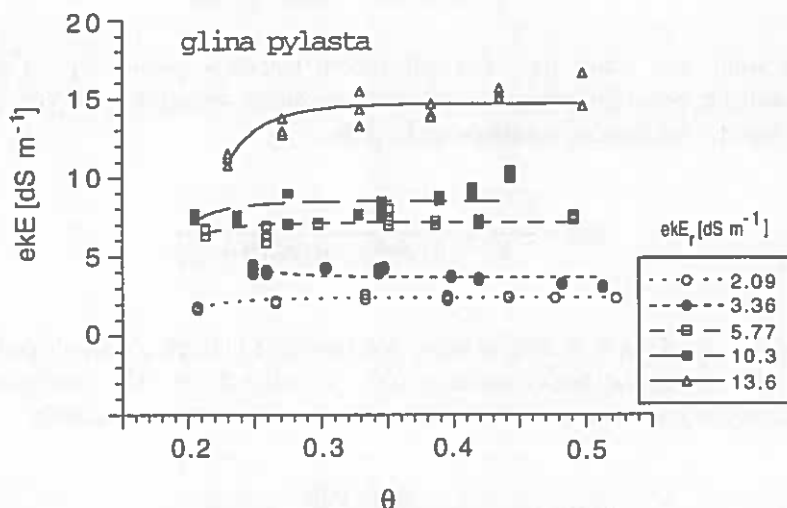
Wspomniane wcześniej zbiory par $[ekG(\theta), \varepsilon(\theta)]_{ekE^*}$, znalezione dla każdej z badanych gleb przy każdej ze stosowanych koncentracji nawilżającego roztworu KCl, przeliczono zgodnie z [48] na zbiory zasolenia $ekE(\theta, ekE^*)$. Następnie, jak poprzednio w odniesieniu do $WZ(\theta, ekE^*)$, wartości te aproksymowano zgodnie z [44], pasując do każdego ze znalezionych zbiorów $ekE(\theta, ekE^*)$ następującą funkcję:

$$ekE(\theta, ekE^*) = c(ekE^*) + d\theta^{-9} \approx c(ekE^*) = \underline{ekE}(ekE^*) \quad [49]$$

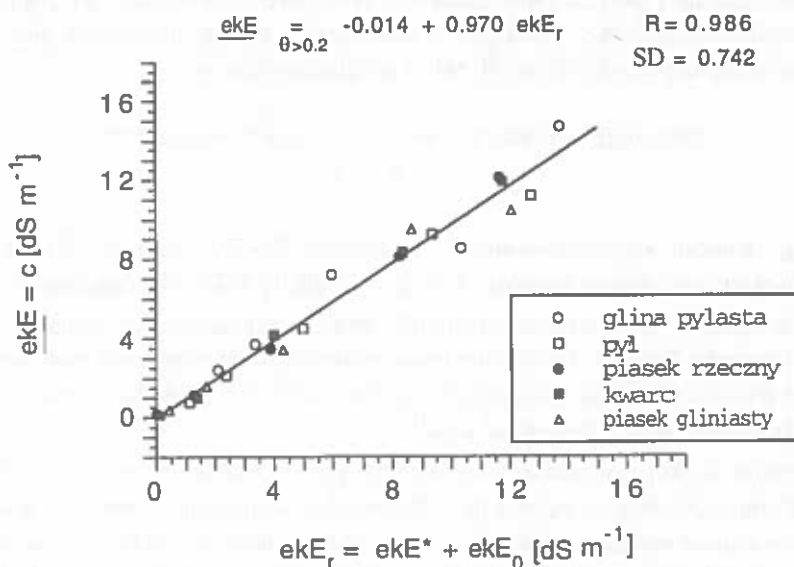
$$\theta > 0.2$$

gdzie $\underline{ekE}$ oznacza aproksymowaną, w przedziale $\theta > 0.2$, wartość ekE. Wyniki aproksymacji są pokazane na rysunku 15. Widać, że dla $\theta > 0.2$ wartość $\underline{ekE}$ ustala się na pewnym określonym poziomie równym $c(ekE^*)$ ponieważ składnik $d\theta^{-9}$ przyjmuje wtedy pomijalną wartość. Rysunek 16 ilustruje porównanie, dla poszczególnych gleb, wartości $\underline{ekE} = c$ z rysunku 15 (aproksymowanych zgodnie z [49]) z wartościami rzeczywistego zasolenia tych gleb, ekE_r policzonymi z [42].

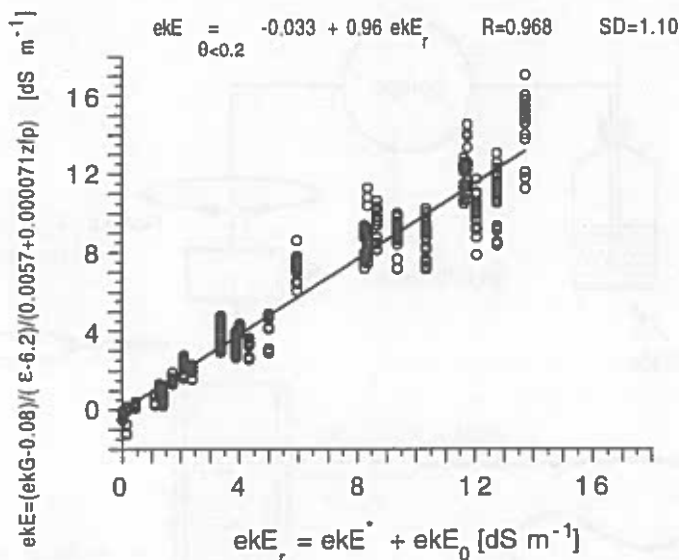
Wyliczone z [48] wartości zasolenia gleby, ekE, porównano z jego wartościami rzeczywistymi, ekE_r , znalezionymi z [42]. Porównanie to ilustruje rysunek 17, gdzie, by zobrazować rozrzut wyników, pokazano poszczególne wartości zbioru ekE wyliczone, zgodnie z [48], z każdej pary $[ekG(\theta), \varepsilon(\theta)]_{ekE^*}$, osobno. Wydaje się, że uzyskana korelacja obydwu zmiennych może wystarczać w zastosowaniach praktycznych (patrz 4.4).



Rys. 15. Zależność zasolenia, ekE , gleby od jej wilgotności, θ , liczonego, zgodnie z [48], z zfp oraz z ekG i ε zmierzonych przy różnych wartościach zasolenia rzeczywistego, ekE_r . Widać, że znaleziona ekE jest od wilgotności powyżej 0.2 praktycznie niezależna. Wpasowane krzywe funkcji $ekE(\theta, ekE_r)$ przyjmują w swej płaskiej części, zgodnie z równaniem [49], wartość $c(ekE_r)$.



Rys. 16. Porównanie wartości zasolenia $ekE = c$ z rysunku 15 aproksymowanych zgodnie z [49], z zasoleniem rzeczywistym, ekE_r , dla poszczególnych gleb. SD jest odchyleniem standardowym.



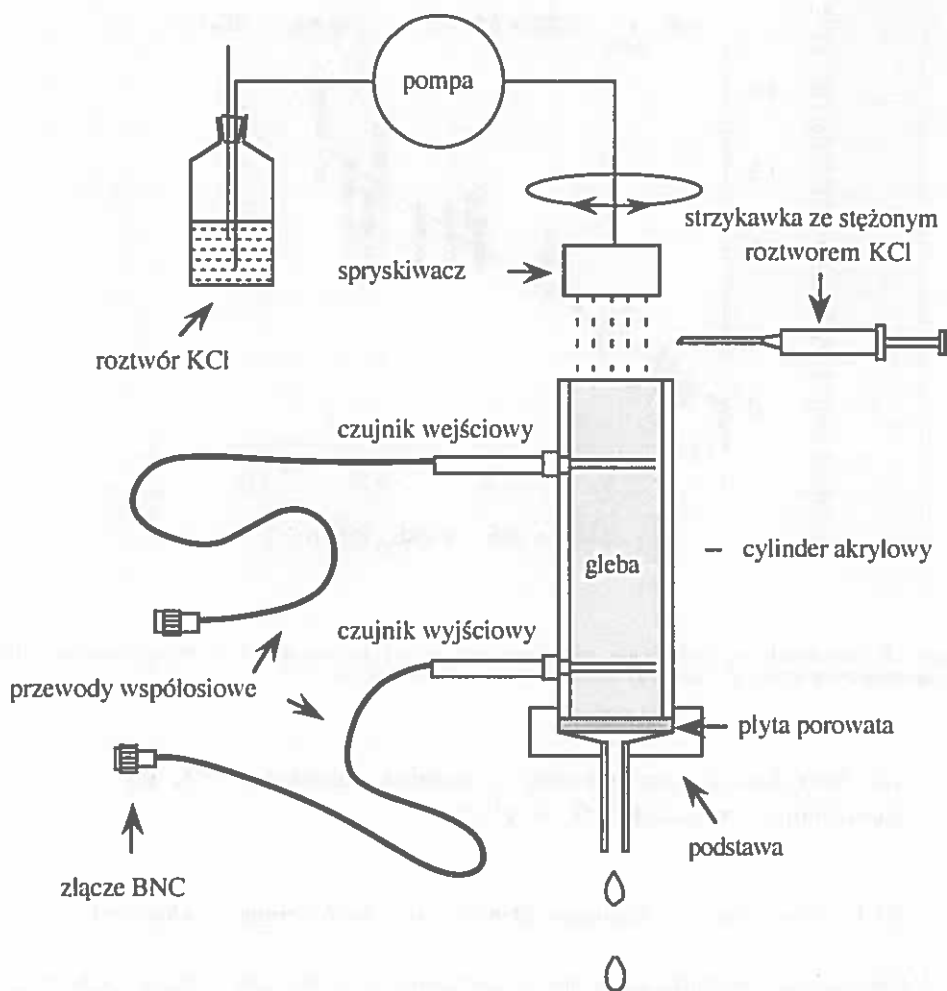
Rys. 17. Porównanie zasolenia, ekE , poszczególnych próbek badanych gleb liczonego według [48] z zasoleniem rzeczywistym, ekE_r . SD jest odchyleniem standardowym.

4.4. Weryfikacja przydatności wskaźnika zasolenia, WZ, do monitoringu migracji soli w glebie

4.4.1. Stanowisko z kolumną glebową do monitoringu ruchu soli

Przydatność wskaźnika zasolenia do monitoringu migracji soli w glebie sprawdzono w eksperymencie z kolumną glebową, rejestrując względne zmiany profilu jej zasolenia w czasie. Zaburzano lokalnie, na wejściu do kolumny, gęstość stacjonarnego strumienia soli i monitorowano jego powrót do równowagi, rejestrując zmienność czasową ekG oraz ϵ w dwu, odległych, punktach kolumny. Zarejestrowane wyniki przeliczano następnie na wartości wskaźnika zasolenia, WZ, a po uwzględnieniu zawartości frakcji piasku, zfp , również na wartości zasolenia, ekE .

Rysunek 18 ilustruje omawiany eksperyment. Pionowy cylinder wykonany z rury akrylowej (o średnicy wewnętrznej 6 cm, grubości ścianki 0.4 cm i wysokości 18 cm) z dnem zamkniętym porowatą płytką ceramiczną, wypełniono piaskiem kwarcowym (nr 47 w tabeli 2d), wybranym ze względu na jego zaniedbywalną pojemność sorpcyjną oraz odporność na zmiany uziarnienia w warunkach przepływu. W ścianie cylindra wykonano



Rys. 18. Stanowisko eksperymentalne do rejestracji ruchu soli w glebie. Roztwór chlorku potasu przemywa glebę ze stałą wydajnością. Dwa czujniki TDR zainstalowane w górnej i dolnej części kolumny glebowej umożliwiają pomiary przenikalności oraz konduktywności elektrycznej na wejściu i wyjściu strumienia. Wypłniona stężonym roztworem soli strzykawka umożliwia generację impulsu zasolenia na wejściu kolumny.

otwory z gwintem M8 (zaślepiane na czas formowania kolumny). W każdym z otworów zainstalowano wspomniany wcześniej miniczujnik TDR (Malicki *et al.*, 1992), składający się z dwu równoległych, nieizolowanych metalowych prętów (igieł) średnicy 0.8 mm i długości 53 mm rozstawionych na odległość 5 mm.

Jeden z nich, nazwany "wejściowym", znajdował się 4 cm, a drugi, "wyjściowy", 14.5 cm poniżej powierzchni piasku. Obydwa czujniki były zaopatrzone w metrowej długości przewody współosiowe służące do ich łączenia z miernikiem (patrz 5.4).

Wspomagana przez pompkę perystaltyczną butla Mariotte'a zasilala roztworem KCl spryskiwacz ze stabilizowaną wydajnością, wyregulowaną na wartość około $0.133 \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$ tak, aby wilgotność w poziomie czujnika wejściowego wynosiła około 0.2. By zapewnić równomierne zraszanie powierzchni piasku, roztwór był podawany przez kilkadziesiąt igieł od strzykawki, równomiernie rozmieszczonych w dnie walcowego pojemnika spryskiwacza zaś spryskiwacz (napędzany silniczkiem ze zwrotną przekładnią) wykonywał w poziomie niepełne obroty.

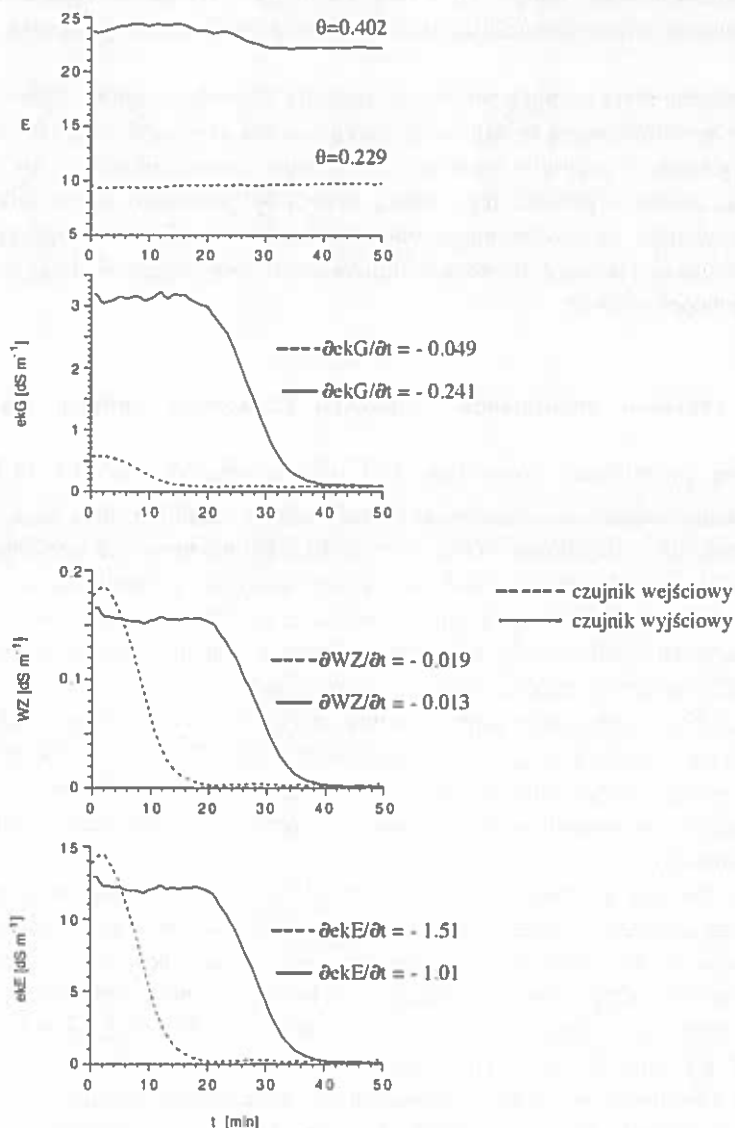
4.4.2. Przykład monitoringu propagacji krokowego impulsu zasolenia

Kolumnę przemywano roztworem KCl o koncentracji 0.12 mol l^{-1} (13.5 dS m^{-1} w 20°C), aż do ustalenia się równowagi przepływu (do ustabilizowania się ϵ oraz ekG czytanych z obydwu czujników). Wtedy roztwór KCl był momentalnie zamieniany wodą destylowaną i przemywanie, z zachowaną, wydajnością, kontynuowano. Od tego momentu, aż do ustalenia się nowej równowagi, co 30 s rejestrowano z obydwu czujników naprzemiennie odczyty ekG oraz ϵ . Zebrane dane przeliczano według [43] na wartości WZ, a następnie, zgodnie z [48], na wartości ekE .

Rysunek 19 ilustruje czasowo-przestrzenną zmienność ϵ , ekG , WZ oraz ekE . Płaskie odcinki krzywych opisują stacjonarny przepływ roztworu. Wartość zasolenia w stanie ustalonym występującego tutaj przepływu bezźródłowego jest jednakowa w obydwu monitorowanych poziomach profilu kolumny (przepływa je taki sam strumień tego samego elektrolitu).

Strome odcinki krzywych opisują nieustalony przepływ soli w jego stanie przejściowym pomiędzy równowagą początkową i końcową procesu. Rozmycie frontu zasolenia, wywoływane dyfuzyjnym oraz mechanicznym (turbulencyjnym) mieszaniem się elektrolitu z wodą, rośnie z czasem, a więc jest większe w poziomie wyjściowym.

W związku z powyższym nasuwają się kryteria adekwatności, którym dowolna wielkość X wybrana do monitoringu przestrzenno-czasowej zmienności zasolenia powinna, w warunkach opisywanego eksperymentu, odpowiadać; powinna ona, w stanie ustalonym przepływu, mieć w każdym poziomie kolumny jednakową, niezmienną w czasie wartość (t. zn. musi ona spełniać warunki: $\partial X/\partial z=0$ oraz $\partial X/\partial t=0$) natomiast w stanie nieustalonym jej wartość powinna się zmieniać w poziomie wyjściowym wolniej niż w wejściowym (tzn. $\partial X/\partial t_{wy} < \partial X/\partial t_{we}$). Widać, że w odróżnieniu od ekG , wskaźnik zasolenia, WZ, jak również wyznaczane na jego podstawie zasolenie $ekE=WZ/b$ (gdzie $ekE=ekE^*$, gdyż na skutek przemywania $ekE_0 \approx 0$) są bliskie tym kryteriom.



Rys. 19. Zapisy w czasie, t , zmian przenikalności elektrycznej, ϵ , elektrycznej konduktywności gleby, ekG , wskaźnika zasolenia, WZ , oraz zasolenia gleby (elektrycznej konduktywności elektrolitu w glebie), ekE , ilustrujące przebieg opisanego eksperymentu z krokową zmianą koncentracji roztworu KCl przemywającego kolumnę z rysunku 18. Widać, że funkcja $WZ(t)$ spełnia warunki sprawdzianu ponieważ jej wartości są, w stanie ustalonym przepływu, w obydwu badanych poziomach (dla obydwu czujników) praktycznie jednakowe zaś jej nachylenie, $\partial WZ/\partial t$, w stanie nieustalonym, jest mniejsze w poziomie wyjściowym kolumny (dla czujnika wyjściowego). Powyższe dotyczy również funkcji $ekE(t)$ (dyskutowane tu wartości pochodnych: $\partial ekG/\partial t$, $\partial WZ/\partial t$ oraz $\partial ekE/\partial t$ dotyczą zbocza w połowie amplitudy impulsu koncentracji).

Należy zauważyć, że dyskutowany tu eksperyment z krokowym impulsem zasolenia pozwala znaleźć (wyznaczane wcześniej z zawartości frakcji piasku) nachylenie b:

$$b = \frac{\partial WZ}{\partial ekE^*} = \frac{\Delta WZ}{\Delta ekE^*} = \frac{WZ(13.5) - WZ(0.00)}{13.5} = \frac{0.166}{13.5} = 0.0123 \quad [50]$$

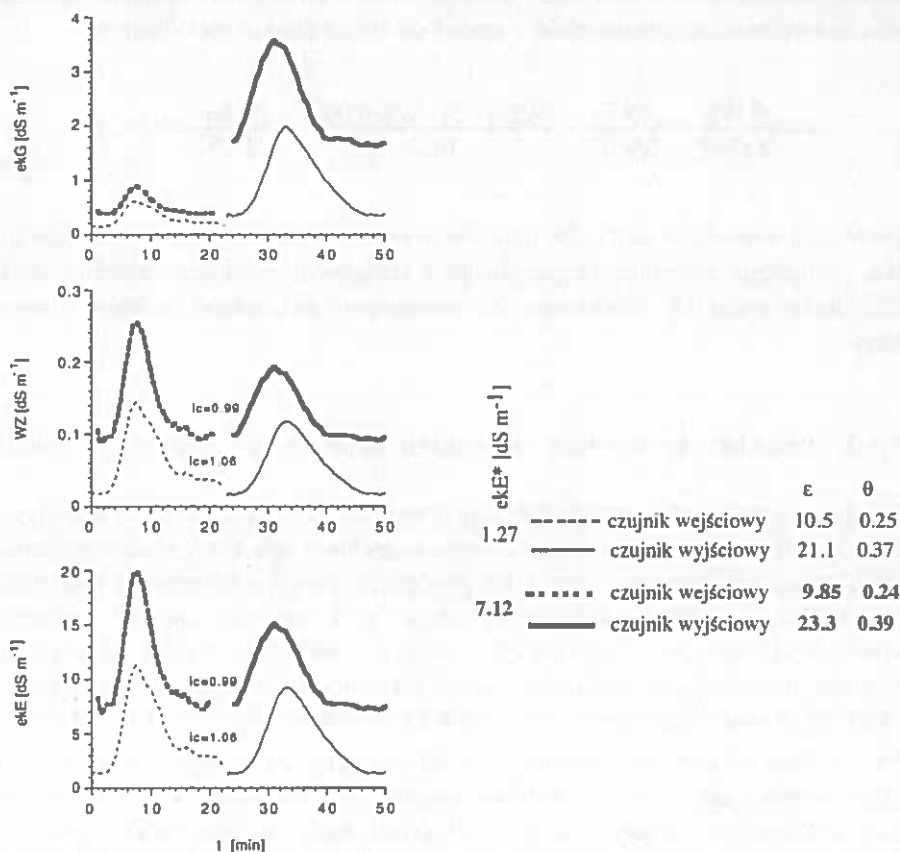
co jest bliskie wartości $b = 0.0128$ policzonej z zfp, zgodnie z [46]. Z powyższego wynika, że opisana procedura eksperymentu z krokowym impulsem zasolenia może posłużyć do kalibracji (tzn. przeliczania WZ na zasolenie, ekE) eksperymentów o innym przebiegu.

4.4.3. Przykład monitoringu propagacji szpilkowego impulsu zasolenia

Przeprowadzono serię podobnych eksperymentów, rejestrując krzywe przepływu opisujące przemieszczanie się frontu zasolenia w glebie względem wybranego punktu odniesienia (ang. *breakthrough curves*). Jak poprzednio, piasek w kolumnie przemywano roztworem KCl o określonej koncentracji dotąd, aż ϵ oraz ekG czytane z obydwu czujników, wejściowego i wyjściowego, osiągnęły stabilne wartości. Wtedy, nie przerywając przemywania, możliwie szybko i równomiernie zraszano strzykawką powierzchnię piasku "znakującym" roztworem KCl o koncentracji 1 mol l^{-1} (102 dS m^{-1} w 20°C) w ilości 1.5 cm^3 . Jak poprzednio, co 30 s odczytywano z obydwu czujników na przemian wartości ekG oraz ϵ , aż do ich ustalenia się. Uzyskane w ten sposób, dla każdego z czujników, zbiory $ekG(t)$ i $\epsilon(t)$ przeliczano na zapisy $WZ(t)$ oraz, po uwzględnieniu zawartości frakcji piasku, zfp, na zapisy $ekE(t)$. Eksperyment powtarzano dla różnych roztworów przemywających o koncentracjach z przedziału $0.00\text{--}0.07 \text{ mol l}^{-1}$ ($0.00\text{--}8.25 \text{ dS m}^{-1}$ w 20°C).

Jeśli przepływ jest bezźródłowy (nie zachodzi akumulacja lub deakumulacja soli w profilu gleby) a czas trwania eksperymentu, t_1 , jest wystarczający do wymycia roztworu znakującego poza kolumnę, to roztwór znakujący przepływa przez dowolnie wybrany poziom kolumny w różnym, na skutek rozmycia, czasie ale w tej samej ilości. Zatem pola powierzchni pod wejściową i wyjściową krzywą przepływu powinny być jednakowe. Można zatem zaproponować dla dyskutowanych tu krzywych przepływu następujący sprawdzian interpretowalności zmiennej w kategoriach zasolenia gleby:

$$\frac{d}{dz} \int_{t_0}^{t_1} X(ekE) dt = 0 \quad [51]$$



Rys. 20. Przykład propagacji szpilkowego impulsu zasolenia w kolumnie z rysunku 18, zapisanego w kategoriach elektrycznej konduktywności gleby, ekG , wskaźnika zasolenia, WZ oraz zasolenia gleby (elektrycznej konduktywności elektrolitu w glebie), ekE , dla dwu roztworów przemywających o $ekE^*=1.27$ oraz 7.12 dS m^{-1} . Widać, że funkcja $WZ(t)$ spełnia warunki sprawdzianu, gdyż ilorazy całek przepływu, ic , są bliskie jedności. Powyższe dotyczy również funkcji $ekE(t)$.

gdzie $X(ekE)$ oznacza dowolną wielkość o wartości warunkowanej elektryczną konduktywności elektrolitu glebowego, ekE . Wynika stąd, że iloraz całek, ic , odnoszących się do krzywych przepływu zarejestrowanych z obydwu czujników powinien być, w takim przypadku, równy jedności:

$$ic = \int_{t_0}^{t_1} X(ekE)_{we} dt \bigg/ \int_{t_0}^{t_1} X(ekE)_{wy} dt = 1$$

[52]

Rysunek 20 ilustruje zapisane w omówiony sposób impulsy $ekG(t)$, $WZ(t)$ oraz $ekE(t)$, które występują na odpowiednich tłach wynikających z wartości ekE^* zastosowanego do przemywania kolumny. Widać, że zapis $ekG(t)$ jest do interpretacji w kategoriach migracji soli nieprzydatny, gdyż zależy on nie tylko od elektrycznej konduktywności elektrolitu, ekE , ale również od jego zawartości w glebie, czyli od jej wilgotności, θ . Widać, że mniejsza, w poziomie czujnika wejściowego, wilgotność próbki powoduje, iż zobrażony w postaci krzywej przepływu $ekG(t)$ wejściowy impuls zasolenia jest tutaj niższy od wyjściowego, chociaż powinno być odwrotnie, jak to ma miejsce w odniesieniu do zapisów $WZ(t)$ oraz $ekE(t)$. Również tło (wartość inicjalna) tych impulsów powinno, dla danej koncentracji roztworu przemywającego, być jednakowe, co dla krzywej $ekG(t)$ nie zachodzi.

Z rysunku 20 widać, że ilorazy całek, ic , dla krzywych przepływu $WZ(t)$ oraz $ekE(t)$ są bliskie jedności. Wartości ic otrzymane w serii pięciu takich eksperymentów, z zastosowaniem różnie stężonych roztworów przemywających, wynosiły: 0.99, 1.05, 0.77, 0.91 i 1.06. Wydają się one dostatecznie bliskie jedności by uwiarygodnić wskaźnik zasolenia, WZ , jako miarę względnego zasolenia gleby. Ponieważ WZ jest wprost proporcjonalny do zasolenia gleby, ekE , które, z kolei, jest wprost proporcjonalne do koncentracji soli w glebie, to można przypuszczać, że dyskutowane tu wartości ilorazu całek dla krzywych przepływu wyrażonych w kategoriach absolutnych, tzn. w jednostkach koncentracji KCl (w mol l^{-1}) i/albo masy KCl (w g), są takie same jak dla krzywych przepływu wyrażonych w kategoriach WZ i/albo ekE .

4.5. Wnioski etapowe

1. Z elektrycznej konduktywności oraz elektrycznej przenikalności gleby, zmierzonych jednocześnie można ocenić **względne** zasolenie gleby, jeśli jej wilgotność objętościowa przekracza wartość 0.2.
2. Wskaźnikiem względnych zmian zasolenia może być nachylenie prostej regresji pomiędzy elektryczną konduktywnością i przenikalnością gleby dla wilgotności objętościowej nie mniejszej niż 0.2.
3. W oparciu o wskaźnik zasolenia i o zawartość frakcji piasku można wyznaczyć **bezwzględną** wartość zasolenia gleby (tzn. elektryczną konduktywność obecnego w niej elektrolitu).

5. ROZWIĄZANIA METODYCZNE I ICH REALIZACJE TECHNICZNE

5.1. Mostek o zmiennym ilorazie ramion do wyznaczania rezystywno-pojemnościowej impedancji polaryzacji elektrochemicznej

5.1.1. Spis oznaczeń

C_V [F] – pojemność dekadowego kondensatora porównawczego w impedancji porównawczej Z_V , równoległa do oporności porównawczej R_V

C_V^i [F] – rezydualna pojemność wyzerowanego kondensatora porównawczego

C_V^s [F] – rozproszona pojemność impedancji porównawczej Z_V

C_m [F] – pojemnościowa składowa mierzonej impedancji Z_m

C_X [F] – pojemnościowa składowa impedancji pomiarowego ramienia Z_X mostka, równa
 $C_m + C_X^i + C_X^s$

C_X^i [F] – pojemność współosiowego przewodu łączącego naczynie pomiarowe UEG z ramieniem pomiarowym Z_X mostka

C_N^s, C_n^s [F] – pojemności rozproszone ramion ilorazowych Z_N oraz Z_n mostka

F – współczynnik równy ilorazowi impedancji Z_N/Z_n ramion ilorazowych

R_V [Ω] – pojemność dekadowego rezystora porównawczego w impedancji porównawczej Z_V , równoległa do pojemności porównawczej C_V

R_X [Ω] – rezystywna składowa mierzonej impedancji Z_m

Z_V [Ω] – impedancja porównawcza

Z_m [Ω] – impedancja mierzona

Z_X [Ω] – impedancja pomiarowego ramienia mostka

Z_N, Z_n [Ω] – impedancje ramion ilorazowych

C_N, C_n [F] – pojemnościowe składowe impedancji ramion ilorazowych Z_N oraz Z_n

R_N, R_n [Ω] – rezystywne składowe impedancji ramion ilorazowych Z_N oraz Z_n

5.1.2. Wprowadzenie

Wartości rezystywnej oraz pojemnościowej składowej impedancji polaryzacji elektrochemicznej zmieniają się z częstotliwością płynącego przez nią prądu o wiele rzędów wielkości (Cole i Curtis, 1937; Feates *et al.*, 1956; Luder, 1940; Malicki, 1978).

Mostek do kompensacyjnych pomiarów impedancji umożliwia niezależne wyznaczanie składowej rezystywnej oraz pojemnościowej tej impedancji. Typowy mostek impedancji o ilorazie impedancji ramion 1:1 (tzn. którego ramiona mają jednakowe impedancje) ogranicza od dołu pasmo częstotliwości stosowanego napięcia pobudzającego do wartości rzędu 10^1 Hz. Ograniczenie to wynika z dużych wartości pseudopojemności kontaktowej UEG, która może przy częstotliwościach niższych od 10^1 Hz osiągać wartość rzędu 10^{10} pF cm⁻² (Conway, 1965; Shedlowsky, 1930; Thirsk i Harrison, 1972). Równoważenie mostka dla tak dużych pojemności elektrycznych wymaga stosowania kondensatora regulowanego (w sposób ciągły) w zakresie pojemności 10^{-1} – 10^{10} pF. Spełnienie warunku równowagi mostka wymagałoby zatem stosowania dekady kondensatorów o pojemności maksymalnej rzędu 10^{10} pF, która miałaby pomijalną stratność oraz rozsądne rozmiary (i cenę). By ominąć te wymagania, opracowano i skonstruowano mostkowy miernik impedancji o zmiennym ilorazie ramion. Parametry mostka były następujące:

- zakres częstotliwości sinusoidalnego napięcia zasilania: $5 \cdot 10^{-1}$ – 10^5 Hz,
- zakres pomiaru oporności: 10^0 – 10^{10} Ω ,
- zakres pomiaru pojemności: 10^{-1} – 10^{10} pF.

5.1.3. Zasada działania mostka

Admitancję, Y , złożoną z równolegle połączonych kondensatora, C , oraz opornika, R , można wyrazić następująco:

$$Y = \frac{1}{Z} = \frac{1}{R} + j\omega C \quad [53]$$

gdzie $\omega = 2\pi f$ zaś f jest częstotliwością płynącego przez nią prądu. Stąd impedancja, Z , wynosi:

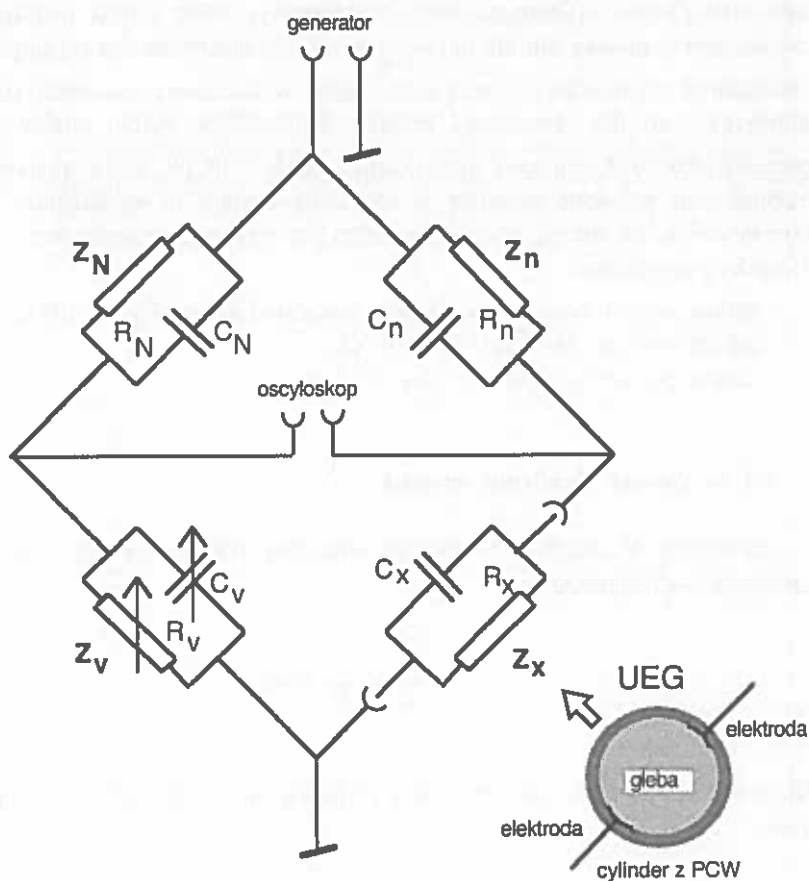
$$Z = \frac{R(1 - j\omega RC)}{1 + (\omega RC)^2} \quad [54]$$

Tangens kąta impedancji, $\operatorname{tg} \gamma$, wyraża się stosunkiem jej części urojonej, $\operatorname{Im} Z$, do rzeczywistej, $\operatorname{Re} Z$ i wynosi:

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\operatorname{Im} Z}{\operatorname{Re} Z} = \omega RC$$

[55]

Przyjmijmy, że mierzona impedancja Z_X składa się z opornika R_X i kondensatora C_X połączonych równolegle. Rozważmy mostek impedancji z rysunku 21, zawierający regulowany wzorzec impedancji, Z_V , złożony z regulowanego opornika, R_V , oraz



Rys. 21. Zasada działania mostka do kompensacyjnych pomiarów impedancji rezystywno-pojemnościowej.

regulowanego kondensatora, C_V , połączonych równolegle. Przyjmijmy, że iloraz impedancji ramion mostka, F , zdefiniowany jako:

$$F = \frac{Z_N}{Z_n} \quad [56]$$

jest liczbą rzeczywistą. Gdy mostek jest w równowadze, wtedy:

$$\frac{Z_N}{Z_V} = \frac{Z_n}{Z_x} \quad [57]$$

oraz:

$$\operatorname{tg} \gamma_V = \operatorname{tg} \gamma_x \quad [58]$$

Wychodząc z [56] i [57] otrzymujemy:

$$Z_V = F Z_x \quad [59]$$

Rozpisując [59] zgodnie z [54] otrzymujemy:

$$\frac{R_V(1 - j\omega R_V C_V)}{1 + (\omega R_V C_V)^2} = F \frac{R_x(1 - j\omega R_x C_x)}{1 + (\omega R_x C_x)^2} \quad [60]$$

skąd, na mocy [55] i [58]:

$$R_V = F R_x \quad [61]$$

Rozwijając [55] zgodnie z [58] otrzymujemy:

$$\omega R_V C_V = \omega R_x C_x \quad [62]$$

skąd, po podstawieniu [61] wynika, że:

$$C_V = \frac{1}{F} C_X$$

[63]

Z [63] widać, że wartość pojemności wzorca, C_V , wymagana dla zrównoważenia mostka jest F razy mniejsza od pojemności równoważonej, C_X . Na przykład: przy ilorazie impedancji ramion mostka $F=1000$, pojemność wzorca, C_V , wymagana dla zrównoważenia pojemnościowej składowej, C_X impedancji Z_X , jest 1000 razy mniejsza niż przy $F = 1$. W ten sposób, stosując dostępny kondensator dekadowy $10 \times 1 \mu F$ można mierzyć C_X do wartości $10000 \mu F$. Oporność opornika wzorcowego, R_V , musi być wtedy 1000 razy większa niż dla $F=1$, jak wynika z [61], nie stanowi to jednak problemu, ponieważ duże wartości pseudopojemności kontaktowej występują w warunkach w których odnośna oporność R_X przyjmuje względnie małe wartości.

5.1.4. Konstrukcja mostka

Rysunek 22 przedstawia ideowy schemat mostka. Generator zasila mostek napięciem sinusoidalnym o częstotliwości regulowanej w zakresie: $5 \cdot 10^{-1} - 10^5 \text{ Hz}$. Napięcie niezrównoważenia z przekątnej sygnałowej mostka zasila symetrycznie podłączony wzmacniacz instrumentalny, WI, o wysokiej oporności wejściowej, którego asymetryczne wyjście jest dołączone do gniazda oscyloskopu służącego jako wskaźnik równowagi mostka.

Ramiona mostka o zmiennym ilorazie (Z_N i Z_n na rysunku 21) zawierają dwa identyczne zestawy impedancji: $Z_A, \dots, Z_E$, oraz $Z_a, \dots, Z_e$, związanych ze sobą następująco:

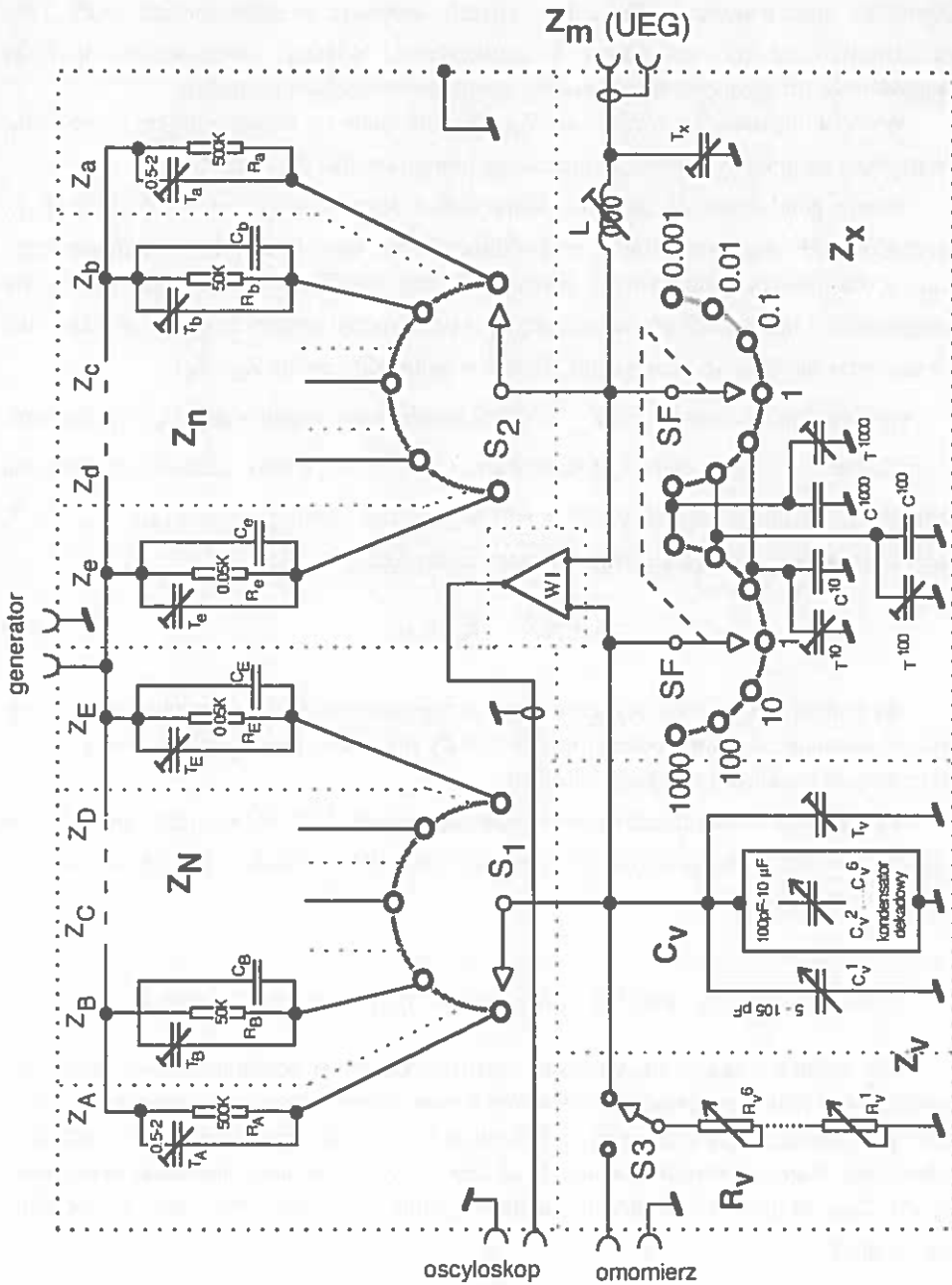
$$Z_A = Z_a; Z_B = Z_b; \dots; Z_E = Z_e \quad [64]$$

$$Z_A \cdot Z_B; \dots \cdot Z_E = Z_a \cdot Z_b; \dots \cdot Z_e = 10 \quad [65]$$

$$R_A \cdot R_B; \dots \cdot R_E = R_a \cdot R_b; \dots \cdot R_e = 10 \quad [66]$$

$$(T_A + C_A^S) \cdot (C_B + T_B + C_B^S); \dots \cdot (C_E + T_E + C_E^S) = (T_a + C_a^S) \cdot (C_b + T_b + C_b^S); \dots \cdot (C_e + T_e + C_e^S) = 0.1 \quad [67]$$

gdzie C_N^S oraz C_n^S (nie pokazane na rysunku) są pojemnościami rozproszonymi ramion.



Rys. 22. Konstrukcja mostka impedancji o zmiennym stosunku ramion.

Oporniki porównawcze, $R_A \dots R_C$, zostały dobrane z dokładnością 0.2%. By zminimalizować ich pojemność i indukcyjność własną, zastosowano oporniki objętościowe (masa oporowa jednorodnie rozłożona w objętości korpusu).

Wyboru impedancji wzorcowych, $Z_A \dots Z_d$, dokonuje się przełącznikiem S_1 i S_2 tak, by uzyskać wymagany stosunek F impedancji ramion mostka Z_N oraz Z_H .

Ramię pomiarowe Z_X zawiera: kondensator dostrojczy, T_X , cewkę dostrojącą, L , przełącznik SF oraz wspólny przewód wejściowy, który łączy mierzoną impedancję, Z_m , z ramieniem pomiarowym mostka. Ramię porównawcze mostka składa się z regulowanej impedancji porównawczej Z_V , kondensatora dostrojczego T_V , przełącznika S_3 oraz przełącznika SF (przełącznik SF jest wspólny dla ramion Z_X i Z_V).

Impedancja porównawcza Z_V zawiera kondensator regulowany C_V^1 połączony równolegle z kondensatorem dekadowym $C_V^2, \dots, C_V^6$ oraz zespół połączonych szeregowo, regulowanych rezystorów paskowych, tzw potencjometrów, $R_V^1, \dots, R_V^6$, których oporności maksymalne są powiązane następująco:

$$R_V^1 : R_V^2 : \dots : R_V^6 = 10 \quad [68]$$

By zmniejszyć pojemności rezydualne tych potencjometrów ich metalowe obudowy zostały usunięte, zaś same potencjometry zostały przymocowane do plastikowej listwy, oddalonej od metalowej obudowy miernika.

Przełącznik S_3 przełącza opornik porównawczy $R_V^1 \dots R_V^6$ (R_V na rysunku 21) do gniazda *omomierz*, co umożliwia odczyt jego oporności omomierzem cyfrowym (po zrównoważeniu mostka).

5.1.5. Eliminacja wpływu pojemności rozproszonych mostka

Aby mostek wskazywał poprawną wartość składowej pojemnościowej mierzonej impedancji w pełnym paśmie częstotliwości, wpływ rezydualnych pojemności składników oraz pojemności rozproszonych montażu musi być skompensowany dla każdego ustawienia wartości współczynnika F. Z [63] wynika, że jeśli mierzona pojemność wynosi C_m , to dla zrównoważenia mostka C_V musi wzrosnąć o ΔC_V tak, by spełniony był warunek:

$$\Delta C_V + C_V^i + C_V^s = \frac{1}{F} (C_m + C_X^i + C_X^s) \quad [69]$$

gdzie: C_V^i, C_X^i – rezydualne pojemności gałęzi porównawczej, Z_V , oraz pomiarowej, Z_X , zaś C_V^s, C_X^s – rozproszone pojemności tych gałęzi. Ponieważ:

$$\Delta C_V = \frac{1}{F} C_m \quad [70]$$

to:

$$\frac{C_V^i + C_V^s}{C_X^i + C_X^s} = \frac{1}{F} \quad [71]$$

By zależność [71] była spełniona należy dopasować pojemności rozproszone C_V^s i C_X^s indywidualnie dla każdego ustawienia wartości F , tzn. dla każdej z przyjętych kombinacji ustawienia przełącznika $S1$ i $S2$. Dokonuje się tego przez przełączanie równoległych z pojemnością rozproszoną kondensatorów dostrojczych, $C^{10+T10}, \dots, C^{1000+T1000}$, dobranych dla każdego ustawienia ilorazu impedancji ramion, F .

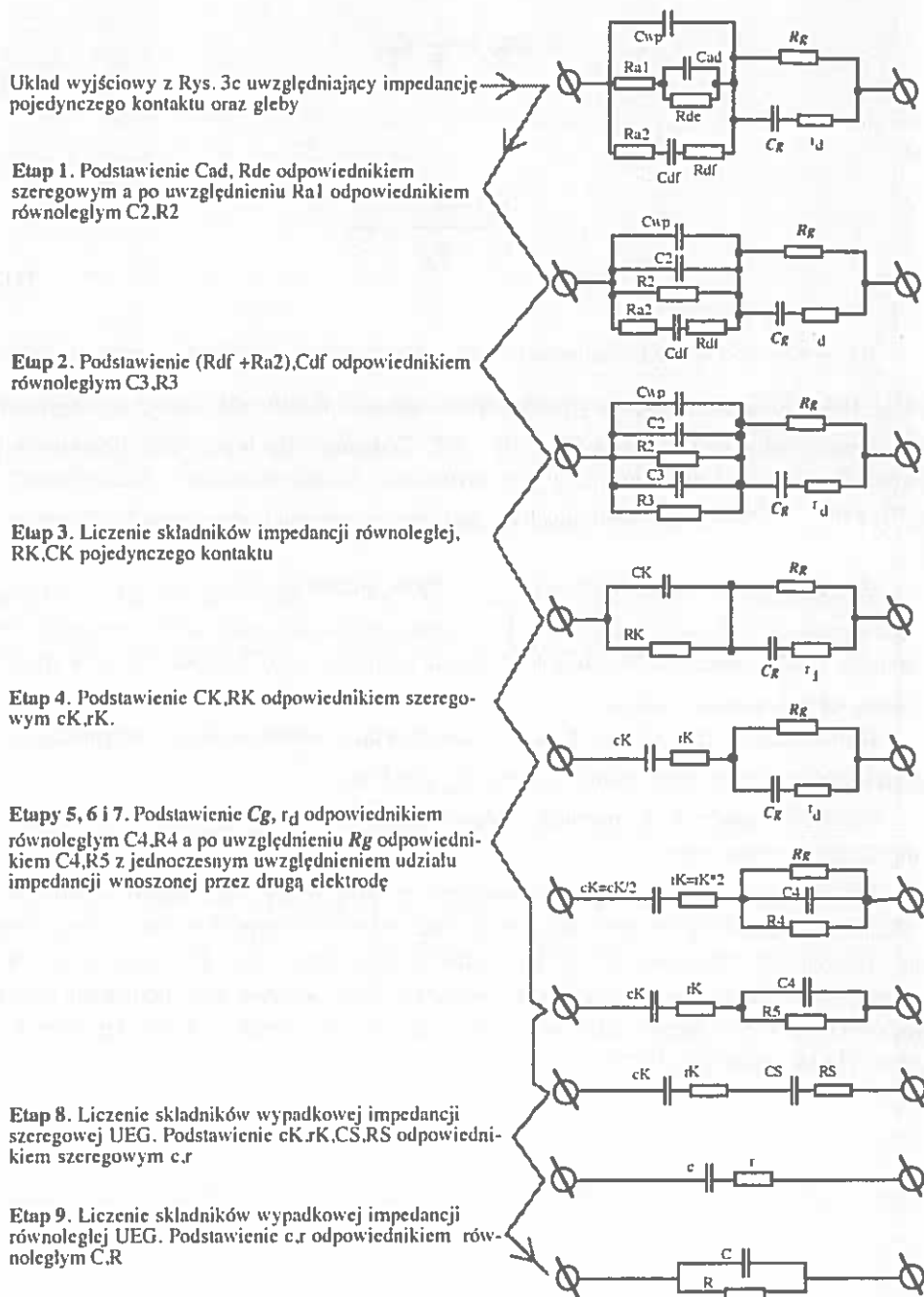
Zespół kondensatorów: $C^{10+T10}, \dots, C^{1000+T1000}$ zapewnia warunki określone wyrażeniem [71]. Każdy z nich może być połączony przełącznikiem SF równolegle do ramienia porównawczego, Z_V , lub do ramienia pomiarowego, Z_X , zależnie od wartości ilorazu ramion wzorcowych, F .

Kondensatory dostrojcze, T_V i T_X , umożliwiają zrównoważenie równoległych pojemności rozproszonych ramion Z_V oraz Z_X gdy $F = 1$.

Cewka dostrojcza, L , kompensuje wpływ indukcyjności własnej połączeń składników impedancji porównawczej, Z_V .

Dla zminimalizowania błędu wnoszonego głównie przez pojemności rozproszone układu, poszczególne podzespoły mostka są ekranowane, jak zaznaczono linią przerywaną na rysunku 22. Ekranowanie to zamienia występujące pomiędzy wspomnianymi podzespołami pasożytnicze pojemności z wzajemnych na odniesione do potencjału ziemi, umożliwiając w ten sposób pełne zrównoważenie mostka (Conway, 1965; Shedlowsky, 1930; Thirsk i Harrison, 1972).

5.2. Kolejne etapy sprowadzania wieloskładnikowej impedancji UEG (Rys. 3c) do jej dwuelementowego odpowiednika szeregowego c, r oraz równoległego C, R



5.3. Wydruk programu "UEG"

Program "UEG" symuluje częstotliwościową dyspersję elektrycznej impedancji (pojemności i oporności) układu elektrodyłgleba. Program napisano w języku Microsoft QuickBASIC.

wilg = θ , tau = τ , E1w = ϵ' , E2w = ϵ'' , E1g = ϵ_g' , E2g = ϵ_g'' , pozostałe symbole zmiennych zgodne z tekstem; – pojemność, oporność, częstotliwość, czas odpowiednio w pF, Ω , Hz oraz s.

```

'DANE:
PI=3.1416
wilg=0.348:      'wilgotność gleby
h=0.013
tau=9.3E-12
Einf=4.23:      'elektryczna przenikalność wody dla częstotliwości optycznych (gdzie
                'f>1012 Hz)
rfmin=-8:      'rfmin, rfmax - rząd wielkości (cecha logarytmu dziesiętnego) dolnej
rfmax=13:      'i górnej granicy pasma częstotliwości

r=0.003:      'promień [m] jednej z zespołu 2 po 4 jednakowych elektrod
pe=PI*r^2:      'powierzchnia [m2] jednej z zespołu 2 po 4 jednakowych elektrod
pe=4*pe:      'powierzchnia [m2] jednego podzespołu 4 jednakowych elektrod
c0=4E-13:      'pojemność [pF] inicjalna naczynka pomiarowego

pe=pe*1E+04:    'powierzchnia [cm2] sumaryczna grupy 4 jednakowych elektrod
Cad=1E+07*pe
Cad=Cad*1E-12
Rde=1E+06/pe
Ra1=100/pe
Ra2=100/pe
Cwp=1E+06*pe
Cwp=Cwp*1E-12
N=5E+03
Rg=770
ekE=0.65:      'elektryczna konduktywność elektrolitu w glebie (wody glebowej)
'

```

```

CLS
'wydruk nagłówka tabeli wyników:
LPRINT "lgf([Hz]) lg(r[om]) lgc([pF]) lg(R[om]) lg(C[pF])"

```

'LICZENIE SKŁADNIKÓW WYPADKOWEJ IMPEDANCJI KONTAKTU

FOR k=rflmin TO rflmax: 'pętle k i j zmieniają częstotliwość f co połowę rzędu wielkości
FOR j=1 TO 5 STEP 4

$$f=j*10^k$$

$$w=2*PI*f$$

'liczenie pojemności i oporności dyfuzyjnej Warburga:

$$Cdf=SQR(2)/(N*SQR(w))*pe$$

$$Rdf=1/(w*Cdf)$$

' ETAP 1. Podstawienie Cad,Rde odpowiednikiem szeregowym, a po
' uwzględnieniu Ra1odpowiednikiem równoległym C2,R2 (patrz 5.2):

$$CP=Cad:RP=Rde$$

$$GOSUB RdoS:RS=RS+Ra1$$

$$GOSUB SdoR:R2=RP:C2=CP$$

' ETAP 2. Podstawienie (Rdf+Ra2),Cdf odpowiednikiem równoległym C3,R3:

$$RS=Rdf+Ra2:CS=Cdf:GOSUB SdoR:R3=RP:C3=CP$$

' ETAP 3. Liczenie składników wypadkowej impedancji równoległej CK,RK
' pojedynczego kontaktu:

$$RK=1/(1/R2+1/R3)$$

$$RK=C2+C3+Cwp$$

' ETAP 4. Podstawienie CK,RK odpowiednikiem szeregowym:

$$CP=cK:RP=rK:GOSUB RdoS:cK=CS:rK=RS$$

' uwzględnienie udziału wnoszonego przez drugą elektrodę:

$$cK=cK/2:rK=2*rK$$

' LICZENIE SKŁADNIKÓW WYPADKOWEJ IMPEDANCJI GLEBY

' liczenie części rzeczywistej i urojonej elektrycznej przenikalności wody wg formuły

' Cole-Cole:

$$beta=h*PI/2$$

$$U=(w*tau)^(1-h)$$

mianownik= $1+U^2+2*U*\sin(\beta)$

$E1w = E_{inf} + (81 - E_{inf}) * (1 + U * \sin(\beta)) / \text{mianownik}$

$E2w = ((81 - E_{inf}) * U * \cos(\beta)) / \text{mianownik} + ekE / (w * 8.854E-12)$: 'ekE/(w*8.854E-12)

jest przyczynkiem konduktywności elektrolitu, ekE, do
części urojonej elektrycznej przenikalności elektrolitu
(wody glebowej)

$r = \sqrt{E1w^2 + E2w^2}$

$\alpha = \arctan(E2w/E1w)$

liczenie części rzeczywistej i urojonej elektrycznej przenikalności wilgotnej gleby:

$E1g = 2.5 * r^{\alpha} * \cos(\alpha * \text{wilg})$

$E2g = 2.5 * r^{\alpha} * \sin(\alpha * \text{wilg})$

$Cg = c0 * (E1g^2 + E2g^2) / E1g$

$rd = E2g / (c0 * w * (E1g^2 + E2g^2))$

liczenie składników wypadkowej impedancji gleby:

ETAPY 5, 6 i 7. Podstawienie Cg,rd odpowiednikiem równoległym C4,R4, a po
uwzględnieniu Rg odpowiednikiem C4,R5:

$CS = Cg; RS = rd; \text{GOSUB SdoR}; RP = 1 / (1/RP + 1/Rg); \text{GOSUB RdoS}$

ETAP 8. Liczenie składników wypadkowej impedancji szeregowej UEG:

$CS = 1 / (1/CS + 1/cK); RS = RS + rK$

ETAP 9. Liczenie składników wypadkowej impedancji równoległej UEG:

GOSUB SdoR

$CS = CS * 1E+12$

$CP = CP * 1E+12$

Logarytmowanie wyników:

$f = \log(f) / \log(10)$

$Y1 = \log(RS) / \log(10)$

$Y2 = \log(CS) / \log(10)$

$Y3 = \log(RP) / \log(10)$

$Y4 = \log(CP) / \log(10)$

' Wydruk wyników:

```
LPRINT USING "###.##  ##.##  ##.##  ##.##  ##.##";f,Y1,Y2,Y3,Y4
NEXT j
NEXT k

END
```

'Subrutyna "SdoR" liczy odpowiednik równoległy:

```
SdoR:
B=(w*CS*RS)^2
CP=CS/(1+B)
RP=RS*(1+1/B)
RETURN
```

'Subrutyna "RdoS" liczy odpowiednik szeregowy:

```
RdoS:
a=(w*CP*RP)^2
CS=CP*(1+1/a)
RS=RP/(1+a)
RETURN
```

5.4. Zastosowanie reflektometrii czasowej (TDR – *Time Domain Reflectometry*) do wyznaczania elektrycznej przenikalności i konduktywności gleby

5.4.1. Definicje kluczowych pojęć

Amplituda impulsu – maksymalna bezwzględna wartość impulsu.

Czas narastania impulsu – czas, w którym wartość impulsu narasta od 0.1 do 0.9 amplitudy (patrz Rys. 23).

Dyspersja częstotliwościowa – zjawisko zależności parametru, p , badanego układu od częstotliwości, f , pola elektromagnetycznego, mierzona pochodną $\partial p / \partial f$.

Impedancja linii transmisyjnej – opór falowy, impedancja charakterystyczna, – parametr linii transmisyjnej wyrażający stosunek napięcia, U , i prądu, J , w dowolnie odległym od źródła sygnału punkcie linii:

$$Z = \frac{U}{J} = \sqrt{\frac{R + j\omega L}{G + j\omega C}} \quad [\Omega] \quad [72]$$

gdzie: L , C , R i G to charakterystyczne jednostkowe stałe rozłożone (patrz również **linia długa**): indukcyjność, pojemność, oporność i upływność jednego metra bieżącego linii, zaś $\omega = 2\pi f$. Widać, że jeśli linia jest idealna ($R=0$, $G=0$), to dyspersja nie występuje, impedancja, Z , linii przestaje zależeć od częstotliwości i wyrażenie [72] przechodzi w:

$$Z = \sqrt{\frac{L}{C}} \quad [\Omega] \quad [73]$$

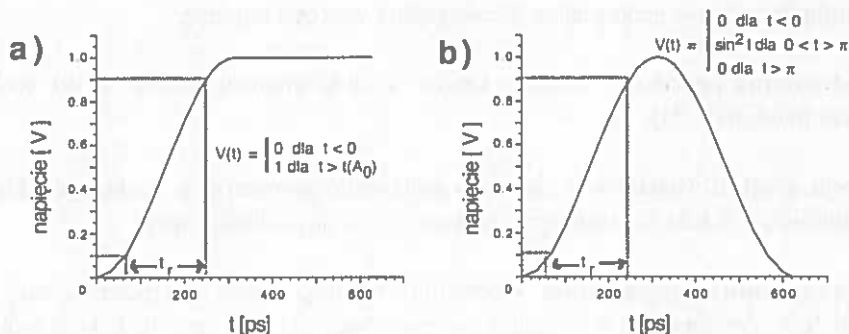
Im bardziej stratna jest linia, tzn. im większe R i G , tym większa jest częstotliwościowa dyspersja jej impedancji.

Impedancja linii zależy od sposobu ułożenia przewodów w linii oraz od przenikalności elektrycznej, ϵ , dzielącego je materiału. Dla linii symetrycznej, zbudowanej z dwu przewodów równoległych, np. dwu równoległych prętów osadzonych w glebie, impedancja charakterystyczna wynosi:

$$Z = \frac{120}{\sqrt{\epsilon}} \ln \left(\frac{s}{d} + \sqrt{\left(\frac{s}{d}\right)^2 - 1} \right) \quad [\Omega] \quad [74]$$

gdzie: s – odległość między przewodami zaś d – ich średnica.

Impuls – zaburzenie równowagi układu wywołane zmianą jego energii, charakteryzowane kształtem i widmem.



Rys. 23. Kształty impulsów napięcia stosowanych w reflektometrii czasowej. a) – impuls krokowy, b) – impuls szpilkowy. Strzałki zaznaczają czas narastania impulsu, t_r .

Impuls krokowy – impuls o przebiegu wartości, A, w czasie, t:

$$A(t) = \begin{cases} 0 & \text{dla } t < 0 \\ 1 & \text{dla } t > t(A_0) \end{cases}$$

[75]

która po czasie $t(A_0)$ potrzebnym na osiągnięcie amplitudy A_0 utrzymuje się nieskończenie długo (patrz Rys. 23). W warunkach praktycznych amplituda impulsu krokowego jest podtrzymywana do momentu ustalenia się napięcia w pobudzonym nim układzie.

Impuls szpilkowy – impuls, który narasta do wartości maksymalnej a następnie opada do zera w sposób monotoniczny. Przykładem może być impuls o przebiegu A(t):

$$A(t) = \begin{cases} 0 & \text{dla } t < 0 \\ \sin^n t & \text{dla } 0 < t < \pi \\ 0 & \text{dla } t > \pi \end{cases}$$

[76]

gdzie $n > 1$.

Kształt impulsu – zależność chwilowej wartości impulsu od czasu. Z kształtem impulsu wiąże się jego widmo częstotliwościowe.

Linia długa – linia transmisyjna, linia przesyłowa – układ dwu przewodów elektrycznych rozdzielonych izolatorem, przeznaczony do przesyłania energii oraz sygnałów elektrycznych. Termin “długa” oznacza tutaj, że długość linii jest dostateczna, by impuls narastający z jednego końca linii (i natychmiast się w niej rozchodzący) zdążył wykształcić się wcześniej niż osiągnie on drugi koniec tej linii.

Linia długa stanowi obwód o charakterystycznych dla niej stałych rozłożonych, jednakowych dla każdego odcinka długości dx linii. Stale te to: jednostkowa pojemność pomiędzy przewodami linii, C [$F\ m^{-1}$], jednostkowa przewodność upływu izolatora linii, G [$S\ m^{-1}$], jednostkowa indukcyjność przewodu linii: L [$H\ m^{-1}$] oraz jednostkowa oporność przewodu linii: R [$\Omega\ m^{-1}$]. Najczęściej spotykane realizacje techniczne to linia współosiowa (tzw. kabel koncentryczny) oraz linia symetryczna (tzw. kabel płaski).

Linia długa jednorodna – linia, której stałe rozłożone nie zmieniają swej wartości z długością linii.

Napięciowy współczynnik odbicia – parametr wyrażający stopień niedopasowania impedancji elementów układu przesyłowego, tutaj: dwu kolejnych odcinków linii transmisyjnej. Proceduralna definicja napięciowego współczynnika odbicia, r , może być sformułowana w kategoriach stosunku napięcia, U_r , impulsu odbitego od płaszczyzny nieciągłości oraz napięcia impulsu padającego na nią, U_i :

$$-1 \leq r = \frac{U_r}{U_i} \leq +1 \quad [77]$$

Rozważmy uszkodzenie, gdy linia jest w odległości x od jednego z jej końców przerwana ($Z(x) = \infty$) albo zwarta ($Z(x) = 0$), tzn. kiedy w linii występuje ekstremalna nieciągłość impedancji. W obydwu przypadkach energia impulsu, który dotarł do punktu nieciągłości nie może się ani propagować dalej, ani zniknąć, ani też wydzielić w postaci ciepła. Odbija się ona zatem w całości od nieciągłości i wraca do źródła impulsu. W przypadku ogólnym częściowego niedopasowania impedancji dwu, kolejnych, odcinków linii, napięciowy współczynnik odbicia, r , wyraża się następująco:

$$r(0,1) = \frac{Z_1 - Z_0}{Z_1 + Z_0} = -r(1,0) \quad [78]$$

gdzie Z_0 – impedancja odcinka, z którego impuls przybywa do punktu nieciągłości, zaś Z_1 – impedancja odcinka, do którego impuls jest, poprzez punkt nieciągłości, przesyłany.

Nieciągłość impedancji linii transmisyjnej – lokalny skok wartości impedancji linii, np. w miejscu połączenia przewodu współosiowego o impedancji 50Ω z innym przewodem współosiowym, którego impedancja wynosi 75Ω .

Płaszczyzna nieciągłości, płaszczyzna odniesienia – płaszczyzna, w której leży punkt nieciągłości impedancji, prostopadła do kierunku propagacji impulsu.

Widmo impulsu – stosując przekształcenie Fouriera (Ozimek, 1985) impuls o dowolnym kształcie można wyrazić jako sumę nieskończonej ilości różniących się częstotliwością, f , fal sinusoidalnych o odpowiednio dobranych amplitudach, $A_0(f)$, i fazach, $\varphi(f)$. W praktyce ilość uwzględnianych fal sinusoidalnych jest skończona i zależy od wymaganej dokładności odtworzenia składanego z nich impulsu). Obwiednia $A_0(f)$ amplitud tych fal w funkcji częstotliwości stanowi widmo impulsu.

5.4.2. Wczesne zastosowania TDR w pomiarach wilgotności gleby

Chociaż możliwość zastosowania zasilanej impulsem napięcia symetrycznej linii transmisyjnej do wyznaczania elektrycznej przenikalności gleby została wykazana stosunkowo wcześniej (Kirscheher, 1960), pierwsza udana próba zastosowania TDR do pomiaru wilgotności gleby w oparciu o pomiar jej przenikalności elektrycznej miała miejsce na początku lat 70-tych. Davis i Chudobiak (1975) badali przydatność technologii TDR do obserwacji dynamiki wilgotności gleby, stosując reflektometr szerokopasmowy (którego charakterystyk nie cytują). Czujnikiem wilgotności był osadzony w glebie odcinek symetrycznej linii transmisyjnej (dwa równoległe pręty metalowe, średnicy 1.1 cm, długości 99 cm, odległe o 5.1 cm). Dodatnie rezultaty podobnych badań podjętych przez innych (Dasberg i Dalton, 1985, Malicki i Skierucha, 1987; Topp i Davis, 1985; Topp *et al.*, 1980; Topp *et al.*, 1982a,b) spowodowały gwałtowny wzrost zainteresowania zastosowaniem TDR do pomiaru wilgotności gleb.

Jako reflektometr do badań w laboratorium stosowano oscyloskop próbkujący z wkładką TDR, zaś do pomiarów w polu stosowano i do dziś szeroko stosowany przenośny tester kabli (Hayhoe i Bailey, 1985; Ryden, 1984, 1986; Topp i Davis, 1985), oryginalnie przeznaczony do lokalizacji uszkodzeń linii jak również do wstępnego rozpoznawania charakteru tych uszkodzeń (przerwa, upływność o impedancji z przewagą składnika aktywnego lub pasywnego itp). Obydwa wspomniane reflektometry stosują impuls krokowy o czasie narastania odpowiednio 45 ps oraz 140 ps.

Począwszy od roku 1980 powszechnie stosuje się do reflektometrycznych pomiarów wilgotności gleb w polu tester kabli transmisyjnych TEKTRONIX model 1502B (Gardner *et al.*, 1991), który operuje impulsem krokowym o czasie narastania około 150 ps. Przeznaczone do testowania elektrycznych obwodów wysokiej częstotliwości reflektometry czasowe (TDR), oferowane przez kilku zaledwie najbardziej renomowanych producentów

jak: Iwatsu, Le-Croy, Hyperlabs, Tektronix oraz Hewlett-Packard są względnie drogie, duże i ciężkie, ponieważ generowanie krokowych impulsów napięcia o skrajnie krótkim czasie narastania rzędu 10 ps oraz o poprawnym kształcie, tzn. o zaniedbywalnym przeskoku i oscylacjach (Nahman, 1978), jest zadaniem na pograniczu możliwości technicznych. Jednakże w reflektometrze czasowym o zastosowaniu ograniczonym tylko do wyznaczania wilgotności gleby można stosować łatwiejszy w realizacji oraz w interpretacji impuls szpilkowy, o dłuższym niż we wspomnianych reflektometrach czasie narastania wynoszącym około 300 ps (Malicki i Skierucha, 1987).

Pierwszy polowy oraz laboratoryjny aparat TDR oryginalnie przeznaczony do jednoczesnego pomiaru elektrycznej przenikalności, a więc i wilgotności, oraz elektrycznej konduktywności i temperatury, a więc i zasolenia gleby został opracowany i wykonany w Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie, w ramach niniejszej pracy (Malicki i Skierucha, 1987, 1989, Malicki i Skierucha, patenty), przy czym, ze względu na niezakończone procedury patentowe publikowano w formie uogólnionej tylko jego najprostszą wersję (Malicki, 1990a, 1991; Malicki i Skierucha, 1987, 1989)

5.4.3. Zasada reflektometrycznego wyznaczania wilgotności gleby

Wilgotność gleby wyznacza się z jej przenikalności elektrycznej, ϵ , w oparciu o znaną empirycznie formułę kalibracji $\theta(\epsilon, \rho)$ albo $\theta(\epsilon, \eta)$ (patrz [34] oraz [37]), natomiast przenikalność, ϵ , wyznacza się z pomiaru prędkości propagacji, v , impulsu elektromagnetycznego w glebie, z następującego związku:

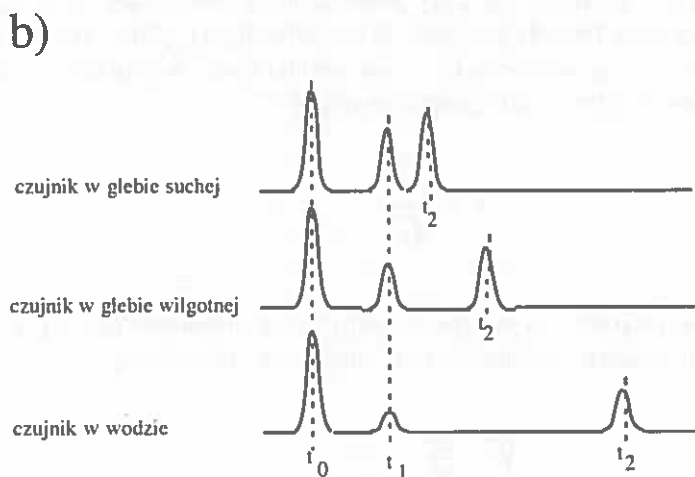
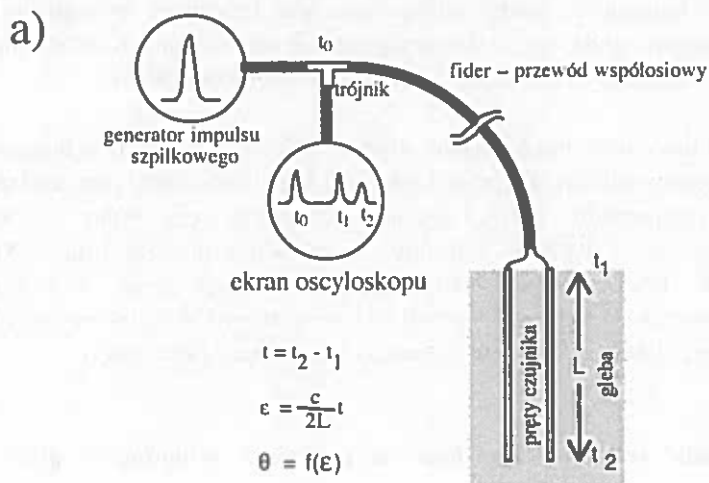
$$v = \frac{c}{\sqrt{\mu \epsilon}} \quad [79]$$

Zakładając, że dla większości przypadków magnetyczna przenikalność gleby, $\mu = 1$ oraz przekształcając [79] względem współczynnika załamania, $\sqrt{\epsilon}$, otrzymujemy:

$$\sqrt{\epsilon} = \frac{c}{v} = \frac{c}{2L} t \quad [80]$$

gdzie c – prędkość światła w próżni, L – długość prętów czujnika (patrz Rys. 24) oraz t – czas w jakim impuls pokonuje w glebie drogę $2L$ (droga impulsu w glebie wynosi $2L$ bo dyskutowany dystans jest pokonywany dwukrotnie: raz przez impuls transmitowany do gleby i drugi raz, przez odbity od końca prętów).

Zasadę reflektometrycznego pomiaru prędkości propagacji impulsu elektromagnetycznego w glebie (lub w innym materiale kapilarno-porowatym) ilustruje rysunek 24. Do gleby wprowadza się odcinek symetrycznej linii transmisyjnej, zwany



Rys. 24. Zasada reflektometrycznego pomiaru wilgotności gleby. a) – podstawowe składniki układu reflektometru, b) – obraz impulsu oraz jego odbić widziany na ekranie dołączonego do fidera oscyloskopu.

dalej czujnikiem, który jest wykonany w postaci dwu równoległych, nieizolowanych metalowych prętów. Jeden z końców czujnika łączy się za pośrednictwem innej linii

transmisyjnej (np. przewodu współosiowego), zwanej dalej fiderem, z generatorem impulsu napięcia elektrycznego. Zaburzenie napięcia, wywołane doprowadzonym do fidera impulsem, powoduje rozwiniecie się impulsu elektromagnetycznego, który biegnie tym fiderem w kierunku czujnika, osiąga w chwili t_1 jego początek i biegnie dalej, już w glebie, ku jego końcowi, do którego dociera w chwili t_2 .

Ponieważ w miejscu połączenia fidera z czujnikiem występuje skok impedancji elektrycznej (impedancja fidera różni się od impedancji czujnika), część energii impulsu zostaje w momencie t_1 odbita i wraca w kierunku generatora. Pozostałość biegnie dalej (już w glebie) i po dotarciu do końca czujnika w momencie t_2 , odbija się jeszcze raz z powodu skoku impedancji na końcu czujnika i także wraca w kierunku generatora.

Rysunek 24b ilustruje obraz impulsu oraz jego odbić widziany na ekranie dołączonego do fidera oscyloskopu. Impuls inicjalny dociera do trójnika w chwili t_0 , biegnie dalej i podlega wspomnianym odbiciom, widocznym na ekranie w chwilach t_1 i t_2 . Im większa wilgotność gleby, θ , tym większa jej przenikalność elektryczna, ϵ , i tym mniejsza prędkość propagacji, v , impulsu w glebie (patrz [79]), a więc tym dłuższy jest interwał czasu $t_2 - t_1$. Mierząc czas: $t = t_2 - t_1$, dzielący momenty odbić impulsu od początku i od końca czujnika oraz znając długość, L , czujnika, wylicza się, zgodnie z [80], wartość $\sqrt{\epsilon}$, a następnie liniowo związaną z nią objętościową wilgotność gleby, θ (patrz [34] oraz [37]).

Sferą czułości czujnika (tzn. objętością, której dotyczy pomiar) jest w przybliżeniu opisany na jego elektrodach walec o wysokości równej ich długości i średnicy równej potrójnemu rozstawieniu prętów.

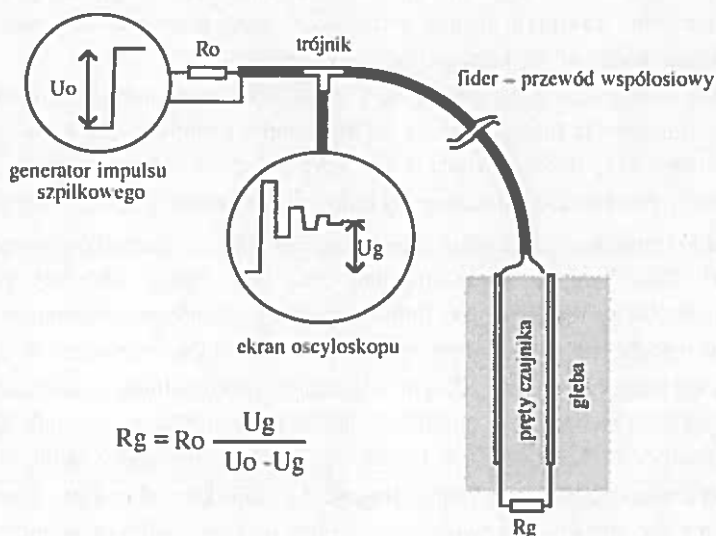
5.4.4. Zasada reflektometrycznego wyznaczania elektrycznej konduktywności gleby

Reflektometrem TDR można, poza przenikalnością elektryczną, mierzyć również elektryczną konduktywność gleby, ekG . Rysunek 25 ilustruje zasadę pomiaru. Układ pomiarowy jest zasilany impulsem krokowym o napięciu U_0 . W stanie ustalonym, tzn. po zaniku odbić i po naładowaniu się pojemności układu (głównie pojemności fidera), czujnik (UEG) stanowi skupione obciążenie rezystywne, R_g , i napięcie w linii osiąga wartość U_g , wprost proporcjonalną do mierzonej oporności R_g układu prętów w glebie (tzn. oporności UEG). Znając U_0 , R_0 i mierząc U_g można policzyć R_g :

$$R_g = R_0 \frac{U_g}{(U_0 - U_g)}$$

[81]

gdzie R_0 jest opornością wewnętrzną generatora impulsu.



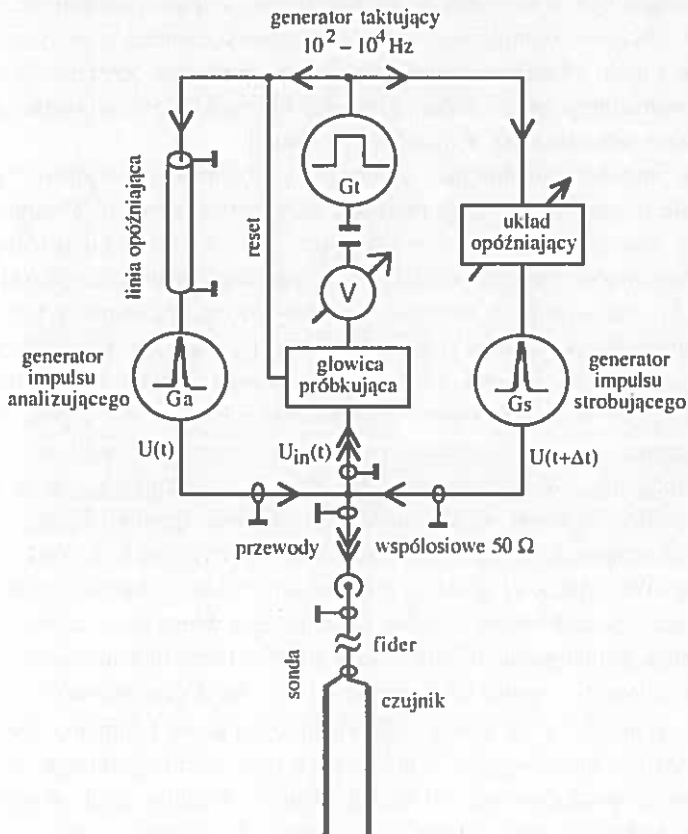
Rys. 25. Zasada reflektometrycznego pomiaru elektrycznej konduktywności gleby.

Praktycznie napięcie U_g mierzy się z opóźnieniem w stosunku do momentu generacji impulsu wynoszącym około $0.1\text{--}10\text{ }\mu\text{s}$, kiedy odbicia już zanikły, pojemność fidera naładowała się do wartości U_g , zaś polaryzacja elektrochemiczna UEG nie zdążyła się jeszcze rozwinąć w zauważalnym stopniu.

Ponieważ wielkością interesującą jest elektryczna konduktywność gleby, ekG , formułę konwersji $U_g(R_g)$ kalibruje się w jednostkach konduktywności (S m^{-1}), umieszczając czujnik we wzorcowych roztworach KCl o różnych konduktywnościach.

5.4.5. Zasada działania miernika TDR

Zasadę działania miernika ilustruje rysunek 26. Impulsy z generatora taktującego, G_t , o częstotliwości około 1 kHz , synchronizują działanie głowicy próbkującej oraz dwu identycznych generatorów impulsu, analizującego, G_a , oraz strobującego, G_s . Generują one impulsy szpilkowe o czasie narastania, jak też szerokości połówkowej, rzędu 100 ps , których przebieg (kształt) jest dla $0 < t < 300\text{ ps}$ zbliżony do funkcji $\sin^2 t$.



Rys. 26. Zasada działania reflektometrycznego miernika wilgotności gleby.

Tak krótkotrwałe impulsy elektryczne (w czasie 100 ps światło przebywa w próżni drogę 3 cm) nie mogą być przetwarzane w czasie realnym, ponieważ obecnie nie istnieją jeszcze odpowiednie, dostatecznie szybkie, aktywne urządzenia elektroniczne. Z tej przyczyny techniczne rozwiązanie miernika oparto o zasadę stroboskopu, stosowaną w oscyloskopach próbkujących do obserwacji skrajnie szybkich i krótkich, periodycznych impulsów elektrycznych. Polega ona na pobieraniu i zapamiętywaniu próbek napięcia badanego przebiegu w różnych jego fazach, przy czym ten sam przebieg jest powtarzany tyle razy, ile ma być pobranych próbek. Próbkę tę, odtwarzaną w tym samym następstwie w jakim została pobrana, ale już w odpowiednio dłuższym czasie (rozciągniętą w czasie), odwzorowują przebieg pojedynczego impulsu.

Impuls z generatora taktującego kasuje pamięć głowicy próbkującej i wyzwala obydwie generatory impulsów szpilkowych, przy czym wyzwalamie generatora impulsu strobowego może być, w stosunku do analizującego, w sposób kontrolowany opóźniane przy pomocy układu opóźniającego. Obydwa impulsy napięcia elektrycznego zasilają sondę. Każdy z nich, niezależnie jeden od drugiego, powoduje rozwinięcie się w fiderze impulsu elektromagnetycznego, które to impulsy biegną ku końcowi czujnika-falowodu i ulegają kolejnym odbiciom, jak wyjaśniono wcześniej.

Zarówno impulsy inicjalne jak i odbite występują na wejściu głowicy próbkującej. Głowica ta nie reaguje na napięcia mniejsze od szczytowej wartości napięcia impulsu strobowego. Impuls strobowy (próbkujący) jest, w stosunku do analizującego, stopniowo przesuwany w czasie (w fazie) za pośrednictwem układu opóźniającego. Jego opóźnienie, Δt , jest sterowane napięciem elektrycznym, które może być regulowane ręcznie lub automatycznie (Malicki i Skierucha, 1989) przez sterownik mikroprocesorowy. Kiedy impuls strobowy i którekolwiek z odbić impulsu analizującego zbiegają się w czasie (nakładają się na siebie) próbka impulsu analizującego zostaje pobrana, ponieważ wypadkowe napięcie na wejściu głowicy próbkującej przekracza wtedy szczytową wartość impulsu strobowego. Wyjściowe napięcie głowicy próbkującej, równe napięciu tej próbki, jest podtrzymywane na niezmiennym poziomie (pamiętane) aż do kolejnego skasowania, otwierającego nowy cykl próbkowania. Wychylenie wskazówki woltomierza, V , dołączonego do wyjścia tej głowicy, jest proporcjonalne do wartości pobranej próbki i jest największe, gdy maksimum impulsu strobowego zbiega się w czasie z maksimum odbitego impulsu analizującego. Pomiar czasu podróży impulsu analizującego w glebie na drodze równej długości czujnika (tzn. czasu $t = t_2 - t_1$ dzielącego momenty odbić impulsu analizującego od początku i od końca czujnika) sprowadza się zatem do odczytania napięć sterujących układem opóźniającym w momentach zgodności fazy impulsu strobowego z fazą odbitego od początku oraz od końca czujnika impulsu analizującego, które to momenty są sygnalizowane przez woltomierz, V , maksymalnym wychyleniem wskazówki. Ponieważ opóźnienie impulsu strobowego jest proporcjonalne do wartości tego napięcia, poszukiwany czas podróży impulsu może być odczytywany wprost z odpowiednio wykalibrowanej podziałki ręcznego regulatora napięcia, sterującego opóźnieniem albo przeliczany przez integralny komputer na wartości przenikalności elektrycznej gleby, ϵ , a następnie wilgotności objętościowej gleby, θ .

6. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Badano układ elektrodygleba (UEG) z elektrodami niekorodującymi, pobudzany (zasilany) napięciem sinusoidalnym oraz impulsowym. Aby uniknąć elektrolizy wody szczytową wartość napięcia zasilania utrzymywano na poziomie około 0.5 V.

Znaleziono, że UEG powinien być rozpatrywany jako elektrolityczne ogniwo galwaniczne, gdzie elektrolitem jest obecny w glebie roztwór (woda glebowa).

Rozważania prowadzono pod kątem przydatności UEG jako elektrycznego czujnika przede wszystkim wilgotności oraz zasolenia gleby, ale również jej dyfuzyjności tlenowej, ODR (*Oxygen Diffusion Rate*).

Znaleziono, że UEG w obwodzie sinusoidalnie zmiennego prądu elektrycznego zachowuje się, zależnie od częstotliwości napięcia pobudzania, następująco:

1. UEG zasilany napięciem o częstotliwości poniżej 10^{-7} Hz osiąga stan ustalony polaryzacji kontaktowej. W tym stanie UEG zachowuje się jak **akumulator** energii elektrycznej o polaryzacji przeciwstawnej (buforowej) do napięcia zasilania. W takich warunkach prąd elektryczny przez UEG praktycznie nie przepływa ponieważ zewnętrzne napięcie zasilania jest skompesowane przeciwnapięciem polaryzacji kontaktowej. Depolaryzujące działanie rozpuszczonego w wodzie glebowej tlenu przeciwstawia się polaryzacji kontaktowej, powodując szczytkowy przepływ prądu. Zatem wartość prądu szczytkowego w UEG zmierzonego w tym paśmie częstotliwości może być miarą potencjalnego strumienia tlenu w glebie, ODR.

2. UEG zasilany napięciem o częstotliwości 10^3 – 10^7 Hz zachowuje się jak **przewodnik**, którego przewodność elektryczna jest zdominowana elektryczną konduktywnością gleby w układzie. Zatem wartość rezystywnej składowej elektrycznej impedancji UEG mierzona w tym paśmie częstotliwości może być miarą **elektrycznej konduktywności gleby**, która jest podstawą oceny jej zasolenia.

3. UEG zasilany napięciem o częstotliwości 10^8 – 10^{10} Hz zachowuje się jak **izolator**, którego przenikalność elektryczna jest zdominowana elektryczną przenikalnością gleby w układzie. Zatem wartość pojemnościowej składowej elektrycznej impedancji UEG mierzona w tym paśmie częstotliwości może być miarą **elektrycznej przenikalności gleby**, która jest podstawą oceny jej wilgotności.

4. Elektryczna **oporność** oraz **pojemność** UEG znajdowane poza pasmami częstotliwości odpowiednio: 10^3 – 10^7 Hz oraz 10^8 – 10^{10} Hz, są, w odniesieniu do gleby w układzie, **artefaktem**, powodowanym polaryzacją kontaktową, zachodzącą na styku elektrodygleba. Jeśli częstotliwość napięcia pobudzania układu jest niższa od 10^8 Hz, wtedy mierzona elektropojemnościowa składowa impedancji UEG nie odpowiada wartości wynikającej z dielektrycznej polaryzacji wilgotnej gleby, lecz z całkowitej polaryzacji układu: kontaktowej i dielektrycznej, przy czym udział polaryzacji kontaktowej znacząco przewyższa udział polaryzacji dielektrycznej. Dla częstotliwości wyższych od 10^{10} Hz wnoszona przez wodę polaryzacja orientacyjna zanika i interpretacja przenikalności elektrycznej w kategoriach wilgotności gleby jest niemożliwa.

Oceniono, że do równoczesnego wyznaczania wilgotności oraz zasolenia gleby

szczególnie przydatna jest impulsowa technologia TDR (*Time Domain Reflectometry*). Operuje ona czujnikiem (UEG) w postaci wprowadzonego do gleby odcinka linii transmisyjnej (dwu równoległych prętów metalowych). Częstotliwości sinusoidalnych fal napięcia kształtujących zbrocze pobudzającego czujnik impulsu leżą w paśmie około $5 \cdot 10^8 - 5 \cdot 10^9$ Hz, a więc mieszczą się w paśmie częstotliwości $10^8 - 10^{10}$ Hz, zalecanym do pomiaru elektrycznej przenikalności gleby. Odpowiednia interpretacja odpowiedzi układu na pobudzenie tym impulsem umożliwia również pomiar elektrycznej konduktywności gleby (patrz 5.4.4).

Analogicznie do występowania **trzech pasm częstotliwości sinusoidalnego napięcia** pobudzania UEG, w obrębie których jego odpowiedź można interpretować w kategoriach wilgotności, zasolenia oraz ODR gleby, w reflektometrii czasowej, TDR, z impulsem krokowym, gdzie UEG jest wykonany w postaci dwu wprowadzonych do gleby równoległych prętów metalowych o długości L , występują **trzy okienka czasowe** w jakich należy interpretować reflektogram impulsu, tzn. zapis odpowiedzi UEG na pobudzenie impulsem krokowym (szerokość tych okienek jest liczona od momentu t_0 wejścia impulsu w glebę; czas propagacji impulsu w glebie na drodze $2L$ wynosi $(2L\sqrt{\epsilon})/c$):

5. W czasie $t_0 < t < (2L\sqrt{\epsilon})/c$, UEG wykonany w postaci dwu wprowadzonych do gleby równoległych prętów metalowych o długości L , zachowuje się jak **izolator**, którego przenikalność elektryczna jest zdominowana elektryczną przenikalnością, ϵ , gleby w układzie. Zatem prędkość propagacji impulsu, v , mierzona w tym okienku czasowym może być miarą **elektrycznej przenikalności gleby**, która jest podstawą oceny jej **wilgotności**.

6. W czasie około $5 \cdot (2L\sqrt{\epsilon})/c < t < 10 \cdot (2L\sqrt{\epsilon})/c$ UEG zachowuje się jak **przewodnik**, którego konduktywność elektryczna jest zdominowana elektryczną konduktywnością gleby w układzie. Zatem wartość elektrycznej oporności UEG mierzona w tym okienku czasu może być miarą **elektrycznej konduktywności gleby**, która jest podstawą oceny jej **zasolenia**.

7. W czasie $t \geq$ około 600 godzin UEG zachowuje się jak **akumulator energii elektrycznej** o polaryzacji przeciwstawnej w stosunku do napięcia zasilania, jak opisano w punkcie 1. Wartość prądu szczątkowego w UEG zmierzonego po upływie 600 godzin (a praktycznie już po około 20 minutach, ponieważ wartości późniejszych zmian prądu są pomijalnie małe) może być miarą potencjalnego strumienia tlenu w glebie, **ODR**.

Badano wpływ stałej fazy gleby na precyzję dielektrycznych pomiarów jej wilgotności z zastosowaniem TDR. Badaniami objęto gleby o zróżnicowanej gęstości. Znalezione że:

8. Gęstość (a więc i porowatość) gleby znacząco wpływa na wyniki dielektrycznego pomiaru jej wilgotności. Wahania gęstości gleby wokół wartości, przy której wyznaczono kalibrację nieznormalizowaną powodują błąd w dielektrycznych pomiarach wilgotności wynoszący około od 0.004 do 0.014 na każdą 0.1 g cm^{-3} odchylenia gęstości, zależnie od gęstości i wilgotności gleby.

9. Wpływ stałej fazy gleby na wyniki dielektrycznych pomiarów jej wilgotności można zredukować stosując kalibrację znormalizowaną, tzn. drogą uwzględnienia gęstości albo porowatości w formule konwersji.

10. Kalibracja znormalizowana wymaga uwzględnienia gęstości (albo porowatości) badanej gleby. Jej stosowanie uwalnia od potrzeby indywidualnej kalibracji dielektrycznych pomiarów wilgotności oraz podwaja ich precyzję.

Badania przydatności TDR do oceny zasolenia gleby w oparciu o pomiar jej konduktywności elektrycznej wykonany przy dowolnej wilgotności gleby, θ , pokazały, że ze związku pomiędzy elektryczną konduktywnością gleby, ekG , oraz jej elektryczną przenikalnością, ϵ , zmierzonymi jednocześnie, można znaleźć **wskaźnik zasolenia** wyrażający **względne zasolenie** gleby. Z badań wynika że:

11. Wskaźnikiem zasolenia może być nachylenie prostej regresji pomiędzy elektryczną konduktywnością i elektryczną przenikalnością gleby, znalezionej przy wilgotnościach objętościowych nie mniejszych niż 0.2.

12. W oparciu o wskaźnik zasolenia i o zawartość frakcji piasku można wyznaczyć **bezwzględną** wartość zasolenia gleby.

Dane ze zbioru opisującego przestrzenno-czasową zmienność $\epsilon(\theta, t, z)$ oraz $ekG(\theta, ekE, t, z)$ w profilu gleby (gdzie z oznacza głębokość zaś ekE elektryczną konduktywność elektrolitu, tzn. zasolenie) można interpretować w kategoriach przestrzenno-czasowej zmienności zasolenia gleby, $ekE(t, z)$ jeśli równoczesna z nimi wilgotność objętościowa, $\theta(t, z)$, przekracza wartość 0.20. Biorąc pod uwagę, że wilgotność objętościowa wyższa od 0.20 występuje względnie często, proponowana metoda elektrycznego pomiaru zasolenia gleby wydaje się być użyteczna, zwłaszcza pod kątem monitoringu transportu soli w jej profilu.

7. LITERATURA

- Ansoult M., De Backer L.W., Declercq M.: *Statistical relationship between apparent dielectric constant and water content in porous media*. Soil Science Soc. of Am. J. 49, 47-50, 1985.
- Arble W.C., Shaw M.D.: *Bibliography on the methods for determining soil moisture*. Eng. Res. Bull. B-78, Coll. of Eng. End. Arch., Univ. Park, Penn., 1959.
- Arulanandan K., Mitchell J.K.: *Low frequency dielectric dispersion of clay-water electrolyte systems*. Clays and Clay Minerals, Vol. 16, 337-351, 1968.
- Bard A.J.: *Encyclopedia of electrochemistry of the elements*, Vol. II. Marcell Dekker, Inc., 1974.
- Campbell G.S., Gee G.W.: *Water potential miscellaneous methods*. Agronomy 9, Part 1, 2-nd Ed, 619-633, 1986.
- Chelkowski A.: *Fizyka dielektryków*. PIW, Warszawa, 1972.
- Chernyak G.Ya.: *Dielectric methods for investing moist soils*. Israel Program for Scientific Translations Ltd. IPST Cat. No. 1831, Jerusalem. Available from the U.S. Dept. of Commerce, Clearinghouse for Federal Scientific and Technical Information, Springfield, Va. 22151, 1967.
- Cole K.S., Curtis J.: *Wheatstone bridge and electrolytic resistor for impedance measurements over wide frequency range*. Review of Scientific Instrumentation, 8, 333, 1937.
- Conway B.E.: *Theory and principles of electrode processes*. The Ronald Press Comp., New York, 1965.
- Dalton F.N., Helkerath W.N., Rawlins D.S., Rhoades J.D.: *Time-domain reflectometry: simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with a single probe*. Science 224, 989-990, 1984.
- Dalton F.N., Van Genuchten M.Th.: *The Time-Domain Reflectometry method for measuring soil water content and salinity*. Geoderma 38, 237-250, 1986.
- Dasberg S., Dalton F.N.: *Time Domain Reflectometry field measurements of soil water content and electrical conductivity*. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 49, 293-297, 1985.
- Dasberg S., Nadler A.: *Soil salinity measurements*. Soil Use and Management, Vol 4, Nr 4:127-133, 1988.
- Davis J.L., Chudobiak W.J.: *In situ meter for measuring relative permittivity of soils*. Geological Survey of Canada. Energy, Mines and Resources of Canada, Ottawa, Paper 75-1A, 75-79, 1975.
- Dean T.J., Bell J.P., Baty A.J.B.: *Soil moisture measurement by an improved capacitance technique: I. Sensor design and performance*. Journal of Hydrology, 93: 67-78, 1987.
- Deighton T.: *The effect of the movement of soil salts on standardization values of electrodes used in moisture determinations*. J. Agric. Sci., 13, 1923.
- Dobrzański B., Malicki M.: *A conductometric method for the control of the moisture dynamics of mineral soils*. Polish Journal of Soil Science, vol. XII, nr 2, 1979.
- Dobrzański B., Domżał H., Malicki M.: *Badania przydatności metody elektrometrycznej do pomiaru dynamiki wilgotności gleb wytworzonych z piasku w warunkach doświadczeń uprawowo-nawozowych*. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, z. 77b: 225-241, 1968.
- Dobrzański B., Gliński J., Malicki M.: *Electrical resistance method for measuring moisture dynamics in sandy soils*. Roczniki Gleboznawcze, dodatek do t. XIV: 15-21, 1964.
- Dobrzański B., Gliński J., Malicki M., Domżał H.: *New electrical resistance method for continuous measurements of soil moisture content under field conditions*. International Soil Water Symposium, 177-187, Praha, 1967.
- Domżał H., Malicki M.: *Stacjonarna elektroda-sonda do pomiarów wilgotności gleb wytworzonych z piasku*. Roczniki Gleboznawcze, dodatek do t. XV: 193-197, 1965.
- Doluchanow M.P.: *Propagacja fal radiowych*. Wydawnictwo Komunikacji i Łączności, Warszawa, 22-23, 1975.
- Feates F.S., Ives D.J.G., Pryor J.H.: *Alternating current bridge for measurements of electrolytic conductance*. Journal of Electrochem. Soc., 103, 580, 1956.
- Galus Z.: *Elektroanalityczne metody wyznaczania stałych fizykochemicznych (praca zbiorowa)*. PWN, Warszawa, 1979.
- Gardner C.M.K., Bell J.P., Cooper J.D., Dean T.J., Hodnett M.G.: *Soil water content*. In: *Soil Analysis: Physical Methods* (eds C.E. Mullins & K.A. Smith), pp. 1-73. Marcel Dekker, New York, 1991.

- Gawlik J., Malicki M., Stępniewski W.: *The problem of effective voltage control in measurement of ODR in soil*. Polish Journal of Soil Sci., Vol. X, No. 1, 9-14, 1977.
- Gileadi E., Kirova-Eisner E., Penciner J.: *Interfacial electrochemistry, an experimental approach*. Addison-Wesley Publ. Comp. Inc., 1975.
- Gillham R.W., Klute A., Hermann D.F.: *Hydraulic properties of a porous medium: measurement and empirical presentation*. Soil Science of America Journal 40, 203-207, 1976.
- Gliński J., Stępniewski W.: *Soil aeration and its role for plants*. CRC Press, Inc., 1985.
- Gliński J., Stępniewska Z., Stępniewski W., Ostrowski, J.: *Znaczenie warunków tlenowych gleb w programach melioracyjnych*. Problemy Agrofizyki 67, 65-84. Polska Akademia Nauk, Zakład Agrofizyki, Ossolineum, 1992.
- Gupta S.C., Hanks R.J.: *Influence of water content in electrical conductivity of the soils*. Soil Science Society of America Proceedings 36, 855-857, 1972.
- Halbertsma J., Przybyła Cz.: *Application and accuracy of a dielectric soil water content meter*. International Conference on Measurement of Soil and Plant Water Status, Logan, Utah, USA, Vol. 1, 11-15, July 6-10, 1987.
- Hanks R.J.: *Model for predicting plant yield as influenced by water use*. Agronomy Journal 66, 660-665, 1974.
- Hanks R.J., Ashcroft G.L., Rasmussen V.P., Wilson G.D.: *Corn production as influenced by irrigation and salinity - Utah studies*. Irrigation Science 1, 47-59, 1978.
- Hasted J.B.: *Aqueous dielectrics*. Chapman and Hall, London, 1973.
- Hayhoe H.N., Bailey W.G.: *Monitoring changes in total and unfrozen water content in seasonally frozen soil using Time-Domain Reflectometry and neutron moderation techniques*. Water Resources Research 21, 8, 1985.
- Hewlett Packard: *TDR fundamentals for use with HP 54120T digitizing oscilloscope and TDR*, Application note 62, 1988.
- Hilhorst M.A., Groenewold J., de Groot J.F.: *Water content measurements in soil and rockwool substrates: dielectric sensors for automatic in situ measurements*. Sensors in horticulture, Acta Horti. Cult., Vol. 304, 209-218, 1992.
- Hippel A.: *Dielectrics and waves*. J. Wiley & Sons, Inc., 1959.
- Hoekstra P., Delaney A.: *Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies*. Journal of Geophysical Research, 79: 1699-1708, 1974.
- James D.W., Hanks R.J., Jurinak J.J.: *Modern Irrigated Soils*. A Wiley-Interscience Publication, John Wiley & Sons, Inc., 140-149, 1982.
- Kirkschetter E.J.: *Ground dielectric constant measurement using a section of balanced two wire transmission line*. Institution of Radio Engineers, Transactions on Antennas and Propagation, AP-8, 307-312, 1960.
- Kiselev N.F.: *Dielectric characteristics of certain soils over the frequency range 0.1-250 MHz*. Moscow University Soil Science Bulletin, 29, 1/2, 19-22, 1974.
- Kolev N.V., Penev K., Kirkova Y., Krstanov B., Malicki M.: *Electrical probes of soil moisture and their applicability in irrigation control*. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, z. 346: 49-53, 1987.
- Kortüm G.: *Lehrbuch der Elektrochemie*. Verlag Chemie, GMBH, 1966.
- Kurač V., Kutilek M., Kaspar I.: *Resonance-capacitance soil moisture meter*. Soil Sci., 110, 278-279, 1970.
- Ledieu J., Ridder de P., Clerck de P., Dautrebande S.: *A method of measuring soil moisture by Time-Domain Reflectometry*. J. of Hydrology 88, 319-328, 1986.
- Lemon E.R., Erickson A.E.: *The measurement of oxygen diffusion in the soil with a platinum microelectrode*. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 16, 160-163, 1952.
- Loon W.K.P. van, Perfect E., Groenevelt P.H., Kay B.D.: *A new method to measure bulk electrical conductivity in soils with Time Domain Reflectometry*. Canadian Journal of Soil Science 70, 403-410, 1990.
- Loon W.K.P. van, Perfect E., Groenevelt P.H., Kay B.D.: *Application of dispersion theory to Time Domain Reflectometry in soils*. Transport in Porous Media 6, 391-406, 1991.
- Luder W.F.: *The precision conductivity bridge assembly*. J. Am. Chem. Soc., 62, 89, 1940.

- Lytsch A.M., Lis L.S.: *Electrophysical properties of peat soils and their practical applications*. Academy of Sciences of Bielorrussian SSR, The Peat Institute, Nauka i Technika, 116-119, 1980.
- Malicki M.: *Kontrola dynamiki wilgotności gleb w oparciu o ich właściwości elektrofizyczne*. Praca doktorska, Akademia Rolnicza w Lublinie, 1978.
- Malicki M.A.: *Zagadnienie oraz technika pomiaru wilgotności gleb i potencjału wody glebowej*, w: *Fizykochemiczne metody badań materiału glebowego*, Polska Akademia Nauk, Zakład Agrofizyki w Lublinie, 37-74, 1979.
- Malicki M.A.: *Przegląd metod pomiaru wilgotności gleb i ocena ich przydatności w badaniach polowych*. Problemy Agrofizyki, Polska Akademia Nauk, Zakład Agrofizyki, Ossolineum, 31, 1980.
- Malicki M.: *A capacity meter for the investigation of soil moisture dynamics*. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., z. 220, 201-214, 1983.
- Malicki M.: *A reflectometric (TDR) meter of moisture content in soils and other capillary-porous materials*. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., z. 388, 107-114, 1990 a.
- Malicki M.: *Measurements of redox potential and Oxygen Diffusion Rate (ODR) in the soils*. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., z. 388, 1990 b.
- Malicki M.A.: *Reflektometryczny miernik wilgotności gleby*. Problemy Agrofizyki, 64, 95-101, 1991.
- Malicki M., Hanks R.J.: *Interfacial contribution to two-electrode soil moisture sensor readings*. Irrigation Science, 10:41-54, 1989.
- Malicki M., Skierucha W.: *A manually controlled soil moisture meter operating with 300 ps rise-time needle pulse*. Proceedings of the International Conference on Measurement of Soil and Plant Water Status, Logan, Utah, USA, Vol. 1, 103-109, July 6-10, 1987.
- Malicki M.A., Skierucha W.M.: *A manually controlled TDR soil moisture meter operating with 300 ps rise-time needle pulse*. Irrigation Science, 10:153-163, 1989.
- Malicki M.A., Skierucha W.M. patenty:
- Reflektometryczny miernik wilgotności ciał kapilarno-porowatych – zwłaszcza gleby*. Pat. Nr. 154440, UP PRL, Warszawa 1987.
- Wieloczułnikowy próbnik do reflektometrycznego pomiaru wilgotności, zwłaszcza gleby*. Pat. Nr. 266616, UP PRL, Warszawa, 1987.
- Impulsnyj reflektometricheskij izmeritel' wlažnosti kapillarno-poristich tiel*. Gosudarstwiennyj Rejester Izobrietienij, Nr. 1835069, 1988.
- Reflektometrischer Feuchtigkeitsmesser für kapillar-porose Körper, insbesondere für den Boden*. Pat. DD 271 380 A5, Ausschliessungsspaten DDR, 1988.
- Reflectometric moisture meter for capillary-porous materials, especially for the soil*. Pat. Nr. 4,918,375, USA, 1990.
- Reflektometrycký merič vlhkosti pro kapilárne pórovité materiály, zejména pro zeminu*. Federalni Úrad Pro Vynálezy, Česka a Slovenska Federativní Republika. Pat. Nr. PV 4552-88.X, 1991.
- Reflectometric moisture meter for capillary-porous materials, especially for the soil*. European Patent Office, Pat. Nr. 88110563.9-2204 0297604, Germany, 1992.
- Reflectometric moisture meter for capillary-porous materials, especially for the soil*. Israel Patent Office, Pat. Nr. 86743, Israel, 1992.
- Malicki M., Campbell E., Hanks R.J.: *Investigations on power factor of the soil electrical impedance as related to moisture, salinity and bulk density*. Irrigation Science, 10:41-62, 1989.
- Malicki M. A., Plagge R., Renger M., Walczak R.T.: *Application of Time-Domain Reflectometry (TDR) soil moisture miniprobe for the determination of unsaturated soil water characteristics from undisturbed soil cores*. Irrigation Science 13, 65-72, 1992.
- Malicki M., Walczak R.: *A gauge of the redox potential and the Oxygen Diffusion Rate in the soil with an automatic regulation of cathode potential*. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, No. 220, 447-451, 1983.

- McIntyre D.S.: *The platinum microelektrode method for soil aeration measurement*. Advances in Agronomy, vol. 22, 1970.
- Malkowski Z., Sobieski Z., Teisseyre R., Uchman J.: *Zastosowanie metody elektryczno-oporowej w badaniach geofizycznych*. Państwowy Instytut Geologiczny, Biuletyn 63, Seria nr 6, Warszawa, 1951.
- Matsui S.: *On the effect of soil moisture content on the temperature coefficient of soil electrical conductivity*. Bulletin of the Faculty of Agriculture, Mie University, No. 51, 51-59, 1976.
- Matsui S., Shirai K.: *Electrode interfacial impedance during the measurement of conductive and dielectric properties of soil*. Bulletin of the Faculty of Agriculture, Mie University, No. 44, 225-240, 1972.
- Mehran M., Arulanandan K.: *Low frequency conductivity dispersion in clay-water-electrolyte systems*. Clays and Clay Minerals, Vol. 25, 39-48, 1977.
- Mullins C.E.: *Matric Potential*. In Soil Analysis: Physical Methods (eds C.E. Mullins & K.A. Smith), pp. 75-109. Marcel Dekker, New York, 1991.
- Nadler A., Frenkel H.: *Determination of soil solution electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity measurements by the four-electrode method*. Soil. Sci. Soc. Am. J., Vol. 44, 1216-1221, 1980.
- Nadler A., Dasberg S., Lapid I.: *Time Domain Reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns*. Soil Science Society of America Journal 55, 938-943, 1991.
- Nahman N.S.: *Picosecond-domain waveform Measurements*. Proceedings of the IEEE, Vol. 66, No. 4, 441-454, 1978.
- Oliver B.M., Cage J.M.: *Electronic measurements and instrumentation*. Inter-university Electronics Series, Vol. 12. McGraw-Hill Book Company, USA, 61-64, 1971.
- Ozimek E.: *Podstawy teoretyczne analizy widmowej sygnałów*. PWN, Warszawa, 1985.
- Philip J.R.: *Plant water relations: some physical aspects*. Annual Review of Plant Physiology 17, 245-268, 1966.
- Ponnamperuma F.N., Castro R.U.: *Redox systems in submerged soils*. Trans. Inter. Congr. Soil. Sci. 8th, Vol. III, Bucharest, 1964.
- Poulavassilis A., Tzimas E.: *The hysteresis in the relationship between hydraulic conductivity and soil water content*. Soil Science 118, 327-331, 1975.
- Rhoades J.D.: *Principles and methods of monitoring soil salinity*. In: I. Shainberg and J. Shalhevet (ed.). *Soil salinity and irrigation - Process and management*, 5, 130-142. Springer Verlag, Berlin, 1984.
- Rhoades J.D., Manteghi N.A., Shouse P.J., Alves W.J.: *Soil electrical conductivity and soil salinity: new formulations and calibrations*. Soil Science Society of America Journal 53, 433-439, 1989.
- Rhoades J.D., Raats P.A.C., Prather R.J.: *Effects of liquid phase electrical conductivity on bulk soil electrical conductivity, water content and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity*. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 40, 651-655, 1976.
- Rhoades J.D., Schilfgaarde J.: *An electrical conductivity probe for determining soil salinity*. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 40, 647-651, 1976.
- Robinson R.A., Stokes R.H.: *Electrolyte solutions*. Butterworths, London, 1959.
- Roth C.A., Malicki M.A., Plagge R.: *Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR*. Journal of Soil Science, 43, 1-13, 1992.
- Roth K., Schulin R., Flühler H., Attinger, W.: *Calibration of Time Domain Reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach*. Water Resource Research, Vol 26, No 10, 2267-2273, 1990.
- Ruszkowska M., Terelak T.: *Wpływ warunków powietrzno-wodnych na zachowanie się składników pokarmowych w glebie i na procesy fizjologiczne roślin*. Problemy Agrofizyki, Polska Akademia Nauk, Zakład Agrofizyki, Ossolincum, 67, 53-64, 1992.
- Ryden B.E.: *Agriculture and the hydrosphere. Winter monitoring of soil moisture in cultivated clay, applying the Time Domain Reflectometry technique*. The Symposium on "Agriculture Production in Relation to Water Sources", Czechoslovak Scientific and Technical Soc., Nov.27-29, 1984.
- Ryden B.E.: *Winter soil moisture regime monitored by the Time-Domain Reflectometry technique (TDR)*.

- Geografiska Annalen, vol. 68, ser. A, 3, 1986.
- Shedlowsky T.A.: *A screened bridge for measurement of electrolytic conductance*. J. Am. Chem. Soc., 52, 1793, 1930.
- Stewart J.I., Danielson R.E., Hanks R.J., Jackson E.B., Hagan R.M., Pruitt W.O., Franklin W.T., Riley J.P.: *Optimizing crop production through control of water and salinity levels in the soil*. Utah Water Research Lab. PR 151-1, Logan, Utah, 1977.
- Strickland J.A.: *Time-Domain Reflectometry measurements*. Tektronix Inc. Beaverton, Oregon 97005, 1970.
- Thirsk A.R., Harrison J.A.: *A guide to the study of electrode kinetics*. Academic Press, New York, 1972.
- Thomas A.M.: *In situ measurement of moisture in soil and similar substances by fringe capacitance*. Journal of Scientific Instrumentation, 43: 21-27, 1966.
- Tinga W.R., Voss W.A.G., Blosser D.F.: *Generalized approach to multiphase dielectric mixture theory*. Journal of Applied Physics, 44, 3897-3902, 1973.
- Topp G.C., Davis J.L.: *Measurement of soil water content using Time-Domain Reflectometry (TDR): a field evaluation*. Soil Sci. Soc. Am. J., vol. 4: 19 - 24, 1985.
- Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P.: *Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines*. Water Resources Research 3, 574-582, 1980.
- Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P.: *Electromagnetic determination of soil water content using TDR: I. Applications to wetting fronts and steep gradients*. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 46, No. 4, 672-678, 1982 a.
- Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P.: *Electromagnetic determination of soil water content using TDR: II. Evaluation of installation and configuration of parallel transmission lines*. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 46, No. 4, 678-684, 1982 b.
- Topp G.C., Yanuka M., Zebchuk W.D., Zegelin S.: *Determination of electrical conductivity using Time Domain Reflectometry: soil and water experiments in coaxial lines*. Water Resources Research 24, 945-952, 1988.
- Troickij N.B.: *Frequency-moisture dependence of electrical parameters of the soil*. Doklady WASHNIL, No. 3, 43-45, 1973.
- Turski R., Domżał H., Borowiec J., Flis-Bujak M., Misztal M.: *Gleboznawstwo*. Wydawnictwo Akademii Rolniczej, Lublin, 1980.
- Turski R., Malicki M.: *A precise laboratory meter of a dielectric constant of soil of a different moisture*. Polish Journal of Soil Science, vol. VII, No. 1, 1974.
- Warburg E.: *Über das Verhalten sogenannter unpolarisierbarer Elektroden gegen Wechselstrom*. Annalen der Physik und Chemie, 3, 493-499, 1899.
- Whitney M., Gardner F., Briggs L.J.: *An electrical method of determining the moisture content of arable soils*. U.S. Dept. Agr., Div. Soils, Bull. 6, 1897.

INFLUENCE OF SOIL PHYSICAL PROPERTIES ON ELECTRICAL PARAMETERS OF ELECTRODES|SOIL SYSTEM IN ASPECT OF THE DETERMINATION OF SOIL MOISTURE AND SALINITY

SUMMARY

The possibility to monitor soil water status is an indispensable condition to control as well as to model processes occurring in the soil-plant-atmosphere continuum. Taking into consideration that only these sensors can be integrated in modern data acquisition systems that are read electrically, it becomes clear that the sensors for soil moisture and salinity must be electrical.

Continuously undertaken since the end of the previous century attempts to evaluate soil moisture from soil electrical conductivity or electrical permittivity as derived from the measurements of an Electrodes|Soil System (ESS) impedance has not brought electrical methods sufficiently reliable to be widely applied. Calibration curves, i.e. the soil moisture-electrical resistance or moisture-electrical capacitance relationships have proved to be strongly affected by frequency of the applied electrical field as well as by the soil temperature, salinity, texture and bulk density.

The theory of dielectrics when applied to soil cannot explain such phenomena as:

- enormous rise of electrical resistance and capacitance of the ESS with the frequency decrease,
- excessive influence of temperature and salinity on electrical capacitance of the ESS, and also a particularly strange phenomenon that:
- at the same geometry of the system and the same frequency of the applied electrical field, ESS with pure solution can reveal smaller electrical capacitance than that with saturated soil.

Because of increasing interest in utilization of electrical properties of soil in order to gain information on the soil moisture and salinity, a search for a model explaining behavior of the ESS, when applied as a sensor for soil moisture and/or salinity, was undertaken.

Part 2 of the presented dissertation describes an attempt to find a qualitative model of such a sensor, i.e. a model of the ESS (*Electrodes|Soil System*). The ESS under consideration is a system consisting of two bare electrodes and soil within their electrical field. The proposed model follows equivalent electrical circuits of impedance of the electrodes|solution interface like that applied in electrochemistry for considering kinetics of electrode processes. The model is based on electrical polarization phenomena, including the interfacial one.

It was shown that the ESS should be considered as an **electrolytic cell** where the soil pore water is the electrolyte. Its electrical impedance is the resultant of several component subimpedances arising from a diversity of phenomena causing the sensor

electrical polarization. It was shown that within the range of commonly applied frequencies below 10^8 Hz, readings of electrical capacitance, C , of the sensor (i.e. the ESS) were totally masked by interfacial pseudocapacitance while readings of the sensor electrical resistance, R , were affected by interfacial phenomena unless a special impedance bridge was applied which compensates for capacitive component of the sensor impedance.

Numerical solution of the model was verified by comparison of its computer generated impedance–frequency characteristics with experimental data. The data concerned measurements of the C and R in-parallel equivalents of the ESS impedance, read within the frequency band ranged from $5 \cdot 10^{-1}$ – 10^5 Hz. Then the numerical model was solved for a wide band of frequencies 10^{-8} – 10^{14} Hz.

The solution brought to the conclusion that for the electrocapacitive measurements of the soil moisture the applied frequency should fall within the range of 10^8 – 10^{10} Hz, whereas for the electroresistive measurements of the soil moisture and/or salinity the frequency should fall within the range of 10^3 – 10^7 Hz.

Recent advances in generation of fast rising pulses has resulted in the application of Time Domain Reflectometry (TDR) for measurements of soil electrical permittivity (thus also moisture) and electrical conductivity (thus also salinity). This technology is particularly suitable for the determination of electrical permittivity of conducting media, like the soil, because it operates with a pulse having its leading edge composed of frequencies from the range 10^8 – 10^{10} Hz, recommended for readings of electrical permittivity of the soil.

The technology of TDR is continuously developed in The Institute of Agrophysics, Polish Academy of Sciences and brought to a TDR apparatus for simultaneous measurements of the soil electrical permittivity, conductivity and temperature, from which the soil moisture and salinity can be determined, as discussed below in part 3 and 4.

Part 3 of the dissertation concerns reduction of influence of soil matrix on dielectric readings of the soil moisture. Samples of soils, soil-like, and also other capillary-porous materials were analysed using TDR with the aim of determining the contribution of material bulk density, thus also porosity, to the electrical permittivity–water content conversion function.

The study showed that bulk density, thus also porosity, substantially affects the permittivity–moisture relationship. Two equivalent, empirical, normalized conversion functions were found – one accounting for bulk density and the other for porosity effect. Each of them, when applied to the dielectric TDR determinations of moisture, doubled precision of the determinations, independent of the material bulk density, thus also porosity.

Part 4 of the dissertation concerns the possibility of interpretation of simultaneous readings of soil electrical permittivity and conductivity in terms of the soil salinity. When analyzing relationships between soil bulk electrical conductivity, ecG , and its bulk relative electrical permittivity, ϵ , it was found (for the investigated mineral soils) that within the range of volume water content, θ , from about 0.2 up to saturation the derivative $\partial ecG/\partial \epsilon$ is moisture independent and is directly proportional to the soil salinity. It was found that the variable $SX = \partial ecG/\partial \epsilon$, determined from *in situ* measurements of $ecG(\theta > 0.2)$ and $\epsilon(\theta > 0.2)$, can be considered as an index of relative salinity of the soil. It was shown that knowing the salinity index, SX , and also sand content, it was possible to calculate **electrical conductivity of soil pore water** which is a widely accepted measure of the **soil salinity**.

This way the possibility for nondestructive monitoring of salt migration in the soil became realistic. This possibility was experimentally verified in a column experiment by recording time and spatial variability of non-steady salt flow parameters (break-through curves).

Original methodical solutions of the measurements and their experimental embodiments are described in part 5 of the dissertation. It contains detailed description of:

- a variable ratio arm impedance bridge for the determination of the capacitive-resistive impedance of the ESS,
- a programme for numerical solution of the frequency dispersion of the ESS impedance,
- TDR in application for the determination of electrical permittivity and conductivity of soil.

مجلسه اول در روز پنجشنبه ۱۳۰۲/۱۲/۲۵
حاضرین: آقایان: ...
موضوع: ...
جلسه دوم در روز شنبه ۱۳۰۲/۱۲/۲۷
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه سوم در روز یکشنبه ۱۳۰۲/۱۲/۲۸
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه چهارم در روز دوشنبه ۱۳۰۲/۱۲/۲۹
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه پنجم در روز سه شنبه ۱۳۰۲/۱۲/۳۰
حاضرین: ...
موضوع: ...

جلسه ششم در روز چهارشنبه ۱۳۰۲/۱۲/۳۱
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه هفتم در روز پنجشنبه ۱۳۰۳/۱/۱
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه هشتم در روز شنبه ۱۳۰۳/۱/۳
حاضرین: ...
موضوع: ...

جلسه نهم در روز یکشنبه ۱۳۰۳/۱/۴
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه دهم در روز دوشنبه ۱۳۰۳/۱/۵
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه یازدهم در روز سه شنبه ۱۳۰۳/۱/۶
حاضرین: ...
موضوع: ...

جلسه دوازدهم در روز چهارشنبه ۱۳۰۳/۱/۷
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه سیزدهم در روز پنجشنبه ۱۳۰۳/۱/۸
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه چهاردهم در روز شنبه ۱۳۰۳/۱/۱۰
حاضرین: ...
موضوع: ...

جلسه پانزدهم در روز یکشنبه ۱۳۰۳/۱/۱۱
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه شانزدهم در روز دوشنبه ۱۳۰۳/۱/۱۲
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه هجدهم در روز سه شنبه ۱۳۰۳/۱/۱۳
حاضرین: ...
موضوع: ...

جلسه نوزدهم در روز چهارشنبه ۱۳۰۳/۱/۱۴
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه بیستم در روز پنجشنبه ۱۳۰۳/۱/۱۵
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه بیست و یکم در روز شنبه ۱۳۰۳/۱/۱۷
حاضرین: ...
موضوع: ...

جلسه بیست و دوم در روز یکشنبه ۱۳۰۳/۱/۱۸
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه بیست و سوم در روز دوشنبه ۱۳۰۳/۱/۱۹
حاضرین: ...
موضوع: ...
جلسه بیست و چهارم در روز سه شنبه ۱۳۰۳/۱/۲۰
حاضرین: ...
موضوع: ...