



**POLITECHNIKA
BYDGOSKA**

im. Jana i Jędrzeja Śniadeckich

**RADA NAUKOWA DYSCYPLINY ROLNICTWO
I OGRODNICTWO**

ROZPRAWA DOKTORSKA

Mgr. inż. Marek Kościński

**PRZYRODNICZE ŹRÓDŁA NIEPEWNOŚCI
POMIARU WILGOTNOŚCI GLEB
MINERALNYCH**

*Natural sources of uncertainty
in the measurement of mineral soils moisture*

DZIEDZINA: NAUKI ROLNICZE

DYSCYPLINA: ROLNICTWO I OGRODNICTWO

PROMOTORZY PRACY

Dr hab. inż. LECH GAŁĘZEWSKI

POLITECHNIKA BYDGOSKA IM. J.J. ŚNIADECKICH

Dr hab. ANDRZEJ WILCZEK

INSTYTUT AGROFIZYKI IM. BOHDANA DOBRZAŃSKIEGO

POLSKIEJ AKADEMII NAUK

Bydgoszcz, 2026

Ta rozprawa nie jest jedynie widocznym efektem mojej pracy. Nie mogę zobrazować: dziesiątek rozmów, wskazówek i ogromu życzliwości. Za to czego nie widać, a bez czego ta praca by nie powstała, składam szczególne podziękowania:

Panom Promotorom, dr. hab. inż. Lechowi Gałęzewskiemu i dr. hab. Andrzejowi Wilczkowi, dziękuję za naukową uważność, cenne wskazówki oraz pomoc w planowaniu i realizacji prac badawczych. Jestem wdzięczny za wymagające pytania, które porządkowały tok rozumowania, a także za cierpliwe towarzyszenie kolejnym wersjom tekstu i wsparcie w nadaniu wynikom ostatecznego kształtu.

Zarządowi i pracownikom Hodowli Zwierząt i Nasiennictwa Roślin Polanowice Sp. z o.o. dziękuję za udostępnienie obiektów oraz stworzenie warunków do przeprowadzenia badań terenowych. Dzięki tej otwartości założenia metodyczne mogły zostać skonfrontowane z rzeczywistą złożonością gleby i roślin.

Mojej Żonie dziękuję za cierpliwość, spokój i wsparcie, które nie kończyło się wraz z dniem pracy. Za przejęte obowiązki, wyrozumiałość wobec czasu oddawanego badaniom i redagowaniu rozprawy oraz za przypominanie, że nawet najdłuższy proces ma swój kres. Jej obecność była najpewniejszym punktem odniesienia w pracy poświęconej niepewności.

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP	7
2. ANALIZA LITERATURY	9
2.1. GLEBA, WODA I ZAKRES ICH PARAMETRYZACJI	9
2.1.1. Gleba jako heterogeniczny układ mineralno-organiczno-biologiczny ...	9
2.1.2. Zawartość wody, potencjał i krzywa retencji	9
2.2. METODY POMIARU WILGOTNOŚCI GLEBY	10
2.2.1. Zarys metod i opracowań przeglądowych	10
2.2.2. Metody bezpośrednie	10
2.2.3. Metody oparte na właściwościach dielektrycznych	11
2.2.4. Metody potencjałowe i wyznaczanie krzywej retencji	12
2.2.5. Metody radiometryczne	14
2.2.6. Metody cieplne i światłowodowe oparte na impulsie cieplnym	15
2.2.7. Metody geofizyczne	16
2.2.8. Metody optyczne i spektroskopowe	17
2.2.9. Metody teledetekcyjne	19
2.3. NIEPEWNOŚĆ POMIARU I EFEKTYWNA OBJĘTOŚĆ POMIAROWA	20
2.3.1. Dokładność laboratoryjna i wiarygodność pomiaru terenowego	20
2.3.2. Przestrzenny rozkład czułości czujnika	21
2.3.3. Instalacja sondy, kontakt z glebą i kalibracja	23
2.4. PRZESTRZENNA HETEROGENICZNOŚĆ GLEBY JAKO ŹRÓDŁO NIEPEWNOŚCI	24
2.4.1. Zmienność właściwości gleby i znaczenie skali przestrzennej	24
2.4.2. Skład granulometryczny i jego zmienność	27
2.4.3. Porowatość i architektura przestrzeni porowej w małych skalach	28
2.4.4. Drobnoskalowa zmienność wilgotności gleby	32
2.4.5. Czasowa stabilność wzorców i reprezentatywność punktu pomiarowego	35
2.5. BIOLOGICZNA RETENCJA WODNA GLEBY I JEJ ZNACZENIE DLA INTERPRETACJI POMIARÓW	36
2.5.1. Woda w glebie a biotyczny składnik analizowanej objętości	36
2.5.2. Zakres pojęcia biologicznej retencji wodnej	37
2.5.3. Udział wody związanej w biomase w wyniku pomiaru wilgotności ...	37
2.5.4. Korzenie roślin jako główny ilościowy komponent biologicznej retencji	39
2.5.5. Orientacyjna ilościowa ocena retencji w systemach korzeniowych	40
2.5.6. Bezpośrednie badania wpływu korzeni na wynik pomiaru	41
2.5.7. Synteza stanu wiedzy	42
2.6. SYNTEZA PRZYRODNICZYCH ŹRÓDEŁ NIEPEWNOŚCI POMIARU WILGOTNOŚCI GLEB MINERALNYCH	43
3. HIPOTEZA BADAWCZA, CEL I ZAKRES BADAŃ	45
3.1. HIPOTEZA BADAWCZA	45
3.2. CEL GŁÓWNY PRACY	45
3.3. CELE SZCZEGÓŁOWE	45
3.4. ZAKRES BADAŃ	45

4. MATERIAŁY I METODY BADAŃ	47
4.1. OCENA ZMIENNOŚCI WILGOTNOŚCI GLEBY NA POWIERZCHNI 1 m ²	47
4.1.1. Założenia badań	47
4.1.2. Lokalizacja badań	47
4.1.3. Obiekty doświadczalne	48
4.1.4. Metodyka pomiarów	50
4.1.5. Specyfikacja aparatury pomiarowej	53
4.1.6. Statystyczne opracowanie wyników	56
4.2. OCENA WPLYWU BIOLOGICZNEJ RETENCJI WODY W KORZENIACH ROŚLIN ZBOŻOWYCH NA WYNIKI POMIARU WILGOTNOŚCI GLEBY	57
4.2.1. Założenia badań	57
4.2.2. Lokalizacja badań	57
4.2.3. Obiekty doświadczalne	58
4.2.4. Metodyka pomiarów	59
4.2.4.1. Doświadczenie 1 – porównanie wyników pomiaru wilgotności gleby za pomocą metody TDR w rzędzie roślin i w międzyrzędziu	59
4.2.4.2. Doświadczenie 2 – grawimetryczna ocena zawartości wody w glebie i korzeniach roślin	60
4.2.4.3. Doświadczenie 3 – porównanie wyników TDR przed usunięciem korzeni, po ich usunięciu i po ponownym dodaniu ...	61
4.2.5. Statystyczne opracowanie wyników	62
5. WYNIKI I DYKUSJA	64
5.1. OCENA ZMIENNOŚCI WYNIKÓW POMIARU WILGOTNOŚCI GLEBY W SKALI 1 m ²	64
5.1.1. Wpływ spulchnienia gleby i sposobu doboru próby	64
5.1.2. Wpływ rodzaju sondy i efektywnej objętości pomiarowej	68
5.1.3. Zmienność wyników w zależności od długości prętów pomiarowych ...	77
5.1.4. Skład granulometryczny, węgiel organiczny i gęstość objętościowa ...	79
5.2. WPLYW WODY ZAWARTEJ W KORZENIACH ROŚLIN ZBOŻOWYCH NA WYNIK POMIARU WILGOTNOŚCI GLEBY	82
5.2.1. Doświadczenie 1 – zróżnicowanie wilgotności w rzędzie i międzyrzędziu	82
5.2.2. Doświadczenie 2 – rozdzielenie wody w glebie i korzeniach	85
5.2.3. Doświadczenie 3 – weryfikacja wpływu korzeni metodą TDR	90
5.2.4. Synteza doświadczeń i biologiczny składnik wyniku pomiaru	94
5.3. IMPLIKACJE METROLOGICZNE I KIERUNKI DAJSZYCH BADAŃ ...	96
6. PODSUMOWANIE I WNIOKI	98
7. LITERATURA	101
STRESZCZENIE	116
ABSTRACT	117
SPIS TABEL	118
SPIS RYSUNKÓW I WYKRESÓW	119
SPIS FOTOGRAFII	120

1. WSTĘP

Woda glebowa jest jednym z podstawowych czynników warunkujących funkcjonowanie środowiska przyrodniczego i produkcję roślinną. Uczestniczy w transporcie składników mineralnych, wpływa na aktywność organizmów glebowych, wymianę gazową, wzrost i plonowanie roślin, a jednocześnie kształtuje infiltrację, odpływ i ewapotranspirację. Wiarygodna informacja o uwilgotnieniu gleby ma zatem znaczenie zarówno w badaniach podstawowych, jak i w praktyce rolniczej, zwłaszcza wobec rosnącej zmienności opadów oraz potrzeby racjonalnego gospodarowania zasobami wodnymi [Hillel 2004; Robinson i in. 2008; Vereecken i in. 2008].

Określenie „wilgotność gleby” odnosi się jednak do wielkości, które nie są ze sobą tożsame. Zawartość wody może być wyrażana w odniesieniu do masy suchej gleby albo jej objętości, natomiast potencjał matrycowy wody opisuje jej stan energetyczny i zdolność do przemieszczania się. O dostępności wody dla roślin nie decyduje wyłącznie jej ilość, lecz również siła wiązania w układzie kapilarno-porowatym oraz przewodnictwo hydrauliczne. Poprawna interpretacja wymaga więc zdefiniowania wielkości mierzonej i wyboru metody odpowiadającej celowi badania [Kutílek i Nielsen 1994; Hillel 2004; Bittelli 2010; Bittelli 2011].

Metody pomiarowe różnią się zasadą działania, zasięgiem przestrzennym, stopniem ingerencji w środowisko oraz podatnością na czynniki zakłócające. Metoda grawimetryczna określa ubytek masy próbki podczas suszenia i pozostaje podstawową metodą odniesienia, lecz jest niszcząca i opisuje tylko pobraną objętość. Metody dielektryczne, w tym reflektometria w dziedzinie czasu, umożliwiają szybkie pomiary terenowe, ale wyznaczają zawartość wody pośrednio, na podstawie właściwości elektromagnetycznych całego ośrodka znajdującego się w efektywnej objętości pomiarowej. Wynik jest zatem odpowiedzią konkretnego układu pomiarowego na rzeczywistą strukturę analizowanej objętości gleby [Robinson i in. 2003; Bittelli 2011; Gałęzewski 2020].

Dokładność czujnika określona w warunkach laboratoryjnych nie przesądza o reprezentatywności pomiaru terenowego. Gleba jest ośrodkiem heterogenicznym, w którym współwystępują agregaty, makropory, szczeliny, kanały korzeniowe, resztki organiczne oraz strefy różniące się zagęszczeniem i uwilgotnieniem. Wprowadzenie sondy może dodatkowo lokalnie naruszać strukturę lub powodować powstanie szczelin powietrznych przy elementach pomiarowych. Zjawiska te są szczególnie ważne dla metod dielektrycznych, ponieważ niewielka objętość bezpośrednio przylegająca do prętów może w dużym stopniu wpływać na rejestrowany sygnał reflektometryczny [Eveti i in. 2008; Robinson i in. 2008; Nieberding i in. 2023].

Kluczowym parametrem staje się efektywna objętość pomiarowa, dalej określana tym terminem. Nie ma ona ostrej granicy, lecz jest przestrzenią ważoną rozkładem pola elektromagnetycznego. Sondy różniące się liczbą, długością i rozstawem prętów mogą więc obejmować odmienne fragmenty tej samej nie-

jednorodnej gleby. Mała efektywna objętość pomiarowa ułatwia rejestrację lokalnych gradientów, ale zwiększa podatność odczytu na pojedynczą szczelinę, agregat lub korzeń. Większa przestrzennie efektywna objętość pomiarowa silniej uśrednia wynik, lecz może rozmywać wąskie strefy zróżnicowania. Problem ten łączy się z drobnoskalową zmiennością wilgotności, która zależy od tekstury, rozkładu wielkości porów, infiltracji, przepływu preferencyjnego, parowania i pobierania wody przez rośliny [Ferré i in. 1998; Western i in. 2002; Jarvis 2007; Sheng i in. 2024].

Heterogeniczność gleby ma również wymiar biologiczny. Żywe korzenie kształtują strukturę i właściwości hydrauliczne ryzosfery, a zarazem same zawierają wodę. Metoda grawimetryczna rejestruje podczas suszenia wodę z abiotycznej części gleby i z tkanek znajdujących się w próbce, natomiast metody dielektryczne reagują na właściwości całego układu gleba–korzenie. W niniejszej pracy biologiczną retencję wodną rozumiano operacyjnie jako wodę czasowo związaną w żywej biomase obecnej w analizowanej objętości. Nie jest ona odrębną postacią fizykochemiczną ani zasobem tożsamym z wodą dostępną dla roślin, lecz może oddziaływać na wynik pomiaru [Gerke i Kuchenbuch 2007; Fu i in. 2020; Gałęzewski 2020].

Woda w korzeniach nie jest sama w sobie błędem, jeżeli celem jest bilans całego układu gleba–biomasa. Staje się jednak źródłem niepewności interpretacyjnej, gdy całkowity wynik utożsamia się wyłącznie z wodą w mineralnej macierzy gleby albo z pulą możliwą do pobrania przez roślinę. Dotychczasowe badania analizowały zwykle oddzielnie kalibrację aparatury, przestrzenną zmienność ośrodka lub wpływ biomasy. Rzadziej rozpatrywano łącznie relację pomiędzy heterogenicznością gleby, efektywną objętością pomiarową i biologiczną strukturą próbki, mimo że właśnie ich wzajemne nakładanie się decyduje o reprezentatywności odczytu [Robinson i in. 2008; Vereecken i in. 2008; Evett i in. 2012].

Rozprawę oparto zatem na dwóch uzupełniających się obszarach badawczych. Pierwszy obejmuje ocenę zmienności wyników pomiaru wilgotności w małej skali oraz wpływu spulchnienia, sposobu próbkowania, konstrukcji sondy i miąższości profilu objętego pomiarem. Drugi dotyczy biologicznej retencji wody w systemach korzeniowych i jej wpływu na wyniki metody grawimetrycznej oraz TDR. Połączenie badań terenowych i laboratoryjnych umożliwia odniesienie obserwowanych różnic zarówno do właściwości środowiska, jak i do przestrzennego sposobu działania aparatury. Takie ujęcie służy weryfikacji hipotezy, że wynik pomiaru zależy nie tylko od ilości wody, lecz również od przyrodniczych cech analizowanej objętości gleby, oraz pozwala sformułować praktyczne zasady projektowania pomiarów i interpretacji danych.

2. ANALIZA LITERATURY

2.1. GLEBA, WODA I ZAKRES ICH PARAMETRYZACJI

2.1.1. Gleba jako heterogeniczny układ mineralno-organiczno-biologiczny

Gleba jest naturalnym, wielofazowym i przestrzennie zorganizowanym ośrodkiem, w którym współwystępują faza stała, ciekła i gazowa oraz żywa biomasa [Soil Survey Staff 2014; Kalev i Toor 2018; Cahyana i Mulyanto 2024]. Jej właściwości wynikają zarówno ze składu mineralnego i organicznego, jak i z rozkładu wielkości porów glebowych, aktywności organizmów oraz historii procesów glebotwórczych i użytkowania [Hillel 2004; Hartemink 2016; Brady i Weil 2017; Cahyana i Mulyanto 2024]. Współczesne definicje gleby podkreślają funkcjonalne powiązanie tych składników, dlatego pomiar pojedynczej właściwości nie powinien być interpretowany w oderwaniu od heterogenicznej struktury badanego ośrodka [Soil Survey Staff 2014; Kalev i Toor 2018; Cahyana i Mulyanto 2024].

Właściwości fizyczne, chemiczne i biologiczne gleby zmieniają się w przestrzeni i czasie, a skala obserwacji wpływa na obraz tej zmienności [Wilding 1985; Lin i in. 2005]. Szczególne znaczenie dla parametrów wodnych mają skład granulometryczny, gęstość objętościowa, porowatość, architektura porów, zawartość materii organicznej, zasolenie, temperatura oraz obecność organizmów i korzeni [Hillel 1998; Robinson i in. 2008; Vereecken i in. 2008]. Z punktu widzenia rozprawy kluczowe jest zatem traktowanie wyniku pomiaru wilgotności jako odpowiedzi określonej metody na właściwości konkretnej analizowanej objętości gleby, a nie wyłącznie jako odczytu idealnie jednorodnego ośrodka [Robinson i in. 2003; Sheng i in. 2024].

2.1.2. Zawartość wody, potencjał i krzywa retencji

Poznanie wilgotności gleby to coś więcej niż tylko znajomość ilości wody w niej zawartej, która w kontekście jej dostępności dla roślin, może być myląca jeśli nie uwzględni się jej innych właściwości np. takich jak jej potencjał czy ruch [Bittelli 2010]. Istnieją podstawowe zasady, które decydują o sposobie pomiaru. W zależności od tego czy celem badań jest poznanie ilości wody zretencjonowanej przez glebę, czy ilość wody dostępnej w danych warunkach dla roślin, czy przemieszczanie się wody i substancji w niej rozpuszczonych, trzeba dobrać odpowiednią metodę parametryzacji [Bittelli 2011]. Generalnie jednak w badaniach odnosimy się do dwóch parametrów, tj. zawartości wody w glebie lub/oraz potencjału wody czyli siły ssącej [Hillel 2004]. Dlatego ważne jest poznanie istniejących metod pomiaru i sond, aby właściwie dobrać metodę, sondę i zinterpretować uzyskane wyniki. Pomocne w tym powinny być kompleksowe

opracowania tych zagadnień [Kutilek i Nielsen 1994; Hillel 2004; Bittelli 2010; Bittelli 2011].

Zawartość wody określa ilość wody w odniesieniu do masy suchej gleby lub jej objętości, natomiast potencjał wody opisuje jej stan energetyczny i zdolność do przemieszczania się. Krzywa retencji łączy te dwa parametry i umożliwia interpretację ilości wody w kontekście siły jej związania oraz dostępności dla roślin [Kutilek i Nielsen 1994; Hillel 2004; Bittelli 2010].

2.2. METODY POMIARU WILGOTNOŚCI GLEBY

2.2.1. Zarys metod i opracowań przeglądowych

Literatura dotycząca pomiaru wilgotności gleby obejmuje zarówno opracowania poświęcone pojedynczym grupom metod, jak i szerokie syntez porównawcze. Robinson i in. [2003] omówili rozwój techniki TDR i pomiarów właściwości dielektrycznych, a Fares i Polyakov [2006] skoncentrowali się na czujnikach pojemnościowych. Robinson i in. [2008] przedstawili kompleksowy przegląd metod stosowanych w obserwacjach środowiskowych, Bittelli [2010] omówił pomiary potencjału wody, a w kolejnym opracowaniu Bittelli [2011] omówił metody oznaczania jej zawartości. Nowsze opracowania opisują rozwój sensorów proksymalnych (zblizeniowych) przedstawiając postęp technologii czujnikowych i rozwiązania stosowane w rolnictwie precyzyjnym [Hardie 2020; Yu i in. 2021; Zhang i in. 2024; Loconsole i in. 2025]. Szeroką klasyfikację metod oraz ich znaczenie dla badań rolniczych przedstawiono również w monografii Gałęzewskiego [2020].

Metody różnią się wielkością mierzoną bezpośrednio, przestrzennym zasięgiem pomiaru, stopniem ingerencji w glebę, wymaganiami kalibracyjnymi i wrażliwością na właściwości inne niż zawartość wody [Robinson i in. 2008; Bittelli 2011; Gałęzewski 2020; Loconsole i in. 2025]. Poniższa charakterystyka metod pomiarowych ogranicza się do informacji niezbędnych do zrozumienia źródeł niepewności i interpretacji wyników.

2.2.2. Metody bezpośrednie

Metody bezpośrednie polegają na bezpośrednim oznaczeniu ilości wody poprzez jej usunięcie lub oznaczenie jej masy w próbce. Wszystkie pozostałe metody pomiarowe są metodami pośrednimi tzn. nie określającymi faktycznej ilości wody a wartość innych wielkości fizycznych silnie skorelowanych z zawartością wody w glebie [Gardner 1986; Bittelli 2011].

Metoda organoleptyczna – pozwala na orientacyjne oszacowanie wilgotności po wyglądzie i plastyczności próbki oraz odczucia temperatury [Gardner 1986; Bittelli 2011]. Jest to metoda bezkosztowa i bardzo szybka [United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service 1998; Gąsior i in. 2013].

Metoda grawimetryczna (suszarkowa, suszarkwo-wagowa) – uważana jest za najdokładniejszą stąd jest to metoda walidacyjna dla innych metod pomiarowych. Polega na oznaczeniu ilości odparowanej wody na podstawie różnicy masy próbki przed i po suszeniu [Gardner 1986; Bittelli 2011]. Pomiar jest najczęściej wykonywany z użyciem cylindrów Kopeckiego. Metoda bardzo pracochłonna przy pobieraniu próbek, trwająca bardzo długo ze względu na czas suszenia i niszcząca próbkę [Gardner 1986].

Metoda destylacyjna – polega na azeotropowej destylacji wody z próbki gleby przy użyciu niemieszanego się z wodą toluenu lub ksylenu. Para wodna wraz z parami rozpuszczalnika ulega skropleniu w chłodnicy, a w specjalnym odbieralniku następuje rozdzielenie obu cieczy dzięki różnicy gęstości. Metoda została zaadoptowana do oceny wilgotności gleb o bardzo dużej zawartości materii organicznej, która w wysokiej temperaturze metody suszarkowej ulega utlenianiu zakłócając pomiar masy odparowanej wody [Gardner 1986; Bittelli 2011]. Ze względu na pracochłonność, konieczność stosowania rozpuszczalników organicznych oraz długi czas oznaczenia wykorzystywana jest jako metoda laboratoryjna do specjalistycznych oznaczeń [Dean i Stark 1920].

2.2.3. Metody oparte na właściwościach dielektrycznych

Metody oparte na właściwościach dielektrycznych – grupa najczęściej stosowanych w praktyce pomiarowej metod punktowych. W tym podpunkcie nie ujęto metod geofizycznych opartych również na pomiarze właściwości dielektrycznych gleby ze względu na ich przestrzenne a nie punktowe obrazowanie wilgotności gleby [Robinson i in. 2003; Bittelli 2011; Zhang i in. 2024].

Metoda TDR (Time Domain Reflectometry) – polega na określeniu czasu propagacji impulsu elektromagnetycznego zależnego od względnej przenikalności elektrycznej gleby (nazywana również w literaturze z ang. względną przenikalnością dielektryczną) [Robinson i in. 2003; Bittelli 2011; Zhang i in. 2024]. Metodzie tej przypisywana jest duża dokładność ze względu na relatywnie małą wrażliwość na zmiany zasolenia i temperatury gleby [Topp i in. 1980]. Sondy są jednak stosunkowo drogie choć mające szerokie zastosowanie w badaniach terenowych i stanowiące podstawę wielu opracowań naukowych [Gałęzewski 2020].

Metoda FDR (Frequency Domain Reflectometry, metoda pojemnościowa) polega na pomiarze częstotliwości lub pojemności zależnej od właściwości dielektrycznych gleby [Robinson i in. 2003; Fares i Polyakov 2006; Bittelli 2011; Zhang i in. 2024]. W praktyce czujniki FDR i pojemnościowe są zazwyczaj tańsze oraz mniej energochłonne niż układy TDR, co sprzyja ich stosowaniu w gęstych sieciach pomiarowych. Przy uniwersalnych kalibracjach producenta często wykazują jednak mniejszą dokładność i większą wrażliwość na temperaturę oraz właściwości gleby niż TDR; zależność ta ma charakter ogólny, a rzeczywista jakość wyniku zależy od konstrukcji czujnika i zastosowanej kalibracji [Mittelbach i in. 2012; Kapilaratne i Lu 2017].

Metoda ADR (Amplitude Domain Reflectometry) – polega na analizie amplitudy sygnału elektromagnetycznego [Robinson i in. 2003; Bittelli 2011; Zhang i in. 2024]. Metoda nie wymaga zaawansowanych układów elektronicznych, ale wymaga skomplikowanej kalibracji dostosowanej do indywidualnych właściwości poszczególnych gleb [Gaskin i Miller 1996].

Metoda TDT (Time Domain Transmissionmetry) – polega na pomiarze czasu transmisji impulsu [Blonquist i in. 2005], wymaga oddzielnego nadajnika i odbiornika, a linia pomiarowa czujnika jest najczęściej w formie pętli.

Pomiar zespolonej przenikalności elektrycznej w szerokim zakresie częstotliwości – sondy szerokopasmowe / broadband dielectric spectroscopy – polega na analizie widma dielektrycznego w szerokim zakresie częstotliwości [Robinson i in. 2003; Bittelli 2011; Zhang i in. 2024]. Bardzo duża dokładność pomiarów, jednak sondy te są praktycznie niedostępne na rynku [Szyplowska i in. 2021].

2.2.4. Metody potencjałowe i wyznaczanie krzywej retencji

Metody potencjałowe – są to metody mierzące energię wiązania wody, a nie jej ilość. Można przyjąć założenie, że charakterystyka pomiaru sprawia, że jest to jedyna metoda pomiarowa częściowo selektywna względem wody wiązanej biologicznie. Przytoczona „częściowość” wynika z tego, że korzenie roślin umieszczone obok tensjometru mają również właściwą sobie siłę ssącą, której wartość może być większa niż siła ssąca gleby i tensjometru, co w pewnym stopniu ogranicza jej przydatność w strefie korzeniowej [Bittelli 2010; Parker i Patrignani 2023]. Zatem wynik pomiaru potencjału matrycowego wykonywany tensjometrem może być pośrednio kształtowany przez aktywność systemu korzeniowego, ponieważ pobieranie wody przez korzenie powoduje lokalne zmiany potencjału wody w ryzosferze [Whalley i in. 2013].

Metoda tensjometryczna mierzy potencjał matrycowy, czyli siłę ssącą wysychającej gleby. Tensjometry glebowe należą do najstarszych urządzeń stosowanych do bezpośredniego określania tego parametru [Richards i Gardner 1936]. Podstawowym ograniczeniem klasycznego tensjometru jest zakres podciśnienia, w którym możliwe jest zachowanie ciągłości słupa wody i wiarygodne oznaczanie potencjału matrycowego [Bittelli 2010; Parker i Patrignani 2023].

Alternatywną do metody tensjometrycznej jest metoda z wykorzystaniem matrycy pośredniej gdzie siłę ssącą wytwarza matryca pośrednia np. blok gipsowy pozostająca w równowadze hydrodynamicznej z glebą. Ponieważ znane są właściwości matrycy pośredniej mierzy się zmianę jej oporności elektrycznej wraz ze zmianą wilgotności i skaluje w jednostkach podciśnienia. Stosuje się również metodę FDR do oznaczenia wilgotności takiego bloku [Bittelli 2010; Parker i Patrignani 2023]. Dokładność pomiarów potencjałowych ogranicza zjawisko histerezy charakterystyki retencji wody w glebie, polegające na niepokrywaniu się krzywych nawilżania i wysychania, co powoduje, że tej samej wartości potencjału matrycowego mogą odpowiadać różne wartości wilgotności objętościowej gleby [Hillel 1998].

Metoda psychometryczna – zasada działania opiera się na zależności między potencjałem wodnym a ciśnieniem pary wodnej pozostającej w stanie równowagi z wodą glebową za pomocą termopary psychometrycznej (mikropsychrometr). W przeciwieństwie do klasycznych tensjometrów metoda umożliwia pomiary bardzo niskich wartości potencjału wodnego (od -500 kPa do nawet poniżej -10 MPa), dzięki czemu znajduje zastosowanie zwłaszcza w badaniach gleb suchych oraz analizie dostępności wody dla roślin. Ograniczeniem metody jest duża wrażliwość na zmiany temperatury, konieczność zachowania równowagi termicznej podczas pomiaru oraz długi czas stabilizacji, co powoduje, że psychrometry są wykorzystywane głównie w badaniach naukowych, a nie monitoringu wilgotności gleby w warunkach polowych [Campbell i Gardner 1971; Bittelli 2010; Parker i Patrignani 2023]. Rozwinięciem tej metody jest metoda punktu rosy różniąca się sposobem pomiaru wilgotności powietrza znajdującego się w równowadze z próbką gleby. Zamiast termopary zastosowanie ma chłodne lustro i bezpośredni pomiar temperatury punktu rosy [Parker i Patrignani 2023].

Metoda ciśnieniowa (Pressure Plate Apparatus) – jest to laboratoryjna metoda wyznaczania krzywej retencji wodnej gleby. Do wyparcia wody z próbki przez ceramiczną porowatą płytkę używa się określonego ciśnienia powietrza aż do osiągnięcia równowagi hydraulicznej. Po ustabilizowaniu warunków określa się zawartość wody odpowiadającą zadanemu potencjałowi matrycowemu. Metoda umożliwia pomiar w szerokim zakresie potencjałów wodnych, jednak wymaga długiego czasu osiągania równowagi i może prowadzić do zawyżania zawartości wody w glebach drobnoziarnistych przy wysokich wartościach podciśnienia [Bittelli 2010; Parker i Patrignani 2023].

Pomiar przy użyciu stołów ssących – laboratoryjna metoda wyznaczania krzywej retencji wodnej w zakresie niewielkich wartości potencjału matrycowego, odpowiadających warunkom bliskim nasycenia gleby. Jest to metoda podciśnieniowa a woda odpływa z gleby pod wpływem różnicy wysokości słupa wody aż do osiągnięcia stanu równowagi. Stoły ssące zapewniają wysoką dokładność pomiarów w zakresie niskich sił ssących, jednak ich zastosowanie ogranicza się do niewielkich wartości potencjału matrycowego. W celu wyznaczenia pełnej krzywej retencji konieczne jest uzupełnienie pomiarów innymi metodami laboratoryjnymi [Bittelli 2010; Parker i Patrignani 2023].

Pomiar miniaturowymi tensjometrami – jest to metoda wyznaczania krzywej retencji wodnej gleby. Pomiar polega na bezpośrednim określaniu potencjału matrycowego za pomocą precyzyjnych tensjometrów umieszczonych w próbce podczas jej kontrolowanego wysychania. W przeciwieństwie do metod wykorzystujących porowate płytki ceramiczne nie wymagają one osiągnięcia równowagi dla każdego poziomu ciśnienia, dzięki czemu umożliwiają szybkie uzyskanie ciągłego przebiegu krzywej retencji. Miniaturowe tensjometry dostarczają bardziej wiarygodnych wyników niż klasyczne metody ciśnieniowe, zwłaszcza w zakresie średnich wartości potencjału matrycowego, gdzie różnice pomiędzy metodami są największe [Bittelli 2010; Parker i Patrignani 2023].

2.2.5. Metody radiometryczne

Metody radiometryczne wykorzystują oddziaływanie promieniowania jonizującego z glebą. Ilość promieniowania rozproszonego lub pochłoniętego przez glebę zależy od zawartości w niej wody, dzięki czemu możliwe jest określenie jej wilgotności po wcześniejszej kalibracji urządzenia. W praktyce odpowiedź tych metod zależy od ilości wodoru, którego głównym źródłem w glebie jest woda, lub gęstość ośrodka przez który przechodzi promieniowanie. Stosowanie tych metod jest ograniczone wymaganiami dotyczącymi bezpieczeństwa radiologicznego oraz odpowiednich zezwoleń, ponadto sondy są bardzo drogie [Gardner 1986; Robinson i in. 2008].

Metoda neutronowa wykorzystuje spowalnianie szybkich neutronów w wyniku zderzeń z jądrami atomowymi wodoru tracąc energię i przechodząc do zakresu neutronów termicznych. Liczba zarejestrowanych neutronów termicznych jest proporcjonalna do zawartości wodoru [Gardner i Kirkham 1952; Gardner 1986; Robinson i in. 2008].

Metoda tłumienia promieniowania gamma opiera się na osłabianiu wiązki promieniowania podczas przechodzenia przez próbkę gleby. Stopień osłabienia zależy od gęstości ośrodka oraz ilości zawartej w nim wody. Jest to jednak głównie technika laboratoryjna [Ferguson i Gardner 1962; Gardner 1986; Robinson i in. 2008].

Metoda dual-energy gamma stanowi rozwinięcie klasycznej metody tłumienia promieniowania gamma. Wykorzystuje jednocześnie energię promieniowania gamma z dwóch różnych źródeł (^{137}Cs i ^{169}Yb), dzięki czemu możliwe jest oddzielne wyznaczenie gęstości objętościowej gleby oraz zawartości wody bez konieczności wykonywania dodatkowych pomiarów [Gardner 1986; Phogat i in. 1991; Robinson i in. 2008].

Metoda Cosmic-Ray Neutron Sensing (CRNS) wykorzystuje neutrony wtórne powstające w wyniku oddziaływania promieniowania kosmicznego z atmosferą ziemską. Liczba neutronów docierających do detektora nad powierzchnią gleby zależy od ilości wodoru znajdującego się w otoczeniu, którego głównym źródłem jest woda glebowa. Wraz ze wzrostem wilgotności gleby liczba rejestrowanych neutronów maleje. W przeciwieństwie do klasycznej metody neutronowej CRNS nie wymaga stosowania sztucznego źródła promieniotwórczego i umożliwia nieinwazyjny pomiar średniej wilgotności na obszarze obejmującym nawet kilkanaście-kilkadziesiąt hektarów [Gardner 1986; Robinson i in. 2008]. Dzięki dużemu zasięgowi przestrzennemu metoda znalazła szerokie zastosowanie w hydrologii, rolnictwie precyzyjnym oraz monitoringu suszy [Zreda i in. 2008].

Mobilne skanery promieniowania gamma montowane na pojazdach nie mierzą wilgotności gleby bezpośrednio. Wilgotność jest wyznaczana pośrednio, ponieważ wzrost zawartości wody powoduje silniejsze tłumienie naturalnego promieniowania gamma emitowanego przez radionuklidy ^{40}K , ^{238}U i ^{232}Th obecne w glebie. Im większa zawartość wody w warstwie powierzchniowej, tym mniej promieniowania dociera do detektora. Po odpowiedniej kalibracji zależ-

ność ta umożliwia wyznaczenie objętościowej zawartości wody w glebie [Gardner 1986; Robinson i in. 2008]. Dokładność pomiaru zależy jednak od składu mineralnego gleby, zawartości materii organicznej oraz obecności roślinności, dlatego metoda wymaga kalibracji dla badanego stanowiska [Baldoncini i in. 2018; Pätzold i in. 2020]

2.2.6. Metody ciepłne i światłowodowe oparte na impulsie cieplnym

Metody ciepłne (termiczne) wykorzystują zależność właściwości cieplnych gleby od zawartości w niej wody. Woda ma większą pojemność i przewodność cieplną niż powietrze. Zmiany wilgotności powodują zmiany szybkości rozchodzenia się impulsu cieplnego w glebie. Stąd na podstawie odpowiednich modeli matematycznych wyznaczane są właściwości termiczne gleby, które następnie przelicza się na objętościową zawartość wody. Metody te umożliwiają jednoczesny pomiar parametrów cieplnych i wilgotności gleby oraz znajdują zastosowanie zarówno w badaniach laboratoryjnych, jak i terenowych [He i in. 2018].

Heat Pulse polega na emitowaniu krótkiego impulsu cieplnego w glebie i analizie zmian temperatury wywołanych jego propagacją. Na podstawie przebiegu zmian temperatury wyznaczane są właściwości termiczne gleby, które są silnie zależne od zawartości wody. Zaletą metody jest możliwość szybkiego i nieniszczącego pomiaru oraz jednoczesnego oznaczania kilku parametrów fizycznych gleby [He i in. 2018; He i in. 2020]. Ograniczeniem jest wpływ kontaktu sondy z glebą oraz konieczność stosowania modeli opisujących transport ciepła [Campbell i in. 1991].

Dual Probe Heat Pulse jest to rozwinięcie klasycznej metody Heat Pulse. Wykorzystuje się tu dwie równoległe sondy: jedna pełni funkcję grzejnika, druga rejestruje zmiany temperatury w określonej odległości od źródła ciepła. W porównaniu z metodą pojedynczej sondy zapewnia większą dokładność pomiaru [He i in. 2018; He i in. 2020]. Wadą tej metody jest duża zależność uzyskanego wyniku od dokładności kontaktu sondy z glebą [Kluitenberg i in. 1993].

Metoda z wykorzystaniem aktywnie ogrzewanych światłowodów (Actively Heated Fiber Optics – AHFO-DTS). Metoda wykorzystuje światłowód pełniący jednocześnie funkcję elementu grzejnego i czujnika temperatury. Po podaniu impulsu cieplnego system DTS (Distributed Temperature Sensing) rejestruje rozkład temperatury wzdłuż całego światłowodu. Tempo nagrzewania i chłodzenia zależy od właściwości termicznych gleby, które z kolei są silnie związane z jej wilgotnością. Największą zaletą tej metody jest możliwość ciągłego monitorowania wilgotności na odległości od kilkudziesięciu metrów do kilku kilometrów z wysoką rozdzielczością przestrzenną [He i in. 2018; He i in. 2020]. Ograniczeniem są wysokie koszty aparatury oraz konieczność przeprowadzenia lokalnej kalibracji [Sayde i in. 2010].

Dual-Probe Heated Fiber Optics (DPHP-DTS) – metoda ta stanowi rozwinięcie AHFO-DTS i przenosi zasadę metody DPHP do technologii światłowodowej [He i in. 2018; He i in. 2020]. Zamiast dwóch metalowych sensorów sto-

suje się dwa równoległe światłowody: jeden jest ogrzewany, drugi rejestruje zmiany temperatury [Benítez-Buelga i in. 2014].

Thermo-TDR i Thermo-FDR hybrydowe metody łączącą TDR lub FDR z Heat Pulse, umożliwiające pomiar wilgotności na podstawie właściwości dielektrycznych i termicznych gleby [He i in. 2020].

2.2.7. Metody geofizyczne

Metody geofizyczne oznaczania wilgotności gleby opierają się na szacowaniu zawartości wody poprzez pomiar przenikalności elektrycznej, oporność czy przewodności elektrycznej, podatności elektromagnetycznej lub sygnału rezonansu magnetycznego. Ponieważ nie są to pomiary bezpośrednie wymagają zastosowania kalibracji. Ich główną zaletą jest możliwość nieinwazyjnego lub mało inwazyjnego obrazowania zmienności przestrzennej wilgotności gleby w skali większej niż klasyczne czujniki punktowe [Binley i in. 2015; Romero-Ruiz i in. 2018].

Metoda GPR (Ground Penetrating Radar) – wykorzystuje opisane wcześniej właściwości dielektryczne gleby określając zmiany prędkości, czasu przejścia oraz amplitudy fali radarowej. Wilgotność może być określana m.in. z prędkości fali odbitej, fali powierzchniowej, transmisji między otworami lub współczynnika odbicia od powierzchni stąd istnieje wiele technik takiego pomiaru [Binley i in. 2015; Romero-Ruiz i in. 2018]. Zaletą GPR jest dobra rozdzielczość przestrzenna i możliwość szybkiego skanowania, natomiast ograniczeniem jest słabsza skuteczność w glebach ilastych, zasolonych i silnie przewodzących [Huisman i in. 2003].

Metoda ERT (Electrical Resistivity Tomography) jest metodą opartą na pomiarze oporności elektrycznej, która jest jedną z najstarszych metod pomiarowych [Whitney i in. 1897]. Jej bezpośrednie wykorzystanie do ilościowego oznaczania wilgotności jest ograniczone, ponieważ przewodność elektryczna zależy od wielu właściwości innych niż zawartość wody w glebie (głównie zasolenie). Ponieważ jednak pojedyncza sonda jest bardzo tania istnieje możliwość umieszczenia w glebie wielu takich sond co daje możliwość obrazowania profilu glebowego w 2D lub 3D oraz monitorowania zmian wilgotności w czasie [Binley i in. 2015; Romero-Ruiz i in. 2018]. Wadą jest konieczność dobrego kontaktu elektrod z glebą oraz dodatkowo potrzeba kalibracji lokalnej. Metoda ta nadaje się tylko do gleby, w której rezystywność roztworu wody glebowej jest stosunkowo stabilna [Zhou i in. 2001].

Metody SIP/IP (Spectral Induced Polarization / Induced Polarization) są rozwinięciem metod mierzących oporność elektryczną. Oprócz samej przewodności lub oporności mierzą także zjawiska polaryzacji elektrycznej zachodzące na granicach ziaren mineralnych, roztworu glebowego i porów. Wilgotność wpływa na odpowiedź polaryzacyjną, ale sygnał pomiarowy zależy również od tekstury, mineralogii, powierzchni właściwej, zasolenia i mikrostruktury porów [Binley i in. 2015; Romero-Ruiz i in. 2018]. Zaletą SIP jest większa czułość na

właściwości porowe niż w klasycznej metodzie ERT, natomiast wadą jest trudniejsza interpretacja wyników i mniejsze rozpowszechnienie w praktycznym monitoringu wilgotności gleb [Binley i Kemna 2005].

Metoda EMI (Electromagnetic Induction) wykorzystuje pomiar pozornej przewodności elektrycznej gleby, ale bez konieczności bezpośredniego kontaktu elektrod. Nadajnik wytwarza zmienne pole elektromagnetyczne, które indukuje w glebie prądy wirowe, a odbiornik rejestruje wtórne pole elektromagnetyczne zależne od przewodności ośrodka. Wilgotność gleby jest jednym z czynników wpływających na przewodność pozorną, obok zasolenia, tekstury, zawartości ilu, temperatury i gęstości objętościowej [Binley i in. 2015; Romero-Ruiz i in. 2018]. Dlatego metoda EMI dobrze sprawdza się w szybkim mapowaniu zmienności przestrzennej gleby (skanery glebowe dla rolnictwa precyzyjnego), ale samodzielne wyznaczanie wilgotności wymaga kalibracji, odniesień do pomiarów referencyjnych wykonanych innymi metodami oraz ostrożnej interpretacji uzyskanych wyników [Corwin i Lesch 2005].

Metoda NMR (Nuclear Magnetic Resonance) wykorzystuje sygnał relaksacji emitowany przez wzbudzone polem elektromagnetycznym jądra wodoru znajdujące się w cząsteczkach wody – rejestrowanie tego sygnału, pozwala określić ilość wody oraz częściowo jej stan związania w porach. W przeciwieństwie do metod elektrycznych NMR jest bardziej bezpośrednio związana z obecnością wody, a mniej z zasoleniem lub przewodnością elektrolitu porowego [Binley i in. 2015; Romero-Ruiz i in. 2018]. Zaletą jest możliwość detekcji wody w strefie aeracji i uzyskania informacji o właściwościach porowych, natomiast ograniczeniem są wysoki koszt aparatury, złożoność interpretacji oraz mniejsza dostępność tej techniki w rutynowych badaniach gleby [Walsh i in. 2014].

Metody sejsmiczne nie są bezpośrednio dedykowane do pomiaru wilgotności gleby. Można jednak uzyskać informację o zmianach uwilgotnienia gleby poprzez wpływ wody na prędkość rozchodzenia się fal sprężystych, tłumienie fal oraz moduły mechaniczne ośrodka glebowego [Binley i in. 2015; Romero-Ruiz i in. 2018]. Ich zaletą jest możliwość obrazowania większej objętości gleby, natomiast ograniczeniem jest pośredni charakter zależności między sygnałem sejsmicznym a wilgotnością oraz duży wpływ zagęszczenia, struktury gleby i warunków mechanicznych [Romero-Ruiz i in. 2018].

2.2.8. Metody optyczne i spektroskopowe

Metody optyczne oparte są na rejestracji właściwości optycznych gleby, takich jak współczynnik odbicia, absorpcja, rozpraszanie światła czy współczynnik załamania skorelowanych z zawartością wody w glebie. W zależności od zastosowanej techniki pomiar może opierać się na analizie widm odbiciowych (VIS–NIR, MIR), zmianach właściwości światłowodów optycznych lub zmianach długości fali odbijanej przez siatki Bragga. Do największych zalet metod optycznych należą odporność na zakłócenia elektromagnetyczne, możliwość ciągłego monitorowania oraz duża rozdzielczość przestrzenna. Ich ograni-

zeniem jest natomiast konieczność kalibracji dla określonych typów gleb oraz wpływ tekstury, materii organicznej i warunków powierzchniowych na wynik pomiaru [Hardie 2020; Leone 2022; Sun i in. 2022].

Metoda FBG (Fiber Bragg Grating) jest oparta na sensorach FBG, które wykorzystują światłowód zawierający siatkę Bragga odbijającą światło o określonej długości fali. Zmiany wilgotności gleby lub właściwości cieplnych otoczenia powodują odkształcenia materiału higroskopijnego stanowiącego element sensora co prowadzi do zmiany długości rejestrowanej fali odbitej, która z pomocą stosownego modelu przeliczana jest na wilgotność. Metoda umożliwia ciągły monitoring, jest odporna na zakłócenia elektromagnetyczne i może być wykorzystywana w trudnych warunkach środowiskowych [Hardie 2020; Leone 2022; Sun i in. 2022]. Jej wadą jest konieczność stosowania materiałów pośredniczących oraz kompensacji wpływu temperatury [Sun i in. 2022].

Metoda wykorzystująca światłowody optyczne. Światłowodowe sensory wilgotności gleby wykorzystują zmiany współczynnika załamania światła, tłumienia lub intensywności sygnału optycznego wywołane zmianami wilgotności otoczenia. W praktyce stosowane są m.in. światłowody z powłokami higroskopijnymi, czujniki Fabry'ego-Pérot'a oraz czujniki wykorzystujące rezonans modów stratnych (LMR). Ich największą zaletą jest możliwość pracy na dużych odległościach oraz odporność na zakłócenia elektromagnetyczne [Hardie 2020; Leone 2022; Sun i in. 2022]. Ograniczeniem pozostaje stosunkowo wysoki koszt oraz niewielka liczba rozwiązań stosowanych rutynowo poza badaniami naukowymi [Leone 2022; Tien i in. 2024].

Metoda NIR (Near Infrared Spectroscopy) czyli metoda bliskiej podczerwieni wykorzystuje charakterystyczne pasma absorpcji promieniowania przez cząsteczki wody w zakresie około 780–2500 nm. Wraz ze wzrostem wilgotności zmienia się widmo odbicia gleby, co umożliwia wyznaczenie zawartości wody przy zastosowaniu odpowiednich modeli kalibracyjnych [Hardie 2020; Leone 2022; Sun i in. 2022]. Zaletą metody jest bardzo szybki i całkowicie bezkontaktowy pomiar, natomiast wadą jest znaczny wpływ tekstury, zawartości materii organicznej oraz chropowatości powierzchni gleby na uzyskiwane wyniki [Bogrecki i Lee 2006].

Metoda MIR (Mid Infrared Spectroscopy) czyli spektroskopia średniej podczerwieni. Technika ta rozwijała się od lat 90. jako metoda oznaczania właściwości chemicznych i mineralogicznych gleb. Możliwość oznaczania wilgotności pojawiła się jako efekt dodatkowy, ponieważ woda wykazuje bardzo silne pasma absorpcji w zakresie średniej podczerwieni. Stąd metoda ta wykorzystuje silniejsze niż w NIR pasma absorpcji związane z drganiami cząsteczek wody oraz minerałów glebowych. Dzięki temu umożliwia jednoczesną ocenę wilgotności i składu mineralnego gleby [Hardie 2020; Leone 2022; Sun i in. 2022]. Metoda zapewnia wysoką dokładność laboratoryjną, jednak wymaga specjalistycznej aparatury i odpowiedniego przygotowania próbek, dlatego znacznie rzadziej znajduje zastosowanie w pomiarach terenowych niż spektroskopia NIR [Ng i in. 2022].

2.2.9. Metody teledetekcyjne

Metody teledetekcyjne pomiaru wilgotności gleby umożliwiają ocenę uwilgotnienia powierzchniowej warstwy gleby na dużych obszarach, bez konieczności wykonywania gęstej sieci pomiarów terenowych. Największe znaczenie mają metody mikrofalowe, ponieważ promieniowanie mikrofalowe jest wrażliwe na przenikalność elektryczną gleby, silnie zależną od zawartości wody, a pomiary mogą być prowadzone także przy zachmurzeniu i ograniczonym oświetleniu [Babaeian i in. 2019; Zhang i in. 2024]. Metody optyczne i termalne również są stosowane, ale zwykle szacują wilgotność pośrednio, przez zmiany odbicia spektralnego, temperatury powierzchni lub wskaźników roślinno-termicznych [Jackson i in. 1996; Wang i in. 2009; Babaeian i in. 2019].

Metoda wykorzystująca mikrofałe pasywne polega na pomiarze naturalnej emisji mikrofalowej powierzchni Ziemi, czyli temperatury jasnościowej z wykorzystaniem satelity lub statków powietrznych. Wilgotna gleba ma inną emisyjność niż gleba sucha, ponieważ zawartość wody silnie zmienia jej właściwości dielektryczne. Metoda jest szczególnie ważna w pomiarach globalnych, ale ma stosunkowo niską rozdzielczość przestrzenną, najczęściej rzędu dziesiątek kilometrów [Babaeian i in. 2019; Zhang i in. 2024]. Jej zaletą jest duża powtarzalność obserwacji i możliwość tworzenia długich serii czasowych wilgotności gleby [Njoku i Entekhabi 1996; Njoku i in. 2003].

Metoda wykorzystująca mikrofałe aktywne w postaci sygnału radarowego wysyłane przez nadajnik umieszczony na satelicie lub statku powietrznym. Sensory analizują promieniowanie rozproszone i odbite przez powierzchnię gleby. Wzrost wilgotności zwykle powoduje wzrost współczynnika rozpraszania wstecznego, ponieważ zmienia się stała dielektryczna gleby. Zaletą radarów, zwłaszcza SAR (Synthetic Aperture Radar), jest wyższa rozdzielczość przestrzenna niż w metodach pasywnych, co umożliwia mapowanie wilgotności w skali pól uprawnych [Babaeian i in. 2019; Zhang i in. 2024]. Ograniczeniem jest silny wpływ szorstkości powierzchni, roślinności, kąta obserwacji i struktury gleby, dlatego modele szacujące wilgotność gleby wymagają skomplikowanych korekcji i kalibracji [Wagner i in. 1999; Bartalis i in. 2007].

Metoda GNSS-R (Global Navigation Satellite System Reflectometry) wykorzystuje sygnały nawigacyjne odbite od powierzchni gleby. Zmiany wilgotności gleby wpływają na właściwości dielektryczne powierzchni, a tym samym na siłę i charakter odbitego sygnału GNSS. Metoda może być stosowana z platform naziemnych, lotniczych i satelitarnych, a jej zaletą jest wykorzystanie istniejących sygnałów GNSS bez potrzeby aktywnego nadajnika [Babaeian i in. 2019; Zhang i in. 2024]. Ograniczeniem pozostaje złożona interpretacja sygnału, wpływ roślinności, chropowatości powierzchni, geometrii obserwacji oraz konieczność stosowania modeli lub danych pomocniczych [Yang i in. 2024].

Metoda GNSS-IR (Interferometric Reflectometry), jest naziemną odmianą metody wcześniej opisanej wykorzystującą interferencję sygnału bezpośredniego i sygnału odbitego od powierzchni gleby. Analizuje się najczęściej zmiany

stosunku sygnału do szumu (SNR), których amplituda i faza zależą od wilgotności przypowierzchniowej warstwy gleby. Zaletą metody jest możliwość wykorzystania istniejących stacji geodezyjnych GNSS i uzyskania pomiaru reprezentującego większą powierzchnię niż klasyczny czujnik punktowy [Babaeian i in. 2019; Zhang i in. 2024]. Ograniczeniem jest wpływ roślinności, śniegu, oraz konieczność odpowiedniego przetwarzania sygnału elektromagnetycznego [Larson i in. 2008; Chew i in. 2016].

2.3. NIEPEWNOŚĆ POMIARU I EFEKTYWNA OBJĘTOŚĆ POMIAROWA

2.3.1. Dokładność laboratoryjna i wiarygodność pomiaru terenowego

W praktyce rolniczej pomiary wilgotności są wykorzystywane do oceny potrzeb nawodnieniowych, monitorowania suszy glebowej, bilansowania wody oraz podejmowania decyzji w systemach rolnictwa precyzyjnego. Podejmowanie decyzji dotyczących nawadniania oraz innych czynności agrotechnicznych zależnych od wilgotności gleby powinno opierać się na wiarygodnych danych pomiarowych, ponieważ błędna ocena stanu uwilgotnienia może prowadzić do nieoptymalnego gospodarowania wodą, obniżenia plonu lub jego jakości oraz zwiększenia kosztów produkcji [Evett i in. 2008; Dobriyal i in. 2012; Evett i in. 2012]. Wiarygodność uzyskiwanych danych zależy jednak nie tylko od dokładności instrumentu, lecz również od właściwości gleby, sposobu instalacji sondy i reprezentatywności jej efektywnej objętości pomiarowej [Robinson i in. 2003; Mittelbach i in. 2012; Sheng i in. 2024].

Producenci sond określają deklarowaną dokładność pomiaru na podstawie procedur kalibracyjnych i walidacyjnych prowadzonych w kontrolowanych warunkach, które nie zawsze odzwierciedlają złożoność warunków terenowych [Evett i in. 2008; Vaz i in. 2013]. Z punktu widzenia interpretacji danych należy więc rozróżnić dokładność laboratoryjną czujnika od wiarygodności pomiaru terenowego [Evett i in. 2012; Mittelbach i in. 2012]. W laboratorium można zapewnić dobry kontakt sondy z badanym ośrodkiem, kontrolować temperaturę, zasolenie i gęstość objętościową oraz zastosować indywidualną kalibrację [Seyfried i Murdock 2001; Kizito i in. 2008; Vaz i in. 2013]. Wiele badań laboratoryjnych wykorzystuje próbki homogenizowane [Holzman i in. 2017], natomiast w warunkach polowych czujnik pracuje w środowisku niejednorodnym, a sama instalacja może modyfikować właściwości gleby w efektywnej objętości pomiarowej [Nieberding i in. 2023]. Jednym z kluczowych czynników reprezentatywności jest zatem zarówno wielkość efektywnej objętości pomiarowej, jak i przestrzenny rozkład czułości w jej obrębie [Evett i in. 2008; Robinson i in. 2008; Mittelbach i in. 2012; Sheng i in. 2024]. Większa efektywna objętość pomiarowa silniej uśrednia lokalne zróżnicowanie, ale ogranicza zdolność reje-

strowania drobnoskalowych gradientów, dlatego powinna być dobierana do celu badań [Evelt i in. 2012; Sheng i in. 2024].

2.3.2. Przestrzenny rozkład czułości czujnika

W literaturze przestrzenny zasięg oddziaływania czujnika jest opisywany terminami „sample area”, „sampling volume”, „sensing volume”, „measurement volume” oraz „sensitivity zone”. Nie są one stosowane całkowicie jednolicie: część autorów odnosi je do rozmiaru analizowanego obszaru, a część do przestrzennego rozkładu udziału poszczególnych fragmentów ośrodka w rejestrowanym sygnale. W niniejszej rozprawie przyjęto termin „efektywna objętość pomiarowa” na oznaczenie części gleby, której właściwości w mierzalny sposób wpływają na wynik czujnika. Efektywna objętość pomiarowa nie ma ostrej granicy, ponieważ udział poszczególnych jej fragmentów jest ważony przestrzennym rozkładem czułości i maleje wraz z oddaleniem od elementów pomiarowych [Ferré i in. 1998; Robinson i in. 2003; Sheng i in. 2024].

Poszczególne sondy różnią się wielkością efektywnej objętości pomiarowej oraz przestrzennym rozkładem czułości. Ponieważ w badaniach własnych zastosowano przede wszystkim sondy TDR, dalsze omówienie koncentruje się na tej metodzie i bazujących na niej czujnikach [Ferré i in. 1998; Robinson i in. 2003; Sheng i in. 2024].

Jednym z czynników determinujących prawidłową interpretację wyników pomiarów wilgotności gleby jest efektywna objętość pomiarowa sondy [Evelt i in. 2012; Sheng i in. 2024]. Obejmuje ona tę część gleby, której właściwości wpływają na rejestrowany sygnał elektromagnetyczny [Jones i in. 2002; Robinson i in. 2003]. Oddziaływanie nie jest jednorodne: natężenie pola i udział poszczególnych fragmentów ośrodka w wyniku maleją wraz z odległością od elementów pomiarowych [Baker i Allmaras 1990; Ferré i in. 1998; Robinson i in. 2003]. Efektywnej objętości pomiarowej nie należy więc traktować jako bryły o ostrej granicy, lecz jako przestrzeń o niejednorodnym rozkładzie czułości [Sheng i in. 2024].

W sondach prętowych największy udział w kształtowaniu sygnału ma gleba znajdująca się w bezpośrednim sąsiedztwie prętów oraz pomiędzy nimi, gdzie natężenie pola elektromagnetycznego jest największe. Nawet niewielka objętość pozostająca w bezpośrednim kontakcie z elementami pomiarowymi może zatem istotnie wpływać na rejestrowany sygnał [Ferré i in. 1998; Robinson i in. 2003; Sheng i in. 2024]. Szczelina powietrzna, lokalne rozluźnienie albo zagęszczenie gleby w tej części efektywnej objętości pomiarowej zmieniają rozkład pola i mogą powodować duży błąd wyniku mimo niezmiennych właściwości otaczającego ośrodka [Evelt i in. 2009; Nieberding i in. 2023]. Jakość instalacji sondy jest z tego względu jednym z kluczowych czynników niepewności pomiarów dielektrycznych [Mittelbach i in. 2012; Nieberding i in. 2023].

Badania nad przestrzenną czułością sond dielektrycznych wskazują, że efektywna objętość pomiarowa nie jest jednakowa dla różnych konstrukcji czuj-

ników [Ferré i in. 1998; Robinson i in. 2003; Sheng i in. 2024]. W przypadku sond TDR zależy ona m.in. od liczby prętów, ich rozstawu i długości [Ferré i in. 1998]. Sheng i in. [2024] porównali siedem komercyjnych elektromagnetycznych czujników wilgotności gleby i wyznaczyli efektywne objętości pomiarowe wynoszące 386 cm³ dla TDR-315, 66 cm³ dla TDR-310H, 398 cm³ dla CS655, 45 cm³ dla EC-5, 40 cm³ dla HydraProbe II, 148 cm³ dla WET150 oraz 49 cm³ dla TEROS 12. Różnice między czujnikami obejmują zatem nie tylko deklarowaną dokładność i zasadę działania, lecz również skalę przestrzenną uśredniania właściwości badanego ośrodka. Efektywną objętość pomiarową należy traktować jako właściwość konkretnego układu pomiarowego, zależną od konstrukcji sondy oraz od kryterium przyjętego do wyznaczenia jej zasięgu [Ferré i in. 1998; Robinson i in. 2003; Sheng i in. 2024].

Znaczenie efektywnej objętości pomiarowej zależy od celu prowadzonych pomiarów oraz skali analizowanych procesów zachodzących w glebie. Czujniki o niewielkiej efektywnej objętości pomiarowej umożliwiają rejestrację zmian wilgotności występujących w małej skali przestrzennej, dzięki czemu znajdują zastosowanie w badaniach strefy korzeniowej oraz analizie lokalnej zmienności wilgotności gleby [Ferré i in. 1998; Robinson i in. 2003; Sheng i in. 2024]. Jednocześnie niewielka efektywna objętość pomiarowa zwiększa podatność pomiaru na lokalną heterogeniczność ośrodka, co może ograniczać reprezentatywność pojedynczego pomiaru dla większego obszaru [Robinson i in. 2008; Evett i in. 2012]. Z kolei czujniki obejmujące większą objętość gleby zapewniają silniejsze uśrednienie lokalnej zmienności właściwości ośrodka, lecz jednocześnie zmniejszają możliwość identyfikacji niewielkich zmian wilgotności występujących pomiędzy sąsiednimi warstwami profilu glebowego [Sheng i in. 2024]. W konsekwencji efektywna objętość pomiarowa nie powinna być rozpatrywana jako cecha świadcząca o przewadze jednego rozwiązania nad drugim, lecz jako parametr, który należy dostosować do charakteru prowadzonych badań, oczekiwanej reprezentatywności pomiaru oraz przestrzennej skali analizowanych procesów hydrologicznych [Evett i in. 2008; Caldwell i in. 2022].

Niejednorodny przestrzenny rozkład czułości ma szczególne znaczenie w przypadku sond profilowych, w których efektywne objętości pomiarowe sąsiednich segmentów mogą częściowo się nakładać, a sposób instalacji może zaburzać strukturę gleby i sprzyjać przepływowi preferencyjnemu wzdłuż otworu [Evett i in. 2008; Nieberding i in. 2023]. W takich warunkach część niepewności wynika nie z układu elektronicznego, lecz z zaburzenia kontaktu sondy z ośrodkiem. Interpretacja powinna zatem uwzględniać wielkość efektywnej objętości pomiarowej, przestrzenny rozkład czułości oraz sposób instalacji czujnika [Ferré i in. 1998; Evett i in. 2008; Sheng i in. 2024].

Analiza przedstawionych badań wskazuje, że projektowanie doświadczeń z wykorzystaniem sond wilgotności gleby wymaga uwzględnienia efektywnej objętości pomiarowej oraz przestrzennego rozkładu czułości zastosowanego czujnika, ponieważ parametry te determinują przestrzenną reprezentatywność uzyski-

wanych wyników pomiarów [Evelt i in. 2012; Sheng i in. 2024]. W badaniach, których celem jest określenie średniej wilgotności większej objętości gleby lub całej warstwy profilu, pojedynczy pomiar wykonany czujnikiem o niewielkiej efektywnej objętości pomiarowej może nie zapewniać wymaganej reprezentatywności, dlatego konieczne jest zastosowanie odpowiedniej liczby powtórzeń lub sieci pomiarowej [Western i in. 2002; Evelt i in. 2012]. Z kolei w badaniach procesów zachodzących w małej skali przestrzennej, takich jak lokalna dynamika wilgotności w strefie korzeniowej, niewielka efektywna objętość pomiarowa umożliwia rejestrację zmian, które mogłyby zostać uśrednione przez czujniki obejmujące większą objętość gleby [Ferré i in. 1998; Sheng i in. 2024].

Konkludując przedstawione wyniki badań można uogólnić, że wiarygodność pomiarów wilgotności gleby zależy nie tylko od parametrów technicznych zastosowanego czujnika, lecz również od właściwego rozpoznania relacji pomiędzy konstrukcją sondy, efektywną objętością pomiarową oraz przestrzenną zmiennością badanego ośrodka. Uwzględnienie tych zależności stanowi warunek poprawnej interpretacji wyników zarówno w badaniach naukowych, jak i w praktycznych zastosowaniach monitoringu wilgotności gleby [Ferré i in. 1998; Robinson i in. 2003; Sheng i in. 2024].

2.3.3. Instalacja sondy, kontakt z glebą i kalibracja

W świetle powyższego można stwierdzić, że w praktyce pomiarowej można ograniczyć błędy wynikające z niewłaściwej instalacji sondy poprzez zapewnienie możliwie ścisłego kontaktu między elementami pomiarowymi sondy a glebą oraz unikanie pustek powietrznych w efektywnej objętości pomiarowej czujnika [Evelt i in. 2008; Caldwell i in. 2022; Nieberding i in. 2023]. W przypadku sond prętowych zaleca się instalację w glebie nienaruszonej, najczęściej przez wykonanie odkrywki i poziome wprowadzenie prętów w ścianę profilu na określonej głębokości, ponieważ takie ułożenie pozwala przypisać pomiar do konkretnej warstwy gleby i ogranicza wpływ pionowych gradientów wilgotności [Caldwell i in. 2022]. Sonden profilowe lub czujniki instalowane w otworach wymagają natomiast wykonania otworu o średnicy dopasowanej do sondy lub rury dostępowej, ponieważ zbyt szeroki otwór może prowadzić do powstania szczelin powietrznych i zaburzenia kontaktu gleba–czujnik [Nieberding i in. 2023]. Jedną z metod ograniczania ryzyka powstawania szczelin powietrznych podczas instalacji sond profilowych jest zastosowanie zawiesiny (slurry) przygotowanej z gleby pobranej z miejsca instalacji i wody. Po umieszczeniu sondy zawiesina wypełnia przestrzeń między powierzchnią czujnika a otaczającą glebą, poprawiając kontakt gleba–czujnik oraz ograniczając wpływ pustek powietrznych na wynik pomiaru. Rozwiązanie to jest zalecane szczególnie w glebach kamienistych i żwirowych, w których uzyskanie ścisłego kontaktu mechanicznego jest utrudnione. Jednocześnie podkreśla się, że metoda ta stanowi rozwiązanie alternatywne i powinna być stosowana przede wszystkim wtedy, gdy standardowa procedura instalacji nie zapewnia odpowiedniej jakości kontaktu gleba–czujnik

[Evelt i in. 2008; Caldwell i in. 2022; Nieberding i in. 2023]. Zalecenia dotyczące doboru miejsca instalacji, wykorzystania zawiesziny glebowo-wodnej oraz zapewnienia pełnego kontaktu czujnika z glebą występują również w dokumentacji producentów [Sentek 2009; Hunter Industries b.r.]. Należy też zwrócić uwagę, że jednym z potencjalnych źródeł niepewności pomiarów wilgotności gleby są zmiany właściwości ośrodka powstające podczas instalacji sond. Wprowadzanie prętów lub elementów pomiarowych do gleby może prowadzić do lokalnego zaburzenia jej struktury, obejmującego zarówno zagęszczenie, jak i rozluźnienie materiału glebowego, a w konsekwencji do zmian gęstości objętościowej oraz porowatości w bezpośrednim sąsiedztwie czujnika. W rezultacie pomiar może dotyczyć fragmentu gleby, którego właściwości fizyczne zostały częściowo zmodyfikowane przez sam proces instalacji. Problem ten ma szczególne znaczenie w doświadczeniach wymagających wykrywania niewielkich różnic wilgotności pomiędzy analizowanymi wariantami. Z tego względu współczesne procedury instalacyjne zalecają ograniczanie ingerencji w strukturę gleby oraz zapewnienie możliwie naturalnych warunków kontaktu pomiędzy czujnikiem a otaczającym ośrodkiem glebowym. W badaniach metodycznych podkreśla się również znaczenie kalibracji w glebie i na głębokości, na której czujnik ma pracować, gdyż procedura ta pozwala nie tylko poprawić dokładność pomiaru, ale także ujawnić problemy wynikające z instalacji, techniki pomiaru lub lokalnych właściwości ośrodka. Dlatego poprawną instalację sond wilgotności gleby należy traktować jako integralny element procedury zapewnienia jakości pomiarów, obejmującej dobór reprezentatywnej lokalizacji, zapewnienie właściwego kontaktu czujnika z glebą, zachowanie odpowiedniej geometrii montażu, kalibrację oraz weryfikację uzyskiwanych wyników w warunkach terenowych [Evelt i in. 2008; Caldwell i in. 2022; Nieberding i in. 2023].

2.4. PRZESTRZENNA HETEROGENICZNOŚĆ GLEBY JAKO ŹRÓDŁO NIEPEWNOŚCI

2.4.1. Zmienność właściwości gleby i znaczenie skali przestrzennej

Gleba jest ośrodkiem charakteryzującym się znaczną zmiennością właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych zarówno w przestrzeni, jak i w czasie. Heterogeniczność ta stanowi naturalną cechę warstwy glebowej i wynika ze współoddziaływania procesów glebotwórczych, hydrologicznych, biologicznych oraz działalności człowieka, których intensywność i przebieg mogą różnić się nawet w obrębie niewielkich obszarów [Wilding 1985; Lin i in. 2005]. W rezultacie właściwości gleby, takie jak skład granulometryczny, struktura, gęstość objętościowa, zawartość materii organicznej oraz wilgotność, wykazują znaczną zmienność przestrzenną, wpływając na warunki wzrostu roślin, przebieg procesów hydrologicznych oraz dostępność składników pokarmowych. Wiedza dotycząca przestrzennej zmienności właściwości gleby ma istotne znaczenie dla modelowania procesów środowiskowych, rolnictwa precy-

zyjnego, monitoringu środowiska oraz racjonalnego gospodarowania zasobami naturalnymi [Lin i in. 2005].

Jedną z podstawowych cech zmienności glebowej jest jej zależność od skali przestrzennej, ponieważ poszczególne właściwości gleby mogą wykazywać odmienne wzorce zmienności – od skali pojedynczych agregatów glebowych i systemów korzeniowych, poprzez profil glebowy i pole uprawne, aż do skali krajobrazu i regionu [Lin i in. 2005; Paterson i in. 2018]. Oznacza to, że obserwowany stopień heterogeniczności zależy zarówno od właściwości badanego ośrodka, jak i od rozdzielczości przestrzennej zastosowanych metod pomiarowych [Lin i in. 2005]. Zrozumienie zależności pomiędzy skalą obserwacji a zmiennością właściwości gleby stanowi jeden z podstawowych warunków poprawnego opisu i modelowania procesów zachodzących w środowisku glebowym [Western i in. 2002]. Mimo znacznego rozwoju metod geostatystycznych oraz modelowania przestrzennego nadal istnieją ograniczenia związane z przenoszeniem informacji pomiędzy różnymi skalami obserwacji, dlatego zagadnienia przeskalowywania danych (upscaling i downscaling) pozostają przedmiotem intensywnych badań, zwłaszcza w odniesieniu do wilgotności gleby [Western i in. 2002; Crow i in. 2012].

Współczesne podejście do badań gleby odchodzi od traktowania pola jako jednorodnej jednostki produkcyjnej, podkreślając konieczność uwzględniania przestrzennej zmienności jej właściwości [Mulla i McBratney 2000; McBratney i in. 2005]. Klasyczne uśrednianie wyników uzyskanych z niewielkiej liczby próbek glebowych pozwala na ocenę przeciętnych właściwości badanego obiektu, jednak może prowadzić do pominięcia lokalnej zmienności przestrzennej obserwowanej często już w skali pojedynczych metrów, a w przypadku niektórych właściwości także w mniejszych skalach [Mulla i McBratney 2000; Lin i in. 2005]. Znaczenie tego problemu wzrosło wraz z rozwojem rolnictwa precyzyjnego, którego celem jest dostosowanie zabiegów agrotechnicznych do lokalnych warunków siedliskowych oraz zmienności właściwości gleby [McBratney i in. 2005]. Osiągnięcie tego celu wymaga rozpoznania przestrzennego zróżnicowania właściwości gleby oraz doboru metod pomiarowych umożliwiających ich określenie z rozdzielczością odpowiednią do analizowanej skali przestrzennej [Lin i in. 2005]. Zatem kluczowym celem nowoczesnego tworzenia map gleb jest dostarczanie informacji o przestrzennej zmienności ich właściwości z rozdzielczością odpowiadającą potrzebom użytkownika i planowanemu zastosowaniu danych [Wilding 1985; Western i in. 2002; Lin i in. 2005]. Wymaga to odpowiedniego doboru skali obserwacji oraz metod pomiarowych, ponieważ rozdzielczość danych w istotny sposób wpływa na możliwość identyfikacji wzorców przestrzennych i interpretacji procesów zachodzących w środowisku glebowym [Lark 2005; Malone i in. 2013].

W literaturze podkreśla się, że zależność pomiędzy skalą przestrzenną a zmiennością właściwości gleby nie ma charakteru uniwersalnego. Nie można przyjąć ogólnej zasady, zgodnie z którą zmienność zawsze wzrasta wraz ze

wzrostem skali obserwacji [Wilding 1985; Western i in. 2002; Lin i in. 2005]. Charakter tej zależności jest determinowany przede wszystkim przez rodzaj analizowanej właściwości oraz procesy odpowiedzialne za jej kształtowanie [Western i in. 2002; Khitrov i in. 2023]. Przykładowo, właściwości względnie trwałe, takie jak skład granulometryczny, wykazują zazwyczaj zmienność ujawniającą się głównie w większych skalach przestrzennych, związanych z przebiegiem procesów glebotwórczych i uwarunkowaniami geologicznymi [Mikhailova i in. 2019]. Odmiennie zachowują się właściwości dynamiczne, zwłaszcza wilgotność gleby, której rozkład może zmieniać się zarówno w skali pojedynczych metrów, jak i całych zlewni, w zależności od opadów, pokrycia roślinnego czy warunków topograficznych [Western i in. 2002]. Jeszcze większą heterogeniczność obserwuje się w przypadku mikroorganizmów glebowych, których rozmieszczenie może wykazywać znaczne zróżnicowanie już w skali pojedynczych centymetrów, co wynika z lokalnych różnic w dostępności materii organicznej, wilgotności oraz aktywności korzeni [Franklin i Mills 2003]. Badania dotyczące zawartości materii organicznej wskazują natomiast, że jej zmienność przestrzenna jest silnie uzależniona od sposobu użytkowania terenu oraz historii zabiegów agrotechnicznych [Kayugina i Eremina 2022].

Znajomość charakterystycznej skali zmienności analizowanych właściwości ma zasadnicze znaczenie dla prawidłowego projektowania badań terenowych. Zbyt rzadkie rozmieszczenie punktów pomiarowych może prowadzić do pominięcia istotnych struktur przestrzennych, natomiast nadmierne zagęszczenie próbkowania nie zawsze przekłada się na wzrost jakości uzyskanych informacji, generując jednocześnie nieuzasadniony wzrost kosztów badań [Wilding 1985; Western i in. 2002; Lin i in. 2005]. Z tego względu opracowano szereg metod wspomagających optymalizację projektowania sieci pomiarowych oraz dobór odpowiedniej skali próbkowania [Lark 2005; Webster i in. 2006; Lark 2011].

Spośród licznych właściwości gleby szczególne znaczenie przypisuje się składowi granulometrycznemu, który uznawany jest za jedną z najbardziej stabilnych cech gleby i jednocześnie czynnik determinujący wiele pozostałych właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych [Wilding 1985; Western i in. 2002; Lin i in. 2005]. Z tego względu tekstura gleby stanowi podstawę większości systemów klasyfikacji gleb oraz jest powszechnie wykorzystywana w modelowaniu procesów hydrologicznych, rolnictwie precyzyjnym i cyfrowym kartowaniu gleb [Mikhailova i in. 2019]. Ale również bardzo duże znaczenie z rolniczego punktu widzenia mają porowatość oraz wilgotność, które w istotny sposób wpływają na przebieg procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych zachodzących w środowisku glebowym [Hillel 1998; Horn i Smucker 2005]. Skład granulometryczny uwarunkowany jest przede wszystkim materiałem macierzystym oraz przebiegiem procesów glebotwórczych, dlatego jest powszechnie wykorzystywany w modelowaniu ich właściwości [Mikhailova i in. 2019]. Porowatość odzwierciedla organizację przestrzeni porowej i pozostaje silnie uzależniona od struktury agregatowej, aktywności organizmów glebowych, zagęszczenia oraz sposobu

użytkowania gleby [Horn i Smucker 2005]. Z kolei wilgotność gleby należy do najbardziej dynamicznych właściwości fizycznych, ponieważ podlega ciągłym zmianom pod wpływem opadów atmosferycznych, ewapotranspiracji, właściwości retencyjnych oraz przepływu wody w profilu glebowym [Western i in. 2002; Vereecken i in. 2008]. Właściwości te pozostają ze sobą w ścisłych zależnościach – skład granulometryczny determinuje potencjalny rozwój struktury gleby oraz rozkład wielkości porów, natomiast system porowy w znacznym stopniu kontroluje retencję i przemieszczanie się wody, przewodnictwo hydrauliczne oraz warunki wymiany gazowej w glebie [Hillel 1998; Horn i Smucker 2005].

2.4.2. Skład granulometryczny i jego zmienność

Skład granulometryczny, określany również jako tekstura gleby, opisuje względny udział frakcji piasku, pyłu i iłu w materiale glebowym. Stanowi jedną z podstawowych właściwości fizycznych gleby, ponieważ w znacznym stopniu determinuje retencję wody, przewodnictwo hydrauliczne, warunki napowietrzenia, podatność na zagęszczenie oraz zdolność sorpcji składników mineralnych. Gleby o przewadze frakcji piaszczystej charakteryzują się zazwyczaj wysoką przepuszczalnością oraz niewielką pojemnością wodną, natomiast gleby ilaste zatrzymują większe ilości wody i składników pokarmowych, lecz często wykazują gorsze warunki napowietrzenia oraz większą skłonność do zaskorupiania i powstawania spękań podczas wysychania [Hillel 1998; Brady i Weil 2017].

Pomimo znacznej trwałości tekstury w porównaniu z właściwościami dynamicznymi, takimi jak wilgotność czy zagęszczenie, skład granulometryczny wykazuje wyraźną zmienność przestrzenną [Warrick i Nielsen 1980]. Zmienność ta jest przede wszystkim konsekwencją zróżnicowania materiału macierzystego, procesów glebotwórczych, sedymentacyjnych i erozyjnych oraz przemieszczania cząstek mineralnych w krajobrazie. W skali pola przestrzenny rozkład tekstury może być dodatkowo modyfikowany przez redystrybucję materiału wywołaną erozją wodną, zabiegami uprawowymi oraz lokalnymi warunkami hydrologicznymi, choć procesy te zwykle nie zmieniają samej tekstury, lecz jej przestrzenny rozkład [Lin i in. 2005].

Z punktu widzenia rolnictwa precyzyjnego szczególne znaczenie ma przestrzenna zmienność tekstury w obrębie pojedynczego pola uprawnego, ponieważ wpływa ona na zróżnicowanie retencji wody, dostępności składników pokarmowych oraz potencjału plonowania [McBratney i in. 2005]. Znaczenie składu granulometrycznego wykracza jednak poza klasyczną charakterystykę fizyczną gleby, gdyż właściwość ta stanowi jeden z głównych czynników warunkujących interpretację wyników pomiarów geofizycznych stosowanych we współczesnym kartowaniu gleb. Skład granulometryczny wpływa bowiem na wartości pozornej przewodności elektrycznej gleby (ECa), wykorzystywanej podczas mapowania właściwości gleb metodami elektromagnetycznymi [Corwin i Lesch 2005]. Wyższe wartości ECa obserwowane są zwykle w glebach o większym udziale frakcji ilastej, co wynika z większej powierzchni właściwej minerałów ilastych,

większej zdolności sorpcji jonów oraz większej zawartości wody w tych glebach [Corwin i Lesch 2005; Triantafilis i Lesch 2005].

W badaniach laboratoryjnych skład granulometryczny oznacza się najczęściej metodami sitowymi, sedymentacyjnymi, areometrycznymi oraz z wykorzystaniem analizatorów dyfrakcji laserowej. Wyniki uzyskiwane różnymi metodami nie zawsze są bezpośrednio porównywalne, ponieważ stosowane procedury dyspersji, założenia dotyczące kształtu cząstek oraz sposób wyznaczania ich średnicy mogą prowadzić do odmiennych ocen udziału frakcji drobnych. Zjawisko to ma szczególne znaczenie podczas kalibracji modeli pedotransferowych, cyfrowego kartowania gleb oraz interpretacji danych pochodzących z pomiarów geofizycznych, dlatego wybór metody oznaczania tekstury powinien być dostosowany do celu prowadzonych badań [Eshel i in. 2004].

2.4.3. Porowatość i architektura przestrzeni porowej w małych skalach

Małe skale przestrzenne obejmują organizację gleby obserwowaną od poziomu pojedynczych agregatów glebowych i porów, poprzez fragmenty profilu glebowego, aż do odległości rzędu kilku centymetrów i pojedynczych metrów [Young i Crawford 2004]. W tej skali gleba stanowi wysoce zorganizowany układ przestrzenny, którego właściwości wynikają nie tylko ze składu mineralnego, lecz również ze sposobu rozmieszczenia fazy stałej i przestrzeni porowej. Współczesna pedologia opisuje glebę jako strukturę hierarchiczną, w której procesy zachodzące na poziomie mikro- i mezoskali wpływają na właściwości obserwowane w większych skalach przestrzennych [Baveye i in. 2010].

Spośród podstawowych właściwości fizycznych gleby skład granulometryczny należy do cech najbardziej trwałych, ponieważ jest w dużym stopniu determinowany przez materiał macierzysty oraz przebieg procesów glebotwórczych [Brady i Weil 2017]. Nie oznacza to jednak jego pełnej jednorodności w małych skalach przestrzennych [Warrick i Nielsen 1980]. Zróżnicowanie udziału frakcji piasku, pyłu i iłu może występować już w odległościach rzędu kilku centymetrów, szczególnie w glebach powstałych z osadów warstwowych, aluwialnych lub deluwialnych, gdzie kolejne epizody sedymentacji prowadziły do odkładania materiału o odmiennym składzie granulometrycznym. Podobne zjawiska obserwuje się również w glebach podlegających selektywnej erozji wodnej, podczas której drobniejsze frakcje mineralne są przemieszczane i lokalnie akumulowane w niewielkich obniżeniach powierzchni terenu [Lin i in. 2005].

Znaczenie ma również mikrorelief powierzchni gleby, rozumiany jako niewielkie różnice wysokości występujące w skali pojedynczych centymetrów lub decymetrów. Nawet niewielkie zagłębienia sprzyjają lokalnemu zatrzymywaniu cząstek pyłu i iłu transportowanych przez wodę opadową, podczas gdy mikrowyniesienia częściej ulegają wymywaniu drobnych frakcji i pozostają względnie wzbogacone w piasek [Darboux i Huang 2005]. W efekcie skład granulometryczny wierzchniej warstwy gleby może wykazywać zauważalne

zróżnicowanie pomimo pozornie jednorodnego charakteru badanego stanowiska [Lin i in. 2005].

Znacznie większą zmiennością w małych skalach przestrzennych charakteryzuje się porowatość gleby [Nimmo 2004]. Wynika to z faktu, że przestrzeń porowa podlega ciągłym przekształceniom zachodzącym pod wpływem procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych, podczas gdy skład granulometryczny pozostaje stosunkowo stabilny [Horn i Smucker 2005]. Już w obrębie kilku centymetrów mogą współwystępować fragmenty gleby o znacznie odmiennej geometrii przestrzeni porowej, mimo identycznego składu granulometrycznego [Vogel i Roth 2001]. Oznacza to, że gleby należące do tej samej kategorii tekstury mogą wykazywać wyraźnie odmienną organizację przestrzeni porowej już na poziomie pojedynczych agregatów [Young i Crawford 2004].

Źródłem tej zmienności jest przede wszystkim proces agregacji gleby [Dexter 2004]. Agregaty różnią się wielkością, trwałością oraz sposobem wzajemnego ułożenia, co prowadzi do powstawania złożonego systemu porów o zróżnicowanych rozmiarach i kształtach [Horn i Smucker 2005]. Przestrzeń pomiędzy agregatami tworzą zwykle większe pory odpowiedzialne za wymianę gazową i szybkie przemieszczanie się wody, natomiast wewnątrz agregatów zawiera liczne mikropory decydujące o retencji wody oraz dostępności siedlisk dla mikroorganizmów [Nimmo 2004]. Z tego względu sama wartość porowatości całkowitej nie opisuje w pełni właściwości fizycznych gleby, ponieważ równie istotne znaczenie ma rozkład wielkości porów oraz stopień ich wzajemnego połączenia [Vogel i Roth 2001].

Szczególną rolę w kształtowaniu drobnoskalowej organizacji przestrzeni porowej odgrywają procesy biologiczne [Young i Crawford 2004]. Rosnące korzenie powodują lokalne przemieszczanie cząstek mineralnych i pozostawiają po obumarciu kanały korzeniowe, które przez wiele lat mogą stanowić element struktury gleby [Vogel i Roth 2001; Nimmo 2004; Horn i Smucker 2005; Wang i Zhang 2024]. Podobne znaczenie mają organizmy glebowe, zwłaszcza dżdżownice, których działalność prowadzi do powstawania bioporów o zróżnicowanej średnicy i orientacji przestrzennej [Jarvis 2007]. W konsekwencji już na niewielkiej powierzchni mogą występować fragmenty gleby o zupełnie odmiennej architekturze przestrzeni porowej, pomimo braku zauważalnych różnic w składzie granulometrycznym [Baveye i in. 2010].

Badania wykorzystujące trójwymiarową tomografię rentgenowską wykazały, że organizacja przestrzeni porowej zmienia się już w skali pojedynczych milimetrów, a niewielkie różnice w ciągłości i połączeniu porów mają istotny wpływ na funkcjonowanie gleby jako ośrodka porowatego [Vogel i Roth 2001]. Wyniki tych badań wskazują również, że klasyczne parametry opisujące porowatość nie odzwierciedlają w pełni rzeczywistej architektury przestrzeni porowej, dlatego coraz częściej analizuje się również cechy geometryczne, takie jak ciągłość, krętość oraz wzajemna łączność porów [Baveye i in. 2010].

Istotnym czynnikiem zwiększającym zmienność porowatości w małych skalach przestrzennych jest również działalność człowieka [Horn i Smucker 2005]. Przejazdy maszyn rolniczych powodują lokalne zagęszczenie gleby, jednak naciski nie rozkładają się równomiernie na całej powierzchni pola, lecz koncentrują się w pasach technologicznych oraz miejscach wielokrotnych przejazdów [Schjønning i in. 2015]. W efekcie już w odległości kilkunastu lub nawet kilku centymetrów mogą występować wyraźne różnice w gęstości objętościowej, rozmieszczeniu makroporów oraz stopniu deformacji agregatów glebowych [Horn i Smucker 2005]. Zjawisko to prowadzi do powstawania mozaikowego układu stref o odmiennej strukturze fizycznej, który często nie jest możliwy do rozpoznania podczas klasycznego opisu profilu glebowego [Schjønning i in. 2015].

Podsumowując, małe skale przestrzenne stanowią poziom organizacji gleby, na którym najwyraźniej ujawnia się złożoność jej budowy wewnętrznej [Young i Crawford 2004]. W przeciwieństwie do składu granulometrycznego, którego zmienność jest przede wszystkim konsekwencją procesów geologicznych i glebotwórczych, porowatość pozostaje właściwością wysoce dynamiczną pod względem organizacji przestrzennej i reaguje na oddziaływanie procesów biologicznych, fizycznych oraz antropogenicznych [Horn i Smucker 2005]. Zrozumienie charakteru tej drobnoskalowej heterogeniczności stanowi podstawę poprawnej interpretacji wielu właściwości fizycznych gleby oraz projektowania badań prowadzonych z wysoką rozdzielczością przestrzenną [Baveye i in. 2010].

Opisując zmienność porowatości należy scharakteryzować porowatość gleby jako właściwość fizyczną i jej znaczenie w badaniach przestrzennych [Vogel i Roth 2001; Nimmo 2004; Horn i Smucker 2005; Wang i Zhang 2024]. Porowatość gleby określa udział przestrzeni porowej w całkowitej objętości gleby i stanowi jedną z podstawowych właściwości opisujących jej budowę fizyczną [Kutilek i Nielsen 1994; Wang i Zhang 2024]. Przestrzeń porowa nie jest jedynie „wolną przestrzenią” pomiędzy cząstkami mineralnymi, lecz złożonym układem kanałów, szczelin i komór o zróżnicowanej wielkości oraz geometrii, którego organizacja decyduje o sposobie funkcjonowania gleby jako ośrodka trójfazowego [Hillel 1998; Wang i Zhang 2024]. Współczesne badania wskazują, że właściwości funkcjonalne gleby zależą nie tylko od całkowitej objętości porów, ale również od ich wzajemnego rozmieszczenia, ciągłości oraz stopnia połączenia [Vogel i Roth 2001; Pires i in. 2025]. Z tego względu porowatość całkowita nie powinna być interpretowana jako jedyny parametr opisujący organizację przestrzeni porowej gleby [Baveye i in. 2010; de Oliveira i in. 2022].

W literaturze najczęściej wyróżnia się makropory, mezopory i mikropory, chociaż granice pomiędzy tymi grupami nie są jednoznacznie ustalone i zależą od przyjętego systemu klasyfikacji oraz analizowanej funkcji porów [Kutilek i Nielsen 1994]. Poszczególne klasy porów różnią się nie tylko wymiarami, ale przede wszystkim rolą pełnioną w funkcjonowaniu gleby. Makropory odpowiadają przede wszystkim za wymianę gazową oraz przemieszczanie się cieczy pod wpływem sił grawitacyjnych [Nimmo 2004]. Mezopory stanowią zasadniczą część przestrzeni odpowiedzialnej za magazynowanie wody dostępnej dla roślin, natomiast

mikropory zatrzymują wodę silnie związaną z powierzchnią cząstek mineralnych oraz materii organicznej [Kutílek i Nielsen 1994]. O funkcjonowaniu gleby decydują zatem nie tylko proporcje pomiędzy poszczególnymi klasami porów, lecz także ich wzajemne rozmieszczenie i stopień połączenia [Vogel i Roth 2001].

Architektura przestrzeni porowej kształtowana jest przez procesy glebotwórcze, właściwości materiału macierzystego oraz rozwój struktury agregatowej [Horn i Smucker 2005]. Tworzenie agregatów prowadzi do wykształcenia porów wewnątrz agregatów oraz porów międzyagregatowych, które pełnią odmiennie funkcje fizyczne [Dexter 2004]. Istotny wpływ na organizację przestrzeni porowej wywiera również aktywność biologiczna gleby, obejmująca wzrost korzeni roślin, działalność mikroorganizmów oraz organizmów glebowych, zwłaszcza dżdżownic [Young i Crawford 2004]. Powstające w wyniku tych procesów kanały korzeniowe i biopory zwiększają złożoność przestrzeni porowej oraz prowadzą do powstawania lokalnych różnic w jej organizacji już w skali pojedynczych centymetrów [Jarvis 2007].

W ostatnich latach coraz większą uwagę zwraca się na geometryczne cechy systemu porowego, takie jak ciągłość, krętość oraz wzajemna łączność porów, ponieważ to one w dużym stopniu determinują funkcjonalną organizację przestrzeni porowej i nie są odzwierciedlane przez samą wartość porowatości całkowitej [Wang i Zhang 2024]. Badania wykorzystujące tomografię rentgenowską wykazały, że dwie próbki gleby o zbliżonej porowatości całkowitej mogą wykazywać istotnie odmienną architekturę przestrzeni porowej [Baveye i in. 2010]. Różnice te wynikają z odmiennego rozmieszczenia porów oraz ich połączeń przestrzennych, których nie odzwierciedla sam wskaźnik porowatości całkowitej [Vogel i Roth 2001]. Z tego względu współczesne badania coraz częściej uzupełniają klasyczne oznaczenia porowatości analizą trójwymiarowej geometrii przestrzeni porowej [Baveye i in. 2010].

Porowatość należy do właściwości szczególnie wrażliwych na sposób użytkowania gleby. Zabiegi uprawowe mogą okresowo zwiększać udział większych porów w warstwie ornej poprzez spulchnienie gleby, jednak efekt ten ma zwykle charakter krótkotrwały [Horn i Smucker 2005]. Wielokrotne przejazdy ciężkich maszyn prowadzą natomiast do zagęszczenia gleby, zmniejszenia udziału makroporów oraz przekształcenia naturalnej organizacji przestrzeni porowej, zwłaszcza poniżej głębokości wykonywanej uprawy [Schjønning i in. 2015; Pulido-Moncada i in. 2024]. Długotrwałe użytkowanie rolnicze może ponadto ograniczać rozwój stabilnej struktury agregatowej oraz zmniejszać aktywność organizmów odpowiedzialnych za powstawanie bioporów, co prowadzi do dalszych zmian architektury przestrzeni porowej [Bronick i Lal 2005].

Z punktu widzenia badań przestrzennych porowatość jest właściwością znacznie trudniejszą do bezpośredniego kartowania niż skład granulometryczny [Adamchuk i in. 2004]. Nie istnieje pojedyncza metoda geofizyczna umożliwiająca jednoznaczny pomiar geometrii przestrzeni porowej w warunkach terenowych [Doolittle i Brevik 2014]. W praktyce informacje dotyczące porowatości uzyskuje się najczęściej pośrednio, wykorzystując pomiary gęstości objętościowej, tekstury,

oporu penetracji, przewodności elektrycznej lub obserwacje profilu glebowego, które następnie poddawane są wspólnej interpretacji [Adamchuk i in. 2004]. Rozwój metod proximal sensing umożliwia obecnie identyfikację stref różniących się właściwościami fizycznymi gleby z wysoką rozdzielczością przestrzenną, jednak uzyskane dane wymagają każdorazowo weryfikacji i kalibracji na podstawie pomiarów terenowych oraz laboratoryjnych [Doolittle i Brevik 2014].

Porowatość należy zatem postrzegać nie jako pojedynczy parametr liczbowy, lecz jako złożoną cechę opisującą organizację przestrzeni porowej gleby [Vogel i Roth 2001]. Współczesna pedologia coraz większy nacisk kładzie na analizę architektury systemu porowego, ponieważ to ona w największym stopniu odzwierciedla funkcjonalną organizację gleby oraz umożliwia prawidłową interpretację wielu procesów zachodzących w środowisku glebowym [Baveye i in. 2010].

2.4.4. Drobnoskalowa zmienność wilgotności gleby

Wilgotność gleby należy do jej najbardziej dynamicznych właściwości fizycznych, ponieważ zmienia się pod wpływem opadów, infiltracji, odpływu, parowania, transpiracji oraz pobierania wody przez systemy korzeniowe roślin [Vereecken i in. 2008]. W przeciwieństwie do składu granulometrycznego wilgotność nie jest cechą względnie trwałą, lecz stanem chwilowym, zależnym od bilansu dopływu, odpływu i retencji wody w profilu glebowym [Western i in. 2002]. Jej rozkład przestrzenny jest wynikiem współdziałania właściwości gleby, ukształtowania terenu, pokrywy roślinnej, głębokości profilu oraz aktualnych warunków meteorologicznych [Robinson i in. 2008]. Zmienność wilgotności gleby ma istotne znaczenie dla funkcjonowania roślin, przepływu wody, transportu składników mineralnych oraz interpretacji wyników metod pomiarowych opartych na właściwościach dielektrycznych i elektrycznych gleby [Corwin i Lesch 2005; Robinson i in. 2008].

W małych skalach przestrzennych, obejmujących odległości od kilku do kilkunastu centymetrów, wilgotność gleby może wykazywać znaczne zróżnicowanie nawet w obrębie pozornie jednorodnej warstwy profilu glebowego [Seyfried 1998]. Wynika to z faktu, że pomiar punktowy obejmuje jedynie ograniczoną objętość gleby, dlatego wynik jest silnie uzależniony od lokalnej organizacji porów, obecności korzeni, zagęszczenia oraz niewielkich różnic teksturalnych [Robinson i in. 2008]. W przypadku czujników elektromagnetycznych efektywna objętość pomiarowa może wynosić od kilkudziesięciu do kilkuset centymetrów sześciennych, co oznacza, że przesunięcie sondy o kilka centymetrów może objąć inną część układu porowego. W badaniach porównujących efektywne objętości pomiarowe siedmiu czujników elektromagnetycznych wykazano, że rzeczywisty zakres reagowania sond może być mniejszy niż deklarowany przez producentów i różnić się pomiędzy modelami sensorów [Sheng i in. 2024]. Oznacza to, że różnice pomiędzy odczytami wykonanymi w odległości kilku lub kilkunastu centymetrów nie muszą być błędem aparaturowym, lecz

mogą odzwierciedlać rzeczywistą heterogeniczność małej objętości gleby [Vereecken i in. 2008; Sheng i in. 2024].

Drobnoskalowa zmienność wilgotności jest silnie związana z rozkładem wielkości porów oraz ich wzajemną łącznością. Dwie próbki o podobnym składzie granulometrycznym mogą różnić się zawartością wody, jeżeli jedna z nich obejmuje strefę z przewagą porów drobnych, a druga zawiera większy udział makroporów lub kanałów korzeniowych. Szczególne znaczenie mają biopory i szczeliny, ponieważ mogą powodować nierównomierne przemieszczanie się wody w profilu glebowym. W takich warunkach punktowy pomiar wilgotności zależy nie tylko od średniego uwilgotnienia danej warstwy, lecz również od tego, czy efektywna objętość pomiarowa czujnika obejmuje strefę przepływu preferencyjnego, czy fragment mniej aktywnej matrycy glebowej [Jarvis 2007; Vereecken i in. 2008].

Po opadach lub nawadnianiu zmienność wilgotności w skali centymetrów może wzrosnąć, ponieważ woda nie zawsze wnika równomiernie w całą objętość gleby. Przepływ preferencyjny powoduje szybkie przemieszczanie się części wody przez makropory, szczeliny lub kanały po korzeniach, z pominięciem części drobniejszych porów matrycy glebowej [Jarvis 2007]. W efekcie w jednej części próbki lub profilu może pojawić się wyraźny wzrost uwilgotnienia, podczas gdy obszar oddalony o kilka centymetrów pozostaje znacznie mniej wilgotny [Seyfried 1998; Jarvis 2007]. Najnowsze badania prowadzone w 17 ekoregionach USA wykazały, że przepływ preferencyjny jest zjawiskiem powszechnym, a jego występowanie zależy m.in. od intensywności opadów, tekstury gleby, wcześniejszego uwilgotnienia oraz właściwości roślinności [Li i in. 2025]. W skali małych objętości pomiarowych oznacza to, że dwa punkty oddalone o kilka lub kilkanaście centymetrów mogą reprezentować odmienne fragmenty układu porowego, dlatego różnice w odczytach wilgotności mogą wynikać zarówno z rzeczywistej heterogeniczności gleby, jak i z ograniczonej objętości oddziaływania czujnika [Seyfried 1998; Sheng i in. 2024].

W okresach przesychania mechanizmy kształtujące drobnoskalową zmienność wilgotności są inne niż bezpośrednio po opadzie [Western i Blöschl 1999]. Wierzchnie warstwy gleby reagują na parowanie i zmiany warunków atmosferycznych szybciej niż głębsze części profilu, dlatego największa zmienność czasowa i przestrzenna często występuje w płytkich warstwach gleby [Hu i in. 2023]. W glebach pokrytych roślinnością dodatkowym czynnikiem różnicującym wilgotność jest lokalne pobieranie wody przez korzenie, które może tworzyć strefy bardziej suche w bezpośrednim sąsiedztwie aktywnych części systemu korzeniowego. Z tego względu dwa punkty pomiarowe położone na tej samej głębokości, ale oddalone o kilka centymetrów, mogą rejestrować odmienne przebiegi wilgotności w czasie, jeżeli jeden znajduje się bliżej aktywnej strefy korzeniowej [Jackisch i in. 2020].

Istotnym problemem interpretacyjnym jest również relacja pomiędzy skalą pomiaru a skalą procesu. Skala pomiaru obejmuje nie tylko odległość pomiędzy

punktami pomiarowymi, ale także zasięg badanego obszaru oraz objętość gleby reprezentowaną przez pojedynczy odczyt [Western i Blöschl 1999]. W przypadku pomiarów wykonywanych w odległościach kilku lub kilkunastu centymetrów szczególnie ważna staje się efektywna objętość pomiarowa, ponieważ sonda nie mierzy wilgotności całego profilu, lecz uśrednia stan niewielkiego fragmentu gleby wokół elementu pomiarowego [Robinson i in. 2008; Sheng i in. 2024]. Jeżeli w tej objętości znajdzie się kamień, szczelina, biopor, fragment korzenia lub strefa silniej zagęszczona, wynik może różnić się od odczytu uzyskanego z sąsiedniego punktu mimo niewielkiej odległości między sondami [Seyfried 1998; Jarvis 2007]. Z tego powodu pojedynczy pomiar punktowy nie powinien być traktowany jako automatycznie reprezentatywny dla większej powierzchni bez wcześniejszego rozpoznania zmienności lokalnej [Vereecken i in. 2008].

Zmienność wyników pomiarów wilgotności w małych odległościach zależy również od zastosowanej metody pomiarowej. Metody grawimetryczne odnoszą się do pobranej próbki gleby, której objętość i sposób pobrania decydują o reprezentatywności wyniku [Robinson i in. 2008]. Czujniki TDR i FDR określają wilgotność pośrednio, na podstawie właściwości dielektrycznych gleby, dlatego ich wynik zależy od kontaktu sondy z glebą, lokalnej gęstości objętościowej, zasolenia, temperatury oraz efektywnej objętości pomiarowej [Noborio 2001; Robinson i in. 2008]. Badania dotyczące położenia sond TDR w próbkach glebowych wskazują, że lokalizacja sondy względem struktury próbki może wpływać na uzyskiwane wartości wilgotności, co ma szczególne znaczenie przy analizie niejednorodnych ośrodków glebowych [Pastuszka i in. 2014]. Ograniczona efektywna objętość pomiarowa sond sprawia, że różnice pomiędzy blisko położonymi punktami mogą wynikać zarówno z rzeczywistej heterogeniczności gleby, jak i z technicznych aspektów instalacji czujnika [Robinson i in. 2008; Sheng i in. 2024].

W badaniach przestrzennych ważne jest zatem rozróżnienie pomiędzy zmiennością rzeczywistą a zmiennością wynikającą z procedury pomiarowej [Robinson i in. 2008]. Rzeczywista zmienność wilgotności wynika z odmiennej retencji, struktury porowej, obecności korzeni, lokalnego przepływu oraz warunków brzegowych w danym fragmencie gleby [Vereecken i in. 2008]. Zmienność pomiarowa może być natomiast konsekwencją innej objętości próbki, niejednakowego kontaktu sondy z glebą, różnej głębokości instalacji, zaburzenia struktury gleby podczas montażu lub odmiennej kalibracji czujników [Robinson i in. 2008; Su i in. 2014]. Dlatego w badaniach prowadzonych w odległościach kilku lub kilkunastu centymetrów konieczne jest staranne dokumentowanie zarówno lokalizacji punktów pomiarowych, jak i sposobu pobrania próbki albo instalacji sondy [Robinson i in. 2008; Vereecken i in. 2008].

2.4.5. Czasowa stabilność wzorców i reprezentatywność punktu pomiarowego

W literaturze hydrologicznej istotne miejsce zajmuje również zjawisko czasowej stabilności przestrzennych wzorców wilgotności gleby. Polega ono na tym, że niektóre lokalizacje zachowują względnie stałą pozycję względem średniej wilgotności badanego obiektu, nawet gdy średnia wilgotność zmienia się w czasie [Vachaud i in. 1985]. Zjawisko to wykorzystuje się do identyfikacji punktów reprezentatywnych dla średniej wilgotności obszaru lub warstwy gleby [Grayson i Western 1998]. Badania terenowe wykazały, że odpowiednio dobrany punkt pomiarowy może w określonych warunkach dobrze reprezentować średnie uwilgotnienie większej powierzchni, ale wymaga to wcześniejszej analizy czasowej i przestrzennej stabilności układu [Jacobs i in. 2004]. Nowsze badania potwierdzają użyteczność tej koncepcji, jednocześnie wskazując, że stabilność czasowa zależy od głębokości, ukształtowania terenu, warunków hydrologicznych i sezonu [Guber i in. 2008; Hu i in. 2023].

W małych skalach przestrzennych czasowa stabilność nie eliminuje jednak problemu zmienności między blisko położonymi punktami [Vereecken i in. 2008]. Punkt stale bardziej wilgotny lub bardziej suchy od średniej może wynikać z lokalnych cech gleby, takich jak większy udział drobnych porów, obecność zagęszczonej strefy albo sąsiedztwo korzeni [Jarvis 2007; Jackisch i in. 2020]. Dlatego przy interpretacji pomiarów z sond rozmieszczonych co kilka lub kilkanaście centymetrów należy traktować powtarzalne różnice między punktami jako informacje o lokalnej zmianie jednego z parametrów mających powiązanie z nioselektywnym pomiar wilgotności gleby, a nie wyłącznie jako przypadkowy błąd pomiarowy [Seyfried 1998; Vereecken i in. 2008]. Jednocześnie pojedyncze, niestabilne odchylenia mogą być wynikiem zmiennego kontaktu sondy z glebą, krótkotrwałego przepływu preferencyjnego lub lokalnego zakłócenia struktury gleby podczas instalacji [Jarvis 2007; Robinson i in. 2008].

Wilgotność gleby ma również istotne znaczenie dla interpretacji pomiarów przewodności pozornej gleby wykonywanych metodami elektromagnetycznymi. Wzrost zawartości wody w porach zwiększa możliwość przewodzenia prądu elektrycznego przez roztwór glebowy, dlatego wartości ECa (*apparent electrical conductivity*) często rosną wraz ze wzrostem uwilgotnienia gleby [Corwin i Lesch 2005]. Zależność ta nie jest jednak jednoznaczna, ponieważ przewodność pozorna zależy równocześnie od tekstury, zawartości ilu, zasolenia, temperatury, gęstości objętościowej i struktury gleby [Corwin i Lesch 2005; Doolittle i Brevik 2014]. W praktyce oznacza to, że obszary o podobnej wilgotności mogą wykazywać odmienne wartości ECa, jeżeli różnią się zawartością ilu lub zasoleniem [Corwin i Lesch 2005]. Oznacza to również, że obszary o podobnej teksturze mogą wykazywać odmienne wartości ECa, jeżeli różnią się aktualnym uwilgotnieniem lub układem porów [Doolittle i Brevik 2014]. Dlatego interpretacja danych EMI bez równoczesnego uwzględnienia wilgotności gleby może prowa-

dzić do błędnego przypisania zmian ECa wyłącznie różnicom tekstury lub zasoleniu [Corwin i Lesch 2005].

Podsumowując, zmienność wilgotności gleby w skali kilku lub kilkunastu centymetrów wynika z nakładania się procesów fizycznych, biologicznych i pomiarowych [Robinson i in. 2008; Vereecken i in. 2008]. Najważniejszymi czynnikami rzeczywistymi są lokalna struktura porowa, ciągłość makroporów, obecność korzeni, drobne różnice tekstury, zagęszczenie oraz aktualny stan hydrologiczny profilu [Seyfried 1998; Jarvis 2007]. Najważniejszymi czynnikami metodycznymi są efektywna objętość pomiarowa czujnika, sposób instalacji sondy, kontakt z glebą, kalibracja oraz reprezentatywność pobranej próbki [Robinson i in. 2008; Sheng i in. 2024]. Z tego względu wyniki pomiarów wilgotności uzyskiwane z punktów oddalonych o kilka lub kilkanaście centymetrów należy interpretować jako informację o bardzo lokalnym stanie gleby, a nie jako prostą reprezentację całego pola, profilu lub warstwy glebowej [Western i Blöschl 1999; Vereecken i in. 2008].

2.5. BIOLOGICZNA RETENCJA WODNA GLEBY I JEJ ZNACZENIE DLA INTERPRETACJI POMIARÓW

2.5.1. Woda w glebie a biotyczny składnik analizowanej objętości

Klasyczne ujęcia fizyki gleby opisują wodę przez jej zawartość masową lub objętościową, potencjał energetyczny, retencję oraz dostępność dla roślin. Punktem odniesienia jest w nich przede wszystkim woda związana z fazą stałą i obecna w przestrzeni porowej ośrodka glebowego [Hillel 2004; Robinson i in. 2008]. Takie podejście jest wystarczające dla gleby traktowanej jako układ abiotyczny, nie wyodrębnia jednak wody znajdującej się w żywych organizmach obecnych w pobranej próbce albo w efektywnej objętości pomiarowej czujnika [Gerke i Kuchenbuch 2007; Ievinsh 2023].

Gleba jest równocześnie układem biologicznie aktywnym, którego integralnymi składnikami są korzenie roślin, bakterie, archeony, grzyby, protisty i fauna glebowa. Organizmy te uczestniczą w obiegu materii, kształtowaniu struktury oraz przepływie energii. Woda stanowi zasadniczy składnik żywych komórek i tkanek, a stopień ich uwodnienia jest zmienną cechą fizjologiczną zależną od organizmu i warunków środowiska. W rzeczywistej objętości gleby fazy mineralna, organiczna, ciekła i gazowa współwystępują zatem z biomasą zawierającą wodę [Bardgett i van der Putten 2014; Ievinsh 2023].

Jeżeli zastosowana metoda reaguje na całkowitą utratę masy podczas suszenia, właściwości dielektryczne analizowanej objętości albo obecność wodoru dla innych metod pomiarowych w tej objętości, woda zawarta w biomasie może oddziaływać na wynik [Gerke i Kuchenbuch 2007; Baatz i in. 2015; Baldoncini i in. 2019; Fu i in. 2020]. Nie oznacza to automatycznie błędu metrologicznego, ponieważ znaczenie tego udziału zależy od zdefiniowanej wielkości mierzonej i sposobu interpretacji wyniku [Gerke i Kuchenbuch 2007; Robinson i in. 2008].

Brak rozróżnienia wody związanej z abiotyczną i biotyczną częścią analizowanej objętości staje się natomiast źródłem niepewności interpretacyjnej, zwłaszcza gdy wynik jest utożsamiany wyłącznie z zasobem wody porowej albo wody dostępnej dla roślin [Gerke i Kuchenbuch 2007; Baatz i in. 2015; Baldoncini i in. 2019].

2.5.2. Zakres pojęcia biologicznej retencji wodnej

Biologiczną retencję wodną gleby można zdefiniować operacyjnie jako ilość wody czasowo związaną w żywej biomase organismów znajdujących się w analizowanej objętości lub warstwie gleby [Xu i in. 2013; Ievinsh 2023]. Pojęcie to nie oznacza nowej fizykochemicznej postaci wody glebowej i nie jest równoważne wodzie dostępnej dla roślin, lecz wyodrębnia biotyczny przedział obiegu wody, który może być istotny dla bilansu analizowanej objętości oraz dla interpretacji pomiaru [Hillel 2004; Ievinsh 2023].

Znaczenie danej grupy organismów dla biologicznej retencji zależy zarówno od całkowitej biomasy, jak i od udziału wody w jej świeżej masie. Wysokie uwodnienie pojedynczych komórek lub organismów nie przesądza o dużym udziale w zasobach wody biologicznie związanej, jeżeli ich całkowita biomasa jest niewielka [Xu i in. 2013; Ievinsh 2023]. Zależność tę można zapisać jako iloczyn biomasy świeżej i frakcji wody albo, przy wykorzystaniu suchej masy, w postaci przedstawionej w równaniu 2.1 [Ievinsh 2023].

$$M_w = M_s \times u / (1 - u) \quad (2.1)$$

gdzie:

M_w – masa wody [g],

M_s – sucha masa biomasy [g],

u – udział wody w świeżej masie [%].

Mikroorganizmy, grzyby i fauna glebowa niewątpliwie zawierają wodę, jednak ich udział jest trudny do ujednoliconego oszacowania. Opracowania ilościowe najczęściej przedstawiają biomasę mikroorganizmów jako zawartość węgla, azotu lub fosforu, a nie jako świeżą masę i ilość wody; ponadto biomasa ta szybko reaguje na wilgotność, temperaturę i dostępność substratów [Xu i in. 2013; Ievinsh 2023]. Dostępne dane pozwalają więc wykazać obecność komponentu biologicznego, lecz nie tworzą równie wiarygodnej podstawy do jego przeliczenia na jednostkę powierzchni lub objętości jak dane dotyczące systemów korzeniowych [Gregory 2006; Xu i in. 2013].

2.5.3. Udział wody związanej w biomase w wyniku pomiaru wilgotności

Problem wpływu wody zawartej w organizmach na oznaczaną wilgotność pojawia się w kilku niezależnych nurtach badań (tab. 2.1.) [Gerke i Kuchenbuch 2007; Baatz i in. 2015; Baldoncini i in. 2019; Fu i in. 2020]. W metodzie grawi-

metrycznej próbki zawierająca żywe korzenie traci podczas suszenia zarówno wodę z abiotycznej części gleby, jak i wodę z tkanek, a wynik odniesiony do masy lub objętości całej próbki nie rozdziela obu źródeł ubytku [Gardner 1986; Gerke i Kuchenbuch 2007]. Świeża masa korzeni jest ponadto silnie zależna od ich uwodnienia, dlatego wykorzystywanie jej jako prostego wskaźnika wzrostu roślin może prowadzić do nieprawidłowych wniosków, jeżeli nie oznaczono równocześnie suchej masy. Ta sama właściwość umożliwia jednak obliczenie ilości wody obecnej w tkankach [Bashan i de-Bashan 2005; Levinsh 2023].

W metodach dielektrycznych wynik pomiaru uśrednia całą strefę czułości, a nie wyłącznie przestrzeni porowej między cząstkami mineralnymi [Robinson i in. 2003; Gerke i Kuchenbuch 2007]. Gerke i Kuchenbuch [2007] wykazali, że woda zawarta w korzeniach kukurydzy stanowiła zwykle 2-5% całkowitej ilości wody w badanej objętości, a lokalnie jej udział dochodził do 20%. Autorzy wskazali, że obecność korzeni może utrudniać interpretację oznaczeń grawimetrycznych, jak i wykonanych metodą TDR. Fu i in. [2020] stwierdzili natomiast, że obecność korzeni zwiększała średnio przenikalność elektryczną badanego układu o 13,6%, pojemność cieplną o 8,8% i przewodnictwo cieplne o 7,1%. Wyniki te potwierdzają, że korzenie mogą zmieniać właściwości fizyczne wykorzystywane jako pośrednie miary zawartości wody.

Analogiczna nieselektywność występuje w metodach obejmujących większą skalę przestrzenną [Baatz i in. 2015; Jakobi i in. 2018; Baldoncini i in. 2019]. W proksymalnej spektrometrii gamma woda zawarta w nadziemnej biomasie osłabia promieniowanie pochodzące z gleby, dlatego bez korekty rozwijającej się roślinności zmiana parametrów sygnału elektromagnetycznego może zostać błędnie przypisana zmianie wilgotności gleby [Baldoncini i in. 2019]. Detektory neutronów kosmogenicznych reagują na wodór obecny zarówno w wodzie glebowej, jak i w biomasie, co wymaga stosowania korekt roślinności albo procedur równoczesnego szacowania zawartości wody w glebie i biomasie. Badania te dotyczą głównie biomasy nadziemnej, lecz dowodzą ogólniejszej zasady, zgodnie z którą metoda reagująca na wodę lub wodór w całym polu pomiarowym wymaga uwzględnienia komponentu biologicznego [Baatz i in. 2015; Jakobi i in. 2018; Baldoncini i in. 2019].

Wspólną cechą wymienionych prac jest traktowanie wody w biomasie jako czynnika wymagającego korekty albo źródła trudności interpretacyjnych [Gerke i Kuchenbuch 2007; Baatz i in. 2015; Jakobi i in. 2018; Baldoncini i in. 2019; Fu i in. 2020]. Rzadziej ujmuje się ją jako odrębny, ilościowo opisywany przedział zasobów wodnych analizowanej objętości [Gerke i Kuchenbuch 2007; Gałęzewski 2020]. Dostępne wyniki nie wskazują więc na brak rozpoznania zjawiska, lecz na rozproszenie wiedzy między badaniami nad poszczególnymi metodami pomiarowymi [Gerke i Kuchenbuch 2007; Baatz i in. 2015; Baldoncini i in. 2019; Fu i in. 2020; Gałęzewski 2020].

Tabela 2.1. Najważniejsze doniesienia dotyczące wpływu wody zawartej w biomasie na ocenę wilgotności gleby

Źródło	Material lub metoda	Najważniejsze ustalenie	Sposób ujmowania problemu
[Gerke i Kuchenbuch 2007]	Korzenie kukurydzy; grawimetria i TDR	Woda w korzeniach zwykle stanowiła 2-5% całkowitej wody, lokalnie do 20%; korzenie utrudniały interpretację pomiaru.	Składnik wymagający oddzielnego rozpatrywania.
[Fu i in. 2020]	Korzenie i właściwości termiczne oraz dielektryczne gleby	Obecność korzeni zwiększała średnio pojemność cieplną o 8,8%, przewodnictwo cieplne o 7,1% i przenikalność elektryczną o 13,6%.	Czynnik wymagający uwzględnienia w modelach i kalibracji.
[Baldoncini i in. 2019]	Proksymalna spektrometria gamma	Woda w rosnącej biomasie osłabiała sygnał gamma; korekta poprawiała zgodność z pomiarami grawimetrycznymi.	Efekt osłonowy wymagający korekty.
[Baatz i in. 2015; Jakobi i in. 2018]	Cosmic-Ray Neutron Sensing	Wodór zawarty w roślinności zmieniał liczbę rejestrowanych neutronów; zaproponowano korektę oraz równoczesne szacowanie biomasy i wody glebowej.	Biomasa jako dodatkowe źródło wodoru.
[Gałęzewski 2020]	Żyto i rzepak; TDR i metoda grawimetryczna	Usunięcie i ponowne dodanie korzeni zmieniło wynik zgodnie z ilością wody w ich tkankach; wpływ był szczególnie duży przy małej wilgotności gleby.	Bezpośredni dowód wpływu korzeni na wynik, uzyskany w ograniczonym zakresie warunków.

2.5.4. Korzenie roślin jako główny ilościowy komponent biologicznej retencji

W warunkach rolniczych systemy korzeniowe są najbardziej uzasadnionym obiektem ilościowej oceny biologicznej retencji, ponieważ łączą relatywnie dużą biomasę z bezpośrednim występowaniem w objętości próbek i w strefach czułości sond. Tworzą ponadto ciągły układ hydrauliczny między glebą a częścią nadziemną rośliny, a ich architektura, głębokość i zagęszczenie określają przestrzenne rozmieszczenie wody biologicznie związanej [Lynch 1995; Gregory 2006].

Ilość wody w korzeniach nie jest stałą cechą gatunku, lecz zależy od fazy rozwojowej, wieku i średnicy korzeni, stanu uwodnienia gleby, intensywności transpiracji oraz reakcji fizjologicznej rośliny [Gregory 2006; Ievinsh 2023].

Większość badań agronomicznych podaje suchą masę korzeni, ponieważ jest ona mniej zmienna niż masa świeża. Dla oceny biologicznej retencji potrzebne są jednak obie informacje: sucha masa określa wielkość biomasy, a różnica między masą świeżą i suchą – ilość wody w tkankach [Bashan i de-Bashan 2005; Ievinsh 2023].

Do porównania upraw przyjęto warstwę 0-40 cm, co nie oznacza, że korzenie nie występują głębiej. Zestawienia profili korzeniowych wskazują jednak, że znaczna część biomasy roślin jednorocznych znajduje się w górnej części profilu, przy czym rośliny oleiste są zwykle silniej skoncentrowane przy powierzchni, a zboża wykazują bardziej równomierny rozkład pionowy. Warstwa 0-40 cm umożliwia zatem porównanie rzędu wielkości biologicznej retencji w części profilu najczęściej obejmowanej badaniami polowymi i aktywnością korzeni [Gan i in. 2009; White i in. 2015; Fan i in. 2016].

2.5.5. Orientacyjna ilościowa ocena retencji w systemach korzeniowych

Dane o suchej biomase korzeni przeliczono na ilość wody przy ujednoliconym założeniu modelowym, że woda stanowi 80% świeżej masy. Przy takim założeniu masa wody jest czterokrotnie większa od suchej masy korzeni. Wartość 80% nie jest uniwersalną stałą fizjologiczną i została zastosowana wyłącznie do porównania rzędu wielkości dla danych pochodzących z różnych doświadczeń [Ievinsh 2023].

Podstawę oszacowania dla zbóż stanowiły dane o biomase korzeniowej pszenicy i jęczmienia oraz model pionowego rozmieszczenia korzeni roślin uprawnych [Fan i in. 2016; Hu i in. 2018]. Dla rzepaku wykorzystano wyniki badań biomasy i rozkładu korzeni w profilu [Gan i in. 2009; Marcinkevičienė i in. 2013; White i in. 2015]. Dla buraka cukrowego oddzielono korzenie boczne (włókniste) od korzenia spichrzowego, ponieważ reprezentują one odmienne składniki przestrzenne i funkcjonalne systemu podziemnego [Bolinder i in. 2015; Grunwald i Koch 2024]. Wielkości dla trwałych użytków zielonych oparto na badaniach wieloletnich roślin pastewnych i wielogatunkowych zbiorowisk trawiastych [Bolinder i in. 2002; Tripolskaja i in. 2024].

Zestawienie wskazuje (tab. 2.2), że nawet przy zachowawczych założeniach ilość wody obecnej w systemach korzeniowych może wynosić od poniżej 1 do ponad 50 m³ hm⁻² w analizowanej części profilu. Największe wartości dla trwałych użytków zielonych wynikają z dużej biomasy podziemnej, a wysokie wartości dla rzepaku – z koncentracji korzeni w górnych warstwach. Niska wartość dla włóknistych korzeni buraka nie opisuje całej biologicznej retencji tego gatunku, ponieważ korzeń spichrzowy stanowi osobny, silnie uwodniony organ o dużej świeżej masie [Bolinder i in. 2002; Gan i in. 2009; Bolinder i in. 2015; Fan i in. 2016; Sánchez-Sastre i in. 2018; Tripolskaja i in. 2024].

Tabela 2.2. Szacunkowa ilość wody biologicznie związanej w korzeniach wybranych upraw na powierzchni 1 ha [$\text{m}^3 \text{hm}^{-2}$]

Uprawa lub komponent	0-10 cm	0-20 cm	0-30 cm	0-40 cm / cały organ	Podstawa oszacowania
Zboża	3,05	4,92	6,06	6,76	[Fan i in. 2016; Hu i in. 2018]
Rzepak	10,24	12,32	13,72	14,52	[Gan i in. 2009; Marcinkevičienė i in. 2013; White i in. 2015]
Burak cukrowy – korzenie włókniste	0,48	0,92	1,25	1,52	[Bolinder i in. 2015; Grunwald i Koch 2024]
Burak cukrowy – korzeń spichrzowy*	–	–	–	46,20*	[Sánchez-Sastre i in. 2018]; scenariusz obliczeniowy
Trwałe użytki zielone	24,05	38,75	47,74	53,24	[Bolinder i in. 2002; Tripolskaja i in. 2024]

* Dla zbóż, rzepaku, włóknistych korzeni buraka cukrowego i trwałych użytków zielonych wartości do 0-40 cm obliczono z suchej biomasy przy założeniu modelowym, że woda stanowi 80% świeżej masy. Wiersz dotyczący korzenia spichrzowego przedstawia odmienny scenariusz: świeży plon korzeni 60 Mg ha^{-1} pomnożono przez udział wody 0,77 podany dla korzenia buraka w okresie zbioru [Sánchez-Sastre i in. 2018]. Otrzymane $46,20 \text{ m}^3 \text{hm}^{-2}$ odnosi się do całego organu i nie jest rozkładem warstwowym. Wszystkie wartości mają charakter orientacyjny i służą porównaniu rzędu wielkości

Korzeń spichrzowy nie jest bezpośrednio porównywalny z siecią korzeni włóknistych, ale nie może zostać pominięty przy rozważaniu pomiarów in situ [Bolinder i in. 2015; Sánchez-Sastre i in. 2018]. Jeżeli znajduje się w efektywnej objętości pomiarowej sondy albo w pobranej próbce, jego woda może stanowić znaczącą część całkowitej wody obecnej w analizowanej objętości [Sánchez-Sastre i in. 2018; Sheng i in. 2024]. Znaczenie pomiarowe zależy więc nie tylko od zasobu przeliczonego na hektar, lecz przede wszystkim od przestrzennej koncentracji biomasy względem geometrii strefy pomiarowej [Ferré i in. 1998; Sheng i in. 2024].

Niepewność zestawienia wynika z łączenia badań prowadzonych w różnych warunkach glebowych, klimatycznych i agrotechnicznych, w odmiennych fazach rozwojowych oraz z użyciem różnych metod separacji korzeni. Wartości nie stanowią norm biologicznych ani prognoz dla konkretnego pola, lecz pokazują, że ilość wody w biomase korzeniowej osiąga skalę, której nie należy z góry uznawać za pomijalną [Gan i in. 2009; Bolinder i in. 2015; Fan i in. 2016; Tripolskaja i in. 2024].

2.5.6. Bezpośrednie badania wpływu korzeni na wynik pomiaru

Najbardziej bezpośrednie wcześniejsze badania tego zagadnienia przedstawiono w monografii Gałęzewskiego [2020]. W doświadczeniach polowych

i laboratoryjnych porównano wilgotność gleby ze strefy korzeniowej żyta ozimego i rzepaku ozimego z wilgotnością gleby pozbawionej korzeni, wykorzystując technikę TDR oraz metodę grawimetryczną. Badania obejmowały również usuwanie korzeni z tej samej próbki i ich ponowne dodawanie, co pozwalało oddzielić wpływ przesiewania i zmiany struktury próbki od wpływu samej biomasy.

W pomiarach TDR wilgotność strefy korzeniowej była wyższa od wartości uzyskanej poza strefą korzeni o 0,92 punktu procentowego w życie i 0,91 punktu procentowego w rzepaku, co odpowiadało różnicom względnym 23,3% i 16,2%. W oznaczeniach grawimetrycznych różnice wynosiły odpowiednio 1,23 i 1,05 punktu procentowego. Po odseparowaniu korzeni oszacowana względna różnica wyniku sięgała 45,4% dla żyta i 35,5% dla rzepaku, a woda w korzeniach stanowiła 20,3% i 22,4% całej wody w badanych próbkach. W doświadczeniu z usuwaniem i ponownym dodawaniem korzeni żyta obecność korzeni zwiększała wynik TDR o 2,08 punktu procentowego, czyli o 46,1%. W analogicznym doświadczeniu z rzepakiem usunięcie korzeni obniżyło odczyt z 8,29% do 4,05% objętościowych, a ponowne dodanie biomasy przywracało wartość zbliżoną do wyjściowej [Gałęzewski 2020].

Wyniki przedstawione w monografii są zgodne z obserwacjami Gerkego i Kuchenbucha [2007] oraz eksperymentalnym wykazaniem wpływu korzeni na przenikalność elektryczną przez Fu i in. [2020]. Mają jednak charakter przyczynkowy, ponieważ obejmowały dwa gatunki, gleby lekkie, małą wilgotność oraz ograniczony zestaw układów przestrzennych i metod pomiarowych. Nie pozwalają zatem ustalić uniwersalnej wielkości wpływu korzeni ani przeniesić wyników bezpośrednio na gleby o odmiennej teksturze, różne poziomy uwilgotnienia, kolejne fazy rozwojowe i konstrukcje sond o innych strefach czułości [Gerke i Kuchenbuch 2007; Fu i in. 2020; Gałęzewski 2020].

Dotychczasowe badania dowodzą istnienia zjawiska, ale nie wyczerpują jego zmienności środowiskowej. Wielkość rozbieżności wyniku powinna zależeć jednocześnie od biomasy i uwodnienia korzeni, zawartości wody w abiotycznej części gleby, przestrzennego rozmieszczenia korzeni, relacji między ich geometrią a efektywną objętością pomiarową oraz zasady działania metody. Szczególnie duże znaczenie można przewidywać w warunkach małej wilgotności gleby, gdy niewielka bezwzględna ilość wody w tkankach stanowi dużą część całkowitego zasobu wody obecnego w próbce [Ferré i in. 1998; Gerke i Kuchenbuch 2007; Fu i in. 2020; Gałęzewski 2020].

2.5.7. Synteza stanu wiedzy

Dostępna literatura dostarcza spójnych przesłanek, że woda znajdująca się w żywej biomase może wpływać na wyniki pomiaru wilgotności gleby. Potwierdzają to badania prowadzone w różnych skalach: od próbek z korzeniami i punktowych sond dielektrycznych po spektrometrię gamma i detekcję neutronów kosmogenicznych. Nie jest zatem uzasadnione pomijanie wody zawartej

w biomasie [Gerke i Kuchenbuch 2007; Baatz i in. 2015; Baldoncini i in. 2019; Fu i in. 2020; Gałęzewski 2020].

Jednocześnie wiedza pozostaje fragmentaryczna, ponieważ większość opracowań ujmuje biomasę jako zakłócenie wyniku pomiaru albo element korekty specyficznej dla konkretnej metody, a nieliczne badania bezpośrednio oznaczają ilość wody w korzeniach i odnoszą ją do wyniku pomiaru gleby. Brakuje porównań obejmujących szerokie spektrum tekstury i uwilgotnienia gleb, gatunków i faz rozwojowych roślin, zróżnicowane rozmieszczenie korzeni oraz sondy o odmiennych efektywnych objętościach pomiarowych [Gerke i Kuchenbuch 2007; Baatz i in. 2015; Jakobi i in. 2018; Baldoncini i in. 2019; Fu i in. 2020; Gałęzewski 2020].

Pojęcie biologicznej retencji wodnej porządkuje ten problem, ponieważ rozdziela stopień zawartości wody w organizmach żywych od całkowitej ilości wody związanej w biomasie oraz kieruje uwagę na relację między rozmieszczeniem biomasy a objętością rzeczywiście analizowaną przez metodę [Ferré i in. 1998; Ievinsh 2023; Sheng i in. 2024]. W takim ujęciu woda korzeniowa nie jest zawsze błędem, lecz rzeczywistym składnikiem analizowanej objętości [Gerke i Kuchenbuch 2007; Gałęzewski 2020]. Staje się źródłem niepewności wtedy, gdy wynik całkowity interpretuje się jako zawartość wody wyłącznie w abiotycznej części gleby albo jako bezpośrednią miarę ilości wody dostępnej dla roślin podczas gdy woda ta już znajduje się w korzeniach [Gerke i Kuchenbuch 2007; Robinson i in. 2008; Gałęzewski 2020].

2.6. SYNTEZA PRZYRODNICZYCH ŹRÓDEŁ NIEPEWNOŚCI POMIARU WILGOTNOŚCI GLEB MINERALNYCH

Analiza literatury wskazuje, że wynik pomiaru wilgotności gleby jest kształtowany przez relację pomiędzy zasadą działania metody, efektywną objętością pomiarową i właściwościami analizowanej objętości gleby [Noborio 2001; Bittelli 2011; Binley i in. 2015]. Do najważniejszych przyrodniczych czynników należą skład granulometryczny i mineralogiczny, porowatość i gęstość objętościowa, rozkład wielkości porów oraz ilość porów zamkniętych i otwartych, zawartość materii organicznej, zasolenie, temperatura, obecność odłamków skalnych, korzeni i bioporów oraz aktualny stan hydrologiczny związany z krzywą pF i jej histerezą [Corwin i Lesch 2005; Horn i Smucker 2005; Robinson i in. 2008; Vereecken i in. 2008; Sheng i in. 2024]. Czynniki te mogą wpływać zarówno na rzeczywiste rozmieszczenie wody, jak i na wielkość fizyczną wykorzystywaną przez metodę jako jej pośredni wskaźnik [Noborio 2001; Bittelli 2011; Binley i in. 2015].

Niepewność ma zatem co najmniej dwa powiązane ze sobą źródła [Ferré i in. 1998; Gerke i Kuchenbuch 2007; Baatz i in. 2015; Baldoncini i in. 2019; Fu i in. 2020]. Pierwsze wynika z rzeczywistej heterogeniczności środowiska, która powoduje, że blisko położone objętości gleby mogą różnić się teksturą, strukturą, układem porów, wilgotnością i udziałem biomasy [Seyfried 1998;

Lin i in. 2005; Jarvis 2007]. Drugie dotyczy reprezentatywności i interpretacji wyniku pomiaru, ponieważ czujniki o różnych strefach czułości uśredniają odmienne objętości tej heterogenicznej przestrzeni, a metody reagujące na utratę masy, przenikalność elektryczną albo wodór nie rozróżniają automatycznie wody znajdującej się w abiotycznej części gleby od wody związanej biologicznie [Ferré i in. 1998; Gerke i Kuchenbuch 2007; Baatz i in. 2015; Baldoncini i in. 2019; Fu i in. 2020].

Dostępne badania dobrze rozpoznają poszczególne mechanizmy, lecz zwykle analizują je oddzielnie, w określonych typach gleb, przy ograniczonym zakresie wilgotności lub z użyciem pojedynczych konstrukcji czujników [Robinson i in. 2008; Vereecken i in. 2008; Gałęzewski 2020]. Szczególnie fragmentaryczna pozostaje wiedza o łącznym wpływie drobnoskalowej heterogeniczności i biologicznej struktury analizowanej objętości na wyniki metod punktowych [Gałęzewski 2020; Sheng i in. 2024]. Badania Gerkego i Kuchenbucha [2007], Fu i in. [2020] oraz Gałęzewskiego [2020] potwierdzają mechanizm wpływu wody w korzeniach na oznaczaną wilgotność, ale wymagają rozszerzenia na większe spektrum warunków środowiskowych, gatunków oraz faz rozwojowych roślin, rozkładu przestrzennego wilgotności oraz efektywnych objętości pomiarowych. Taka perspektywa odpowiada tematowi rozprawy, ponieważ ujmuje niepewność nie jako pojedynczy błąd instrumentu, lecz jako rezultat oddziaływania metody z naturalnie zróżnicowaną, biologicznie aktywną objętością gleby [Robinson i in. 2008; Vereecken i in. 2008; Gałęzewski 2020].

3. HIPOTEZA BADAWCZA, CEL I ZAKRES BADAŃ

3.1. HIPOTEZA BADAWCZA

Wyniki pomiarów wilgotności gleby uzyskiwane metodą grawimetryczną i metodą TDR zależą nie tylko od zawartości wody w glebie, lecz również od przyrodniczych cech analizowanej objętości gleby, w tym jej heterogeniczności oraz biologicznej struktury.

3.2. CEL GŁÓWNY PRACY

Celem pracy było określenie wpływu wybranych przyrodniczych cech analizowanej objętości gleby na wyniki pomiarów wilgotności gleby oraz ich znaczenia dla interpretacji tych wyników.

3.3. CELE SZCZEGÓŁOWE

1. Określenie wpływu przestrzennej heterogeniczności analizowanej objętości gleby na wyniki pomiarów wilgotności gleby.
2. Określenie wpływu biologicznej struktury analizowanej objętości gleby, reprezentowanej przez systemy korzeniowe roślin zbożowych, na wyniki pomiarów wilgotności gleby oraz ich interpretację.

3.4. ZAKRES BADAŃ

Zakres badań obejmował analizę wybranych przyrodniczych cech badanej objętości gleby mogących wpływać na wyniki pomiarów wilgotności gleby oraz ich znaczenie dla interpretacji tych wyników. Ze względu na złożoność problematyki przyrodniczych źródeł niepewności pomiaru wilgotności gleby badania skoncentrowano na dwóch grupach czynników, których wybór wynikał z ich powszechnego występowania w środowisku glebowym oraz możliwości eksperymentalnej weryfikacji ich wpływu na wyniki pomiarów wilgotności gleby.

Pierwszą z analizowanych grup czynników stanowiła przestrzenna heterogeniczność analizowanej objętości gleby. Wybór tego zagadnienia wynikał z faktu, że naturalne zróżnicowanie właściwości fizycznych gleby jest cechą każdego środowiska glebowego i stanowi nieodłączny element warunków, w których wykonywane są pomiary wilgotności. Heterogeniczność ta może wpływać na uzyskiwane wyniki pomiarów, w przypadku metod wykorzystanych w pracy oraz w analizowanych skalach przestrzennych.

Drugą grupę czynników stanowiła biologiczna struktura analizowanej objętości gleby, reprezentowana przez systemy korzeniowe roślin zbożowych. Wybór tego uwarunkowania wynikał z faktu, że zdecydowana większość pomiarów wilgotności gleby wykonywana jest w środowisku porośniętym roślinnością, a obecność organizmów żywych stanowi naturalny element analizowanej objęto-

ści gleby. W konsekwencji systemy korzeniowe mogą wpływać nie tylko na wyniki pomiarów wilgotności gleby, lecz również na interpretację tych wyników.

Przyjęty zakres badań wynikał z założenia, że analizowane grupy czynników stanowią powszechne elementy środowiska glebowego, występujące w rzeczywistych warunkach prowadzenia pomiarów wilgotności gleby, a jednocześnie umożliwiają eksperymentalną weryfikację ich wpływu na uzyskiwane wyniki. Realizacja przyjętych badań wymagała przeprowadzenia serii doświadczeń polowych i laboratoryjnych obejmujących zróżnicowane warunki glebowe oraz odmienne układy eksperymentalne.

4. MATERIAŁY I METODY BADAŃ

Realizacja przyjętych celów badawczych wymagała przeprowadzenia dwóch uzupełniających się grup doświadczeń. Pierwsza obejmowała ocenę wpływu przestrzennej heterogeniczności analizowanej objętości gleby na wyniki pomiarów wilgotności, natomiast druga dotyczyła wpływu biologicznej struktury tej objętości, reprezentowanej przez systemy korzeniowe roślin zbożowych nazywane w dalszej części pracy korzeniami roślin. W obu częściach zastosowano metody TDR i metodę grawimetryczną, przy czym układ doświadczeń oraz sposób opracowania wyników dostosowano do charakteru analizowanego zjawiska.

4.1. OCENA ZMIENNOŚCI WILGOTNOŚCI GLEBY NA POWIERZCHNI 1 m²

4.1.1. Założenia badań

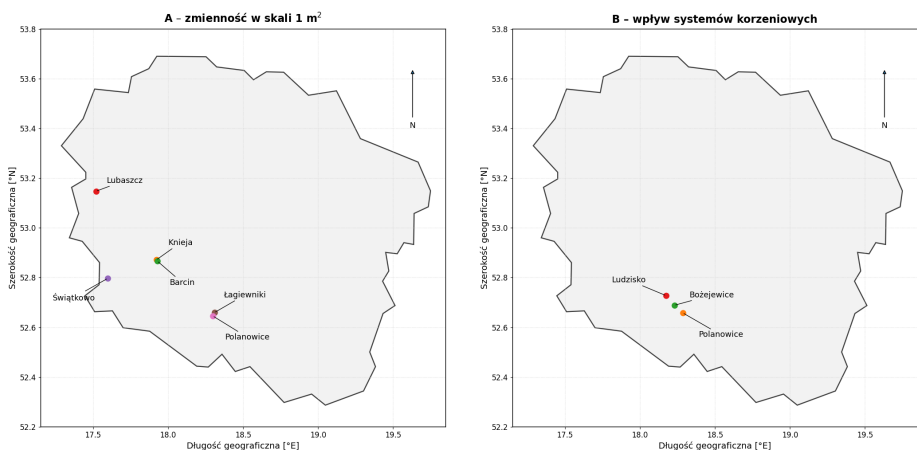
Realizacja pierwszego celu szczegółowego wymagała przeprowadzenia badań umożliwiających określenie wpływu przestrzennej heterogeniczności analizowanej objętości gleby na wyniki pomiarów wilgotności gleby. Punktem wyjścia było założenie, że naturalne zróżnicowanie właściwości środowiska glebowego może wpływać na uzyskiwane wyniki pomiarów nawet w obrębie niewielkiej powierzchni odpowiadającej rzeczywistej skali wykonywanych oznaczeń. W związku z tym zaplanowano cykl doświadczeń obejmujących zróżnicowane warunki glebowe oraz wykorzystujących aparaturę pomiarową o odmiennej charakterystyce przestrzennej.

4.1.2. Lokalizacja badań

Badania przeprowadzono w sześciu lokalizacjach położonych na terenie województwa kujawsko-pomorskiego. Dobór stanowisk badawczych miał na celu objęcie analizą gleb mineralnych występujących w zróżnicowanych warunkach środowiskowych, umożliwiając ocenę wpływu przestrzennej heterogeniczności analizowanej objętości gleby na wyniki pomiarów wilgotności. Lokalizację stanowisk badawczych:

Knieja	–	52,871568° N; 17,922806° E;
Barcin	–	52,865866° N; 17,929561° E;
Lubaszcz	–	53,147434° N; 17,520538° E;
Świątkowo	–	52,796583° N; 17,597122° E;
Łagiewniki	–	52,659500° N; 18,309200° E;
Polanowice	–	52,645429° N; 18,298959° E.

Wzajemne rozmieszczenie stanowisk obu grup doświadczeń przedstawiono na rysunku 4.1.1.



Rys. 4.1.1. Schematyczne rozmieszczenie lokalizacji badań w województwie kujawsko-pomorskim: A – doświadczenia dotyczące zmienności wyników w skali 1 m²; B – doświadczenia dotyczące wpływu systemów korzeniowych.
Opracowanie własne na podstawie współrzędnych geograficznych

4.1.3. Obiekty doświadczalne

Do badań wytypowano obiekty doświadczalne zróżnicowane pod względem właściwości fizycznych gleb oraz sposobu użytkowania. Przyjęty dobór obiektów umożliwiał analizę wpływu przestrzennej heterogeniczności analizowanej objętości gleby w odmiennych warunkach środowiskowych (tab. 4.1). Łącznie analizie poddano 19 obiektów (tab. 4.2)

Tabela 4.1. Skład granulometryczny gleby i jej zagospodarowanie w miejscu pomiarów

Lokalizacja	Frakcja piaskowa 2,00-0,05 mm [%]	Frakcja pyłowa 0,05-0,002 mm [%]	Frakcja iłowa <0,002 mm [%]	Podgrupa granulo- metryczna	Kategoria agrono- miczna gleby	Zagospodaro- wanie pola
Knieja	87,0	10,8	2,2	ps	lekka	ściernisko żyta
Barcin	63,8	32,4	3,8	gp	średnia	trwały użytek zielony
Lubaszcz	35,4	57,3	7,3	pyg	ciężka	ściernisko jęczmienia
Świątkowo	42,8	51,8	5,4	pyg	ciężka	pod osłoną foliową
Łagiewniki	65,7	17,4	16,9	pg	lekka	pszenica ozima / ścieżka
Polanowice	31,0	29,6	39,4	gp	ciężka	pszenica ozima / ścieżka

Objaśnienia: ps – piasek słabogliniasty; pg – piasek gliniasty; gp – glina piaszczysta; pyg – pył gliniasty

W przypadku stanowisk zlokalizowanych w Łagiewnikach i Polanowicach skład granulometryczny podany w tabeli 4.1 oznaczono w próbkach zbiorczych utworzonych przez połączenie materiału z 25 próbek jednostkowych pobranych na powierzchni 1 m². Wyniki oznaczeń poszczególnych próbek przedstawiono w analizie przestrzennej zmienności składu granulometrycznego. Dla pozostałych lokalizacji charakterystykę granulometryczną określono na podstawie jednej próbki zbiorczej pobranej z całej powierzchni badawczej o powierzchni 1 m².

We wszystkich lokalizacjach pomiary wykonano w dwóch podstawowych wariantach, obejmujących glebę pozostawioną w stanie naturalnym oraz glebę poddaną mechanicznemu spulchnieniu. Spulchnienie wykonano przez przekopanie gleby szpadlem i wyrównanie jej powierzchni grabiami, imitując podstawowe zabiegi uprawowe. Takie rozwiązanie umożliwiało ocenę wpływu mechanicznej ingerencji w strukturę gleby na przestrzenny rozkład wyników pomiarów wilgotności.

Na stanowisku zlokalizowanym w Barcinie zakres badań rozszerzono o wariant obejmujący pełne nasycenie gleby wodą. Po zakończeniu pomiarów wykonanych na glebie spulchnionej powierzchnię badawczą nawodniono do stanu pełnego nasycenia wodą, pozostawiono na 24 godziny, a następnie wykonano kolejną serię pomiarów. Wariant ten umożliwiał ocenę wpływu bardzo wysokiego uwilgotnienia gleby na przestrzenny rozkład wyników pomiarów.

W Świątkowie doświadczenia prowadzono pod osłoną foliową. Pomiary wykonano w dwóch wariantach uwilgotnienia gleby. W pierwszym oceniano naturalny stan uwilgotnienia gleby nienawadnianej. Następnie, na bezpośrednio sąsiadującej powierzchni pomiarowej, przez pięć dni prowadzono nawadnianie z wykorzystaniem zraszaczy do osiągnięcia pełnego uwilgotnienia gleby. Po upływie 24 godzin od zakończenia nawadniania wykonano drugą serię pomiarów.

W Łagiewnikach i Polanowicach pomiary wykonano na dwóch sąsiadujących powierzchniach pomiarowych. Pierwszą stanowił łąn pszenicy ozimej, drugą nieporośnięta roślinnością ścieżka technologiczna pomiędzy sąsiadującymi łąkami. Odległość pomiędzy bokami obu powierzchni pomiarowych wynosiła 20 cm. Bezpośrednio przed pomiarami pszenicę ozimą znajdującą się w fazie strzelania w źdźbło ścięto na poziomie powierzchni gleby, usuwając biomasa nadziemną z obszaru pomiarowego. Na obu powierzchniach pomiary wykonano najpierw bez ingerencji w strukturę gleby, a następnie po jej mechanicznym spulchnieniu. Takie rozwiązanie umożliwiało porównanie wyników uzyskiwanych w bezpośrednio sąsiadujących obiektach różniących się obecnością roślin.

Tabela 4.2. Oznaczenia obiektów doświadczalnych

Skrót	Obiekt doświadczalny
KN	Knieja – gleba niespulchniona
KS	Knieja – gleba spulchniona
BN	Barcin – gleba niespulchniona
BS	Barcin – gleba spulchniona
BSN	Barcin – gleba spulchniona i nawodniona
LN	Lubaszcz – gleba niespulchniona
LS	Lubaszcz – gleba spulchniona
ŚN	Świątkowo – gleba niespulchniona
ŚS	Świątkowo – gleba spulchniona
ŚNN	Świątkowo – gleba niespulchniona i nawodniona
ŚSN	Świątkowo – gleba spulchniona i nawodniona
ŁNN	Łagiewniki – łąn, gleba niespulchniona
ŁNS	Łagiewniki – łąn, gleba spulchniona
ŁPN	Łagiewniki – ścieżka, gleba niespulchniona
ŁPS	Łagiewniki – ścieżka, gleba spulchniona
PNN	Polanowice – łąn, gleba niespulchniona
PNS	Polanowice – łąn, gleba spulchniona
PPN	Polanowice – ścieżka, gleba niespulchniona
PPS	Polanowice – ścieżka, gleba spulchniona

4.1.4. Metodyka pomiarów

Pomiary wykonano z wykorzystaniem techniki reflektometrii w dziedzinie czasu oraz metody grawimetrycznej. Zastosowano urządzenie TDR FOM2/mts z sondą FP/mts, miernik FieldScout TDR 350, sondę antenową oraz sondę sztyletową.

Siatkę pomiarową wyznaczano przy użyciu ramy z siatką o kwadratowych oczkach długości boku 20 cm. Ramę umieszczano w reprezentatywnym miejscu badanego obiektu; jej konstrukcję wraz z zestawem sond wykorzystanych podczas pomiarów przedstawiono na fot. 4.1.1. Na przecięciach siatki zaznaczano na powierzchni gleby 36 punktów farbą w sprayu, nanoszoną w postaci plam o średnicy około 3 cm. Po usunięciu ramy punkty tworzyły regularną siatkę $6 \times 6 - 6$ rzędów, a w każdym z nich 6 punktów pomiarowych (fot. 4.1.2).

od środka punktu. Pomiary przypisane do jednego punktu obejmowały powierzchnię koła o promieniu 6 cm i polu 113,1 cm². Orientację kolejnych czterech położzeń utrzymywano zgodnie z kierunkiem ruchu wskazówek zegara. Ślady pozostawione przez pręty pomiarowe wykorzystywano jako punkty orientacyjne dla dalszych oznaczeń. Rozmieszczenie kolejnych położzeń sondy przedstawiono na rys. 4.1.2.

2. Miernik FieldScout TDR 350 z prętami długości 12,2 cm. W każdym punkcie wykonywano pięć pomiarów, ustawiając pręty pomiarowe prostopadłe do śladów pozostawionych po pomiarach sondą FP/mts. Położenia te odpowiadały oznaczeniom przedstawionym na rys. 4.1.2.
3. Pomiary porównawcze. W punktach oznaczonych krzyżami na rys. 4.1.2 wykonywano dodatkowe pomiary urządzeniem TDR FOM2/mts oraz urządzeniem FieldScout TDR 350 wyposażonym w pręty pomiarowe długości 20 cm.
4. Sonda antenowa. Pomiary wykonywano w 36 punktach. Po wprowadzeniu sondy do gleby rejestrowano trzy odczyty bez zmiany jej położenia. W przypadku wyświetlenia komunikatu błędu wykonywano dodatkowy odczyt lub dodatkowe odczyty, również bez zmiany pozycji sondy.
5. Sonda sztyletowa. Pomiary wykonywano analogicznie jak w przypadku sondy antenowej.

Kolejność stosowania sond wynikała z różnic w wielkości otworów pozostawianych w glebie przez poszczególne konstrukcje. Każde kolejne wprowadzenie prętów w ślady po wcześniejszym pomiarze mogło powiększać otwór, dlatego sondy stosowano w kolejności ograniczającej zakłócenie struktury ośrodka. Szczególną uwagę zwracano na pełne wprowadzenie elementów pomiarowych i zachowanie ich kontaktu z glebą, ponieważ szczeliny powietrzne mogą prowadzić do niedoszacowania przenikalności elektrycznej i wilgotności [Dakshinamurthy i in. 2025].

Końcowy stan powierzchni badawczej, z widocznymi śladami kolejnych wprowadzeń sond w obrębie wyznaczonych punktów, przedstawiono na fot. 4.1.3.



Fot. 4.1.3. Powierzchnia gleby po wykonaniu wszystkich pomiarów

W trakcie pierwszej serii badań urządzenie FieldScout TDR 350 uległo awarii, a uzyskane wyniki uznano za niewiarygodne i wyłączono z porównań z pozostałymi sondami. Po naprawie urządzenia wykonano odrębną serię doświadczeń w Łagiewnikach i Polanowicach, wykorzystując wszystkie dostępne długości prętów pomiarowych i rozszerzając zakres oznaczeń o przestrzenną zmienność składu granulometrycznego oraz zawartości węgla organicznego.

W Łagiewnikach i Polanowicach wyznaczano 36 punktów pomiarów TDR oraz 25 punktów poboru próbek cylindrami Kopeckiego z warstwy 0–5,5 cm. W środku każdego z 36 punktów wykonywano kolejno po jednym pomiarze urządzeniem FieldScout TDR 350 z prętami długości 3,8; 7,5; 12,2 i 20,0 cm. Po zmianie długości prętów wprowadzano je w ślady po poprzednim pomiarze. W każdej z 25 próbek oznaczano grawimetrycznie objętościową zawartość wody i gęstość objętościową, skład granulometryczny metodą dyfrakcji laserowej oraz zawartość węgla organicznego zmodyfikowaną metodą Tiurina [ISO 13320:2020; GIOŚ 2025]. Gęstość objętościową obliczano jako iloraz suchej masy gleby i objętości cylindra wynoszącej 100 cm³. Wyniki analizy laserowej agregowano na potrzeby korelacji do przedziałów 1,0–0,1 mm, 0,1–0,02 mm i <0,02 mm; podział ten różnił się od frakcji stosowanych do klasyfikacji grup granulometrycznych w tabelach 4.1 i 4.4.

We wszystkich pomiarach zachowano stałą kolejność wykonywania oznaczeń oraz jednakowy sposób wprowadzania sond do gleby.

4.1.5. Specyfikacja aparatury pomiarowej

Do oznaczania wilgotności gleby wykorzystano technikę reflektometrii w dziedzinie czasu (Time Domain Reflectometry – TDR) oraz metodę grawimetryczną. Zastosowano urządzenie TDR FOM2/mts współpracujące z sondą FP/mts, urządzenie FieldScout TDR 350 z wymiennymi prętami pomiarowymi, eksperymentalną sondę antenową, eksperymentalną sondę sztyletową oraz cylindry Kopeckiego o objętości 100 cm³. Efektywna objętość pomiarowa sond TDR nie jest bryłą o ostro wyznaczonej granicy, lecz przestrzenią ważoną przez rozkład pola elektromagnetycznego [Ferré i in. 1998]. Dlatego zakresy zestawione w tabeli 4.3 mają charakter orientacyjny i służą porównaniu skali przestrzennej pomiaru, a nie określeniu stałych parametrów metrologicznych sond.

Urządzenie TDR FOM2/mts współpracowało z sondą FP/mts wyposażoną w dwa równoległe pręty pomiarowe długości 100 mm, średnicy 2 mm i rozstawie 16 mm [E-Test 2015]. W dokumentacji producenta przybliżoną efektywną objętość pomiarową zdefiniowano jako walec o średnicy 5 cm i wysokości 11 cm, otaczający pręty pomiarowe. Granicę tego obszaru określono jako powierzchnię, poza którą zmiany zawartości wody nie wpływają już wyraźnie na wskazania sondy [E-Test 2015]. Objętość takiej bryły wynosi 216 cm³. Z uwagi na orientacyjny charakter wymiarów przyjęto zakres efektywnej objętości pomiarowej 200–230 cm³.

Tabela 4.3. Charakterystyka aparatury pomiarowej wykorzystanej w badaniach

Aparatura pomiarowa	Długość prętów pomiarowych [cm]*	Szacunkowa efektywna objętość pomiarowa [cm³]**	Podstawa oszacowania
Urządzenie TDR FOM2/mts z sondą FP/mts	10,0	200-230	Walec 5 × 11 cm opisany jako przybliżona efektywna objętość pomiarowa [E-Test 2015]
FieldScout TDR 350	3,8	160-185	Walec eliptyczny sięgający 3 cm poza pręty; obliczenia geometryczne [Spectrum Technologies, b.r.]
FieldScout TDR 350	7,5	320-365	Jak wyżej [Spectrum Technologies, b.r.]
FieldScout TDR 350	12,2	520-590	Jak wyżej [Spectrum Technologies, b.r.]
FieldScout TDR 350	20,0	850-970	Jak wyżej [Spectrum Technologies, b.r.]
Sonda antenowa	20,0	700-1900	Rozkłady pola i wpływ średnicy próbki; walec zastępczy 6,5-11 cm [Majcher i in. 2020; Majcher i in. 2022]
Sonda sztyłetowa	14,8*	250-750	Rozkłady pola; walec zastępczy 4,5-8 cm [Majcher i in. 2021]
Metoda grawimetryczna – cylinder Kopeckiego	–	100	Objętość cylindra

* Długość czynnej części sondy w konstrukcji opisanej w publikacji. **Podane zakresy efektywnej objętości pomiarowej są zgrubnymi szacunkami. Wyznaczono je na podstawie wymiarów przestrzeni oddziaływania podanych w dokumentacji, opublikowanych rozkładów pola elektromagnetycznego, badań wpływu wielkości próbki na reflektogram oraz obliczeń geometrycznych

Urządzenie FieldScout TDR 350 stosowano z prętami pomiarowymi długości 3,8; 7,5; 12,2 i 20,0 cm. Producent opisuje efektywną objętość pomiarową jako walec o przekroju eliptycznym, rozciągający się około 3 cm poza pręty, a wynik pomiaru jako wartość uśrednioną na całej ich długości [Spectrum Technologies, b.r.]. Przy rozstawie osiowym prętów wynoszącym około 3 cm taki opis pozwala przyjąć półosie elipsy równe w przybliżeniu 4,5 i 3,0 cm, a po uwzględnieniu średnicy prętów – maksymalnie około 4,75 i 3,25 cm. Odpowiada to polu przekroju od 42,4 do 48,5 cm². Pomnożenie pola przez długość prętów pozwoliło oszacować efektywną objętość pomiarową na 160–185 cm³ dla prętów długości 3,8 cm, 320–365 cm³ dla prętów długości 7,5 cm, 520–590 cm³ dla prętów długości 12,2 cm oraz 850–970 cm³ dla prętów długości 20,0 cm.

Sonda antenowa była eksperymentalną konstrukcją z pojedynczym prętem pomiarowym długości 20 cm jako antena monopolowa prostopadła do metalowego kołnierza. W konstrukcji tej pole elektromagnetyczne rozchodzi się pomiędzy anteną a kołnierzem zamykającym część pola w badanym ośrodku. Symulacje elektromagnetyczne i badania laboratoryjne wykazały, że zastosowanie kołnierza zwiększa amplitudę impulsu odbitego od końca pręta, a konstrukcja charakteryzuje się relatywnie dużą efektywną objętością pomiarową [Majcher i in. 2020]. W badaniach służących rozpoznaniu przestrzennego zasięgu efektywnej objętości pomiarowej porównywano reflektogramy uzyskiwane w pojemnikach o średnicach od 35 do 250 mm. Wyraźne ograniczenie wpływu ścian próbki obserwowano dla średnic rzędu 110 mm i większych, podczas gdy pojemnik o średnicy 65 mm nadal wpływał na odpowiedź sondy [Majcher i in. 2022]. Zaznaczyć trzeba, że użyta w cytowanych badaniach sonda miała analogiczną konstrukcję jak sonda w badaniach własnych, ale różniła się wymiarami. Przyjęcie walca zastępczego o średnicy 6,5–11 cm i wysokości 20 cm prowadzi do wartości od około 660 do 1900 cm³; po zaokrągleniu przyjęto zakres 700–1900 cm³.

Sonda sztyletowa jest eksperymentalną, zwartą konstrukcją trójprzewodową. W publikacji opisującej jej budowę czynna długość części pomiarowej wynosi 148 mm, szerokość całej konstrukcji 36 mm, a przewodniki mają przekrój 4 × 4 mm [Majcher i in. 2021]. Podobnie jak w przypadku sondy antenowej zaznaczyć trzeba, że użyta w cytowanych badaniach sonda miała analogiczną konstrukcję jak sonda w badaniach własnych, ale różniła się wymiarami. Autorzy przedstawili numeryczne rozkłady pola elektromagnetycznego dla ośrodków o różnej przenikalności elektrycznej. Mapy pola wskazują, że w płaszczyźnie sondy duża część pola koncentruje się pomiędzy przewodnikami, natomiast w kierunku prostopadłym pole wnika dalej w analizowany ośrodek. Na podstawie rozkładów odpowiadających przenikalności elektrycznej typowej dla wilgotnych gleb mineralnych przyjęto równoważny poprzeczny wymiar strefy 4,5–8 cm. Zastąpienie nieregularnej strefy walcem o takiej średnicy i długości 14,8 cm pozwoliło oszacować efektywną objętość pomiarową na 250–750 cm³. Zakres ten ma charakter szczególnie orientacyjny, ponieważ jego granice wynikają z interpretacji opublikowanych map pola.

Metodę grawimetryczną zastosowano jako metodę odniesienia. Próbkę pobierano cylindrami Kopeckiego o objętości 100 cm³. W tym przypadku objętość analizowanego materiału była jednoznacznie określona objętością cylindra, dlatego nie miała charakteru szacunkowego. Oznaczenie obejmowało całą wodę usuwaną z pobranej próbki w warunkach przyjętej procedury suszenia.

Przedstawione oszacowania nie pozwalają na ustalenie jednej ścisłej kolejności wszystkich sond według rosnącej efektywnej objętości pomiarowej, ponieważ część zakresów nakłada się. Jednoznaczna zależność występuje natomiast w obrębie urządzenia FieldScout TDR 350: przy zachowaniu tej samej geometrii poprzecznej zwiększenie długości prętów prowadzi do proporcjonalnego zwiększenia szacunkowej efektywnej objętości pomiarowej. Cały zestaw aparatury umożliwiał wykonywanie oznaczeń w wyraźnie zróżnicowanych skałach przestrzennych.

4.1.6. Statystyczne opracowanie wyników

Analizę prowadzono oddzielnie dla poszczególnych obiektów i wariantów, przyjmując punkt pomiarowy jako jednostkę obserwacji. Powtórne odczyty wykonane bez zmiany położenia sondy traktowano jako powtórzenia techniczne i uśredniano. Dla każdego zestawu obliczano liczebność, średnią arytmetyczną, medianę, minimum, maksimum, odchylenie standardowe (S), rozstęp oraz współczynnik zmienności $CV = S/\text{średnia} \cdot 100\%$. Odczyty zakończone komunikatem błędu ujmowano w analizie kompletności, lecz pomijano w statystykach zawartości wody.

Przy porównaniu pojedynczego odczytu centralnego sondy E-test ze średnią pięciu odczytów oraz przy porównaniach sond w odpowiadających sobie punktach wykorzystywano test t-Studenta dla prób zależnych. Jeżeli ocena rozkładu różnic wskazywała na wyraźne naruszenie założeń parametrycznych, przewidywano użycie testu rangowanych znaków Wilcoxa. W tabeli 5.1.4 przedstawiono surowe wartości p dla sześciu zaplanowanych porównań w każdym obiekcie, bez korekty wielokrotnych testów. Z uwagi na eksploracyjny charakter zestawienia wyniki interpretowano łącznie z kierunkiem i wielkością różnic, a wartości graniczne traktowano ostrożnie.

Zależności pomiędzy średnią zawartością wody, rozstępem, składem granulometrycznym, węglem organicznym i gęstością objętościową oceniano współczynnikiem korelacji liniowej Pearsona. Macierz przedstawioną w tabeli 5.1.6 obliczono oddzielnie dla Łagiewnik i Polanowic na podstawie 25 próbek z każdej lokalizacji. Ze względu na ograniczoną liczebność i możliwą strukturę przestrzenną wyniki interpretowano opisowo, bez uogólniania na populację wszystkich gleb mineralnych.

Rozkład przestrzenny wyników przedstawiano za pomocą map i wykresów powierzchniowych. Wizualizacje służyły porównaniu przestrzennego obrazu wyników, a nie stanowiły odrębnego testu statystycznego.

4.2. OCENA WPLYWU BIOLOGICZNEJ RETENCJI WODY W KORZENIACH ROŚLIN ZBOŻOWYCH NA WYNIKI POMIARU WILGOTNOŚCI GLEBY

4.2.1. Założenia badań

Realizacja drugiego celu szczegółowego wymagała przeprowadzenia badań umożliwiających określenie wpływu biologicznej struktury analizowanej objętości gleby, reprezentowanej przez systemy korzeniowe roślin zbożowych, na wyniki pomiarów wilgotności gleby. Punktem wyjścia było założenie, że metody pomiarowe reagują na wodę znajdującą się zarówno w abiotycznej części gleby, jak i w żywych korzeniach roślin, nie umożliwiając bezpośredniego rozdzielenia udziału obu tych składowych w uzyskanym wyniku.

Badania zaplanowano jako trzy wzajemnie uzupełniające się doświadczenia. W pierwszym oceniano różnice pomiędzy wilgotnością oznaczaną w rzędzie roślin i w przylegającym międzyrzędziu za pomocą urządzeń TDR o odmiennej konstrukcji i efektywnej objętości pomiarowej. W drugim zastosowano metodę grawimetryczną, umożliwiającą oddzielne oznaczenie wody zawartej w glebie oraz w odseparowanych korzeniach. W trzecim porównywano wyniki pomiaru TDR tej samej próbki gleby przed usunięciem korzeni, po ich usunięciu oraz po ponownym wprowadzeniu do próbki. Przyjęty układ doświadczeń pozwalał przejść od porównania naturalnie występujących stref rzędu i międzyrzędzia do bezpośredniej oceny wpływu obecności korzeni na wynik pomiaru.

Zastosowanie zarówno metody TDR, jak i metody grawimetrycznej umożliwiało ocenę analizowanego zjawiska na podstawie metod wykorzystujących odmienne zasady pomiarowe. Metoda TDR pozwalała określić wpływ obecności korzeni na wynik pomiaru wilgotności, kształtowany przez właściwości dielektryczne całej analizowanej objętości, natomiast metoda grawimetryczna umożliwiała wyznaczenie masy wody zawartej w odseparowanych korzeniach oraz w glebie pozbawionej korzeni.

4.2.2. Lokalizacja badań

Badania przeprowadzono w 2022 roku w trzech lokalizacjach położonych na terenie województwa kujawsko-pomorskiego:

Polanowice – 52,657837° N; 18,286295° E;

Stanowisko w Polanowicach wykorzystane w badaniach biologicznej retencji było odrębne od stanowiska o tej samej nazwie miejscowości opisanego w części 4.1.

Bożejewice – 52,688811° N; 18,230407° E;

Ludzisko – 52,727636° N; 18,173699° E.

Rozmieszczenie lokalizacji tej grupy doświadczeń przedstawiono na rysunku 4.1.1B.

W Polanowicach przeprowadzono sześć serii badawczych, a w Bożejewicach i Ludzisku po jednej. Współrzędne Polanowic odnoszą się do środka doświadczenia łanowego obejmującego mieszanki pszenżyta ozimego i jęczmienia ozimego oraz ich siewy czyste; pomiary prowadzono wyłącznie na poletkach siewów czystych. W pozostałych lokalizacjach badania wykonano na polach produkcyjnych jęczmienia jarego.

4.2.3. Obiekty doświadczalne

Wykonano osiem serii badawczych. Serię definiowano jako komplet trzech doświadczeń przeprowadzonych w tym samym miejscu i terminie, w jednakowych warunkach glebowych i meteorologicznych. Serie różniły się lokalizacją, składem granulometrycznym gleby, gatunkiem i fazą rozwojową roślin oraz terminem wykonania pomiarów, związanym między innymi z występowaniem lub brakiem opadów atmosferycznych.

Rozstawa rzędów roślin we wszystkich obiektach wynosiła 15 cm. Poszczególne serie obejmowały gleby należące do dwóch podgrup granulometrycznych oraz rośliny znajdujące się w fazach rozwojowych od BBCH 39 do BBCH 69 (tab. 4.4).

Tabela 4.4. Charakterystyka obiektów wykorzystanych do oceny wpływu biologicznej retencji wody w korzeniach na wyniki pomiaru wilgotności gleby

Seria badawcza	Frakcja piaskowa 2,00-0,05 mm [%]	Frakcja pyłowa 0,05-0,002 mm [%]	Frakcja ilowa <0,002 mm [%]	Podgrupa granulometryczna	Kategoria agronomiczna	Roślina i faza rozwojowa
Polanowice 1	65,9	31,1	3,0	gp	średnia	pszenżyto ozime, BBCH 51
Polanowice 2	68,4	28,7	2,9	gp	średnia	pszenżyto ozime, BBCH 59
Polanowice 3	43,4	51,2	5,4	pyg	ciężka	jęczmień ozimy, BBCH 55
Polanowice 4	43,6	50,8	5,6	pyg	ciężka	jęczmień ozimy, BBCH 61
Polanowice 5	38,4	55,3	6,3	pyg	ciężka	jęczmień ozimy, BBCH 69
Polanowice 6	70,1	26,6	3,3	gp	średnia	jęczmień ozimy, BBCH 69
Bożejewice	43,9	50,7	5,4	pyg	ciężka	jęczmień jary, BBCH 39
Ludzisko	65,9	31,1	3,0	gp	średnia	jęczmień jary, BBCH 39

Objaśnienia: gp – glina piaszczysta; pyg – pył gliniasty. Wartości udziału frakcji zaokrąglono do 0,1%. W seriach Polanowice 2 i Polanowice 4 wartości znormalizowano proporcjonalnie do sumy 100%, z zachowaniem wzajemnych proporcji danych źródłowych

Dobór serii umożliwiał ocenę analizowanego zjawiska w warunkach zróżnicowanych pod względem uziarnienia gleby, gatunku rośliny, fazy rozwojowej i uwilgotnienia środowiska glebowego. W każdej serii przeprowadzano trzy doświadczenia według jednakowej procedury.

4.2.4. Metodyka pomiarów

4.2.4.1. Doświadczenie 1 – porównanie wyników pomiaru wilgotności gleby za pomocą metody TDR w rzędzie roślin i w międzyrzędziu

Celem doświadczenia było sprawdzenie, czy obecność żywych korzeni w obrębie rzędu zwiększa wynik pomiaru objętościowej zawartości wody względem przylegającego międzyrzędzia oraz czy różnica ta jest słabiej zaznaczona dla sondy antenowej o większej efektywnej objętości pomiarowej. Układ punktów umożliwiał równoległe porównanie dwóch lokalizacji pomiaru wzdłuż transektu z rozdzielczością przestrzenną wynoszącą 1 m.

W każdej serii wyznaczano co najmniej 30 punktów pomiarowych rozmieszczonych wzdłuż jednego rzędu roślin i przylegającego do niego międzyrzędzia. Odległość między kolejnymi punktami wynosiła 1 m.

Do pomiarów wybierano rząd charakteryzujący się możliwie jednorodną obsadą roślin oraz brakiem widocznych różnic warunków glebowych. Ocena obejmowała również dwa sąsiednie rzędy, położone po obu stronach rzędu wybranego do badań.

Każdy punkt pomiarowy obejmował parę odpowiadających sobie obiektów:

- A – rząd roślin: odcinek rzędu długości 20 cm, na którym znajdowało się od 6 do 10 roślin;
- B – międzyrzędzie: fragment nieporośniętej powierzchni położony w środku międzyrzędzia, bezpośrednio przylegający do badanego odcinka rzędu.

Bezpośrednio przed pomiarami w obiekcie A części nadziemne roślin usuwano na poziomie powierzchni gleby, umożliwiając bezpośrednie przyleganie nasady sondy do jej powierzchni.

W każdym obiekcie wykonywano pomiary za pomocą:

1. systemu pomiarowego TDR FOM2/mts z sondą FP/mts;
2. urządzenia FieldScout TDR 350 wyposażonego w pręty pomiarowe długości 7,5 cm;
3. sondy antenowej.

Miejsca wprowadzania kolejnych sond rozmieszczano w taki sposób, aby otwory pozostawione przez wcześniej stosowaną sondę nie znajdowały się w efektywnej objętości pomiarowej sondy wykorzystywanej w następnym oznaczeniu.

W obiekcie A pręty sond dwuprętowych wprowadzano w glebę w taki sposób, aby pozostałości systemu korzeniowego roślin znajdowały się pomiędzy nimi. Pręt pomiarowy sondy antenowej wprowadzano w środek rzędu. W obiekcie B

pomiary wykonywano w środku międzyrzędzia, z zachowaniem analogicznego sposobu wprowadzania sond.

Po umieszczeniu sondy w glebie wykonywano pierwszy odczyt, a następnie – bez zmiany położenia sondy – drugi. Jeżeli różnica pomiędzy nimi była mniejsza niż 2 p.p. v/v (pkt. proc. v/v), jako wynik punktowy przyjmowano pierwsze wskazanie. Jeżeli różnica wynosiła co najmniej 2 p.p. v/v, wykonywano dwa kolejne odczyty bez poruszania sondą. W serii czterech wyników odrzucano pojedynczą wartość wyraźnie skrajną, jeżeli taka występowała, a z pozostałych obliczano średnią. Wszystkie odczyty surowe zachowywano w dokumentacji pomiarowej.

W trakcie realizacji badań urządzenie FieldScout TDR 350 uległo fizycznemu uszkodzeniu. Wszystkie wyniki uzyskane tym urządzeniem w doświadczeniu 1 uznano za niewiarygodne i wyłączono z bazy analitycznej, statystyk, tabel, wykresów oraz wnioskowania. Analizy doświadczenia 1 przeprowadzono wyłącznie dla sondy E-test i sondy antenowej.

4.2.4.2. Doświadczenie 2 – grawimetryczna ocena zawartości wody w glebie i korzeniach roślin

Celem doświadczenia było określenie różnic pomiędzy wilgotnością próbek pobranych z rzędu roślin i z międzyrzędzia oraz ilościowe rozdzielenie wody zawartej w glebie i w odseparowanych korzeniach. Doświadczenie obejmowało część polową oraz laboratoryjną.

Część polowa

W każdej serii wyznaczano 12 punktów poboru próbek. Kryterium wyboru punktów była oceniana wzrokowo jednorodność obsady roślin oraz warunków glebowych.

Każdy punkt obejmował parę obiektów:

- A – rząd roślin: odcinek rzędu długości 10 cm, na którym znajdowało się od 6 do 10 roślin;
- B – międzyrzędzie: fragment nieporośniętej powierzchni położony w przylegającym międzyrzędziu.

W każdym z 12 punktów pobierano po jednej próbce z obiektu A i obiektu B, uzyskując łącznie 24 próbki w każdej serii. Próbki pobierano stalowymi cylindrami Kopeckiego o średnicy 50 mm i objętości 100 cm³.

Przed pobraniem próbki w obiekcie A części nadziemne roślin usuwano na poziomie powierzchni gleby. Cylinder wprowadzano pionowo, do zrównania jego górnej krawędzi z powierzchnią gleby. Następnie odsłaniano zewnętrzną część cylindra na głębokość około 2 cm i nakładano górną zaślepkę. Cylinder wydobywano z nadmiarem gleby pozostawionym przy jego dolnej krawędzi, odwracano, a nadmiar próbki usuwano nożem równo z krawędzią cylindra. Po wyrównaniu nakładano drugą zaślepkę. Próbkę pobierano ponownie, jeżeli podczas wyrównywania jej powierzchni powstawał ubytek naruszający ciągłość próbki.

Część laboratoryjna

Próbki o numerach od 1 do 6 z obiektów A i B przeznaczano do oznaczenia wilgotności metodą grawimetryczną bez wcześniejszego naruszania ich struktury i składu.

W próbkach o numerach od 7 do 12 pobranych z obiektu A oddzielano korzenie od gleby. W tym celu zdejmowano obie zaślepki cylindra, wysypywano próbkę do naczynia i ręcznie odseparowywano widoczne korzenie, oczyszczając je z przylegającej gleby. Korzenie umieszczano na szalce Petriego i ważono z dokładnością do 0,01 g. Następnie suszono je w temperaturze 105°C do uzyskania stałej masy i ponownie ważono z taką samą dokładnością. Zawartość wody w korzeniach wyznaczano jako różnicę pomiędzy ich świeżą i suchą masą.

Glebę pozostałą po odseparowaniu korzeni umieszczano ponownie w cylindrze i oznaczano jej zawartość wody metodą grawimetryczną. Po usunięciu korzeni próbka nie wypełniała całej objętości cylindra; rzeczywistą objętość samej gleby oznaczano pomocniczo za pomocą szklanego cylindra miarowego po zakończeniu suszenia i usunięciu widocznych pustych przestrzeni. W obliczeniach przedstawionych w rozdziale wynikowym udział wody w glebie i korzeniach odnoszono jednak do pierwotnej objętości pobrania, wynoszącej 100 cm³, ponieważ celem było rozdzielenie całkowitej ilości wody zawartej w tej samej początkowej objętości środowiska glebowo-korzeniowego.

Próbki o numerach od 7 do 12 pobrane z obiektu B poddawano czynnościom symulującym manipulacje wykonywane podczas oddzielania korzeni. Glebę wysypywano z cylindra do naczynia i rozluźniano, nie usuwając znajdujących się w niej fragmentów organicznych. Następnie próbkę umieszczano ponownie w cylindrze. Część gleby, która nie mieściła się w cylindrze, pozostawiano na tej samej szalce Petriego, aby podczas ważenia i suszenia zachować całość pobranej próbki.

Określano masę szalki, cylindra i wilgotnej gleby z dokładnością do 0,1 g. Próbki suszono w temperaturze 105°C do uzyskania stałej masy, po czym ponownie je ważono. Zawartość wody obliczano jako różnicę masy przed i po suszeniu. Objętościową zawartość wody odniesioną do pierwotnej próbki wyznaczano ze wzoru $\theta_v = [(m_{sw} - m_s)/\rho_w]/100 \cdot 100\%$, gdzie m_{sw} oznacza masę próbki przed suszeniem, m_s – masę po suszeniu, a ρ_w – gęstość wody przyjętą jako 1 g·cm⁻³. W konsekwencji 1 g wody w próbce o objętości 100 cm³ odpowiadał liczbowo 1 pkt proc. v/v. Analogicznie obliczano objętościowy udział wody w korzeniach oraz w mineralnej części gleby.

4.2.4.3. Doświadczenie 3 – porównanie wyników TDR przed usunięciem korzeni, po ich usunięciu i po ponownym dodaniu

Celem doświadczenia było bezpośrednie określenie wpływu obecności korzeni na wynik pomiaru TDR, przy zachowaniu tej samej gleby, jednakowej objętości próbki oraz możliwie zbliżonego stopnia jej zagęszczenia.

W każdej serii próbki pobierano w czterech punktach zlokalizowanych w rzędzie roślin, odpowiadających obiektowi A doświadczenia 2. W każdym punkcie części nadziemne roślin usuwano na poziomie powierzchni gleby na odcinku rzędu długości 50 cm.

Z każdego punktu pobierano osiem próbek cylindrami Kopeckiego o objętości 100 cm^3 . Zawartość wszystkich cylindrów pochodzących z jednego punktu łączono w szklanym, wyskalowanym pojemniku o pojemności 1000 cm^3 . Glebę zagęszczano do objętości 800 cm^3 , odpowiadającej sumie objętości pobranych próbek.

Dla każdej połączonej próbki wykonywano następującą sekwencję oznaczeń:

1. **Obiekt A – gleba z korzeniami.** W próbce zawierającej korzenie oznaczano wilgotność za pomocą urządzenia TDR FOM2/mts.
2. **Obiekt B – gleba po usunięciu korzeni.** Próbkę wysypywano na czystą powierzchnię roboczą, a korzenie oddzielano za pomocą sita i oczyszczano z gleby. Świeżą masę odseparowanych korzeni oznaczano z dokładnością do 0,01 g. Glebę pozbawioną korzeni umieszczano ponownie w tym samym pojemniku i zagęszczano do objętości 800 cm^3 , po czym wykonywano kolejny pomiar urządzeniem TDR FOM2/mts. Oznaczenie świeżej masy służyło wyłącznie kontroli kompletności procedury separacji i nie było włączane do analiz statystycznych przedstawionych w rozdziale 5.
3. **Obiekt C – gleba po ponownym dodaniu korzeni.** Odseparowane korzenie ponownie łączono z glebą. Po dokładnym wymieszaniu próbkę umieszczano w pojemniku i zagęszczano do objętości 800 cm^3 . Następnie wykonywano trzeci pomiar urządzeniem TDR FOM2/mts.

Całą sekwencję wykonywano w czterech powtórzeniach. Obiekty A, B i C nie stanowiły niezależnych próbek, lecz kolejne stany tej samej próbki. Ponowne dodanie korzeni służyło sprawdzeniu, czy zmiana wyniku po ich usunięciu była związana z ich obecnością, a nie wyłącznie z przesypaniem, przesianiem i ponownym zagęszczeniem gleby.

4.2.5. Statystyczne opracowanie wyników

Analizę wykonywano oddzielnie dla ośmiu serii badawczych. Dla każdego obiektu obliczano liczebność, średnią arytmetyczną, medianę, minimum, maksimum, odchylenie standardowe oraz współczynnik zmienności. Normalność rozkładu różnic oceniano testem Shapiro–Wilka i graficzną analizą rozkładu; ze względu na małe liczebności wyniki testów interpretowano łącznie z kierunkiem i wielkością efektu. Przyjęto poziom istotności $\alpha = 0,05$.

W doświadczeniu 1 do analiz włączono po 30 pierwszych punktów w każdej lokalizacji. Pomiary w rzędzie i odpowiadającym mu międzyrzędziu traktowano jako pary. Dla sondy E-test i sondy antenowej różnicę A–B oceniano testem t-Studenta dla prób zależnych, a wartości p z 16 zaplanowanych porównań korygowano metodą Holma. Brakujące odczyty sondy antenowej pomijano

parami i przedstawiano wyłącznie opisowo. Wyniki uszkodzonego urządzenia FieldScout TDR 350 całkowicie wyłączono z analizy.

W celu opisowej oceny przestrzennego rozmywania kontrastu dla każdej lokalizacji wyznaczono bezwzględną różnicę $|A-B|$ między wartościami pomiarowymi uzyskanymi w dwóch wariantach doświadczenia, oddzielnie dla sondy E-test i sondy antenowej. Wartość ta została przyjęta jako miara kontrastu, określająca stopień rozróżnienia obu warunków przez układ pomiarowy. Osiem odpowiadających sobie kontrastów porównano testem rangowanych znaków Wilcozona. Analizę tę traktowano jako eksploracyjną ze względu na małą liczbę lokalizacji i odmienność warunków glebowych.

W doświadczeniu 2 masę wody przeliczono na objętościową zawartość wody względem pierwotnej objętości cylindra 100 cm^3 , przyjmując gęstość wody $1\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Oddzielnie analizowano niefrakcjonowane próbki z rzędu i międzyrzędzia oraz próbki po usunięciu korzeni z rzędu zestawione z poddanymi analogicznej manipulacji próbkami z międzyrzędzia. Porównania wykonywano testem t-Studenta dla prób zależnych. Dla każdej lokalizacji podawano różnicę bezwzględną $A-B$ oraz różnicę względną odniesioną osobno do A i do B. Zależności ilości wody w korzeniach od uwilgotnienia mineralnej części gleby opisano korelacją Pearsona oraz eksploracyjną regresją liniową i potęgową.

W doświadczeniu 3 stany A, B i C były kolejnymi pomiarami tej samej próbki. Zgodnie z przyjętym planem dla każdej lokalizacji wykonano trzy oddzielne testy t-Studenta dla prób zależnych: $A-B$, $A-C$ i $B-C$. Kontrasty te zostały zaplanowane a priori i raportowano je bez korekty wielokrotnych porównań. W tabeli wynikowej przedstawiano średnie stanów, różnice bezwzględne, surowe wartości p oraz procentową różnicę $A-B$ obliczoną względem A i względem B. Przy $n = 4$ w lokalizacji wyniki testów interpretowano łącznie ze zgodnością kierunku zmian i wielkością różnic, bez traktowania nieistotności jako dowodu równoważności.

Na poziomie ośmiu lokalizacji eksploracyjnie oceniono zależność względnego efektu obecności korzeni, $Y = 100 \cdot (A-B)/A$ [%], od średniej objętościowej zawartości wody w stanie B. Metodą najmniejszych kwadratów dopasowano model logarytmiczny $Y = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(B) + \varepsilon$ ($n = 8$). Raportowano równanie, współczynnik determinacji R^2 , wartość p dla nachylenia oraz błąd walidacji krzyżowej leave-one-out (LOOCV RMSE). Z uwagi na małą liczbę lokalizacji model traktowano wyłącznie opisowo. Liniową zgodność poziomu uwilgotnienia mineralnej części gleby pomiędzy doświadczeniami 2 i 3 oceniono współczynnikiem korelacji Pearsona oraz regresją liniową.

5. WYNIKI I DYSKUSJA

Rozdział obejmuje dwa wzajemnie uzupełniające się obszary badawcze. Pierwszy dotyczy przestrzennej zmienności wyniku pomiaru wilgotności gleby w skali 1 m^2 oraz wpływu sposobu próbkowania, spulchnienia, geometrii sond i miąższości profilu objętego pomiarem. Drugi koncentruje się na wpływie korzeni roślin na wynik metod grawimetrycznej i dielektrycznej oraz na rozdzielaniu składowych wyniku pomiaru związanego z wodą w matrycy glebowej, wodą zawartą w biomase i zmianą struktury próbki. Omówienie przedstawiono łącznie z dyskusją metrologiczną i odniesieniem do wyników badań innych autorów.

5.1. OCENA ZMIENNOŚCI WYNIKÓW POMIARU WILGOTNOŚCI GLEBY W SKALI 1 m^2

Celem pierwszej serii badań było określenie, w jakim stopniu pojedynczy wynik pomiaru reprezentuje wilgotność niewielkiej powierzchni gleby oraz jak na tę reprezentatywność wpływają mechaniczna ingerencja w strukturę, sposób agregacji wyników i efektywna objętość pomiarowa czujnika. Celem nie było porównywanie średnich wartości wilgotności pomiędzy lokalizacjami, ponieważ obiekty różniły się właściwościami gleby, sposobem użytkowania, stanem uwilgotnienia i terminem pomiaru. Średnie traktowano zatem jako charakterystykę tła poszczególnych doświadczeń, natomiast zasadniczym przedmiotem analizy była skala zmienności wyników uzyskiwanych w różnych warunkach. Zmienność oceniano zarówno w skali całego metra kwadratowego, jak i w bezpośrednim otoczeniu punktu pomiarowego, gdzie niepewność reprezentatywności przestrzennej może przewyższać niepewność instrumentalną urządzenia.

5.1.1. Wpływ spulchnienia gleby i sposobu doboru próby

We wszystkich pięciu parach obiektów, w których oznaczenia wykonano przed spulchnieniem i bezpośrednio po nim, średnia objętościowa zawartość wody wskazywana przez sondę E-test była po zabiegu mniejsza (tab. 5.1.1). Kierunku tej zmiany nie można utożsamiać wyłącznie z rzeczywistą utratą wody. Spulchnienie mogło zmniejszyć gęstość objętościową, zwiększyć udział przestrzeni wypełnionych powietrzem oraz pogorszyć kontakt prętów z ośrodkiem. W rezultacie zmianie mogły ulec zarówno rzeczywista ilość wody przypadająca na jednostkę objętości, jak i efektywna przenikalność elektryczna materiału objętego oddziaływaniem sondy.

Metoda TDR wyznacza zawartość wody pośrednio, na podstawie czasu propagacji impulsu elektromagnetycznego i efektywnej przenikalności elektrycznej ośrodka. Szczelina powietrzna przy przecie lub makropor przecinający strefę czułości obniżają wartość efektywnej przenikalności, a tym samym mogą prowadzić do niedoszacowania zawartości wody. Wrażliwość TDR na boczną heterogeniczność i geometrię niejednorodności wykazali Knight [1992] oraz

Hokett, Chapman i Cloud [1992], natomiast Dakshinamurthy i in. [2025] potwierdzili istotny wpływ niepełnego kontaktu i niepełnego wprowadzenia krótkich prętów na interpretację reflektogramu. Z tego względu wynik po spulchnieniu należy rozpatrywać jako odpowiedź układu sonda–gleba o zmienionej geometrii, a nie jedynie jako prosty wskaźnik ubytku wody.

Dla pełnego zbioru 180 odczytów rozstęp (R) wynosił od 5,7 do 18,7 p.p. v/v, natomiast współczynnik zmienności (CV) od 7,7 do 41,0% (tab. 5.1.1). Wyniki te jednoznacznie dokumentują dużą rozpiętość wskazań na powierzchni 1 m². Nie oznaczano bezpośrednio rozkładu porów, stopnia zagęszczenia, agregatów ani resztek roślinnych, dlatego cechy te można wskazać jedynie jako prawdopodobne źródła obserwowanej zmienności, zgodne z mechanizmem działania TDR i opisem literaturowym. Dodatnia korelacja rozstępu ze średnią wilgotnością obiektu ($r = 0,714$) częściowo wynika z większego możliwego zakresu różnic bezwzględnych przy wyższym poziomie zmiennej. Współczynnik zmienności wymaga natomiast ostrożnej interpretacji przy małych średnich, ponieważ ten sam poziom odchylenia standardowego prowadzi wtedy do większej wartości CV.

Średnie obiektowe pozostawały zbliżone niezależnie od sposobu zestawiania wyników, natomiast miary rozproszenia wyraźnie zależały od liczby odczytów i sposobu ich agregacji (tab. 5.1.1). Ograniczenie zbioru ze 180 wyników do 36 odczytów centralnych zmniejszało rozstęp, ponieważ w mniejszej próbie malało prawdopodobieństwo zarejestrowania wartości skrajnych; nie prowadziło jednak konsekwentnie do obniżenia CV, czego przykładem był wzrost tego wskaźnika w obiekcie ŚS z 26,2 do 30,9%. Uśrednienie pięciu pomiarów przestrzennych przypisanych do jednego punktu zmniejszyło CV we wszystkich obiektach względem pojedynczych odczytów centralnych, a największą redukcję odnotowano w ŚS – z 30,9 do 16,5%. Oznacza to, że agregacja sąsiednich pomiarów stabilizowała oszacowanie wartości przypisanej punktowi, ponieważ ograniczała wpływ pojedynczego lokalnego ekstremum.

Najsilniejszy wzrost zmienności po spulchnieniu wystąpił w Lubaszczu, gdzie CV dla 180 odczytów zwiększył się z 9,7 do 41,0%, a średnia zmniejszyła się z 12,7 do 6,7% v/v (tab. 5.1.1). W trakcie realizacji doświadczenia obserwowano powstawanie w cięższej glebie brył oddzielonych dużymi szczelinami. Stan taki mógł powodować, że niewielka efektywna objętość pomiarowa sondy obejmowała naprzemiennie zwartą bryłę albo przestrzeń o dużym udziale powietrza. Na glebach lżejszych efekt był słabszy, co mogło wynikać z mniejszego kontrastu strukturalnego po przekopaniu. Ahuja i in. [1998] wykazali, że zabiegi uprawowe mogą zmieniać właściwości retencyjne i hydrauliczne gleby, a ich wpływ zmniejsza się wraz z naturalną rekonsolidacją. Ponieważ wyniki własne uzyskano bezpośrednio po spulchnieniu, odnoszą się one do stanu przejściowego i nie pozwalają określić trwałości obserwowanych różnic.

Tabela 5.1.1. Podstawowe statystyki opisowe objętościowej zawartości wody [% v/v] w warstwie 0–10 cm, oznaczonej sondą E-test na powierzchni 1 m² przy różnym sposobie doboru próby

Obiekt	180 pomiarów ¹				36 pomiarów centralnych ²				36 średnich z 5 pomiarów ³			
	średnia	S	CV [%]	R	średnia	S	CV [%]	R	średnia	S	CV [%]	R
KN	9,8	1,5	15,2	11,2	9,9	1,4	14,4	5,8	9,8	1,2	12,8	4,5
KS	6,7	1,3	19,4	6,9	6,6	1,3	19,2	4,7	6,7	0,7	10,9	3,2
BN	14,5	2,9	20,0	15,9	14,6	2,9	19,8	10,6	14,5	2,6	17,6	8,8
BS	8,7	1,9	22,1	11,5	9,2	2,0	21,8	11,3	8,7	1,3	14,5	5,8
BSN	31,3	2,4	7,7	16,3	31,7	1,9	5,9	6,5	31,3	1,5	4,8	7,2
LN	12,7	1,2	9,7	7,8	12,8	1,1	8,9	5,3	12,7	0,9	7,2	4,1
LS	6,7	2,7	41,0	14,0	6,7	2,3	34,8	9,0	6,7	1,8	26,6	7,2
ŚN	7,0	1,3	18,2	5,7	6,9	1,3	18,3	5,1	7,0	1,2	16,9	4,1
ŚS	5,3	1,4	26,2	8,9	5,3	1,6	30,9	6,8	5,3	0,9	16,5	3,7
ŚNN	28,5	2,7	9,4	17,5	28,2	2,6	9,1	10,2	28,5	2,1	7,5	8,6
ŚSN	18,3	2,9	15,8	18,7	17,7	2,7	15,5	10,6	18,3	1,7	9,4	7,3

Objaśnienia: KN – Knieja (gleba niespulchniona); KS – Knieja (gleba spulchniona); BN – Barcin (gleba niespulchniona); BS – Barcin (gleba spulchniona); BSN – Barcin (gleba spulchniona i nawodniona); LN – Lubaszcz (gleba niespulchniona); LS – Lubaszcz (gleba spulchniona); SN – Świątkowo (gleba niespulchniona); SS – Świątkowo (gleba spulchniona); SNN – Świątkowo (gleba niespulchniona i nawodniona); SSN – Świątkowo (gleba spulchniona i nawodniona); S – odchylenie standardowe; CV – współczynnik zmienności; R – rozstęp.

¹ Wszystkie 180 odczytów. ² Odczyt centralny w każdym z 36 punktów. ³ Średnia z pięciu odczytów wykonanych w otoczeniu każdego punktu

Tabela 5.1.2. Rozstęp pięciu wyników objętościowej zawartości wody [pkt proc. v/v] uzyskanych w obrębie powierzchni 113 cm² w 36 punktach pomiarowych

Obiekt	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
KN	4	1	1	3	2	1	4	7	3	1	2	3	3	2	0	2	1	2	1	1	2	1	1	2	1	1	2	1	2	3	1	2	2	2	2	1
KS	6	2	2	5	2	3	1	4	3	3	2	3	4	4	3	2	2	3	2	2	1	4	2	2	4	4	1	5	2	4	2	4	2	2	3	2
BN	5	2	3	5	4	2	3	3	11	3	3	3	2	2	4	2	3	4	4	1	5	3	4	5	5	5	2	2	1	5	6	6	2	1	3	4
BS	3	2	1	2	2	3	3	7	5	3	10	8	4	2	3	3	2	3	2	5	4	3	3	6	2	3	2	1	2	2	5	7	3	4	4	4
BSN	6	3	11	4	5	7	5	3	5	3	10	2	3	3	6	7	5	2	4	6	3	10	5	2	6	4	2	4	6	5	6	3	4	6	7	2
LN	2	2	3	2	4	1	3	1	3	2	6	1	2	2	1	1	1	4	2	2	3	1	4	2	1	1	3	2	2	2	1	2	2	2	3	2
LS	2	4	5	10	7	6	5	5	5	8	3	2	5	5	5	6	12	11	7	5	7	10	9	6	3	2	5	6	3	3	2	7	5	5	4	1
ŚN	1	1	2	1	2	1	2	1	1	2	1	0	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	1	1	2	2	2	1	2	1	1
ŚS	2	1	4	2	3	1	1	2	2	5	3	3	3	2	3	6	3	3	2	1	2	2	1	2	4	2	3	5	1	3	3	2	5	7	4	3
ŚNN	3	1	3	3	3	1	1	3	4	4	2	10	3	4	3	2	3	15	8	2	5	4	4	2	4	4	3	6	3	3	6	5	5	2	3	4
ŚSN	10	4	11	3	3	3	9	5	2	12	5	9	5	3	8	6	7	9	13	5	5	8	6	2	7	4	3	5	3	4	6	4	5	7	5	11

Objaśnienia skrótów obiektów: KN – Knieja (gleba niespulchniona); KS – Knieja (gleba spulchniona); BN – Barcin (gleba niespulchniona); BS – Barcin (gleba spulchniona); BSN – Barcin (gleba spulchniona i nawodniona); LN – Lubaszcz (gleba niespulchniona); LS – Lubaszcz (gleba spulchniona); ŚN – Świątkowo (gleba niespulchniona); ŚS – Świątkowo (gleba spulchniona); ŚNN – Świątkowo (gleba niespulchniona i nawodniona); ŚSN – Świątkowo (gleba spulchniona i nawodniona)

W obrębie powierzchni 113 cm² rozstęp pięciu wyników najczęściej wynosił 1–4 p.p. v/v, lecz w części punktów osiągał 10–15 p.p. v/v (tab. 5.1.2). Największą wartość, 15 p.p., odnotowano w obiekcie SNN w punkcie 18. W obiektach LS i ŚSN wartości co najmniej 10 p.p. występowały wielokrotnie, natomiast w ŚN prawie wszystkie rozstępy mieściły się w przedziale 0–2 p.p. Dane potwierdzają zatem, że skala zmienności mikrolokalnej różniła się między obiektami. Ponieważ nie oznaczano bezpośrednio struktury porowej w każdym punkcie, zróżnicowanie to można ostrożnie wiązać z aktualnym uwilgotnieniem oraz prawdopodobnym przestrzennym rozmieszczeniem szczelin, agregatów i innych niejednorodności ośrodka.

Znaczenie praktyczne danych z tabeli 5.1.2 polega na wykazaniu, że pojedynczy odczyt sondą o małej efektywnej objętości pomiarowej może reprezentować przede wszystkim bezpośrednie otoczenie prętów. Zwiększenie liczby punktów jest zatem potrzebne nie tylko do zmniejszenia błędu standardowego średniej, lecz także do objęcia przestrzennego zakresu stanów występujących na badanej powierzchni. Wynik ten ma szczególne znaczenie przy wyborze miejsc instalacji sond stacjonarnych, zwłaszcza stosowanych do sterowania nawadnianiem albo jako punkty referencyjne dla mobilnych i teledetekcyjnych metod mapowania. Umieszczenie pojedynczego czujnika w lokalnej anomalii może prowadzić do systematycznie niereprezentatywnej oceny większego obszaru. Robinson i in. [2008] podkreślali problem dopasowania skali punktowego pomiaru do skali interpretacji, Boga i in. [2010] wykazali korzyści z gęstych sieci stałych czujników, a Irmak i in. [2022] pokazali, że nawet na jednolitym użytkowanym polu o jednorodnej klasie teksturalnej liczba i rozmieszczenie stanowisk powinny wynikać z obserwowanej zmienności oraz wymaganej dokładności. Wyniki własne są także zgodne z badaniami Famiglietti i in. [2008] oraz van Wesenbeeck i Kachanoskiego [1988], dokumentującymi zależność przestrzennej zmienności wilgotności od skali i stanu uwilgotnienia.

5.1.2. Wpływ rodzaju sondy i efektywnej objętości pomiarowej

Sondy różniły się geometrią, długością elementów roboczych oraz przestrzennym rozkładem pola elektromagnetycznego, a więc także efektywną objętością pomiarową. Nie jest ona prostą bryłą o ostrej granicy, lecz przestrzenią ważoną, w której udział poszczególnych fragmentów gleby w sygnale maleje wraz z odległością od przewodników. Badania Ferrégo i in. [1998] oraz Nissena, Ferrégo i Moldrupa [2003] wykazały, że efektywna objętość pomiarowa zależy od liczby i układu prętów, długości sondy, właściwości dielektrycznych ośrodka oraz orientacji niejednorodności. Z tego względu różne konstrukcje mogą wskazywać odmienne wartości w tym samym punkcie, nawet przy poprawnej pracy każdego z przyrządów.

Sonda E-test zwróciła wynik w każdym z 36 punktów wszystkich obiektów, natomiast w przypadku sondy antenowej i sztyletowej występowały odczyty zakończone komunikatem błędu (tab. 5.1.3). Szczególnie małe liczebności dla

sondy antenowej w obiektach ŚNN i ŚSN nie pozwalają na wiarygodne porównanie średnich ani miar rozproszenia. Brak wyniku może być informacją o niedopasowaniu kalibracji, trudnościach z identyfikacją punktów charakterystycznych reflektogramu lub o warunkach kontaktu wykraczających poza zakres poprawnego działania algorytmu.

W obiektach z dostateczną liczebnością dla sondy antenowej uzyskiwano na ogół mniejsze wartości CV i rozstępu niż dla sondy E-test (tab. 5.1.3). Najwyraźniej widoczne było to w ŚN, gdzie CV zmniejszył się z 18,3 do 8,8%, oraz w ŚS – z 30,9 do 18,6%. Wynik jest zgodny z hipotezą, że większa efektywna objętość pomiarowa przestrzennie uśrednia lokalne anomalie, przez co pojedyncza szczelina lub agregat ma mniejszy udział w sygnale całkowitym. Zależność nie była jednak bezwyjątkowa: w BSN, CV i rozstęp sondy antenowej były nieznacznie większe niż sondy E-test. Oznacza to, że efektywna objętość pomiarowa nie była jedynym czynnikiem kształtującym przestrzenne rozproszenie wyników; znaczenie mogły mieć również geometria pola elektromagnetycznego, pionowy gradient uwilgotnienia, kontakt z glebą i kalibracja przyrządu.

Sonda sztyletowa wykazywała większy CV niż sonda E-test w 7 z 11 obiektów (tab. 5.1.3). Szczególnie duże wartości wystąpiły w LS i ŚN, odpowiednio 48,9 i 46,5%. Jednocześnie średnia uzyskana sondą sztyletową była w części obiektów znacznie niższa od wyników pozostałych konstrukcji, np. w LN wynosiła 5,5% v/v wobec 12,8% v/v dla sondy E-test. Rozbieżności wskazują, że wyników z sond nie należy traktować jako zamiennych bez odrębnej oceny zgodności lub braku zgodności i kalibracji obejmującej cały obserwowany zakres wilgotności.

Porównanie dwóch sposobów wykorzystania sondy E-test wskazało brak istotnej różnicy między odczytem centralnym i średnią pięciu pomiarów w 10 z 11 obiektów (tab. 5.1.4). Jedynym wyjątkiem był BS, w którym różnica wynosiła 0,5 p.p. v/v. Agregacja pięciu odczytów zmieniała zatem przede wszystkim miary rozproszenia, natomiast średnia powierzchni pozostawała stosunkowo stabilna. Inaczej przedstawiały się porównania między konstrukcjami sond: wiele różnic było istotnych statystycznie, a kierunek i wielkość odchylenia zależały od obiektu.

Tabela 5.1.3. Podstawowe statystyki objętościowej zawartości wody [% v/v] oznaczonej sondą E-test, sondą antenową i sondą sztyletową

Obiekt	E-test*				Sonda antenowa				Sonda sztyletowa			
	średnia	n	CV [%]	R	średnia	n	CV [%]	R	średnia	n	CV [%]	R
KN	9,9	36	14,4	5,8	9,6	35	13,4	4,4	4,6	36	21,7	4,1
KS	6,6	36	19,2	4,7	8,0	36	8,1	3,1	2,9	36	23,5	3,2
BN	14,6	36	19,8	10,6	13,3	31	17,8	9,5	15,2	36	17,4	12,0
BS	9,2	36	21,8	11,3	10,1	36	14,9	4,6	11,2	36	15,0	8,1
BSN	31,7	36	5,9	6,5	32,5	32	6,1	8,4	32,5	36	7,9	10,2
LN	12,8	36	8,9	5,3	12,3	19	7,3	3,8	5,5	21	17,9	3,2
LS	6,7	36	34,8	9,0	8,1	31	20,8	7,9	2,1	34	48,9	4,3
ŚN	6,9	36	18,3	5,1	8,0	36	8,8	3,2	3,6	36	46,5	6,9
ŚS	5,3	36	30,9	6,8	6,6	36	18,6	4,8	2,5	36	29,1	3,8
ŚNN	28,2	36	9,1	10,2	17,8	3	70,0	22,3	22,6	36	9,5	7,2
ŚSN	17,7	36	15,5	10,6	19,5	1	–	–	18,1	36	12,2	9,8

Objaśnienia: KN – Knieja (gleba niespulchniona); KS – Knieja (gleba spulchniona); BN – Barcin (gleba niespulchniona); BS – Barcin (gleba spulchniona); BSN – Barcin (gleba spulchniona i nawodniona); LN – Lubaszcz (gleba niespulchniona); LS – Lubaszcz (gleba spulchniona); ŚN – Świątkowo (gleba niespulchniona); ŚS – Świątkowo (gleba spulchniona); ŚNN – Świątkowo (gleba niespulchniona i nawodniona); ŚSN – Świątkowo (gleba spulchniona i nawodniona); n – liczba uzyskanych wyników; CV – współczynnik zmienności; R – rozstęp; „–” – brak możliwości wyznaczenia wskaźnika.

* Dla sondy E-test uwzględniono odczyt wykonany w środku punktu pomiarowego

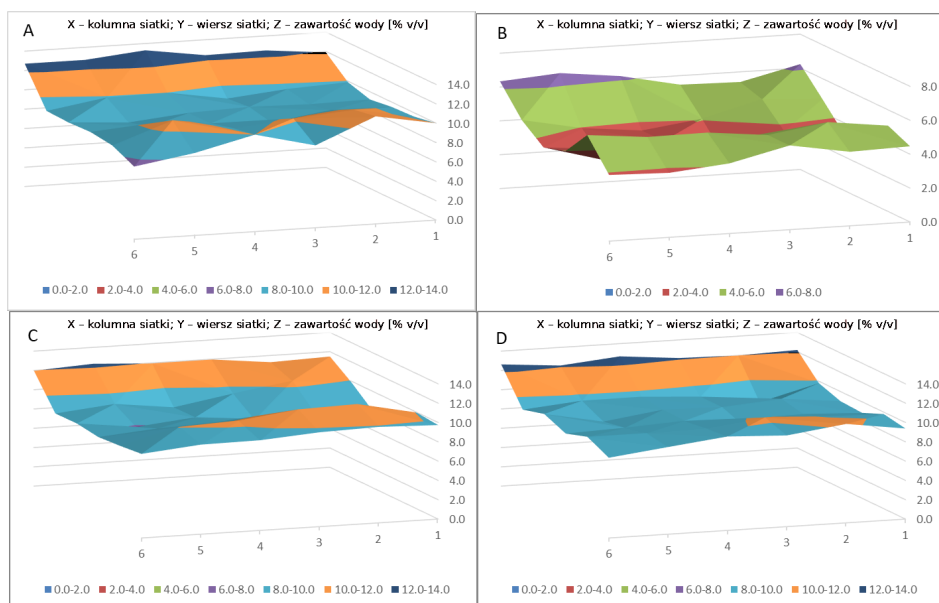
Tabela 5.1.4. Średnia objętościowa zawartość wody [% v/v] oraz surowe wartości p w porównaniach sparowanych różnych sposobów pomiaru i sond

Obiekt	A	B	C	D	p A-B	p A-C	p A-D	p B-C	p B-D	p C-D
KN	9,9	9,8	9,6	4,6	0,16	0,04	<0,005	0,29	<0,005	<0,005
KS	6,6	6,7	8,0	2,9	0,47	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
BN	14,6	14,5	13,3	15,2	0,63	0,02	0,15	0,01	0,06	<0,005
BS	9,2	8,7	10,1	11,2	0,01	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
BSN	31,7	31,3	32,5	32,5	0,29	0,07	0,27	<0,005	0,07	0,70
LN	12,8	12,7	12,3	5,5	0,67	0,94	<0,005	0,82	<0,005	<0,005
LS	6,7	6,7	8,1	2,1	0,71	0,02	<0,005	0,01	<0,005	<0,005
ŚN	6,9	7,0	8,0	3,6	0,66	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
ŚS	5,3	5,3	6,6	2,5	0,72	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
ŚNN	28,2	28,5	17,8	22,6	0,26	-	<0,005	-	<0,005	-
ŚSN	17,7	18,3	19,5	18,1	0,43	-	0,84	-	0,32	-

Objaśnienia: KN – Knieja (gleba niespulchniona); KS – Knieja (gleba spulchniona); BN – Barcin (gleba niespulchniona); BS – Barcin (gleba spulchniona); BSN – Barcin (gleba spulchniona i nawodniona); LN – Lubaszcz (gleba niespulchniona); LS – Lubaszcz (gleba spulchniona); ŚN – Świątkowo (gleba niespulchniona); ŚS – Świątkowo (gleba spulchniona); ŚNN – Świątkowo (gleba niespulchniona i nawodniona); ŚSN – Świątkowo (gleba spulchniona i nawodniona); A – centralny odczyt E-test; B – średnia z pięciu odczytów E-test; C – sonda antenowa; D – sonda sztyletowa; p – wartość prawdopodobieństwa testowego. Symbol „-” oznacza niewykonanie testu z powodu niewystarczającej liczbieńności. Wartości <0,005 odpowiadają wynikom zaakceptowanym w materiale źródłowym do 0,00; pogrubieniem oznaczono $p \leq 0,05$

Różnica C–A dla prób kompletnych lub prawie kompletnych mieściła się w przybliżeniu od $-1,3$ do $+1,4$ p.p. v/v, natomiast różnica D–A od $-7,3$ do $+2,0$ p.p. v/v (tab. 5.1.4). Istotność różnic średnich nie jest równoznaczna z zamiennością metod. Stwierdzone rozbieżności wskazują, że wynik zależał od konstrukcji sondy, jej kalibracji i efektywnej objętości pomiarowej; porównania w tabeli 5.1.4 należy zatem traktować jako ocenę kierunku oraz wielkości różnic między sposobami pomiaru, a nie jako dowód ich równoważności.

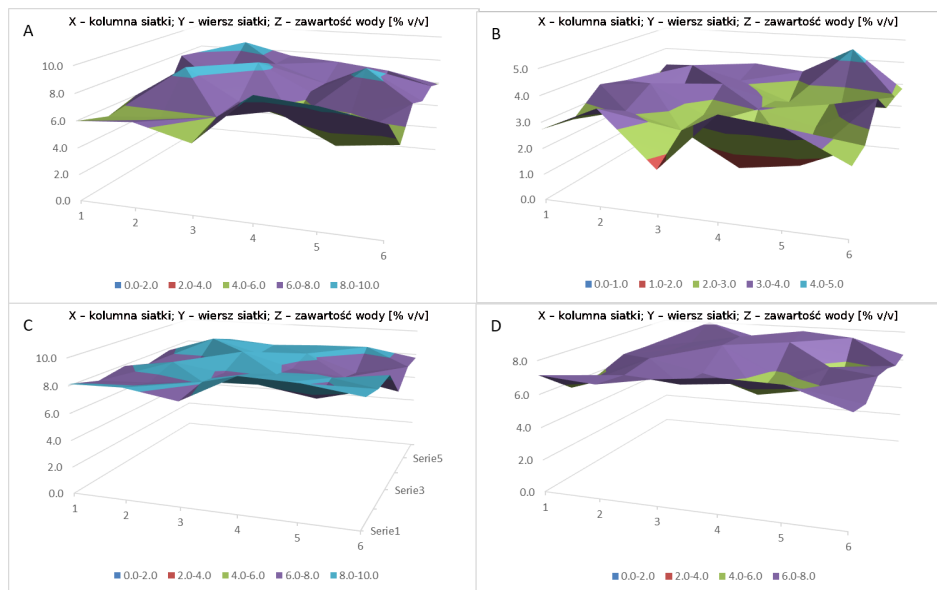
Wykresy powierzchniowe pozwalają ocenić nie tylko poziom średni, ale również przestrzenny sposób odwzorowania lokalnych maksimów i minimów (rys. 5.1.1–5.1.5). Interpretacja morfologii powierzchni została każdorazowo zestawiona z wartościami liczbowymi z tabel 5.1.3 i 5.1.4, ponieważ różnice zakresu osi pionowych i przedziałów legend mogą optycznie wzmacniać lub osłabiać kontrasty.



Rys. 5.1.1. Rozkład objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m^2 w obiekcie KN (Knieja – gleba niespulchniona): A – sonda E-test, odczyt centralny; B – sonda sztyletowa; C – sonda antenowa; D – średnia z pięciu pomiarów E-test w punkcie. Osie wykresów: X – kolumna siatki pomiarowej, Y – wiersz siatki pomiarowej, Z – objętościowa zawartość wody [% v/v]

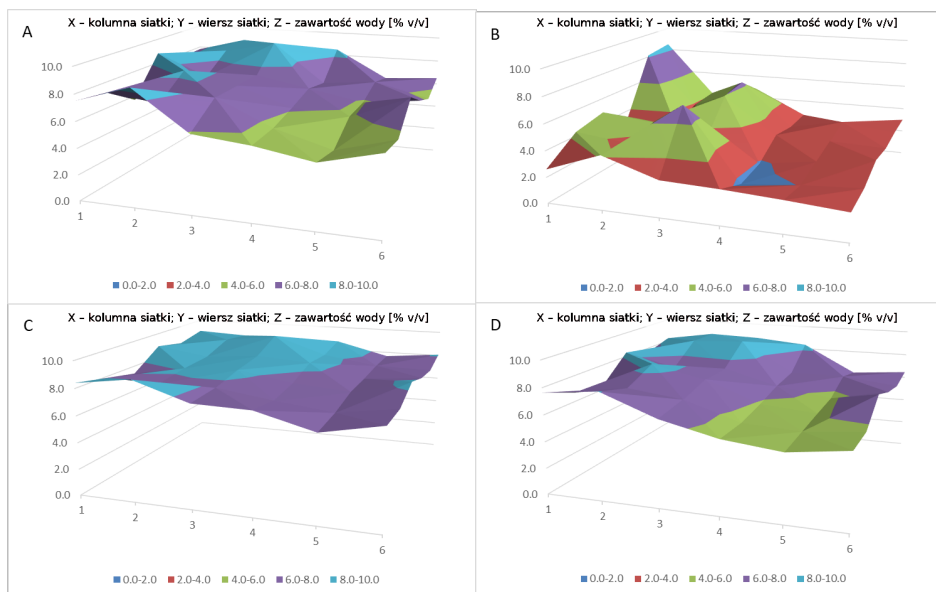
W obiekcie KN powierzchnie A i D zachowują zbliżony ogólny układ przestrzenny, lecz uśrednienie pięciu odczytów redukuje lokalne załamania widoczne w panelu A (rys. 5.1.1). Panel C jest równie wygładzony, co odpowiada nieco mniejszemu CV sondy antenowej w porównaniu z sondą FP/mts E-test. Panel B wyróżnia się przede wszystkim niższym poziomem wartości, zgodnym ze średnią $4,6\%$ v/v wobec około $9,6\text{--}9,9\%$ v/v dla sondy E-test i sondy antenowej.

Różnica dotyczy zatem nie tylko stopnia wygładzenia, ale także poziomu kalibracyjnego sondy sztyletowej.



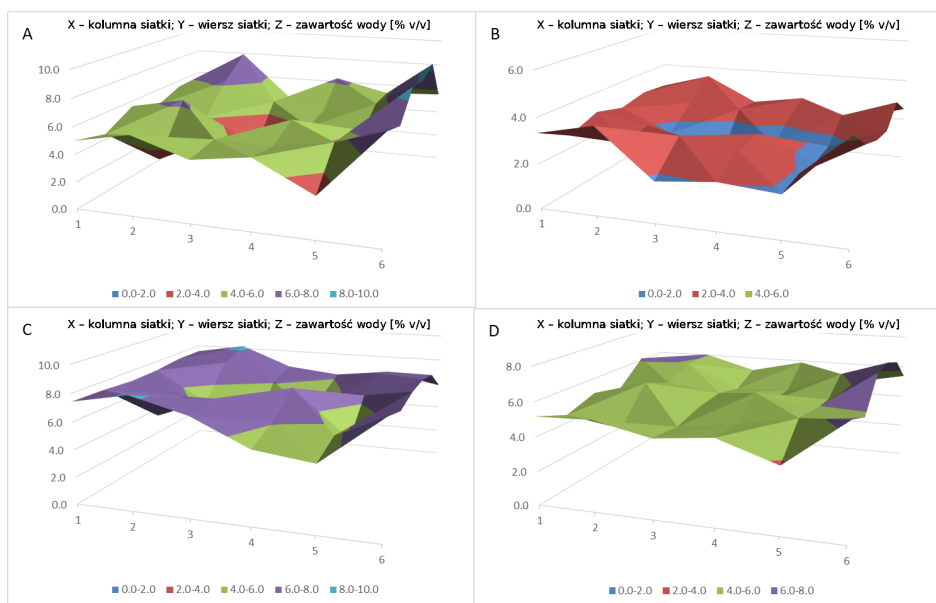
Rys. 5.1.2. Rozkład objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m² w obiekcie KS (Knieja – gleba spulchniona): A – sonda E-test, odczyt centralny; B – sonda sztyletowa; C – sonda antenowa; D – średnia z pięciu pomiarów E-test w punkcie. Osie wykresów: X – kolumna siatki pomiarowej, Y – wiersz siatki pomiarowej, Z – objętościowa zawartość wody [% v/v]

W obiekcie KS najbardziej nieregularny przebieg ma powierzchnia uzyskana sondą sztyletową, co pozostaje zgodne z jej CV równym 23,5% (rys. 5.1.2; tab. 5.1.3). Sonda antenowa odtworzyła powierzchnię wyraźnie gładszą, a jej CV wyniósł tylko 8,1%. Przejście od pojedynczego odczytu centralnego A do średniej pięciu pomiarów D ograniczyło lokalne ekstrema bez zasadniczej zmiany średniej obiektowej. Rysunek pokazuje zatem efekt zwiększenia przestrzennego zmniejszenia zróżnicowania zarówno przez konstrukcję sondy, jak i przez agregację sąsiednich odczytów.



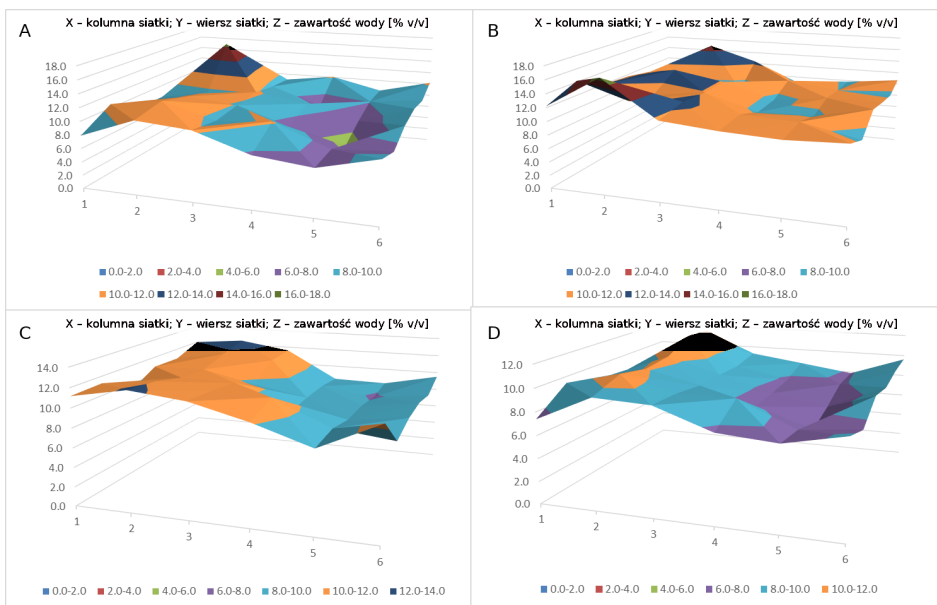
Rys. 5.1.3. Rozkład objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m² w obiekcie ŚN (Świątkowo – gleba niespulchniona): A – sonda E-test, odczyt centralny; B – sonda sztyletowa; C – sonda antenowa; D – średnia z pięciu pomiarów E-test w punkcie. Osie wykresów: X – kolumna siatki pomiarowej, Y – wiersz siatki pomiarowej, Z – objętościowa zawartość wody [% v/v]

W obiekcie ŚN panel B zawiera ostre lokalne maksimum oraz rozległą strefę niskich wartości, co odpowiada bardzo wysokiemu CV sondy sztyletowej, równemu 46,5% (rys. 5.1.3; tab. 5.1.3). Panel C jest najbardziej jednorodny, zgodnie z CV 8,8%. Powierzchnia D zachowuje podstawowy kierunek zmian panelu A, lecz redukuje amplitudę lokalnych różnic. Zbieżność obrazu i statystyk potwierdza, że stopień pofałdowania nie jest wyłącznie efektem wizualizacji, ale odzwierciedla rzeczywiste różnice w rozproszeniu wyników.



Rys. 5.1.4. Rozkład objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m^2 w obiekcie ŚŚ (Świątkowo – gleba spulchniona): A – sonda E-test, odczyt centralny; B – sonda sztyletowa; C – sonda antenowa; D – średnia z pięciu pomiarów E-test w punkcie. Osie wykresów: X – kolumna siatki pomiarowej, Y – wiersz siatki pomiarowej, Z – objętościowa zawartość wody [% v/v]

W ŚŚ pojedyncze odczyty E-test tworzą powierzchnię z kilkoma wyraźnymi lokalnymi ekstremami, podczas gdy średnia pięciu pomiarów daje obraz bardziej wyrównany (rys. 5.1.4). Zmianie tej odpowiada spadek CV z 30,9 do 16,5%. Sonda antenowa również wygładza rozkład, lecz wskazuje wyższą średnią niż E-test, natomiast sonda sztyletowa odtwarza niższy poziom bez równie dużej amplitudy przestrzennej jak w ŚN. Różne konstrukcje modyfikują więc niezależnie poziom średni i przestrzenną zmienność wyników pomiaru.



Rys. 5.1.5. Rozkład objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m² w obiekcie BS (Barcin – gleba spulchniona) w zależności od sposobu pomiaru: A – sonda E-test, odczyt centralny; B – sonda sztyletowa; C – sonda antenowa; D – średnia z pięciu pomiarów E-test w punkcie. Osie wykresów: X – kolumna siatki pomiarowej, Y – wiersz siatki pomiarowej, Z – objętościowa zawartość wody [% v/v]

W obiekcie BS panele A i D wykazują podobny kierunek zmian, jednak uśrednienie odczytów zmniejsza rozstęp z 11,3 do 5,8 p.p. v/v (rys. 5.1.5; tab. 5.1.1 i 5.1.3). Panel C jest relatywnie gładki i odpowiada najmniejszemu spośród trzech sond rozstępowi, równemu 4,6 p.p. v/v. Panel B wskazuje wyższy poziom średni niż pozostałe konstrukcje i odmienny układ części lokalnych maksimów.

Łączna analiza rysunków 5.1.1–5.1.5 wskazuje, że im większa objętość jest integrowana przez sondę lub przez średnią kilku odczytów, tym mniejszy udział pojedynczej anomalii w wyniku. Nie oznacza to jednak, że większa efektywna objętość pomiarowa jest zawsze rozwiązaniem lepszym. Przy ocenie różnic między rzędem i międzyrzędziem lub wąskich stref ryzosfery może ona rozmywać przestrzenny kontrast, natomiast przy szacowaniu średniej dla większej powierzchni działa stabilizująco. Dobór sondy powinien więc wynikać z przestrzennej definicji wielkości mierzonej.

5.1.3. Zmienność wyników w zależności od długości prętów pomiarowych

Zastosowanie prętów o długości 3,8; 7,5; 12,2 i 20,0 cm pozwoliło porównać wyniki uśredniane w coraz większej części profilu. Poszczególne konfiguracje obejmowały jednak skumulowane przedziały od powierzchni do końca pręta, a nie rozłączne warstwy. Z tego powodu różnica między odczytami, np. dla 12 i 20 cm, nie jest bezpośrednim pomiarem warstwy 12–20 cm, ponieważ efektywne objętości pomiarowe nakładają się, a ich granice mają charakter rozmyty.

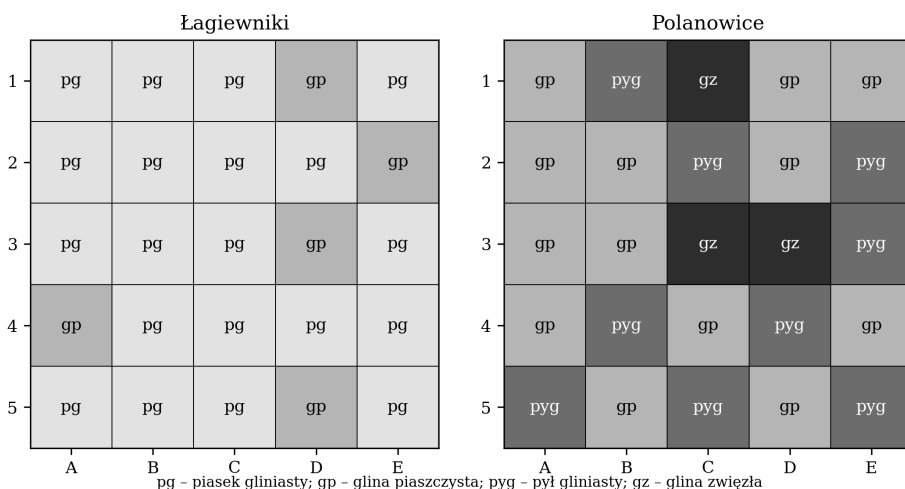
Po spulchnieniu gleby CV wzrósł w 11 z 16 porównań odpowiadających sobie wariantów i długości, zmniejszył się w 4, a w jednym przypadku pozostał bez zmiany (tab. 5.1.5). Wzrost był konsekwentny dla wszystkich długości w parze PNN–PNS, natomiast w Łagiewnikach kierunek różnic zależał od wariantu. Oznacza to, że wpływ spulchnienia nie jest niezależny od miąższości pomiaru, lecz powstaje w wyniku interakcji między lokalną strukturą profilu, pionowym gradientem uwilgotnienia i efektywną objętością sondy.

We wszystkich ośmiu obiektach CV dla konfiguracji 0–20 cm był mniejszy niż dla 0–12 cm (tab. 5.1.5). Największą redukcję odnotowano w PNS, z 33,5 do 18,1%, oraz w PNN, z 8,7 do 3,1%. Wynik jest zgodny z silniejszym uśrednianiem pionowego profilu przez dłuższe pręty. Nie pozwala jednak stwierdzić, że największa heterogeniczność występowała dokładnie na głębokości około 12 cm, co mogłaby sugerować pobieżna analiza uzyskanych wyników. Do takiego wniosku potrzebne byłyby pomiary odcinkowe albo pozioma instalacja sond na kilku głębokościach.

Korelacja między średnią wilgotnością a rozstępem dla wszystkich kombinacji długości prętów pomiarowych i obiektów wyniosła $r = 0,46$. Po rozdzieleniu wariantów była większa w glebie spulchnionej ($r = 0,83$) niż niespulchnionej ($r = 0,61$). Zależność może odzwierciedlać zarówno większy zakres wartości bezwzględnych przy wyższej średniej, jak i dodatkowy kontrast między wilgotnymi bryłami a porami wypełnionymi powietrzem po spulchnieniu. Przy małej liczbie obiektów współczynniki te należy traktować jako opis badanego materiału, nie zaś jako uniwersalne parametry populacyjne.

5.1.4. Skład granulometryczny, węgiel organiczny i gęstość objętościowa

W Łagiewnikach 20 z 25 próbek zaklasyfikowano jako piasek gliniasty, a 5 jako glinę piaszczystą. W Polanowicach zróżnicowanie było większe i obejmowało glinę piaszczystą, pył gliniasty i glinę zwięzłą (rys. 5.1.6). Wieloletnia uprawa miesza warstwę orną, ale nie musi prowadzić do jej pełnej homogenizacji w objętości pojedynczego cylindra 100 cm³. Lokalne różnice materiału macierzystego, selektywne przemieszczanie frakcji i przestrzenny rozkład agregatów mogą utrzymywać mozaikę cech gleby. Cambardella i in. [1994] wykazali, że szereg właściwości gleb uprawnych, w tym węgiel organiczny i gęstość objętościowa, zachowuje przestrzenną zależność w skali pola, natomiast Garten i in. [2007] pokazali, że zmienność części właściwości nie musi monotonicznie wzrastać wraz ze skalą obserwacji.



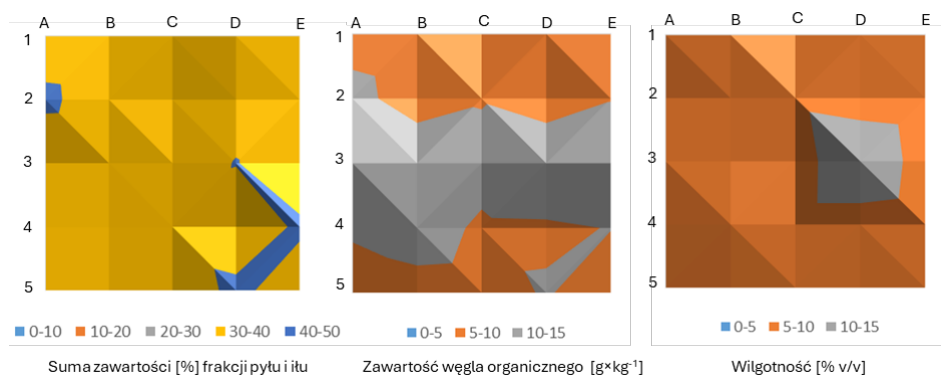
Rys. 5.1.6. Przestrzenna zmienność klas składu granulometrycznego na powierzchni 1 m² w Łagiewnikach i Polanowicach

Układ klas na rysunku 5.1.6 wskazuje na względnie jednorodne tło teksturalne w Łagiewnikach, gdzie glina piaszczysta występowała w pięciu rozproszonych punktach wśród dominującego piasku gliniastego. W Polanowicach klasy o większej zawartości frakcji drobnych tworzyły mozaikę obejmującą m.in. skupienie gliny zwięzłej w części środkowo-prawej. Taka mozaikowość może wpływać na lokalną pojemność wodną i przewodnictwo, lecz jej znaczenie dla wilgotności chwilowej zależy również od historii opadu, parowania i pobierania wody.

Wynik koresponduje z badaniami Garten i in. [2007], w których zmienność części właściwości gleby nie rosła monotonicznie wraz ze skalą, a zawartość ilu pozostawała równie zmienna w odległościach 1–10 m i 50–500 m. Porównanie nie oznacza identycznego mechanizmu w glebie leśnej i uprawnej, ale potwier-

dza, że znaczna heterogeniczność małej skali jest zjawiskiem realnym. W analizach przestrzennych nie można więc zakładać a priori, że powierzchnia 1 m² jest jednorodna.

Mapy sumy frakcji pyłu i iłu, zawartości węgla organicznego i wilgotności w Łagiewnikach nie wykazały pełnej współlokalizacji, choć w narożniku D4–E5 można dostrzec lokalne podobieństwo rozkładu frakcji drobnych i węgla organicznego (rys. 5.1.7). Strefa ta nie odpowiada jednak jednoznacznie maksimum wilgotności. Oznacza to, że chwilowy rozkład wody nie był prostym odwzorowaniem pojedynczej cechy statycznej.



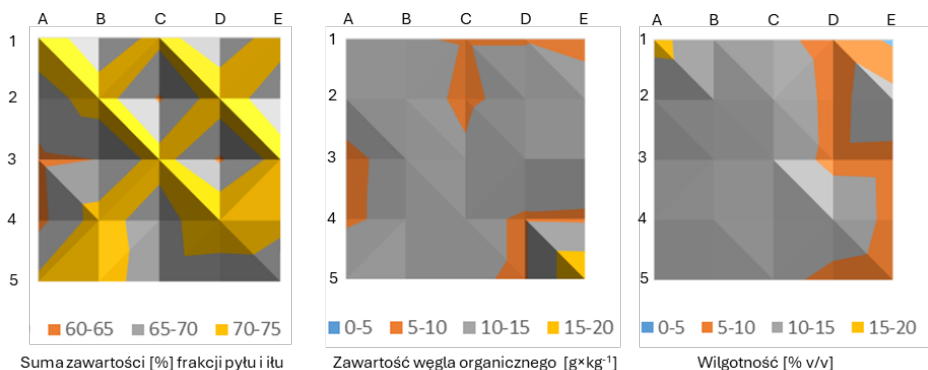
Rys. 5.1.7. Zróżnicowanie sumy frakcji pyłu i iłu, zawartości węgla organicznego oraz objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m² w Łagiewnikach

Najbardziej mozaikowy układ klas dotyczył zawartości węgla organicznego, natomiast wilgotność tworzyła bardziej rozległe strefy podobnych wartości (rys. 5.1.7). Ocena ma charakter opisowy, ponieważ zastosowane klasy i skale barw nie są jednakowe dla poszczególnych cech. Brak pełnej zgodności granic przestrzennych wskazuje jednak, że chwilowa zawartość wody nie była prostym odwzorowaniem pojedynczej właściwości gleby; jej rozkład mógł być modyfikowany przez gęstość objętościową, układ porów, infiltrację i aktualny bilans wodny.

W Polanowicach przestrzenne wzorce badanych cech również nie nakładały się w sposób jednoznaczny (rys. 5.1.8). Większa zawartość frakcji drobnych nie zawsze odpowiadała większej wilgotności, a lokalne maksimum zawartości węgla organicznego nie tworzyło spójnej strefy z maksimum zawartości wody. Może to wynikać z odmiennego początkowego uwilgotnienia, nierównomiernej infiltracji i przestrzennej zmienności gęstości.

W Polanowicach dominowały pośrednie klasy wilgotności mimo wyraźnej mozaiki teksturalnej (rys. 5.1.8). Odrębność wzorców przestrzennych potwierdza, że skład granulometryczny określa potencjalne właściwości retencyjne, ale sam nie determinuje chwilowego stanu uwilgotnienia. Western i in. [1999] wykazali, że przestrzenna organizacja wilgotności i znaczenie jej predyktorów

zmieniają się wraz ze stanem wodnym, a Famiglietti i in. [2008] wskazali na zależność obserwowanej zmienności od skali i średniego uwilgotnienia. W warunkach polowych na rozkład wody nakładają się zatem również historia opadu, infiltracja preferencyjna, parowanie i pobieranie wody przez korzenie.



Rys. 5.1.8. Zmienność sumy frakcji pyłu i iłu, zawartości węgla organicznego oraz objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m² w Polanowicach

Macierz współczynników korelacji liniowej Pearsona potwierdziła silne zależności między udziałami frakcji, wynikające częściowo z kompozycyjnego charakteru danych granulometrycznych (tab. 5.1.6). W Łagiewnikach wartości bezwzględne korelacji między frakcjami wynosiły 0,86–0,94, a w Polanowicach udział piasku był silnie ujemnie związany z dwiema frakcjami drobniejszymi. Istotną dodatnią korelację wilgotności z węglem organicznym stwierdzono w Łagiewnikach ($r = 0,45$), natomiast w Polanowicach wilgotność była ujemnie skorelowana z gęstością objętościową ($r = -0,53$).

Tabela 5.1.6. Macierz współczynników korelacji liniowej Pearsona wybranych cech gleby w Łagiewnikach i Polanowicach; nad przekątną – Łagiewniki, pod przekątną – Polanowice

Cecha	1,0–0,1 mm	0,1–0,02 mm	<0,02 mm	Corg	Wilgotność	Gęstość
1,00–0,10	x	–0,94	–0,93	–0,05	–0,08	0,17
0,01–0,02	–0,82	x	0,86	0,11	0,03	–0,23
<0,02	–0,83	0,35	x	0,04	0,11	–0,15
Corg	0,08	–0,19	0,04	x	0,45	0,30
Wilgotność	–0,07	0,04	0,07	–0,16	x	0,22
Gęstość	–0,02	–0,05	0,08	0,10	–0,53	x

Objaśnienia: Corg – zawartość węgla organicznego; n – liczebność próby; α – przyjęty poziom istotności; x – korelacja zmiennej z samą sobą. Pogrubieniem oznaczono korelacje istotne statystycznie przy $\alpha = 0,05$. Nad przekątną przedstawiono wyniki dla Łagiewnik, a pod przekątną – dla Polanowic; dla każdej lokalizacji n = 25

Zależność wilgotności od zawartości węgla organicznego w Łagiewnikach była umiarkowana i nie powtórzyła się w Polanowicach, natomiast ujemna zależność od gęstości objętościowej wystąpiła tylko w Polanowicach (tab. 5.1.6). Brak powtarzalności między lokalizacjami wskazuje, że korelacje mają charakter kontekstowy. Wilgotność chwilowa jest wynikiem jednoczesnego działania retencji, przewodnictwa, parowania, pobierania wody przez rośliny i położenia przestrzennego. Przy 25 punktach oraz możliwej autokorelacji efektywna liczba niezależnych obserwacji jest mniejsza niż nominalna, dlatego wnioskowanie przyczynowe wymaga większej liczby powierzchni i modeli uwzględniających strukturę przestrzenną [Cressie 1985].

5.2. WPŁYW WODY ZAWARTEJ W KORZENIACH ROŚLIN ZBOŻOWYCH NA WYNIK POMIARU WILGOTNOŚCI GLEBY

Do obliczeń wykorzystano dane jednostkowe z trzech doświadczeń. W doświadczeniach 1 i 3 wynik sond wyrażono jako objętościową zawartość wody [% v/v]. W doświadczeniu 2 próbki pobierano cylindrami Kopeckiego o objętości 100 cm³, dlatego masę wody oznaczoną grawimetrycznie przeliczono na udział objętościowy względem pierwotnej objętości próbki. Przy przyjęciu gęstości wody równej 1 g·cm⁻³, 1 g wody w próbce o objętości 100 cm³ odpowiada liczbowo 1 pkt proc. v/v. Tę samą objętość odniesienia zastosowano do wody znajdującej się w mineralnej części gleby oraz w wyizolowanych korzeniach.

W interpretacji rozróżniono wodę w matrycy glebowej, wodę zawartą w żywej biomase oraz zmianę wyniku pomiaru wynikającą ze struktury i kontaktu sondy. Metoda suszarkowa oznacza całkowity ubytek masy podczas suszenia, a metody dielektryczne reagują na całkowity udział objętości faz o różnych właściwościach elektrycznych w efektywnej objętości pomiarowej. Żadna z tych metod nie jest selektywna względem biologicznego pochodzenia wody. Woda korzeniowa jest więc rzeczywistym składnikiem całkowitej wody w próbce, lecz staje się źródłem błędu interpretacji wtedy, gdy wielkością mierzoną ma być wyłącznie woda w matrycy gleby.

5.2.1. Doświadczenie 1 – zróżnicowanie wilgotności w rzędzie i międzyrzędziu

Celem doświadczenia było sprawdzenie, czy obecność żywych korzeni w obrębie rzędu może zwiększać wskazanie wilgotności w porównaniu z międzyrzędziem oraz czy różnica ta ulega osłabieniu przy zastosowaniu sondy antenowej o większej efektywnej objętości pomiarowej. Analizowano pierwszych 30 odpowiadających sobie punktów w każdej lokalizacji. Sonda E-test zwróciła komplet wyników, natomiast dla sondy antenowej nie uzyskano 25 z 480 planowanych odczytów (5,21%); brakujące wartości pomijano wyłącznie w odpowiadających im parach.

W sześciu z ośmiu lokalizacji średnia objętościowa zawartość wody była większa w rzędzie niż w międzyrzędziu zarówno dla sondy E-test, jak i dla sondy antenowej (tab. 5.2.1). Dla sondy E-test różnica A–B mieściła się w zakresie od –1,12 do 1,65 p.p. v/v, a dla sondy antenowej od –0,85 do 1,29 p.p. v/v. Po korekcie Holma dodatnia różnica pozostawała istotna dla sondy E-test w Polanowicach 1, 3, 5 i 6, natomiast dla sondy antenowej w Polanowicach 3; w Ludzisku sonda antenowa wskazała istotnie mniejszą wartość w rzędzie. Wyniki nie potwierdziły zatem jednolitego kierunku w każdym obiekcie, lecz przewaga wskazań w rzędzie była wyraźnie dominującym wzorcem.

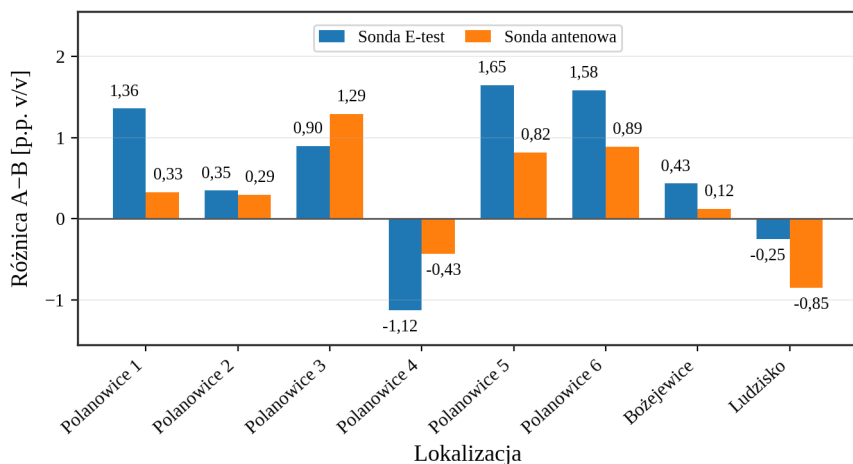
Tabela 5.2.1. Objętościowa zawartość wody [% v/v] w rzędzie roślin (A) i w międzyrzędziu (B), różnica A–B oraz wyniki testu dla prób zależnych

Lokalizacja	Sonda E-test					Sonda antenowa			
	A	B	A–B	p	n	A	B	A–B	p
Polanowice 1	4,13	2,77	1,36	<0,001	26	2,93	2,61	0,33	0,018
Polanowice 2	7,73	7,38	0,35	0,240	29	5,66	5,36	0,29	0,160
Polanowice 3	10,57	9,68	0,90	0,003	30	9,01	7,72	1,29	<0,001
Polanowice 4	15,04	16,16	–1,12	0,021	27	12,05	12,48	–0,43	0,126
Polanowice 5	21,07	19,42	1,65	<0,001	28	16,09	15,27	0,82	0,113
Polanowice 6	13,62	12,04	1,58	<0,001	28	8,93	8,04	0,89	0,009
Bożejewice	12,87	12,44	0,43	0,146	29	10,36	10,23	0,12	0,612
Ludzisko	7,95	8,20	–0,25	0,363	30	5,72	6,57	–0,85	<0,001

Objaśnienia: A – rząd roślin; B – międzyrzędzie; A–B – różnica pomiędzy wynikiem w rzędzie i międzyrzędziu; n – liczba kompletnych par; p – wartość prawdopodobieństwa testowego. Dla sondy E-test n = 30 par w każdej lokalizacji. Pogrubieniem oznaczono wartości p, które pozostały istotne po korekcie Holma dla 16 porównań; brakujące odczyty sondy antenowej pomijano parami

Bezwzględna różnica pomiędzy rzędem i międzyrzędziem była mniejsza dla sondy antenowej w sześciu z ośmiu lokalizacji. Średnia wartość |A–B| wyniosła 0,96 p.p. v/v dla sondy E-test i 0,63 p.p. v/v dla sondy antenowej, natomiast średnia różnica ze znakiem odpowiednio 0,61 i 0,31 p.p. v/v. Porównanie ośmiu kontrastów miało charakter eksploracyjny i nie wykazało istotnej różnicy ich wartości bezwzględnych (test Wilcozona, $p = 0,148$). Hipoteza o przestrzennym rozmywaniu efektu przez większą strefę czułości uzyskała więc częściowe, lecz nie uniwersalne potwierdzenie.

Dodatnie kontrasty dominowały dla obu sond, jednak w większości lokalizacji ich amplituda była mniejsza przy pomiarze sondą antenową (rys. 5.2.1). Wynik jest zgodny z założeniem, że sonda E-test, charakteryzująca się mniejszą efektywną objętością pomiarową, silniej reaguje na lokalny udział korzeni, podczas gdy sonda antenowa integruje większą objętość obejmującą również fragmenty gleby położone poza osią rzędu. Odstępstwa w Polanowicach 3 i Ludzisku wskazują jednak, że wielkość kontrastu zależy prawdopodobnie także od rozmieszczenia korzeni, aktualnego uwilgotnienia, struktury gleby oraz dokładnego położenia elementów pomiarowych.



Rys. 5.2.1. Różnica objętościowej zawartości wody pomiędzy rzędem roślin i międzyrzędziem (A-B) w zależności od zastosowanej sondy i lokalizacji

Jeżeli przedmiotem oceny jest wyłącznie woda w mineralnej matrycy gleby, częściej należy oczekiwać mniejszego uwilgotnienia rzędu niż międzyrzędzia. Strefa rzędu jest intensywniej eksploatowana przez system korzeniowy, a jej bilans wodny może być dodatkowo modyfikowany przez parowanie, przechwytywanie opadu przez rośliny oraz poprzeczną redystrybucję wody. W uprawie kukurydzy wilgotność międzyrzędzia była zwykle większa niż w rzędzie, a różnice narastały w późniejszych fazach rozwojowych wskutek szybszego wysychania strefy rzędu [van Wesenbeeck i Kachanoski 1988]. Hupet i Vanclooster [2005] wykazali silną zmienność pobierania wody w poprzek rzędu i krytyczne znaczenie położenia czujnika, natomiast Al-Oqaili i in. [2020] oraz Sun i Li [2020] potwierdzili, że rozkład wilgotności i parowania nie jest symetryczny, a reprezentatywne miejsce pomiaru nie musi pokrywać się ani z osią rzędu, ani ze środkiem międzyrzędzia.

Kierunek różnicy może być jeszcze wyraźniej zależny od technologii uprawy. W systemie strip-till pas siewny jest spulchniany, natomiast międzyrzędzie pozostaje nieuprawione i zwykle jest osłonięte resztkami poźniwnymi. Wieloletnie stosowanie tej technologii prowadziło do większej gęstości objętościowej i mniejszej porowatości w nieuprawionym międzyrzędziu niż w pasie siewnym, a równocześnie do większego uwilgotnienia międzyrzędzia; autorzy wiąжали ten efekt z odmienną strukturą gleby, ograniczeniem parowania przez mulcz oraz mniejszą intensywnością pobierania wody poza strefą największego zagęszczenia korzeni [Jaskulska i in. 2020; Jaskulska i Jaskulski 2020]. Niższa porowatość nie powinna być jednak traktowana jako samodzielna i uniwersalna przyczyna większej retencji, ponieważ o chwilowym uwilgotnieniu decydują łącznie rozkład wielkości porów, infiltracja, pokrycie powierzchni, parowanie i aktywność korzeni. Na tym tle przewaga wskazań TDR w rzędzie w badaniach własnych

nie musiała oznaczać, że mineralna część gleby była tam wilgotniejsza. Metoda TDR integrowała odpowiedź całej objętości gleba–korzenie, dlatego woda zawarta w żywych tkankach mogła odwracać kierunek kontrastu obserwowanego dla samej matrycy mineralnej. Gerke i Kuchenbuch [2007] wykazali, że względne znaczenie wody korzeniowej rośnie wraz z wysychaniem gleby, a badania laboratoryjne i polowe potwierdziły wpływ korzeni na przenikalność elektryczną układu [Parsekian i in. 2012; Fu i in. 2020] oraz kalibrację czujników pojemnościowych [Kang i in. 2019]. Doświadczenie 1 wskazuje więc na jednoczesne znaczenie lokalizacji sondy, technologii uprawy i biologicznego składnika gleby jako składowe wyniku pomiaru, natomiast bezpośrednie rozdzielanie wody w korzeniach i mineralnej części gleby uzyskano dopiero w doświadczeniu 2.

5.2.2. Doświadczenie 2 – rozdzielanie wody w glebie i korzeniach

W pierwszym, niefrakcjonowanym podzbiorze próbek (numery 1–6) średnia objętościowa zawartość wody w rzędzie była większa niż w międzyrzędziu we wszystkich ośmiu lokalizacjach, a różnice wynosiły od 0,15 do 5,68 p.p. v/v (tab. 5.2.2, część A). Istotność statystyczną uzyskano w pięciu lokalizacjach. W drugim, niezależnie zaplanowanym podzbiorze próbek (numery 7–12), po oddzieleniu korzeni z próbek rzędu i wykonaniu analogicznej manipulacji w próbkach z międzyrzędzia, mineralna część gleby z rzędu zawierała mniej wody w siedmiu z ośmiu lokalizacji, a pięć ujemnych różnic było istotnych statystycznie (tab. 5.2.2, część B). Przeciwny kierunek różnic w dwóch odrębnych podzbiorach wskazuje, że wyższy wynik niefrakcjonowanej próbki z rzędu obejmował wodę zawartą w korzeniach, mimo że mineralna część gleby z rzędu była zazwyczaj silniej przesuszona. Zestawienie nie stanowi porównania tych samych próbek przed i po separacji.

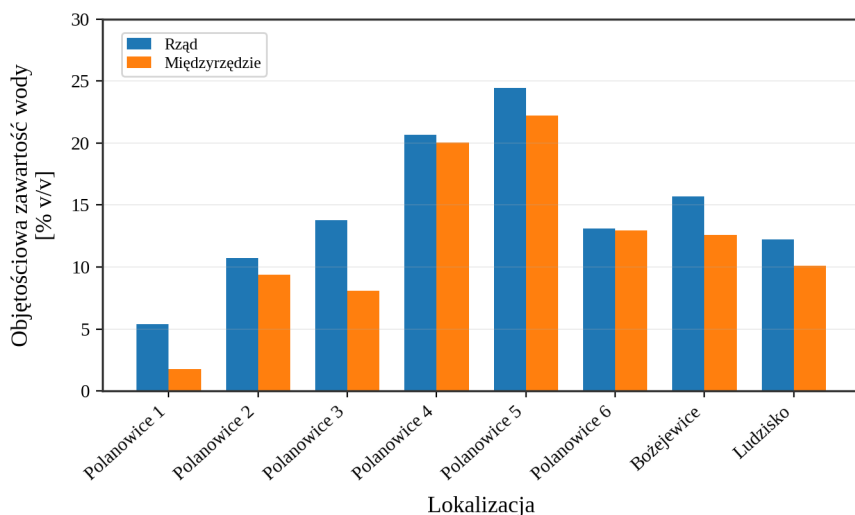
Przewaga całkowitej zawartości wody w próbkach z rzędu występowała w całym zakresie uwilgotnienia badanych lokalizacji (rys. 5.2.2). Największą różnicę, 5,68 p.p. v/v, odnotowano w Polanowicach 3, a najmniejszą, 0,15 p.p. v/v, w Polanowicach 6 (tab. 5.2.2, część A). Najwyższy ogólny poziom uwilgotnienia stwierdzono w Polanowicach 5, a najniższy w Polanowicach 1. Zbliżony przebieg obu serii pomiędzy lokalizacjami wskazuje na wspólny gradient uwilgotnienia, na który w rzędzie nakładała się woda zgromadzona w biomasie korzeniowej.

Tabela 5.2.2. Objętościowa zawartość wody [% v/v] w próbkach z rzędu (A) i międzyrzędzia (B) w dwóch odrębnych, zaplanowanych podzbiórach: próbki niefrakcjonowane (1–6) oraz próbki po separacji korzeni lub analogicznej manipulacji (7–12)

A. Próbki niefrakcjonowane (1-6)										B. Próbki po separacji korzeni lub analogicznej manipulacji (7-12)					
Lokalizacja	n	A	B	A-B	(A-B)/A [%]	(A-B)/B [%]	p	n	A	B	A-B	(A-B)/A [%]	(A-B)/B [%]	p	
Polanowice 1	6	5,39	1,79	3,60	66,8	201,3	<0,001	6	3,31	2,41	0,90	27,3	37,5	0,012	
Polanowice 2	6	10,72	9,38	1,34	12,5	14,2	0,035	6	6,92	10,01	-3,09	-44,7	-30,9	<0,001	
Polanowice 3	6	13,77	8,09	5,68	41,2	70,2	0,015	6	8,24	8,39	-0,16	-1,9	-1,9	0,861	
Polanowice 4	6	20,65	20,06	0,59	2,9	2,9	0,373	6	14,55	20,25	-5,70	-39,2	-28,1	0,004	
Polanowice 5	6	24,46	22,22	2,23	9,1	10,1	0,044	6	20,97	26,08	-5,11	-24,4	-19,6	0,004	
Polanowice 6	6	13,12	12,96	0,15	1,2	1,2	0,795	6	14,44	17,82	-3,38	-23,4	-18,9	0,019	
Bożejewice	6	15,68	12,60	3,08	19,6	24,4	0,004	6	11,40	12,13	-0,73	-6,4	-6,0	0,418	
Ludzisko	6	12,21	10,11	2,10	17,2	20,7	0,131	6	8,44	11,27	-2,83	-33,5	-25,1	0,006	

Objaśnienia: A – rząd roślin; B – międzyrzędzie; n – liczbeość próby; A-B – różnica pomiędzy wynikiem w rzędzie i międzyrzędziu; (A-B)/A i (A-B)/B – różnica względna odniesiona odpowiednio do wartości A lub B; p – wartość prawdopodobieństwa testowego. Pogrubieniem oznaczono $p \leq 0,05$

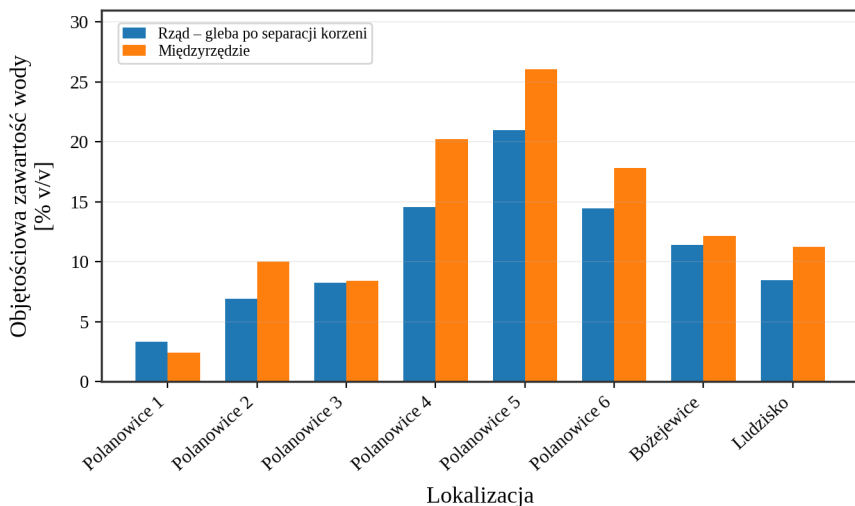
Przewaga całkowitej zawartości wody w próbkach z rzędu występowała w całym zakresie uwilgotnienia badanych lokalizacji (rys. 5.2.2). Największą różnicę, 5,68 p.p. v/v, odnotowano w Polanowicach 3, a najmniejszą, 0,15 p.p. v/v, w Polanowicach 6 (tab. 5.2.2, część A). Najwyższy ogólny poziom uwilgotnienia stwierdzono w Polanowicach 5, a najniższy w Polanowicach 1. Zbliżony przebieg obu serii pomiędzy lokalizacjami wskazuje na wspólny gradient uwilgotnienia, na który w rzędzie nakładała się woda zgromadzona w biomasie korzeniowej.



Rys. 5.2.2. Objętościowa zawartość wody w niefrakcjonowanych próbkach pobranych w rzędzie i międzyrzędziu

Wielkość różnicy między rzędem i międzyrzędziem zmieniała się w zależności od lokalizacji i stanu uwilgotnienia (rys. 5.2.2). Wynik niefrakcjonowanej próbki obejmował łącznie wodę w porach i wodę komórkową korzeni, dlatego nie może być interpretowany wyłącznie jako zasób w mineralnej matrycy gleby.

W drugim, odrębnym podzbiorze próbek stwierdzono przeciwny kierunek różnic: w siedmiu lokalizacjach mineralna część gleby z rzędu zawierała mniej wody niż gleba z międzyrzędzia (rys. 5.2.3; tab. 5.2.2, część B). Największe ujemne różnice wystąpiły w Polanowicach 4 i 5, odpowiednio $-5,70$ i $-5,11$ p.p. v/v. Jedynym wyjątkiem były Polanowice 1, gdzie wartość w rzędzie była o $0,90$ p.p. v/v większa. Przy bardzo niskim uwilgotnieniu wynik ten mógł być szczególnie wrażliwy na pozostawienie drobnych, niewidocznych korzeni lub na niejednorodność próbki. Dominujący kierunek różnic jest zgodny z pobieraniem wody przez korzenie i powstawaniem stref wyczerpania w ryzosferze; jednocześnie właściwości hydrauliczne tej strefy mogą być modyfikowane przez śluz, zmianę struktury i cykle zwilżania–suszenia [Carminati i in. 2010; Carminati i in. 2011; Moradi i in. 2011].



Rys. 5.2.3. Objętościowa zawartość wody w mineralnej części gleby po separacji korzeni oraz w glebie z międzyrzędzia

Największe różnice wyników w podzbiorze z separacją korzeni wystąpiły w Polanowicach 4–6 (rys. 5.2.3). W lokalizacjach o małej zawartości wody różnice były mniejsze bezwzględnie, lecz mogły być duże względnie. Z tego względu różnice procentowe w tabeli 5.2.2 podano względem obu możliwych wartości odniesienia, a ich interpretację należy zawsze łączyć z różnicą bezwzględną w pkt proc. v/v.

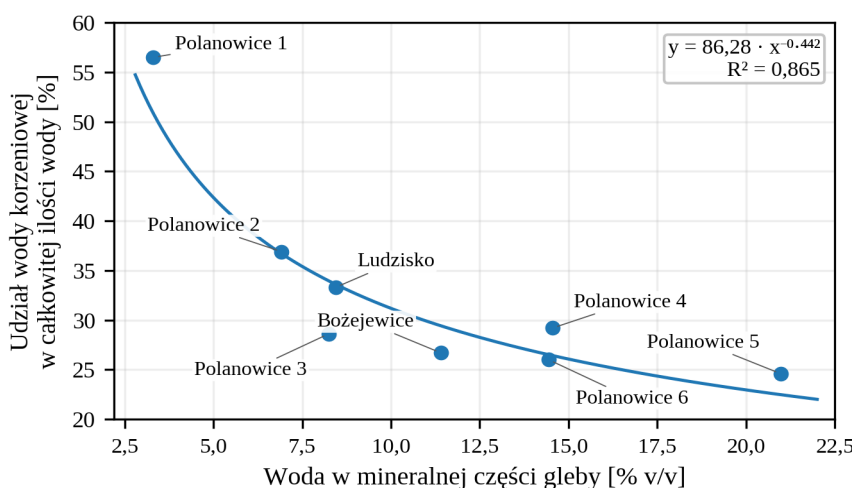
Woda zawarta w korzeniach odpowiadała od 3,30 do 6,85 p.p. v/v pierwotnej objętości próbki, a jej udział w całkowitej ilości wody rozdzielonych próbek rzędu wynosił od 24,6 do 56,5% (tab. 5.2.3). Największy udział względny stwierdzono w Polanowicach 1, gdzie mineralna część gleby była najsuchsza, natomiast najmniejszy w Polanowicach 5. Udział ten nie jest stałym błędem metody, lecz cechą konkretnej próbki, zależną od biomasy oraz uwilgotnienia korzeni i gleby.

Objętościowa zawartość wody w korzeniach zwiększała się wraz z zawartością wody w mineralnej części gleby ($r = 0,842$; $p = 0,009$), natomiast procentowy udział wody korzeniowej w całkowitej ilości wody malał (rys. 5.2.4). Dla bezwzględnej objętościowej zawartości wody w korzeniach model liniowy miał postać $\theta_{\text{korz}} = 2,786 + 0,1777 \cdot \theta_{\text{gleby}}$ ($R^2 = 0,709$). Odrębny model potęgowy udziału względnego miał postać $y = 86,28 \cdot x^{-0,442}$, a współczynnik determinacji dla transformacji log–log wynosił $R^2 = 0,865$. Zależności mają charakter eksploracyjny, ponieważ opierają się na ośmiu lokalizacjach, a udział procentowy jest matematycznie powiązany z wielkościami składowymi.

Tabela 5.2.3. Udział objętościowy wody w mineralnej części gleby i w korzeniach wyizolowanych z próbek rzędu, odniesiony do pierwotnej objętości próbki 100 cm³

Lokalizacja	Gleba [% v/v]	Korzenie [% v/v]	Razem [% v/v]	Gleba [%]	Korzenie [%]
Polanowice 1	3,31	4,30	7,61	43,5	56,5
Polanowice 2	6,92	4,05	10,97	63,1	36,9
Polanowice 3	8,24	3,30	11,54	71,4	28,6
Polanowice 4	14,55	6,00	20,55	70,8	29,2
Polanowice 5	20,97	6,85	27,82	75,4	24,6
Polanowice 6	14,44	5,08	19,53	74,0	26,0
Bożejewice	11,40	4,16	15,56	73,3	26,7
Ludzisko	8,44	4,21	12,65	66,7	33,3

Objaśnienia: Gleba – objętościowa zawartość wody w mineralnej części gleby po usunięciu korzeni; Korzenie – objętościowy udział wody w wyizolowanych korzeniach; Razem – suma wody w mineralnej części gleby i korzeniach; [% v/v] – udział objętościowy względem pierwotnej objętości próbki 100 cm³; [%] – udział danego składnika w całkowitej ilości wody



Rys. 5.2.4. Udział wody korzeniowej w całkowitej objętościowej zawartości wody próbek pobranych w rzędzie

Względne znaczenie wody korzeniowej było największe w najsuchszych próbkach (rys. 5.2.4). Nie oznacza to większej bezwzględnej ilości wody w korzeniach podczas suszy, lecz większy udział tej puli w małej sumie całkowitej. Pomiar w strefie dużej biomasy może więc wskazywać umiarkowaną całkowitą zawartość wody, mimo że mineralna część gleby jest silnie przesuszona. Gerke i Kuchenbuch [2007] zwracali uwagę na udział korzeni w wyniku grawimetrycznym i TDR, a Parsekian i in. [2012] wykazali, że nawet niewielka biomasa korzeniowa może wpływać na właściwości dielektryczne próbek.

Udział wody korzeniowej wynoszący 24,6–56,5% był większy niż wartości opisane przez Gerke i Kuchenbucha [2007], którzy w blokach gleby o objętości 1 dm³ stwierdzali zwykle udział 2–5%, a lokalnie przy rzędzie kukurydzy do około 20%. Wyniki nie są bezpośrednio porównywalne: w badaniach własnych próbki 100 cm³ pobierano dokładnie w rzędzie zbóż, co zwiększało prawdopodobieństwo objęcia strefy o dużej gęstości korzeni, a część lokalizacji charakteryzowała się bardzo małą zawartością wody w mineralnej części gleby. Zgodny pozostaje jednak kierunek zależności – wraz z wysychaniem wzrasta względne znaczenie wody pozostającej w biomase. Fu i in. [2020] wykazali ponadto, że korzenie kukurydzy zwiększały średnio przenikalność elektryczną gleby korzeniowej o 13,6%, natomiast Kang i in. [2019] stwierdzili zmianę parametrów kalibracji czujników FDR wraz ze wzrostem systemu korzeniowego. Obie obserwacje potwierdzają, że korzeni nie można traktować jako elektrycznie obojętnej części próbki.

Pomiar wykonany w międzyrzędziu nie jest automatycznie wzorcem wolnym od wpływu korzeni. W warstwie powierzchniowej biomasa może być mniejsza, lecz głębiej system korzeniowy przerasta również międzyrzędzia. Ponadto rząd i międzyrzędzie różnią się bilansem energii, parowaniem, przepływem preferencyjnym i strukturą. Lokalizację pomiaru należy zatem dobierać do zdefiniowanej wielkości mierzonej, a nie wyłącznie do oczekiwanego braku korzeni.

5.2.3. Doświadczenie 3 – weryfikacja wpływu korzeni metodą TDR

W każdej lokalizacji cztery próbki oznaczano kolejno w trzech stanach: A – gleba z korzeniami pobrana z pola, B – ta sama gleba po usunięciu korzeni oraz C – gleba po ponownym dodaniu wcześniej wyizolowanych korzeni. Wyniki przedstawiono jako średnie dla każdego stanu oraz trzy bezpośrednie różnice: A–B, A–C i B–C. Dla każdej z nich wykonano oddzielny, zaplanowany a priori test t-Studenta dla prób zależnych, ponieważ porównywane wartości pochodziły z tej samej próbki. Wartości p raportowano bez korekty wielokrotnych porównań; szczegóły postępowania statystycznego opisano w rozdziale 4.

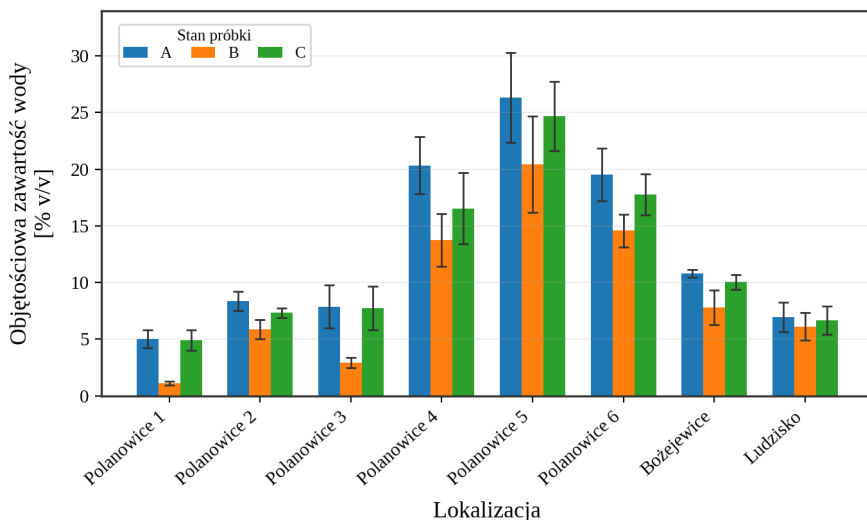
We wszystkich ośmiu lokalizacjach średnia wartość w stanie A była większa niż w stanie B, a różnica A–B wynosiła od 0,85 do 6,57 pkt proc. v/v (tab. 5.2.4). Wszystkie osiem porównań A–B było istotnych statystycznie. Największą różnicę bezwzględną odnotowano w Polanowicach 4, a najmniejszą w Ludzisku. Wynik jednoznacznie wskazuje, że usunięcie korzeni obniżało wartość wskazywaną przez TDR w badanej objętości.

Tabela 5.2.4. Objętościowa zawartość wody [% v/v] w stanach A, B i C oraz surowe wyniki zaplanowanych a priori porównań sparowanych w doświadczeniu 3

Lokalizacja	A	B	C	A-B	(A-B)/A [%]	(A-B)/B [%]	p A-B	A-C	p A-C	B-C	p B-C
Polanowice 1	5,03	1,12	4,92	3,90	77,6	346,7	0,002	0,10	0,252	-3,80	0,004
Polanowice 2	8,35	5,88	7,33	2,48	29,6	42,1	0,029	1,03	0,040	-1,45	0,026
Polanowice 3	7,88	2,92	7,75	4,95	62,9	169,2	0,015	0,12	0,015	-4,83	0,017
Polanowice 4	20,35	13,77	16,55	6,57	32,3	47,7	0,002	3,80	0,002	-2,78	0,022
Polanowice 5	26,33	20,45	24,70	5,88	22,3	28,7	<0,001	1,62	0,127	-4,25	0,019
Polanowice 6	19,55	14,57	17,75	4,97	25,4	34,1	0,002	1,80	0,012	-3,18	0,001
Bożejewice	10,82	7,82	10,05	3,00	27,7	38,3	0,016	0,78	0,028	-2,23	0,028
Ludzisko	6,97	6,12	6,68	0,85	12,2	13,9	0,006	0,30	0,024	-0,55	0,002

Objaśnienia: A – próbka pierwotna z korzeniami; B – ta sama gleba po usunięciu korzeni; C – gleba po ponownym dodaniu korzeni; A-B, A-C i B-C – zaplanowane a priori kontrasty pomiędzy kolejnymi stanami próbek; p – wartość prawdopodobieństwa testowego. W kolumnach procentowych różnicę A-B odniesiono odpowiednio do A i B. Wartości p są surowe i raportowane bez korekty wielokrotnych porównań. Na rys. 5.2.6 przedstawiono równoważny kontrast C-B, aby dodatnia wartość oznaczała wzrost po ponownym dodaniu korzeni

Średnie dla stanów A, B i C zachowywały podobny porządek lokalizacji, lecz wielkość różnic pomiędzy stanami była wyraźnie zróżnicowana (rys. 5.2.5; tab. 5.2.4). Stan C był wyższy od B we wszystkich lokalizacjach, a wszystkie porównania B–C były istotne statystycznie. Ponowne dodanie korzeni powodowało więc wzrost wyniku pomiaru wilgotności metodą TDR, co potwierdza, że obecność korzeni wpływała na wskazanie czujnika w analizowanej objętości.

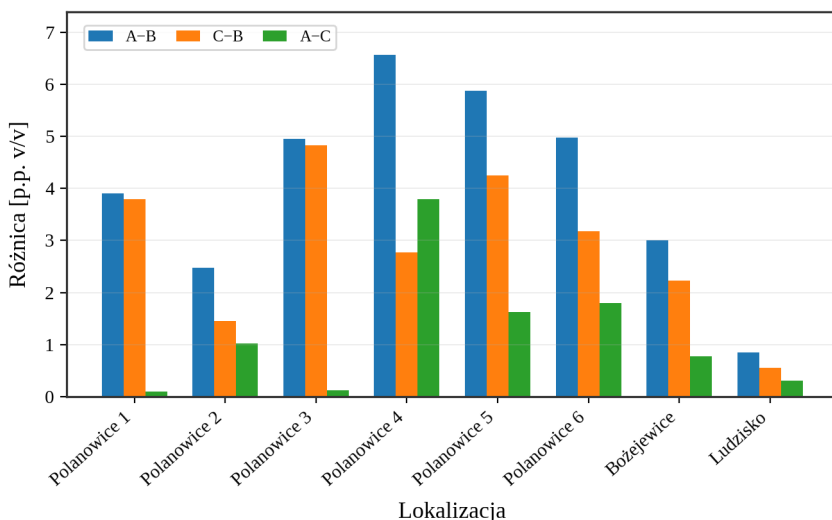


Rys. 5.2.5. Średnia objętościowa zawartość wody w stanach A, B i C; słupki błędów oznaczają odchylenie standardowe ($n = 4$)

We wszystkich lokalizacjach przejście ze stanu A do B powodowało obniżenie wyniku, a ponowne dodanie korzeni prowadziło do wzrostu w stanie C w stosunku do B (rys. 5.2.5; tab. 5.2.4). Większe odchylenia standardowe w obiektach o wyższym uwilgotnieniu wskazują, że zróżnicowanie odpowiedzi między czterema powtórzeniami zwiększało się wraz z bezwzględnym poziomem zawartości wody.

Porównanie A–C pozwala ocenić, czy po ponownym dodaniu korzeni odtworzono wartość początkową. We wszystkich lokalizacjach średnia A była większa od C; różnica była istotna w sześciu z ośmiu lokalizacji, a nieistotna w Polanowicach 1 i 5 (tab. 5.2.4). Oznacza to, że ponowne dodanie korzeni przywracało znaczną część odchyłki wyniku pomiaru, lecz najczęściej nie odtwarzało go w pełni. Podczas oddzielania korzeni, przesiewania i oczyszczania materiał pozostawał przez pewien czas odsłonięty i był wielokrotnie przemieszczany, dlatego część różnicy A–C mogła wynikać z rzeczywistego ubytku wody wskutek parowania. Niepełne odtworzenie wartości początkowej w stanie C należy zatem interpretować jako łączny skutek przesuszenia materiału podczas frakcjonowania, zmiany rozmieszczenia korzeni, upakowania gleby, powstania

puštěk powietrznych oraz zmiany kontaktu sondy z próbką; różnicy tej nie można przypisać jednemu, jednoznacznie wyznaczonemu efektowi proceduralnemu.



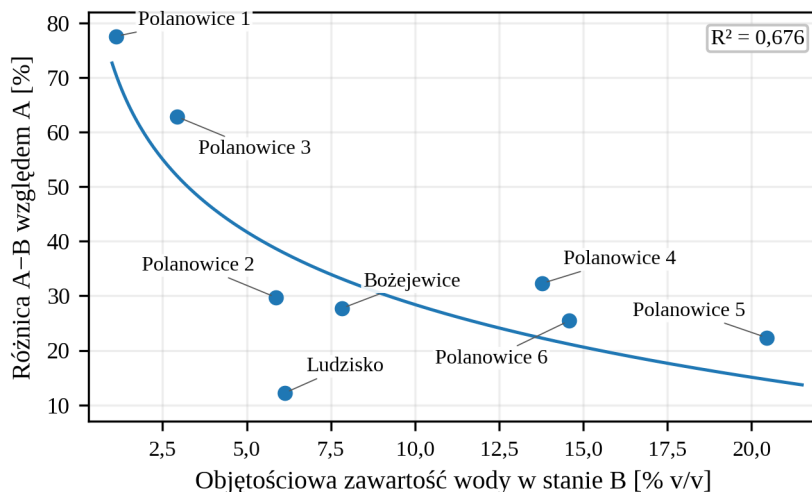
Rys. 5.2.6. Średnie różnice A–B, C–B i A–C w poszczególnych lokalizacjach

We wszystkich lokalizacjach wzrost C–B po ponownym dodaniu korzeni był mniejszy lub równy całkowitemu spadkowi A–B po ich usunięciu (rys. 5.2.6). W Polanowicach 1 i 3 różnica A–C była niewielka, natomiast w Polanowicach 4 osiągnęła 3,80 pkt proc. v/v. Zmienność ta wskazuje, że na wynik wpływała zarówno obecność uwodnionej biomasy, jak i zmiana geometrii analizowanego układu. Knight [1992] oraz Hokett i in. [1992] wykazali wrażliwość TDR na przestrzenną niejednorodność ośrodka, natomiast Parsekian i in. [2012] oraz Kang i in. [2019] potwierdzili, że korzenie mogą wpływać na odpowiedź czujników dielektrycznych.

Każde lokalne porównanie opierało się na czterech parach, dlatego wartości p należy interpretować łącznie z kierunkiem i wielkością różnic. Zgodność kierunku była jednak bardzo wyraźna: $A > B$ oraz $C > B$ występowały we wszystkich ośmiu lokalizacjach. Tak powtarzalny wzorzec wzmacnia wnioski o wpływie obecności korzeni na wynik TDR, mimo ograniczonej liczebności w pojedynczej lokalizacji.

Różnica A–B stanowiła od 12,2 do 77,6% wartości A oraz od 13,9 do 346,7% wartości B (tab. 5.2.4). Bardzo duże wartości uzyskiwane przy odniesieniu do B wynikały przede wszystkim z małego mianownika w najsuchszych próbkach i nie oznaczają, że w korzeniach znajdowało się kilkakrotnie więcej wody niż w całym układzie. Dlatego efekt względny należy zawsze przedstawiać razem z różnicą bezwzględną. Eksploracyjny model logarytmiczny miał postać $100 \cdot (A-B)/A = 72,684 - 19,232 \cdot \ln(B)$, przy $R^2 = 0,676$ i $p = 0,012$

dla nachylenia (rys. 5.2.7). Błąd walidacji leave-one-out wynosił 15,40 p.p. (LOOCV RMSE), co wskazuje na ograniczoną stabilność predykcji. Model opisuje badane osiem lokalizacji, lecz nie może być traktowany jako uniwersalna funkcja korekcyjna.

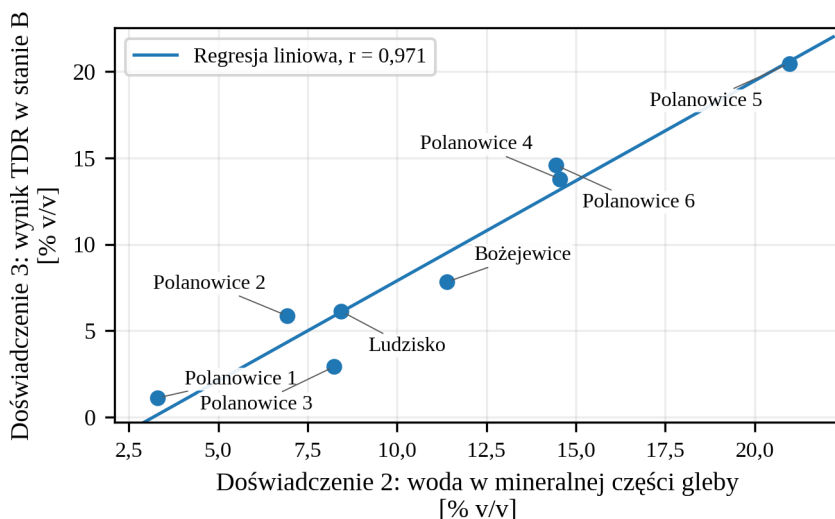


Rys. 5.2.7. Eksploracyjna zależność względnego zwiększenia wyniku A względem B od wilgotności gleby bez korzeni

Względna różnica pomiędzy próbką z korzeniami i bez korzeni była największa przy małej zawartości wody w stanie B (rys. 5.2.7). Rozrzut punktów wskazuje jednak na znaczący wpływ czynników innych niż samo uwilgotnienie, w tym ilości i rozmieszczenia biomasy oraz zmian struktury próbki. Zależność ma zatem znaczenie opisowe, a nie prognostyczne.

5.2.4. Synteza doświadczeń i biologiczny składnik wyniku pomiaru

Porównanie doświadczeń 2. i 3. wykazało bardzo silną dodatnią zależność liniową poziomu uwilgotnienia mineralnej części gleby. Korelacja średniej objętościowej zawartości wody w glebie po separacji korzeni w doświadczeniu 2. ze stanem B w doświadczeniu 3. wyniosła $r = 0,971$ ($p < 0,001$; rys. 5.2.8). Zbieżność potwierdza, że obie metody odtwarzały podobne różnice ilościowe pomiędzy lokalizacjami, mimo odmiennej procedury pomiarowej.



Rys. 5.2.8. Liniowa zależność uwilgotnienia mineralnej części gleby pomiędzy doświadczeniami 2. i 3.

Lokalizacje suche i wilgotne zachowywały podobny układ wartości w obu doświadczeniach, a wartości układały się blisko linii regresji (rys. 5.2.8). Nie uzyskano natomiast silnej korelacji między grawimetrycznie oznaczonym udziałem wody w korzeniach a kontrastem C–B TDR ($r = 0,192$). Oznacza to, że wpływ korzeni nie jest jedną wielkością przenośną pomiędzy metodami. Wynik pomiaru uzyskany przy pomocy sygnału TDR zależy nie tylko od ilości wody, lecz także od objętości, geometrii i położenia korzeni względem prętów oraz od zmian upakowania i zróżnicowania właściwości dielektrycznych. Wpływ rozwoju korzeni na kalibrację czujników pojemnościowych wykazali Kang i in. [2019], a Parsekian i in. [2012] oraz Fu i in. [2020] potwierdzili, że biomasa może zmieniać właściwości dielektryczne układu.

Wyniki trzech doświadczeń pozwalają jakościowo wyróżnić wpływ wody znajdującej się w mineralnej części gleby, obecności uwodnionych korzeni oraz zmian struktury i kontaktu sondy z próbką. Układ doświadczeń nie umożliwił jednak liczbowego rozdzielenia wyniku na addytywną sumę niezależnych składników; wynik TDR należy zatem interpretować jako łączną odpowiedź układu sonda–gleba–korzenie.

Woda zawarta w korzeniach nie jest bezwzględnie „błędem pomiaru”. Jeżeli celem jest ocena całkowitej ilości wody w układzie gleba–biomasa, stanowi rzeczywisty składnik analizowanej puli. Jest natomiast źródłem błędu interpretacyjnego, gdy wynik utożsamia się wyłącznie z wodą w mineralnej matrycy gleby. W niniejszej pracy nie mierzono potencjału matrycowego ani nie opracowywano procedury sterowania nawadnianiem, dlatego wyników nie należy bezpośrednio przekładać na decyzje nawadniające.

Literatura dotycząca ryzosfery wskazuje jednocześnie, że obecność korzeni może zmieniać nie tylko skład próbki, lecz także właściwości hydrauliczne otaczającej gleby. Carminati i in. [2010] oraz Moradi i in. [2011] wykazali dynamiczne gradienty zawartości wody w bezpośrednim sąsiedztwie korzeni, Moradi i in. [2012] opisali przejściową hydrofobowość ryzosfery po wysychaniu, Carminati i Vetterlein [2013] przedstawili plastyczność właściwości hydraulicznych ryzosfery, a Scholl i in. [2014] stwierdzili, że korzenie mogą zmieniać efektywne właściwości hydrauliczne kolumny glebowej. Z tego względu biologiczny składnik wyniku pomiaru obejmuje zarówno wodę w samej biomase, jak i pośredni wpływ korzeni na strukturę oraz hydraulikę ich otoczenia.

5.3. IMPLIKACJE METROLOGICZNE I KIERUNKI DALSZYCH BADAŃ

Wyniki wskazują, że definicja wielkości mierzonej powinna poprzedzać wybór metody, geometrii sondy i lokalizacji pomiaru. Jeżeli celem jest ocena wody znajdującej się w mineralnej części gleby, woda zawarta w komórkach korzeni stanowi biologiczny składnik wyniku, a nie wodę obecną w porach. Sonda umieszczona w strefie o dużej biomase może więc wskazywać większą całkowitą zawartość wody mimo silniejszego przesuszenia mineralnej części gleby. Praca nie obejmowała pomiarów potencjału matrycowego ani opracowania procedury sterowania nawadnianiem, dlatego uzyskane wyniki stanowią przesłankę do ostrożnej interpretacji pomiarów, a nie gotowy algorytm decyzji nawadniających.

Równocześnie wyniki części 5.1 pokazują, że odsunięcie sondy od korzeni nie rozwiązuje problemu reprezentatywności. Pojedynczy odczyt jest wrażliwy na szczeliny, agregaty i lokalny gradient, a zwiększenie efektywnej objętości pomiarowej zmniejsza zmienność kosztem rozdzielczości przestrzennej. W praktyce konieczny jest kompromis między precyzyjnym odwzorowaniem mikrostrefy a stabilnym szacunkiem średniej dla większej powierzchni.

Najważniejsze kierunki dalszej weryfikacji zestawiono w tabeli 5.3.1. Priorytetem jest ilościowa charakterystyka biomasy korzeniowej, która pozwoli zastąpić samą kategorię „korzenie obecne/nieobecne” mierzalnymi predyktorami, takimi jak objętość, sucha masa, długość i średnica korzeni. Równie istotny jest kontrolowany eksperyment retencyjny oraz wariant pozornej manipulacji, pozwalający oddzielić wpływ biomasy od zmian porowatości i gęstości gleby i kontaktu sondy.

Tabela 5.3.1. Priorytetowe kierunki dalszych analiz i doświadczeń.

Kierunek	Zakres postępowania
Ilościowa charakterystyka biomasy	Oznaczenie objętości, suchej masy, długości i średnicy korzeni oraz ich przestrzennego rozmieszczenia jako predyktorów biologicznego składnika wyniku.
Empiryczna retencja	Jednoczesne oznaczanie θ i ψ_m dla serii stanów równowagi w próbkach z korzeniami, bez korzeni oraz w wariancie kontroli manipulacji.
Kontrola procedury	Wprowadzenie wariantu pozornej separacji oraz materiału obojętnego o znanej objętości, pozwalających oddzielić efekt korzeni od zmiany upakowania i kontaktu sondy.
Lokalizacja i efektywna objętość pomiarowa sondy	Porównanie kilku odległości od osi rzędu oraz sond o różnej efektywnej objętości w celu określenia, w jakim stopniu biologiczny składnik gleby wpływa na wynik pomiaru, którego wartość jest rozmywana przestrzennie.
Walidacja polowa	Równoległe pomiary w rzędzie, na granicy strefy korzeniowej i w międzyrzędziu, połączone z oznaczeniem biomasy korzeni oraz wilgotności mineralnej części gleby.
Zastosowanie praktyczne	Przeliczenie różnic na milimetry wody w profilu i ocena wpływu definicji wielkości mierzonej na termin oraz dawkę nawadniania.

Objaśnienia: θ – objętościowa zawartość wody; ψ_m – potencjał matrycowy wody glebowej

Zadania przedstawione w tabeli 5.3.1 pozwalają rozdzielić cztery poziomy niepewności: instrumentalny, wynikający z kontaktu i kalibracji; przestrzenny, wynikający z heterogeniczności gleby; proceduralny, powstający podczas separacji i ponownego upakowania próbki; oraz interpretacyjny, związany z niejednoznaczną definicją mierzonej puli wody. Dopiero jednoczesna kontrola tych poziomów umożliwi opracowanie funkcji korekcyjnej o znaczeniu praktycznym.

6. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Analiza literatury wykazała, że wynik pomiaru wilgotności gleby zależy nie tylko od ilości zawartej w niej wody. Kształtują go również właściwości analizowanej objętości gleby, w tym jej heterogeniczność, wielofazowa budowa i aktywność biologiczna, a także zasada działania zastosowanej metody pomiarowej. Wiarygodna interpretacja oznaczenia wilgotności gleby wymaga równoczesnego uwzględnienia zdefiniowanej puli wody, zasady działania metody, efektywnej objętości pomiarowej oraz przestrzennej reprezentatywności punktu. Stan wiedzy uzasadnia operacyjne wyróżnienie biologicznej retencji wodnej jako puli wody czasowo związanej w żywej biomase obecnej w analizowanej objętości. Pula ta nie jest tożsama z retencją matrycy glebowej ani z ilością wody dostępnej dla roślin, lecz może współkształtować wynik metod reagujących na ubytek masy, właściwości dielektryczne albo zawartość wodoru.

Badania własne potwierdziły znaczenie obu analizowanych grup przyrodniczych uwarunkowań pomiaru. Drobnoskalowa heterogeniczność gleby powodowała znaczne zróżnicowanie odczytów, którego wielkość zależała od sposobu próbkowania, spulchnienia gleby i efektywnej objętości pomiarowej sondy. W części dotyczącej wpływu systemów korzeniowych na uzyskiwany wynik pomiaru wilgotności gleby wskazywały: odwrócenie kierunku różnicy rząd-międzyrzędzie po fizycznym oddzieleniu korzeni, obniżenie wyniku uzyskanego z pomocą metody TDR po ich usunięciu we wszystkich 32 próbkach oraz ponowny wzrost wskazania po dodaniu korzeni. Niepełne odtworzenie wartości początkowej oznacza jednak, że efektu wody w biomase nie można całkowicie oddzielić od ubytku wody podczas separacji, przesiewania i oczyszczania materiału oraz od zmian rozmieszczenia korzeni, struktury i upakowania próbki, pustek powietrznych i kontaktu sondy z glebą.

Z punktu widzenia praktyki pomiarowej przed rozpoczęciem badań należy jednoznacznie zdefiniować mierzoną pulę wody i skalę przestrzenną, dla której wynik ma być reprezentatywny. Wyniki uzyskane różnymi konstrukcjami sond w niniejszej pracy nie były zamienne. W porównawczych seriach terenowych pomiarów wilgotności gleby najbezpieczniejsze jest używać tego samego typu czujnika, stałej głębokości i orientacji, dobrego kontaktu prętów pomiarowych z glebą oraz powtarzalnego położenia względem rzędów roślin.

Badania wskazują na ryzyko zawyżenia oceny ilości wody znajdującej się w mineralnej części gleby, jeżeli pomiar wykonuje się w strefie o dużej biomase korzeniowej i interpretuje jako zawartość wody wyłącznie w porach.

Dalsze badania powinny obejmować równoczesne oznaczanie zawartości wody i potencjału matrycowego w próbkach z korzeniami i bez korzeni; ilościową charakterystykę suchej masy, objętości, długości, średnicy i rozmieszczenia korzeni; zróżnicowane gatunki roślin, fazy rozwojowe; zróżnicowane tekstury i poziomy uwilgotnienia; a także doświadczenia w różnych skalach przestrzennych. Taki zakres badań powinien pozwolić na opracowania funkcji korekcyjnych dla ściśle zdefiniowanych metod i warunków.

Wyniki badań własnych uwiarygodniają powyższe ustalenia wynikające z analizy literatury, a ponadto pozwalają sformułować następujące wnioski:

1. Hipoteza badawcza została potwierdzona w zakresie metod i warunków objętych badaniami: wyniki pomiarów wilgotności zależały nie tylko od zawartości wody w mineralnej części gleby, lecz również od przestrzennej heterogeniczności analizowanej objętości oraz obecności systemów korzeniowych. Tym samym zrealizowano główny cel pracy oraz oba cele szczegółowe.
2. Na powierzchni 1 m² stwierdzono bardzo dużą zmienność wyników pomiaru objętościowej zawartości wody. Rozstęp 180 odczytów wynosił od 5,7 do 18,7 p.p. v/v, a współczynnik zmienności od 7,7 do 41,0%. Również w obrębie powierzchni 113 cm² rozstęp pięciu sąsiednich odczytów osiągał lokalnie 10–15 p.p. v/v. Pojedynczy pomiar sondą o niewielkiej efektywnej objętości pomiarowej nie może być zatem automatycznie uznawany za reprezentatywny dla większej powierzchni.
3. Mechaniczne spulchnienie gleby zmniejszało wartość objętościowej zawartości wody wskazywaną przez sondę E-test we wszystkich porównywanych parach obiektów, a w większości przypadków zwiększało zmienność wyników. Największy wzrost zmienności wystąpił w glebie ciężkiej. Zmiany te należy interpretować jako łączny efekt zmniejszenia gęstości objętościowej, powstania makroporów i szczelin powietrznych oraz zmiany kontaktu sonda–gleba, a nie wyłącznie jako rzeczywisty ubytek wody.
4. Uśrednienie pięciu pomiarów objętościowej zawartości wody wykonanych w bezpośrednim otoczeniu punktu zmniejszyło współczynnik zmienności we wszystkich obiektach w porównaniu z pojedynczym odczytem centralnym. Sondy o większej efektywnej objętości pomiarowej również na ogół dawały gładniejszy obraz przestrzenny. Zwiększenie liczby przestrzennie rozdzielonych odczytów i ich uśrednianie stabilizowało oszacowanie średniej objętościowej zawartości wody dla badanego obszaru, lecz jednocześnie ograniczało zdolność rejestrowania lokalnych gradientów i wąskich stref ryzofery.
5. Układ przestrzenny chwilowej zawartości wody nie pokrywał się jednoznacznie z przestrzenną zmiennością składu granulometrycznego, zawartości węgla organicznego ani gęstości objętościowej. Wskazuje to, że aktualne uwilgotnienie było kształtowane łącznie przez teksturę, architekturę porów, zagęszczenie, przebieg infiltracji, parowanie i pobieranie wody przez rośliny.
6. W doświadczeniu porównującym rząd i międzyrzędzie większą objętościową zawartość wody w rzędzie stwierdzono w sześciu z ośmiu lokalizacji dla obu analizowanych sond. Bezwzględna różnica między wynikiem w rzędzie i międzyrzędzie (kontrast rząd–międzyrzędzie) była mniejsza dla sondy antenowej w sześciu lokalizacjach, jednak różnica wielkości tego kontrastu pomiędzy sondą antenową i sondą E-test nie była istotna statystycznie.

Większa efektywna objętość pomiarowa może częściowo rozmywać różnicę rząd–międzyrzędzie, lecz skala tego zjawiska zależy także od rozmieszczenia korzeni, aktualnego uwilgotnienia i struktury gleby.

7. W podzbiorze niefrakcjonowanych próbek grawimetrycznych zawartość wody w rzędzie była większa niż w międzyrzędziu we wszystkich ośmiu lokalizacjach. W odrębnym podzbiorze próbek, po oddzieleniu korzeni, mineralna część gleby z rzędu była mniej wilgotna od gleby z międzyrzędzia w siedmiu lokalizacjach. Woda wyizolowana z korzeni odpowiadała 3,30–6,85 p.p. v/v pierwotnej objętości próbki i stanowiła 24,6–56,5% całkowitej ilości wody w rozdzielonych próbkach z rzędu; jej znaczenie względne było największe w próbkach o najmniejszej wilgotności.
8. W doświadczeniu z wykorzystaniem metody TDR wykonanym na kolejnych stanach tej samej próbki usunięcie korzeni obniżało wynik we wszystkich lokalizacjach, a ich ponowne dodanie powodowało ponowny wzrost wskazania. Niepełne odtworzenie wartości początkowej w większości lokalizacji wskazuje jednak, że różnica pomiędzy próbką z korzeniami i bez korzeni obejmowała nie tylko wodę w biomasie, lecz także ubytek wody wskutek przesuszania materiału podczas oddzielania, przesiewania i oczyszczania oraz wpływ zmian rozmieszczenia korzeni, upakowania gleby, pustek powietrznych i kontaktu sondy z próbką.
9. Bardzo wysoka korelacja ($r = 0,971$) pomiędzy średnią objętościową zawartością wody w mineralnej części gleby, oznaczoną grawimetrycznie w doświadczeniu 2., a wynikiem TDR dla stanu B w doświadczeniu 3. wykazała, że obie procedury podobnie porządkowały lokalizacje od najmniej do najbardziej wilgotnych. Brak silnej zależności pomiędzy grawimetrycznie oznaczoną zawartością wody w korzeniach a zmianą wyniku TDR po ponownym dodaniu korzeni (C–B; $r = 0,192$) wskazał natomiast, że wpływu korzeni na wynik TDR nie można opisać jedną uniwersalną poprawką. Wielkość zmiany zależała nie tylko od ilości wody w korzeniach, lecz prawdopodobnie również od ich objętości, średnicy i położenia względem prętów, sposobu upakowania próbki oraz ubytku wody w toku manipulacji.
10. Przeprowadzony układ doświadczeń potwierdził, że na wynik pomiaru wilgotności w biologicznie aktywnej glebie wpływały zarówno woda znajdująca się w mineralnej części gleby, jak i obecność uwodnionych korzeni, ubytek wody podczas frakcjonowania oraz zmiany struktury i kontaktu sondy z próbką. Nie umożliwił jednak liczbowego rozdzielenia wyniku na addytywną sumę niezależnych składników. Wynik pomiaru wilgotności należy zatem interpretować jako łączną odpowiedź układu sonda–gleba–korzenie, a nie jako bezpośrednio zmierzoną sumę kilku odrębnych wielkości. Woda korzeniowa staje się źródłem błędu interpretacyjnego wtedy, gdy wynik całkowity utożsamia się wyłącznie z wodą w porach albo z zasobem dostępnym dla roślin.

7. LITERATURA

- [1] Adamchuk V.I., Hummel J.W., Morgan M.T., Upadhyaya S.K., 2004. On-the-go soil sensors for precision agriculture. *Computers and Electronics in Agriculture*, 44(1), 71–91. DOI: 10.1016/j.compag.2004.03.002
- [2] Ahuja L.R., Fiedler F., Dunn G.H., Benjamin J.G., Garrison A., 1998. Changes in soil water retention curves due to tillage and natural reconsolidation. *Soil Science Society of America Journal* 62, 1228–1233. DOI: 10.2136/sssaj1998.03615995006200050011x.
- [3] Al-Oqaili F., Good S.P., Frost K., Higgins C.W., 2020. Differences in soil evaporation between row and interrow positions in furrowed agricultural fields. *Vadose Zone Journal* 19, e20086. DOI: 10.1002/vzj2.20086.
- [4] Baatz R., Bogaen H.R., Hendricks Franssen H.-J., Huisman J.A., Montzka C., Vereecken H., 2015. An empirical vegetation correction for soil water content quantification using cosmic ray probes. *Water Resources Research* 51(4), 2030–2046. DOI: 10.1002/2014WR016443.
- [5] Babaieian E., Sadeghi M., Jones S.B., Montzka C., Vereecken H., Tuller M., 2019. Ground, Proximal, and Satellite Remote Sensing of Soil Moisture. *Reviews of Geophysics* 57(2), 530–616. DOI: 10.1029/2018RG000618.
- [6] Baker J.M., Allmaras R.R., 1990. System for Automating and Multiplexing Soil Moisture Measurement by Time-Domain Reflectometry. *Soil Science Society of America Journal*, 54(1), 1–6. DOI: 10.2136/sssaj1990.03615995005400010001x
- [7] Baldoncini M., Albéri M., Bottardi C., Chiarelli E., Raptis K.G.C., Strati V., Mantovani F., 2018. Investigating the Potentialities of Monte Carlo Simulation for Assessing Soil Water Content via Proximal Gamma-Ray Spectroscopy. *Journal of Environmental Radioactivity* 192, 105–116. DOI: 10.1016/j.jenvrad.2018.06.001.
- [8] Baldoncini M., Albéri M., Bottardi C., Chiarelli E., Raptis K.G.C., Strati V., Mantovani F., 2019. Biomass water content effect on soil moisture assessment via proximal gamma-ray spectroscopy. *Geoderma* 335, 69–77. DOI: 10.1016/j.geoderma.2018.08.012.
- [9] Bardgett R.D., van der Putten W.H., 2014. Belowground biodiversity and ecosystem functioning. *Nature*, 515, 505–511. DOI: 10.1038/nature13855.
- [10] Bartalis Z., Naeimi V., Hasenauer S., Wagner W., 2007. Initial soil moisture retrievals from the METOP-A Advanced Scatterometer (ASCAT). *Geophysical Research Letters*, 34, L20401. DOI: 10.1029/2007GL031088.
- [11] Bashan Y., de-Bashan L.E., 2005. Fresh-weight measurements of roots provide inaccurate estimates of the effects of plant growth-promoting bacteria on root growth: a critical examination. *Soil Biology and Biochemistry* 37(10), 1795–1804. DOI: 10.1016/j.soilbio.2005.02.013.
- [12] Baumhardt R.L., Lascano R.J., Evett S.R., 2000. Soil Material, Temperature, and Salinity Effects on Calibration of Multisensor Capacitance Probes. *Soil Science Society of America Journal* 64(6), 1940–1946. DOI: 10.2136/sssaj2000.6461940x.
- [13] Baveye P.C., Laba M., Otten W., Bouckaert L., Sterpaio P.D., Goswami R.R., Grinev D.V., Mooney S.J., Pajor R., Sleutel S., Tarquis A.M., 2010. Observer-dependent variability of the thresholding step in the quantitative analysis of soil

- images and X-ray microtomography data. *Geoderma*, 157(1–2), 51–63. DOI: 10.1016/j.geoderma.2010.03.015
- [14] Bender S.F., Wagg C., van der Heijden M.G.A., 2016. An underground revolution: biodiversity and soil ecological engineering for agricultural sustainability. *Trends in Ecology & Evolution*, 31(6), 440–452. DOI: 10.1016/j.tree.2016.02.016.
- [15] Benítez-Buelga J., Sayde C., Rodríguez-Sinobas L., Selker J.S., 2014. Heated Fiber Optic Distributed Temperature Sensing: A Dual-Probe Heat-Pulse Approach. *Vadose Zone Journal* 13(11), 1–10. DOI: 10.2136/vzj2014.02.0014.
- [16] Binley A., Hubbard S.S., Huisman J.A., Revil A., Robinson D.A., Singha K., Slater L.D., 2015. The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resources Research* 51(6), 3837–3866. DOI: 10.1002/2015WR017016.
- [17] Binley A., Kemna A., DC Resistivity and Induced Polarization Methods, [w:] Rubin Y., Hubbard S.S. (red.), *Hydrogeophysics*, Springer, Dordrecht 2005, s. 129–156. DOI: 10.1007/1-4020-3102-5_5.
- [18] Bittelli M., 2011. Measuring soil water content: A review. *HortTechnology*, 21(3), 293–300. DOI: 10.21273/HORTTECH.21.3.293
- [19] Bittelli M., Salvatorelli F., Pisa P.R. 2008. Correction of TDR-Based Soil Water Content Measurements in Conductive Soils. *Geoderma*, 143(1–2), 133–142. DOI: 10.1016/j.geoderma.2007.10.022
- [20] Bittelli M. 2010. Measuring Soil Water Potential for Water Management in Agriculture: A Review. *Sustainability*, t. 2, nr 5, s. 1226–1251. DOI: 10.3390/su2051226
- [21] Blonquist J.M., Jones S.B., Robinson D.A. 2005. Standardizing Characterization of Electromagnetic Water Content Sensors: Part 2. Evaluation of Seven Sensing Systems. *Vadose Zone Journal*, 4(4), 1059–1069. DOI: 10.2136/vzj2004.0141
- [22] Bogaen H.R., Herbst M., Huisman J.A., Rosenbaum U., Weuthen A., 2010. Potential of wireless sensor networks for measuring soil water content variability. *Vadose Zone Journal* 9(4), 1002–1013. DOI: 10.2136/vzj2009.0173.
- [23] Bogrekcı I., Lee W.S., 2006. Effects of Soil Moisture Content on Absorbance Spectra of Sandy Soils in Sensing Phosphorus Concentrations Using UV-VIS-NIR Spectroscopy. *Transactions of the ASABE* 49(4), 1175–1180. DOI: 10.13031/2013.21717.
- [24] Bolinder M.A., Angers D.A., Bélanger G., Michaud R., Laverdière M.R., 2002. Root biomass and shoot to root ratios of perennial forage crops in eastern Canada. *Canadian Journal of Plant Science* 82(4), 731–737. DOI: 10.4141/P01-139.
- [25] Bolinder M.A., Kätterer T., Poeplau C., Börjesson G., Parent L.E., 2015. Net primary productivity and below-ground crop residue inputs for root crops: Potato (*Solanum tuberosum* L.) and sugar beet (*Beta vulgaris* L.). *Canadian Journal of Soil Science* 95(2), 87–93. DOI: 10.4141/CJSS-2014-091.
- [26] Brady N.C., Weil R.R., 2017. *The Nature and Properties of Soils*. 15th ed. Pearson Education, Harlow. ISBN 978-0-13-325448-8.
- [27] Bronick C.J., Lal R., 2005. Soil structure and management: A review. *Geoderma*, 124(1–2), 3–22. DOI: 10.1016/j.geoderma.2004.03.005

- [28] Cahyana D., Mulyanto B. 2024. A simple definition of soil. *Soil Security*, 16: 100146, DOI: 10.1016/j.soisec.2024.100146
- [29] Caldwell T.G., Bell J.E., Cosh M.H., Kolassa J., Seyfried M., Temimi M., Walker J.P., Young M.H., 2022. In Situ Soil Moisture Sensors in Undisturbed Soils. *Journal of Visualized Experiments (JoVE)*, 189, e64498. DOI: 10.3791/64498
- [30] Cambardella C.A., Moorman T.B., Novak J.M., Parkin T.B., Karlen D.L., Turco R.F., Konopka A.E., 1994. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Science Society of America Journal* 58, 1501–1511. DOI: 10.2136/sssaj1994.03615995005800050033x.
- [31] Campbell G.S., Calissendorff C., Williams J.H., Probe for Measuring Soil Specific Heat Using a Heat-Pulse Method, *Soil Science Society of America Journal*, 1991, 55(1), s. 291–293. DOI: 10.2136/sssaj1991.03615995005500010052x
- [32] Campbell G.S., Gardner W.H., 1971. Psychrometric Measurement of Soil Water Potential: Temperature and Bulk Density Effects. *Soil Science Society of America Proceedings* 35(1), 8–12. DOI: 10.2136/SSSAJ1971.03615995003500010011X.
- [33] Carminati A., Moradi A.B., Vetterlein D., Vontobel P., Lehmann E.H., Weller U., Vogel H.-J., Oswald S.E., 2010. Dynamics of soil water content in the rhizosphere. *Plant and Soil* 332, 163–176. DOI: 10.1007/s11104-010-0283-8.
- [34] Carminati A., Schneider C.L., Moradi A.B., Zarebanadkouki M., Vetterlein D., Vogel H.-J., Hildebrandt A., Weller U., Schüler L., Oswald S.E., 2011. How the rhizosphere may favor water availability to roots. *Vadose Zone Journal* 10, 988–998. DOI: 10.2136/vzj2010.0113.
- [35] Carminati A., Vetterlein D., 2013. Plasticity of rhizosphere hydraulic properties as a key for efficient utilization of scarce resources. *Annals of Botany* 112(2), 277–290. DOI: 10.1093/aob/mcs262.
- [36] Carsel R.F., Parrish R.S., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research* 24(5), 755–769. DOI: 10.1029/WR024i005p00755.
- [37] Chew C.C., Small E.E., Larson K.M., 2016. An Algorithm for Soil Moisture Estimation Using GPS Interferometric Reflectometry for Bare and Vegetated Soil. *GPS Solutions* 20, 525–537. DOI: 10.1007/s10291-015-0462-4.
- [38] Coleman D.C., Callahan M.A., Crossley D.A., 2018. *Fundamentals of Soil Ecology*. Academic Press. ISBN 978-0-12-805251-8.
- [39] Corwin D.L., Lesch S.M., 2005. Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture, *Computers and Electronics in Agriculture*, 46(1–3), s. 11–43. DOI: 10.1016/j.compag.2004.10.005.
- [40] Cressie N., 1985. Fitting variogram models by weighted least squares. *Mathematical Geology* 17, 563–586. DOI: 10.1007/BF01032109.
- [41] Crow W.T., Berg A.A., Cosh M.H., Loew A., Mohanty B.P., Panciera R., de Rosnay P., Ryu D., Walker J.P., 2012. Upscaling sparse ground-based soil moisture observations for the validation of coarse-resolution satellite soil moisture products. *Reviews of Geophysics*, 50(2), RG2002. DOI: 10.1029/2011RG000372
- [42] Dakshinamurthy H.N., Jones S.B., Schwartz R.C., Young S.N., 2025. Waveform analysis for short TDR probes to obtain calibrated moisture measurements from partial vertical sensor insertions. *Computers and Electronics in Agriculture* 235, 110233. DOI: 10.1016/j.compag.2025.110233.

- [43] Darboux F., Huang C., 2005. Does soil surface roughness increase or decrease water and particle transfers? *Soil Science Society of America Journal*, 69(3), 748–756. DOI: 10.2136/sssaj2003.0311
- [44] de Oliveira J.A.T., Pires L.F., Borges J.A.R., Rosa J.A., Heck R.J., Passoni S., Roque W.L., Mooney S.J., 2022. Soil Pore Network Complexity Changes Induced by Wetting and Drying Cycles: A Multifractal Analysis Using X-ray Microtomography. *Entropy*, 24(9), 1238. DOI: 10.3390/e24091238
- [45] Dean E.W., Stark D.D., 1920. A Convenient Method for the Determination of Water in Petroleum and Other Organic Emulsions. *Journal of Industrial and Engineering Chemistry* 12(5), 486–490. DOI: 10.1021/ie50125a021.
- [46] Dean T.J., Bell J.P., Baty A.J.B., 1987. Soil Moisture Measurement by an Improved Capacitance Technique, Part I: Sensor Design and Performance. *Journal of Hydrology* 93, 67–78. DOI: 10.1016/0022-1694(87)90194-6.
- [47] Dexter A.R., 2004. Soil physical quality. Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*, 120(3–4), 201–214. DOI: 10.1016/j.geoderma.2003.09.004
- [48] Dobriyal P., Qureshi A., Badola R., Hussain S.A., 2012. A Review of the Methods Available for Estimating Soil Moisture and Its Implications for Water Resource Management. *Journal of Hydrology*, 458–459, 110–117. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.06.021
- [49] Domínguez-Niño J.M., Oliver-Manera J., Arbat G., Girona J., Casadesús J., 2020. Analysis of the Variability in Soil Moisture Measurements by Capacitance Sensors in a Drip-Irrigated Orchard. *Sensors* 20(18), 5100. DOI: 10.3390/s20185100.
- [50] Doolittle J.A., Brevik E.C., 2014. The use of electromagnetic induction techniques in soils studies. *Geoderma*, 223–225, 33–45. DOI: 10.1016/j.geoderma.2014.01.027.
- [51] E-Test Sp. z o.o., 2015. Manual FOM/mts and TDR/MUX/mpts, ver. 1.41. Dokumentacja urządzeń i sond TDR, https://www.e-test.eu/uploads/5/4/4/3/54435037/manual_fommts_tdrmuxmpts_v1.41.pdf
- [52] El Maayar M., Chen J.M., 2006. Spatial scaling of evapotranspiration as affected by heterogeneities in vegetation, topography, and soil texture. *Remote Sensing of Environment* 102(1–2), 33–51. DOI: 10.1016/j.rse.2006.01.017.
- [53] Eshel G., Levy G.J., Mingelgrin U., Singer M.J., 2004. Critical evaluation of the use of laser diffraction for particle-size distribution analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 68, 736–743. DOI: 10.2136/sssaj2004.7360
- [54] Evett S.R., Heng L.K., Moutonnet P., Nguyen M.L., 2008. Field Estimation of Soil Water Content: A Practical Guide to Methods, Instrumentation and Sensor Technology. IAEA Training Course Series No. 30, International Atomic Energy Agency, Vienna, 141 s. ISSN 1018-5518.
- [55] Evett S.R., Schwartz R.C., Casanova J.J., Heng L.K., 2012. Soil water sensing for water balance, ET and WUE. *Agricultural Water Management*, 104, 1–9. DOI: 10.1016/j.agwat.2011.12.002
- [56] Evett S.R., Schwartz R.C., Tolk J.A., Howell T.A., 2009. Soil Profile Water Content Determination: Spatiotemporal Variability of Electromagnetic and Neutron Probe Sensors in Access Tubes. *Vadose Zone Journal*, 8(4), 926–941. DOI: 10.2136/vzj2008.0146.

- [57] Evett S.R., Tolk J.A., Howell T.A., 2006. Soil Profile Water Content Determination: Sensor Accuracy, Axial Response, Calibration, Temperature Dependence, and Precision. *Vadose Zone Journal*, 5(3), 894–907. DOI: 10.2136/vzj2005.0149
- [58] Famiglietti J.S., Ryu D., Berg A.A., Rodell M., Jackson T.J., 2008. Field observations of soil moisture variability across scales. *Water Resources Research* 44, W01423. DOI: 10.1029/2006WR005804.
- [59] Fan J., McConkey B., Wang H., Janzen H.H., 2016. Root distribution by depth for temperate agricultural crops. *Field Crops Research* 189, 68–74. DOI: 10.1016/j.fcr.2016.02.013.
- [60] Fares A., Polyakov V. 2006. Advances in Crop Water Management Using Capacitive Water Sensors. *Advances in Agronomy*, 90, 43–77. DOI: 10.1016/S0065-2113(06)90002-9
- [61] Ferguson H., Gardner W.H., 1962. Water Content Measurement in Soil Columns by Gamma Ray Absorption, *Soil Science Society of America Proceedings*, 26, s. 11–14. DOI: 10.2136/sssaj1962.03615995002600010004x
- [62] Ferré P.A., Knight J.H., Rudolph D.L., Kachanoski R.G., 1998. The Sample Areas of Conventional and Alternative Time Domain Reflectometry Probes. *Water Resources Research*, 34(11), 2971–2979. DOI: 10.1029/98WR02093
- [63] Franklin R.B., Mills A.L., 2003. Multi-scale variation in spatial heterogeneity for microbial community structure in an eastern Virginia agricultural field. *FEMS Microbiology Ecology* 44(3), 335–346. DOI: 10.1016/S0168-6496(03)00074-6.
- [64] Fu Y., Lu Y., Heitman J., Ren T., 2020. Root-induced changes in soil thermal and dielectric properties should not be ignored. *Geoderma* 370, 114352. DOI: 10.1016/j.geoderma.2020.114352.
- [65] Gałęzewski L., 2020. Wilgotność gleby – metodyczny aspekt badań rolniczych. Wydawnictwa Uczelniane Uniwersytetu Technologiczno-Przyrodniczego, Bydgoszcz. DOI: 10.37660/9788366530096.
- [66] Gan Y.T., Campbell C.A., Janzen H.H., Lemke R., Liu L.P., Basnyat P., McDonald C.L., 2009. Root mass for oilseed and pulse crops: Growth and distribution in the soil profile. *Canadian Journal of Plant Science* 89(5), 883–893. DOI: 10.4141/CJPS08154.
- [67] Gardner W., Kirkham D., 1952. Determination of Soil Moisture by Neutron Scattering, *Soil Science*, 73(5), s. 391–401 DOI: 10.1097/00010694-195205000-00007
- [68] Gardner W.H., 1986. Water Content, [w:] Klute A. (red.), *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*, 2nd ed., ASA–SSSA, Madison, s. 493–544. DOI: 10.2136/sssabookser5.1.2ed.c21.
- [69] Garten C.T., Kang S., Brice D.J., Schadt C.W., Zhou J. 2007. Variability in soil properties at different spatial scales (1 m–1 km) in a deciduous forest ecosystem. *Soil Biology and Biochemistry*. 39(10):2621–2627. DOI: 10.1016/j.soilbio.2007.04.033.
- [70] Gąsior J., Koniuczek J., Hajduk E., Właściński S., Nazarowicz M., Bielak M., 2013. Metody badań właściwości fizycznych gleb. *Acta Carpathica* 6, 43. <http://www.wbr.ur.edu.pl/nauka/acta-carpathica/archiwum>

- [71] Gaskin G.J., Miller J.D., Measurement of Soil Water Content Using a Simplified Impedance Measuring Technique, *Journal of Agricultural Engineering Research*, 1996, t. 63, nr 2, s. 153–159. DOI: 10.1006/jaer.1996.0017.
- [72] Gerke H.H., Kuchenbuch R.O., 2007. Root effects on soil water and hydraulic properties. *Biologia* 62(5), 557–561. DOI: 10.2478/s11756-007-0110-8.
- [73] Główny Inspektorat Ochrony Środowiska (GIOŚ), 2025. Monitoring chemizmu gleb ornych Polski – metodyka badań. https://gios.gov.pl/chemizm_gleb/metodyka-badan/ [dostęp: 19.07.2026].
- [74] Grayson R.B., Western A.W., 1998. Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space stability of mean response. *Journal of Hydrology*, 207(1–2), 68–82. DOI: 10.1016/S0022-1694(98)00096-1.
- [75] Gregory P.J., 2006. *Plant Roots: Growth, Activity and Interaction with Soils*. Blackwell Publishing, Oxford. DOI: 10.1002/9780470995563.
- [76] Grunwald D., Koch H.-J., 2024. Cover crop effects on fibrous roots and growth of subsequent sugar beet. *Plant and Soil* 495, 487–498. DOI: 10.1007/s11104-023-06344-5.
- [77] Guber A.K., Gish T.J., Pachepsky Y.A., van Genuchten M.Th., Daughtry C.S.T., Nicholson T.J., Cady R.E., 2008. Temporal stability in soil water content patterns across agricultural fields. *Catena*, 73(1), 125–133. DOI: 10.1016/j.catena.2007.09.010.
- [78] Hardie M. 2020. Review of Novel and Emerging Proximal Soil Moisture Sensors for Use in Agriculture. *Sensors*, 20(23), 6934. DOI: 10.3390/s20236934
- [79] Hartemink A.E. 2016. The definition of soil since the early 1800s. *Advances in Agronomy*, 137 (2016), pp. 73–126, DOI: 10.1016/bs.agron.2015.12.001
- [80] He, H.; Dyck, M.; Lv, J. 2020. The Heat Pulse Method for Soil Physical Measurements: A Bibliometric Analysis. *Appl. Sci.*, 10, 6171. DOI: 10.3390/app10186171
- [81] He H., Dyck M.F., Horton R., Ren T., Bristow K.L., Lv J., Si B., 2018. Development and Application of the Heat Pulse Method for Soil Physical Measurements. *Reviews of Geophysics* 56(4), 567–620. DOI: 10.1029/2017RG000584.
- [82] Heuvelink G.B.M., Webster R., 2001. Modelling soil variation: past, present, and future. *Geoderma* 100(3–4), 269–301. DOI: 10.1016/S0016-7061(01)00025-8.
- [83] Hillel D., 2004. *Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier Academic Press, Amsterdam. ISBN 978-0-12-348655-4.
- [84] Hillel D., 1998. *Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations*. Academic Press, San Diego. ISBN 978-0-12-348525-0.
- [85] Hokett S.L., Chapman J.B., Cloud S.D., 1992. Time domain reflectometry response to lateral soil water content heterogeneities. *Soil Science Society of America Journal* 56, 313–316. DOI: 10.2136/sssaj1992.03615995005600010050x.
- [86] Holzman M., Rivas R., Carmona F., Niclòs R., 2017. A method for soil moisture probes calibration and validation of satellite estimates. *MethodsX* 4, 243–249. DOI: 10.1016/j.mex.2017.07.004.
- [87] Horn R., Smucker A.J.M., 2005. Structure formation and its consequences for gas and water transport in unsaturated arable and forest soils. *Soil and Tillage Research*, 82(1), 5–14. DOI: 10.1016/j.still.2005.01.002

- [88] Hu T., Sørensen P., Wahlström E.M., Chirinda N., Sharif B., Li X., Olesen J.E., 2018. Root biomass in cereals, catch crops and weeds can be reliably estimated without considering aboveground biomass. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 251, 141-148. DOI: 10.1016/j.agee.2017.09.024.
- [89] Hu Y., Tang C., Chen X., Zhao Y., He H., Li M., Zhang J., 2023. Spatiotemporal Variability of Soil Water Content and Its Influencing Factors on a Microscale Slope. *Agronomy*, 13(8), 2035. DOI: 10.3390/agronomy13082035.
- [90] Huisman J.A., Hubbard S.S., Redman J.D., Annan A.P., 2003. Monitoring temporal development of spatial soil water content variation: comparison of GPR and TDR. *Vadose Zone Journal* 2, 519–529. DOI: 10.2136/vzj2003.5190.
- [91] Huisman J.A., Hubbard S.S., Redman J.D., Annan A.P., Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar: A Review, *Vadose Zone Journal*, 2003, 2(4), s. 476–491. DOI: 10.2136/vzj2003.4760.
- [92] Hunter Industries, b.r. Soil-Clik – Installing the Soil-Clik Probe. Dokumentacja techniczna producenta. <https://www.hunterirrigation.com/en-metric/support/soil-clik-installing-soil-clik-probe> [dostęp: 19.07.2026].
- [93] Hupet F., Vanclooster M., 2005. Micro-variability of hydrological processes at the maize row scale: implications for soil water content measurements and evapotranspiration estimates. *Journal of Hydrology* 303, 247–270. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2004.07.017.
- [94] Ievinsh G., 2023. Water content of plant tissues: So simple that almost forgotten? *Plants* 12(6), 1238. DOI: 10.3390/plants12061238.
- [95] International Organization for Standardization (ISO), 2020. ISO 13320:2020. Particle size analysis — Laser diffraction methods. 2nd ed., ISO, Geneva.
- [96] Irmak S., Kukal M.S., Sharma K., 2022. Soil moisture heterogeneity and sensor deployment in uniformly managed field with unitextural soil. *Agronomy Journal* 114, 1800–1816. DOI: 10.1002/agj2.21064.
- [97] Jackisch C., Knoblauch S., Blume T., Zehe E., Hassler S.K., 2020. Estimates of tree root water uptake from soil moisture profile dynamics. *Biogeosciences*, 17, 5787–5805. DOI: 10.5194/bg-17-5787-2020.
- [98] Jackson T.J., Schmugge T.J., Engman E.T., Remote sensing applications to hydrology: soil moisture, *Hydrological Sciences Journal*, 1996, 41(4), s. 517–530. DOI: 10.1080/02626669609491523.
- [99] Jacobs J.M., Mohanty B.P., Hsu E.C., Miller D., 2004. Field scale variability, time stability and similarity of soil moisture. *Remote Sensing of Environment*, 92(4), 436–446. DOI: 10.1016/j.rse.2004.02.017.
- [100] Jakobi J., Huisman J.A., Vereecken H., Diekkrüger B., Boga H.R., 2018. Cosmic ray neutron sensing for simultaneous soil water content and biomass quantification in drought conditions. *Water Resources Research* 54(10), 7383-7402. DOI: 10.1029/2018WR022692.
- [101] Jarvis N.J., 2007. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality. *European Journal of Soil Science*, 58(3), 523–546. DOI: 10.1111/j.1365-2389.2007.00915.x

- [102] Jaskulska I., Jaskulski D., 2020. Strip-Till One-Pass Technology in Central and Eastern Europe: A MZURI Pro-Til Hybrid Machine Case Study. *Agronomy* 10(7), 925. DOI: 10.3390/agronomy10070925.
- [103] Jaskulska I., Romaneckas K., Jaskulski D., Gałęzewski L., Breza-Boruta B., Dębska B., Lemanowicz J., 2020. Soil Properties after Eight Years of the Use of Strip-Till One-Pass Technology. *Agronomy* 10(10), 1596. DOI: 10.3390/agronomy10101596.
- [104] Joergensen R.G., 1996. The fumigation-extraction method to estimate soil microbial biomass: calibration of the kEC value. *Soil Biology & Biochemistry* 28(1), 25–31. DOI: 10.1016/0038-0717(95)00102-6.
- [105] Jones H.G., 2004. Irrigation scheduling: advantages and pitfalls of plant-based methods. *Journal of Experimental Botany*, 55, 2427–2436. DOI: 10.1093/jxb/erh213
- [106] Jones S.B., Wraith J.M., Or D., 2002. Time domain reflectometry measurement principles and applications. *Hydrological Processes*, 16(1), 141–153. DOI: 10.1002/hyp.513
- [107] Kalev S.D., Toor G.S., 2018. The Composition of Soils and Sediments. W: Török B., Dransfield T. (red.), *Green Chemistry: An Inclusive Approach*. Elsevier, 339–357. DOI: 10.1016/B978-0-12-809270-5.00014-5.
- [108] Kang S., van Iersel M.W., Kim J., 2019. Plant root growth affects FDR soil moisture sensor calibration. *Scientia Horticulturae* 252, 208–211. DOI: 10.1016/j.scienta.2019.03.050.
- [109] Kapilaratne R.G.C.J., Lu M., 2017. Automated general temperature correction method for dielectric soil moisture sensors. *Journal of Hydrology* 551, 203–216. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2017.05.050.
- [110] Kayugina S.M., Eremina D.V. 2022. Spatial variability of the humus status of proper gray forest soils in the Northern Trans-Urals. *Izv. Orenburg. Gos. Agrar. Univ.* 3: 21–26. DOI: 10.37670/2073-0853-2022-95-3-21-26
- [111] Khitrov N.B., Nikitin D.A., Ivanova E.A., Semenov M.V. 2023. Variability of the Content and Stock of Soil Organic Matter in Time and Space: An Analytical Review. *Genesis and Geography of Soils*. 56:1819-1844. DOI: 10.1134/S106422932360207X
- [112] Kizito F., Campbell C.S., Campbell G.S., Cobos D.R., Teare B.L., Carter B., Hopmans J.W., 2008. Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor. *Journal of Hydrology*, 352(3–4), 367–378. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.01.021
- [113] Kluitenberg G.J., Ham J.M., Bristow K.L., Error Analysis of the Heat Pulse Method for Measuring Soil Volumetric Heat Capacity, *Soil Science Society of America Journal*, 1993, 57, s. 1444–1451. DOI: 10.2136/sssaj1993.03615995005700060008x
- [114] Knight J.H., 1992. Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resources Research* 28(9), 2345–2352. DOI: 10.1029/92WR00747.
- [115] Kutilek M., Nielsen D.R., 1994. *Soil Hydrology*. Catena Verlag, Cremlingen-Destedt. ISBN 978-3-923381-26-5.

- [116] Lark R.M., 2005. Exploring scale-dependent correlation of soil properties by nested sampling. *European Journal of Soil Science* 56, 307–317. DOI: 10.1111/j.1365-2389.2004.00672.x.
- [117] Lark R.M., 2011. Spatially nested sampling schemes for spatial variance components: scope for their optimization. *Computers & Geosciences* 37(10), 1633–1641. DOI: 10.1016/j.cageo.2010.12.010.
- [118] Larson K.M., Small E.E., Gutmann E.D., Bilich A.L., Braun J.J., Zavorotny V.U., 2008. Use of GPS receivers as a soil moisture network for water cycle studies, *Geophysical Research Letters*, 35, L24405. DOI: 10.1029/2008GL036013.
- [119] Leone M. 2022. Advances in Fiber Optic Sensors for Soil Moisture Monitoring: A Review. *Results in Optics*, 7, 100213. DOI: 10.1016/j.rio.2022.100213.
- [120] Li B., Sprenger M., Wyatt B.M., Giménez D., Hirmas D.R., Ajami H., Wiekenkamp I., Groh J., Nimmo J.R., Amato M.T., Singh N.K., Crompton O., Araki R., Xu T., Sullivan P.L., 2025. Ubiquity and Causes of Soil Water Preferential Flow Across 17 Ecoregions. *Geophysical Research Letters*, 52(19), e2025GL118045. DOI: 10.1029/2025GL118045
- [121] Lin H., Wheeler D., Bell J., Wilding L. 2005. Assessment of soil spatial variability at multiple scales. *Ecological Modelling*. 182(3-4):271-290. DOI: 10.1016/j.ecolmodel.2004.04.006
- [122] Loconsole D., Elia M., Conversa G., De Lucia B., Cristiano G., Elia A., 2025. Soil Moisture Sensing Technologies: Principles, Applications, and Challenges in Agriculture. *Agronomy* 15(12), 2788. DOI: 10.3390/agronomy15122788.
- [123] Lynch J., 1995. Root architecture and plant productivity. *Plant Physiology* 109(1), 7-13. DOI: 10.1104/pp.109.1.7.
- [124] Majcher J., Kafarski M., Wilczek A., Szyplowska A., Lewandowski A., Woszczyk A., Skierucha W., 2021. Application of a dagger probe for soil dielectric permittivity measurement by TDR. *Measurement* 178, 109368. DOI: 10.1016/j.measurement.2021.109368.
- [125] Majcher J., Kafarski M., Wilczek A., Woszczyk A., Szyplowska A., Lewandowski A., Szerement J., Skierucha W., 2020. Application of a Monopole Antenna Probe with an Optimized Flange Diameter for TDR Soil Moisture Measurement. *Sensors* 20(8), 2374. DOI: 10.3390/s20082374.
- [126] Majcher J., Szyplowska A., Wilczek A., Kafarski M., Lewandowski A., Staszek K., Skierucha W., 2022. Testing sensitivity zone of the antenna probe for measuring soil moisture in the TDR technique. W: *Zastosowania elektromagnetyzmu we współczesnej inżynierii i medycynie. Materiały XXXI Sympozjum Środowiskowego PTZE, Kliczków, 4–7 września 2022 r. Polskie Towarzystwo Zastosowań Elektromagnetyzmu, Warszawa, 172–173. e-ISBN 978-83-88131-04-2.*
- [127] Malone B.P., McBratney A.B., Minasny B., 2013. Spatial Scaling for Digital Soil Mapping. *Soil Science Society of America Journal* 77(3), 890–902. DOI: 10.2136/sssaj2012.0419.
- [128] Marcinkevičienė A., Velička R., Raudonius S., Kosteckas R., 2013. The relationship between root biomass and productivity of spring oilseed rape (*Brassica napus* L.) as influenced by crop density and fertilization. *Zemdirbyste-Agriculture* 100(1), 39-44. DOI: 10.13080/z-a.2013.100.006.

- [129] McBratney A.B., Whelan B.M., Ancev T., Bouma J., 2005. Future directions of precision agriculture. *Precision Agriculture*, 6(1), 7–23. DOI: 10.1007/s11119-005-0681-8
- [130] Mikhailova E.A., Post C.J., Gerard P.D., Schlautman M.A., Cope M.P., Groshans G.R., Stiglitz R.Y., Zurqani H.A., Galbraith J.M. 2019. Comparing Field Sampling and Soil Survey Database for Spatial Heterogeneity in Surface Soil Granulometry: Implications for Ecosystem Services Assessment. *Front. Environ. Sci.* 7:128. DOI: 10.3389/fenvs.2019.00128
- [131] Milinovic J., Vale C., Azenha M., 2022. Recent advances in multivariate analysis coupled with chemical analysis for soil surveys: a review. *Journal of Soils and Sediments* 23, 1085–1098. DOI: 10.1007/s11368-022-03377-8.
- [132] Mittelbach H., Lehner I., Seneviratne S.I., 2012. Comparison of four soil moisture sensor types under field conditions in Switzerland. *Journal of Hydrology*, 430–431, 39–49. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.01.041
- [133] Moradi A.B., Carminati A., Lamparter A., Woche S.K., Bachmann J., Vetterlein D., Vogel H.-J., Oswald S.E., 2012. Is the rhizosphere temporarily water repellent? *Vadose Zone Journal* 11, vzj2011.0120. DOI: 10.2136/vzj2011.0120.
- [134] Moradi A.B., Carminati A., Vetterlein D., Vontobel P., Lehmann E., Weller U., Hopmans J.W., Vogel H.-J., Oswald S.E., 2011. Three-dimensional visualization and quantification of water content in the rhizosphere. *New Phytologist* 192, 653–663. DOI: 10.1111/j.1469-8137.2011.03826.x.
- [135] Mulla D.J., McBratney A.B., 2000. Soil spatial variability. W: M.E. Sumner (red.), *Handbook of Soil Science*. CRC Press, Boca Raton, rozdz. A321–A352.
- [136] Ng W., Minasny B., Jeon S.H., McBratney A.B. 2022. Mid-Infrared Spectroscopy for Accurate Measurement of an Extensive Set of Soil Properties for Assessing Soil Functions. *Soil Security*, 2022. DOI: 10.1016/j.soisec.2022.100043
- [137] Nieberding F., Huisman J.A., Huebner C., Schilling B., Weuthen A., Bogen H.R., 2023. Evaluation of Three Soil Moisture Profile Sensors Using Laboratory and Field Experiments. *Sensors* 23, 6581. DOI: 10.3390/s23146581.
- [138] Nimmo J.R., 2004. Porosity and Pore Size Distribution. W: D. Hillel (red.), *Encyclopedia of Soils in the Environment*. Elsevier, Oxford, s. 295–303. DOI: 10.1016/B0-12-348530-4/00426-5
- [139] Nissen H.H., Ferré T.P.A., Moldrup P., 2003. Sample area of two- and three-rod TDR probes. *Water Resources Research* 39(10), 1289. DOI: 10.1029/2002WR001303.
- [140] Njoku E.G., Entekhabi D., 1996. Passive microwave remote sensing of soil moisture, *Journal of Hydrology*, 184(1–2), s. 101–129. DOI: 10.1016/0022-1694(95)02970-2.
- [141] Njoku E.G., Jackson T.J., Lakshmi V., Chan T.K., Nghiem S.V., 2003. Soil moisture retrieval from AMSR-E, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2), s. 215–229. DOI: 10.1109/TGRS.2002.808243.
- [142] Noborio K., 2001. Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry: a review. *Computers and Electronics in Agriculture*, 31(3), 213–237. DOI: 10.1016/S0168-1699(00)00184-8.
- [143] Parker N., Patrignani A., Revisiting laboratory methods for measuring soil water retention curves, *Soil Science Society of America Journal*, 2023, 87(2), s. 417–430. DOI: 10.1002/saj2.20504

- [144] Parsekian A.D., Slater L., Schäfer K.V.R., 2012. Small root biomass effect on the dielectric properties of soil. *Vadose Zone Journal* 11(1). DOI: 10.2136/vzj2011.0049.
- [145] Pastuszka T., Krzyszcak J., Sławiński C., Lamorski K., 2014. Effect of Time-Domain Reflectometry probe location on soil moisture measurement during wetting and drying processes. *Measurement*, 49, 182–186. DOI: 10.1016/j.measurement.2013.11.051.
- [146] Paterson S., Minasny B., McBratney A. 2018. Spatial variability of Australian soil texture: A multiscale analysis. *Geoderma*. 309(1): 60-74. DOI: 10.1016/j.geoderma.2017.09.005
- [147] Pätzold, S.; Leenen, M.; Heggemann, T.W. 2020. Proximal Mobile Gamma Spectrometry as Tool for Precision Farming and Field Experimentation. *Soil Syst.*, 4, 31. DOI: 10.3390/soilsystems4020031
- [148] Paul E.A. (red.), 2015. *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry*. Academic Press, Amsterdam. ISBN 978-0-12-415955-6.
- [149] Phogat V.K., Aylmore L.A.G., Schuller R.D., 1991. Simultaneous Measurement of the Spatial Distribution of Soil Water Content and Bulk Density. *Soil Science Society of America Journal* 55(4), 908–915. DOI: 10.2136/sssaj1991.03615995005500040002x.
- [150] Pires L.F., Borges J.A.R., Heck R.J., Rosa J.A., Timm L.C., 2025. 3D Image-Based Pore-Network Simulations to Analyse Soil Pore Architecture Variations due to Wetting and Drying Cycles. *Soil Use and Management*, 41(3), e70131. DOI: 10.1111/sum.70131
- [151] Polskie Towarzystwo Gleboznawcze (PTG), 2009. Klasyfikacja uziarnienia gleb i utworów mineralnych – PTG 2008. *Roczniki Gleboznawcze* 60(2), 5–16.
- [152] Pulido-Moncada M., Petersen S.O., Clough T.J., Munkholm L.J., Squartini A., Longo M., Dal Ferro N., Morari F., 2024. Soil pore network effects on the fate of nitrous oxide as influenced by soil compaction, depth and water potential. *Soil Biology and Biochemistry*, 197, 109536. DOI: 10.1016/j.soilbio.2024.109536
- [153] Rasheed M.W., Tang J., Sarwar A. Shah, S.; Saddique, N.; Khan, M.U.; Imran Khan, M.; Nawaz, S.; Shamshiri, R.R.; Aziz, M.; Sultan M., 2022. Soil Moisture Measuring Techniques and Factors Affecting the Moisture Dynamics: A Comprehensive Review. *Sustainability*, 14, 11538. DOI: 10.3390/su141811538
- [154] Richards L.A., Gardner W., 1936. Tensiometers for Measuring the Capillary Tension of Soil Water. *Agronomy Journal* 28(5), 352–358. DOI: 10.2134/agronj1936.00021962002800050002x.
- [155] Robinson D.A., Campbell C.S., Hopmans J.W., Hornbuckle B.K., Jones S.B., Knight R., Ogden F., Selker J., Wendroth O., 2008. Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review. *Vadose Zone Journal*, 7(1), 358–389. DOI: 10.2136/vzj2007.0143
- [156] Robinson D.A., Jones S.B., Wraith J.M., Or D., Friedman S.P., 2003. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone Journal* 2, 444–475. DOI: 10.2136/vzj2003.4440.
- [157] Romero-Ruiz A., Linde N., Keller T., Or D., A Review of Geophysical Methods for Soil Structure Characterization, *Reviews of Geophysics*, 2018, 56(4), s. 672–697. DOI: 10.1029/2018RG000611.

- [158] Sánchez-Sastre L.F., Martín-Ramos P., Navas-Gracia L.M., Hernández-Navarro S., Martín-Gil J., 2018. Impact of climatic variables on carbon content in sugar beet root. *Agronomy* 8(8), 147. DOI: 10.3390/agronomy8080147.
- [159] Sayde C., Gregory C., Gil-Rodríguez M., Tuffillaro N., Tyler S., van de Giesen N., English M., Cuenca R., Selker J.S., 2010. Feasibility of Soil Moisture Monitoring with Heated Fiber Optics. *Water Resources Research* 46, W06201. DOI: 10.1029/2009WR007846.
- [160] Schjønning P., van den Akker J.J.H., Keller T., Greve M.H., Lamandé M., Simojoki A., Stettler M., Arvidsson J., Breuning-Madsen H., 2015. Driver-pressure-state-impact-response (DPSIR) analysis and risk assessment for soil compaction – A European perspective. *Advances in Agronomy*, 133, 183–237. DOI: 10.1016/bs.agron.2015.06.001
- [161] Scholl P., Leitner D., Kammerer G., Loiskandl W., Kaul H.-P., Bodner G., 2014. Root induced changes of effective 1D hydraulic properties in a soil column. *Plant and Soil* 381, 193–213. DOI: 10.1007/s11104-014-2121-x.
- [162] Sentek Pty Ltd., 2009. Access Tube Installation Guide, Version 1.0: installing EnviroSCAN and Diviner probe access tubes. Stepney, Australia. Dokumentacja techniczna producenta.
- [163] Sevostianova E., Deb S.K., Nemali K.S., 2015. Accuracy of Two Electromagnetic Soil Water Content Sensors in Sandy and Clay Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 79(6), 1752–1763. DOI: 10.2136/sssaj2015.07.0271
- [164] Seyfried M.S., 1998. Spatial variability constraints to modeling soil water at different scales. *Geoderma*, 85(2–3), 231–254. DOI: 10.1016/S0016-7061(98)00022-6.
- [165] Seyfried M.S., Murdock M.D. 2001. Response of a New Soil Water Sensor to Variable Soil, Water Content, and Temperature. *Soil Science Society of America Journal*. 65(1):28-34. DOI: 10.2136/sssaj2001.65128x
- [166] Sheng W., Wu Y., Chang C.-Y., González-Teruel J.D., Jones S.B., Meng F., 2024. Sampling volume evaluation of seven electromagnetic soil moisture sensors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 358, 110240. DOI: 10.1016/j.agrformet.2024.110240
- [167] Skierucha W., Wilczek A., 2010. A FDR Sensor for Measuring Complex Soil Dielectric Permittivity in the 10–500 MHz Frequency Range. *Sensors*, 10(4), 3314–3329. DOI: 10.3390/s100403314
- [168] Soil Survey Staff, 2014. *Keys to Soil Taxonomy*. 12th ed., United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
- [169] Spectrum Technologies, Inc., b.r. FieldScout TDR 350 Soil Moisture Meter. Product Manual, item no. 6435.
- [170] Stoner E.R., i Baumgardner M.F. 1981. Characteristic Variations in Reflectance of Surface Soils. *Soil Science Society of American Journal*. 45(6):1161-1165 DOI: 10.2136/sssaj1981.03615995004500060031x
- [171] Su S.L., Singh D.N., Baghini M.S., 2014. A critical review of soil moisture measurement. *Measurement*, 54, 92–105. DOI: 10.1016/j.measurement.2014.04.007.

- [172] Sun M.Y., Shi B., Guo J.Y., Zhu H.H., Jiang H.T., Liu J., Wei G.Q., Zheng X., 2022. Development and Application of Fiber-Optic Sensing Technology for Monitoring Soil Moisture Field. *Frontiers in Sensors* 2, 796789. DOI: 10.3389/fsens.2021.796789.
- [173] Sun T., Li Z., 2020. Horizontal variability of soil water content, evaporation and throughfall in corn row. *Soil Science Society of America Journal* 84, 31–44. DOI: 10.1002/saj2.20002.
- [174] Szyplowska A., Lewandowski A., Yagihara S., Saito H., Furuhashi K., Szerement J., Kafarski M., Wilczek A., Skierucha W., 2021. Dielectric Models for Moisture Determination of Soils with Variable Organic Matter Content. *Geoderma* 401, 115288. DOI: 10.1016/j.geoderma.2021.115288.
- [175] Taiz L., Zeiger E., Møller I.M., Murphy A. 2018. *Plant Physiology and Development*. Sinauer/Oxford University Press, 2018. DOI: 10.1093/hesc/9780197614204.001.0001.
- [176] Tien C.L., Shih H.F., Tien J.K., Wang C.C., 2024. A High-Sensitivity Fiber Optic Soil Moisture Sensor Based on D-Shaped Fiber and Tin Oxide Thin Film Coatings. *Sensors* 24(23), 7474. DOI: 10.3390/s24237474.
- [177] Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16(3), 574–582. DOI: 10.1029/WR016i003p00574
- [178] Triantafyllidis J., Lesch S.M., 2005. Mapping clay content variation using electromagnetic induction techniques. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46(1–3), 203–237. DOI: 10.1016/j.compag.2004.11.006.
- [179] Tripolskaja L., Toleikienė M., Skersienė A., Veršulienė A., 2024. Biomass of shoots and roots of multicomponent grasslands and their impact on soil carbon accumulation in Arenosol rich in stones. *Land* 13(7), 1098. DOI: 10.3390/land13071098.
- [180] United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, 1998. *Estimating Soil Moisture by Feel and Appearance*. Program Aid 1619, U.S. Department of Agriculture, Washington, DC.
- [181] Vachaud G., Passerat de Silans A., Balabanis P., Vauclin M., 1985. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Science Society of America Journal*, 49(4), 822–828. DOI: 10.2136/sssaj1985.03615995004900040006x.
- [182] van Genuchten M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 892–898. DOI: 10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x.
- [183] van Wesenbeeck I.J., Kachanoski R.G., 1988. Spatial and temporal distribution of soil water in the tilled layer under a corn crop. *Soil Science Society of America Journal* 52, 363–368. DOI: 10.2136/sssaj1988.03615995005200020011x.
- [184] Vaz C.M.P., Jones S., Meding M., Tuller M., 2013. Evaluation of Standard Calibration Functions for Eight Electromagnetic Soil Moisture Sensors. *Vadose Zone Journal*. 12(2): 1-16 DOI: 10.2136/vzj2012.0160
- [185] Vereecken H., Huisman J.A., Bogaen H., Vanderborght J., Vrugt J.A., Hopmans J.W., 2008. On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. *Water Resources Research*, 44, W00D06 DOI: 10.1029/2008WR006829

- [186] Vogel H.-J., Roth K., 2001. Quantitative morphology and network representation of soil pore structure. *Advances in Water Resources*, 24(3–4), 233–242. DOI: 10.1016/S0309-1708(00)00055-5
- [187] Wagner W. 1999. Lemoine G., Rott H., A Method for Estimating Soil Moisture from ERS Scatterometer and Soil Data. *Remote Sensing of Environment*, 70(2), s. 191–207. DOI: 10.1016/S0034-4257(99)00036-X.
- [188] Walsh D.O., Grunewald E.D., Turner P., Hinnell A.C., Ferré T.P.A., 2014. Surface NMR instrumentation and methods for detecting and characterizing water in the vadose zone. *Near Surface Geophysics* 12(2), 271–284. DOI: 10.3997/1873-0604.2013066.
- [189] Wang L., Qu J.J., Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring: A review, *Frontiers of Earth Science in China*, 2009, 3(2), s. 237–247. DOI: 10.1007/s11707-009-0023-7.
- [190] Wang N., Zhang T., 2024. Soil pore structure and its research methods: A review. *Soil & Water Research* 19(1), 1-24. DOI: 10.17221/64/2023-SWR.
- [191] Warrick A.W., Nielsen D.R., 1980. Spatial variability of soil physical properties in the field. [W:] Hillel D. (red.), *Applications of Soil Physics*. Academic Press, New York, 319-344. DOI: 10.1016/B978-0-12-348580-9.50018-3.
- [192] Webster R., 2000. Is soil variation random? *Geoderma* 97(3–4), 149–163. DOI: 10.1016/S0016-7061(00)00036-7.
- [193] Webster R., Welham S.J., Potts J.M., Oliver M.A., 2006. Estimating the spatial scales of regionalized variables by nested sampling, hierarchical analysis of variance and residual maximum likelihood. *Computers & Geosciences* 32(9), 1320–1333. DOI: 10.1016/j.cageo.2005.12.002.
- [194] Western A.W., Blöschl G., 1999. On the spatial scaling of soil moisture. *Journal of Hydrology*, 217(3–4), 203–224. DOI: 10.1016/S0022-1694(98)00232-7.
- [195] Western A.W., Grayson R.B., Blöschl G., 2002. Scaling of Soil Moisture: A Hydrologic Perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30, 149–180. DOI: 10.1146/annurev.earth.30.091201.140434
- [196] Western A.W., Grayson R.B., Blöschl G., Willgoose G.R., McMahon T.A., 1999. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. *Water Resources Research* 35(3), 797–810. DOI: 10.1029/1998WR900065.
- [197] Whalley W.R., Ober E.S., Jenkins M., 2013. Measurement of the matric potential of soil water in the rhizosphere. *Journal of Experimental Botany*, 64(13), 3951–3963. DOI: 10.1093/jxb/ert044.
- [198] White C.A., Sylvester-Bradley R., Berry P.M., 2015. Root length densities of UK wheat and oilseed rape crops with implications for water capture and yield. *Journal of Experimental Botany* 66(8), 2293-2303. DOI: 10.1093/jxb/erv077.
- [199] Whitney M., Gardner F.D., Briggs L.J., 1897. An electrical method of determining the moisture content of arable soils. *United States Division of Soils Bulletin No. 6*, U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 26 s.
- [200] Wilding L.P., 1985. Spatial variability: its documentation, accommodation and implication to soil surveys. W: Nielsen D.R., Bouma J. (red.), *Soil Spatial Variability*. Pudoc, Wageningen, 166–194.

- [201] Xu X., Thornton P.E., Post W.M., 2013. A global analysis of soil microbial biomass carbon, nitrogen and phosphorus in terrestrial ecosystems. *Global Ecology and Biogeography* 22(6), 737-749. DOI: 10.1111/geb.12029.
- [202] Yang C., Mao K., Guo Z., Shi J., Bateni S.M., Yuan Z., Review of GNSS-R Technology for Soil Moisture Inversion, *Remote Sensing*, 2024, 16(7), 1193. DOI: 10.3390/rs16071193.
- [203] Young I.M., Crawford J.W., 2004. Interactions and self-organization in the soil-microbe complex. *Science*, 304(5677), 1634–1637. DOI: 10.1126/science.1097394.
- [204] Yu L., Gao W., Shamshiri R.R. Tao S., Ren Y., Zhang Y., Su G. 2021 Review of Research Progress on Soil Moisture Sensor Technology. *International Journal of Agricultural and Biological Engineering*, 14(4), 32–42 DOI: 10.25165/j.ijabe.20211404.6404
- [205] Zhang X., Feng G., Sun X., 2024. Advanced Technologies of Soil Moisture Monitoring in Precision Agriculture: A Review. *Journal of Agriculture and Food Research* 18, 101473. DOI: 10.1016/j.jafr.2024.101473.
- [206] Zhou Q.Y., Shimada J., Sato A., 2001. Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. *Water Resources Research* 37(2), 273–285. DOI: 10.1029/2000WR900284.
- [207] Zreda M., Desilets D., Ferré T.P.A., Scott R.L., 2008. Measuring Soil Moisture Content Non-Invasively at Intermediate Spatial Scale Using Cosmic-Ray Neutrons. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(21), L21402. DOI: 10.1029/2008GL035655

STRESZCZENIE

PRZYRODNICZE ŹRÓDŁA NIEPEWNOŚCI POMIARU WILGOTNOŚCI GLEB MINERALNYCH

mgr inż. Marek Kościński

Słowa kluczowe: wilgotność gleby; TDR; heterogeniczność gleby; efektywna objętość pomiarowa; biologiczna retencja wodna

Wilgotność gleby jest podstawowym parametrem badań środowiskowych i rolniczych, lecz wynik jej pomiaru zależy nie tylko od ilości wody obecnej w porach. Celem pracy było określenie wpływu drobnoskalowej heterogeniczności gleby oraz obecności systemów korzeniowych na wyniki pomiarów wilgotności i ich interpretację.

Pierwsza część obejmowała doświadczenia terenowe w sześciu lokalizacjach. Na powierzchniach 1 m^2 wykonywano pomiary metodą TDR sondami o odmiennej konstrukcji i efektywnej objętości pomiarowej oraz oznaczenia grawimetryczne. Oceniono wpływ spulchnienia gleby, sposobu doboru próby, geometrii sondy i długości prętów. Druga część obejmowała osiem serii: porównanie rzędu z międzyrzędziem, grawimetryczne rozdzielanie wody w mineralnej części gleby i korzeniach oraz sekwencyjne pomiary TDR tej samej próbki przed usunięciem korzeni, po ich usunięciu i po ponownym dodaniu. Zastosowano statystyki opisowe, testy dla prób zależnych, korektę Holma i analizy korelacyjne.

Na powierzchni 1 m^2 rozstęp 180 odczytów wynosił 5,7–18,7 p.p. v/v, a współczynnik zmienności 7,7–41,0%. W obrębie 113 cm^2 rozstęp pięciu odczytów osiągał 10–15 p.p. v/v. Uśrednianie i większa efektywna objętość pomiarowa ograniczały zmienność, lecz osłabiały rozpoznawanie wąskich gradientów. Niefrakcjonowane próbki z rzędu zawierały więcej wody niż próbki z międzyrzędzia we wszystkich ośmiu lokalizacjach, natomiast po usunięciu korzeni mineralna część gleby z rzędu była mniej wilgotna w siedmiu. Woda w korzeniach odpowiadała 3,30–6,85 p.p. v/v i 24,6–56,5% całkowitej ilości wody w rozdzielonych próbkach. Usunięcie korzeni obniżyło wynik TDR we wszystkich 32 próbkach, a ponowne dodanie korzeni go zwiększyło, zwykle bez pełnego odtworzenia wartości początkowej wskutek przesuszenia i zmian struktury próbki. Wynik pomiaru w biologicznie aktywnej glebie należy zatem traktować jako łączną odpowiedź układu metoda–sonda–gleba–korzenie. Wiarygodna interpretacja wymaga zdefiniowania mierzonej puli wody, dopasowania efektywnej objętości pomiarowej do skali procesu oraz reprezentatywnego próbkowania i powtarzalnej instalacji czujnika. Cel pracy został osiągnięty: określono wpływ obu analizowanych grup czynników na wyniki pomiarów oraz ich interpretację.

ABSTRACT

NATURAL SOURCES OF UNCERTAINTY IN THE MEASUREMENT OF MINERAL SOILS MOISTURE

mgr inż. Marek Kościński

Key words: soil moisture; TDR; soil heterogeneity; effective measurement volume; biological water retention

Soil moisture is a fundamental parameter in environmental and agricultural research, but its measured value depends on more than the amount of water stored in soil pores. This study aimed to determine how small-scale soil heterogeneity and plant root systems affect soil moisture measurements and their interpretation.

The first part comprised field experiments at six locations. On 1 m² plots, soil moisture was measured by time domain reflectometry (TDR) using probes with different designs and effective measurement volumes, supplemented by gravimetric determinations. The effects of soil loosening, sampling design, probe geometry and rod length were evaluated. The second part comprised eight experimental series: comparisons between crop rows and inter-rows, gravimetric separation of water in the mineral soil fraction and roots, and sequential TDR measurements of the same sample before root removal, after removal and after root reintroduction. Descriptive statistics, paired-sample tests, the Holm correction and correlation analyses were applied.

Within 1 m² plots, the range of 180 volumetric water-content readings was 5.7–18.7 percentage points v/v, and the coefficient of variation was 7.7–41.0%. Within 113 cm², the range of five readings reached 10–15 percentage points v/v. Averaging and a larger effective measurement volume reduced variability but weakened the detection of narrow spatial gradients. Non-fractionated row samples contained more water than inter-row samples at all eight locations, whereas after root removal the mineral soil fraction from the row was drier at seven locations. Water in roots corresponded to 3.30–6.85 percentage points v/v and 24.6–56.5% of the total water in fractionated samples. Root removal reduced the TDR result in all 32 samples, while root reintroduction increased it, usually without fully restoring the initial value because of drying and structural changes during sample handling. Soil moisture measured in biologically active soil should therefore be interpreted as a combined response of the method–probe–soil–root system. Reliable interpretation requires a clear definition of the measured water pool, adjustment of the effective measurement volume to the process scale, representative sampling and repeatable sensor installation. The study objective was achieved by determining how both analysed groups of factors affected soil-moisture measurements and their interpretation.

SPIS TABEL

Tabela 2.1. Najważniejsze doniesienia dotyczące wpływu wody zawartej w biomasie na ocenę wilgotności gleby	39
Tabela 2.2. Szacunkowa ilość wody biologicznie związanej w korzeniach wybranych upraw na powierzchni 1 ha [$\text{m}^3 \text{hm}^{-2}$]	41
Tabela 4.1. Skład granulometryczny gleby i jej zagospodarowanie w miejscu pomiarów	48
Tabela 4.2. Oznaczenia obiektów doświadczalnych	50
Tabela 4.3. Charakterystyka aparatury pomiarowej wykorzystanej w badaniach	54
Tabela 4.4. Charakterystyka obiektów wykorzystanych do oceny wpływu biologicznej retencji wody w korzeniach na wyniki pomiaru wilgotności gleby	58
Tabela 5.1.1. Podstawowe statystyki opisowe objętościowej zawartości wody [% v/v] w warstwie 0–10 cm, oznaczonej sondą E-test na powierzchni 1 m^2 przy różnym sposobie doboru próby	66
Tabela 5.1.2. Rozstęp pięciu wyników objętościowej zawartości wody [pkt proc. v/v] uzyskanych w obrębie powierzchni 113 cm^2 w 36 punktach pomiarowych	67
Tabela 5.1.3. Podstawowe statystyki objętościowej zawartości wody [% v/v] oznaczonej sondą E-test, sondą antenową i sondą sztyletową	70
Tabela 5.1.4. Średnia objętościowa zawartość wody [% v/v] oraz surowe wartości p w porównaniach sparowanych różnych sposobów pomiaru i sond	71
Tabela 5.1.5. Podstawowe statystyki objętościowej zawartości wody [% v/v] oznaczonej sondą FieldScout TDR 350 z prętami o długości 3,8; 7,5; 12,2 i 20,0 cm	78
Tabela 5.1.6. Macierz współczynników korelacji liniowej Pearsona wybranych cech gleby w Łągiwnikach i Polanowicach; nad przekątną – Łągiwniki, pod przekątną – Polanowice	81
Tabela 5.2.1. Objętościowa zawartość wody [% v/v] w rzędzie roślin (A) i w międzyrzędziu (B), różnica A–B oraz wyniki testu dla prób zależnych	83
Tabela 5.2.2. Objętościowa zawartość wody [% v/v] w próbkach z rzędu (A) i międzyrzędzia (B) w dwóch odrębnych, zaplanowanych podzbiorach: próbki niefrakcjonowane (1–6) oraz próbki po separacji korzeni lub analogicznej manipulacji (7–12)	86
Tabela 5.2.3. Udział objętościowy wody w mineralnej części gleby i w korzeniach wyizolowanych z próbek rzędu, odniesiony do pierwotnej objętości próbki 100 cm^3	89
Tabela 5.2.4. Objętościowa zawartość wody [% v/v] w stanach A, B i C oraz surowe wyniki zaplanowanych a priori porównań sparowanych w doświadczeniu 3	91
Tabela 5.3.1. Priorytetowe kierunki dalszych analiz i doświadczeń.	97

SPIS RYSUNKÓW I WYKRESÓW

Rys. 4.1.1. Schematyczne rozmieszczenie lokalizacji badań w województwie kujawsko-pomorskim: A – doświadczenia dotyczące zmienności wyników w skali 1 m ² ; B – doświadczenia dotyczące wpływu systemów korzeniowych. Opracowanie własne na podstawie współrzędnych geograficznych	48
Rys. 4.1.2. Schemat rozmieszczenia punktów pomiarowych na powierzchni 1 m ² oraz przyporządkowania metod pomiarowych	51
Rys. 5.1.1. Rozkład objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m ² w obiekcie KN (Knieja – gleba niespulchniona): A – sonda E-test, odczyt centralny; B – sonda sztyletowa; C – sonda antenowa; D – średnia z pięciu pomiarów E-test w punkcie. Osie wykresów: X – kolumna siatki pomiarowej, Y – wiersz siatki pomiarowej, Z – objętościowa zawartość wody [% v/v].	72
Rys. 5.1.2. Rozkład objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m ² w obiekcie KS (Knieja – gleba spulchniona): A – sonda E-test, odczyt centralny; B – sonda sztyletowa; C – sonda antenowa; D – średnia z pięciu pomiarów E-test w punkcie. Osie wykresów: X – kolumna siatki pomiarowej, Y – wiersz siatki pomiarowej, Z – objętościowa zawartość wody [% v/v].	73
Rys. 5.1.3. Rozkład objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m ² w obiekcie ŚN (Świątkowo – gleba niespulchniona): A – sonda E-test, odczyt centralny; B – sonda sztyletowa; C – sonda antenowa; D – średnia z pięciu pomiarów E-test w punkcie. Osie wykresów: X – kolumna siatki pomiarowej, Y – wiersz siatki pomiarowej, Z – objętościowa zawartość wody [% v/v].	74
Rys. 5.1.4. Rozkład objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m ² w obiekcie ŚS (Świątkowo – gleba spulchniona): A – sonda E-test, odczyt centralny; B – sonda sztyletowa; C – sonda antenowa; D – średnia z pięciu pomiarów E-test w punkcie. Osie wykresów: X – kolumna siatki pomiarowej, Y – wiersz siatki pomiarowej, Z – objętościowa zawartość wody [% v/v].	75
Rys. 5.1.5. Rozkład objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m ² w obiekcie BS (Barcin – gleba spulchniona) w zależności od sposobu pomiaru: A – sonda E-test, odczyt centralny; B – sonda sztyletowa; C – sonda antenowa; D – średnia z pięciu pomiarów E-test w punkcie. Osie wykresów: X – kolumna siatki pomiarowej, Y – wiersz siatki pomiarowej, Z – objętościowa zawartość wody [% v/v].	76
Rys. 5.1.6. Przestrzenna zmienność klas składu granulometrycznego na powierzchni 1 m ² w Łagiewnikach i Polanowicach	79
Rys. 5.1.7. Zróżnicowanie sumy frakcji pyłu i iłu, zawartości węgla organicznego oraz objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m ² w Łagiewnikach	80
Rys. 5.1.8. Zmienność sumy frakcji pyłu i iłu, zawartości węgla organicznego oraz objętościowej zawartości wody na powierzchni 1 m ² w Polanowicach	81
Rys. 5.2.1. Różnica objętościowej zawartości wody pomiędzy rzędem roślin i międzyrzędziem (A–B) w zależności od zastosowanej sondy i lokalizacji	84
Rys. 5.2.2. Objętościowa zawartość wody w niefrakcjonowanych próbkach pobranych w rzędzie i międzyrzędziu	87

Rys. 5.2.3. Objętościowa zawartość wody w mineralnej części gleby po separacji korzeni oraz w glebie z międzyrzędzia.	88
Rys. 5.2.4. Udział wody korzeniowej w całkowitej objętościowej zawartości wody próbek pobranych w rzędzie	89
Rys. 5.2.5. Średnia objętościowa zawartość wody w stanach A, B i C; słupki błędów oznaczają odchylenie standardowe ($n = 4$)	92
Rys. 5.2.6. Średnie różnice A–B, C–B i A–C w poszczególnych lokalizacjach	93
Rys. 5.2.7. Eksploracyjna zależność względnego zwiększenia wyniku A względem B od wilgotności gleby bez korzeni	94
Rys. 5.2.8. Liniowa zależność uwilgotnienia mineralnej części gleby pomiędzy doświadczeniami 2. i 3.	95

SPIS FOTOGRAFII

Fot. 4.1.1. Ramka z siatką stanowiącą szablon do wyznaczania punktów pomiarowych oraz sondy użyte do pomiarów	51
Fot. 4.1.2. Punkty pomiarowe wyznaczone na powierzchni gleby	51
Fot. 4.1.3. Powierzchnia gleby po wykonaniu wszystkich pomiarów	52