



UNIwersytet
MIKOŁAJA KOPERNIKA
W TORUNIU

Wydział Nauk o Ziemi
i Gospodarki Przestrzennej

Radziuk Hanna

**Przestrzenne zróżnicowanie właściwości struktury w glebach wysoczyzn
morenowych przekształconych denudacją antropogeniczną
na przykładzie Pojezierza Chełmińskiego**

Praca doktorska wykonana
w Katedrze Gleboznawstwa
i Kształtowania Krajobrazu
pod kierunkiem
dr. hab. Marcina Świtoniaka
prof. UMK

Toruń
2022

1. WSTĘP	3
2. PRZEGLĄD LITERATURY	5
2.1. Struktura gleby – zwierciadło funkcjonowania krajobrazu	5
2.2. Pokrywa glebowa wysoczyzn morenowych pagórkowatych i ich przekształcenia erozyjne	10
3. SZCZEGÓŁOWA CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ	13
3.1. Położenie geograficzne i administracyjne	13
3.2. Klimat	14
3.3. Litologia utworów powierzchniowych i rzeźba terenu	15
3.4. Warunki wodne	18
3.5. Działalność człowieka	18
4. METODY BADAŃ	20
4.1. Prace terenowe	20
4.2. Metody badań podstawowych właściwości fizycznych i chemicznych materiału glebowego	22
4.3. Metody badań struktury gleby	23
4.4. Ocena współczynnika erozyjności gleb (K)	27
4.5. Kartograficzne metody wizualizacji danych	28
4.6. Analizy statystyczne	29
5. WYNIKI BADAŃ	30
5.1. Gleby wysoczyzny morenowej pagórkowatej kształtujące się pod wpływem denudacji antropogenicznej	30
5.2. Ocena struktury gleb obszaru młodogłacjalnego	34
5.2.1. Ocena struktury gleb układów katenalnych w warunkach terenowych	34
5.2.2. Struktura gleb układów katenalnych w stanie suchym	36
5.2.3. Wodoodporność struktury agregatowej gleb	41
5.2.3.1. Odporność na statyczne działanie wody	42
5.2.3.2. Odporność na dynamiczne działanie wody	45
5.3. Współczynnik erozyjności K	51
5.4. Przestrzenne zróżnicowanie właściwości struktury i współczynnika erozyjności K	53
6. DYSKUSJA	60
7. WNIOSKI	73
Spis literatury	75
Spis tabeli	91
Spis rycin	93
Lista załączników	95
ZAŁĄCZNIKI	96

1. WSTĘP

Gleba jest podstawowym, złożonym, wielofunkcyjnym, żywym i nieodłącznym elementem ekosystemu o kluczowym znaczeniu środowiskowym i społeczno-gospodarczym. Odgrywa fundamentalną rolę w wielu aspektach: zapewnieniu żywności i eliminacji głodu, pochłanianiu dwutlenku węgla, produkcji biomasy. Sprawnie funkcjonująca gleba jest też rezerwuarem zasobów bioróżnorodności, zapobiega powodziom i suszom, jest źródłem surowców, produktów farmaceutycznych i zasobów genetycznych, zapewnia obieg wody i substancji pokarmowych, akumulację i przechowywanie dziedzictwa geologicznego i archeologicznego itd. Przyjęta w 2021 roku Rezolucja Parlamentu Europejskiego w sprawie ochrony gleb (2021/2548 (RSP)) wskazuje na szczególną rolę gleb w procesach funkcjonowania krajobrazów i społeczeństwa. Podkreśla, że zdrowe gleby mają zasadnicze znaczenie dla osiągnięcia wielu celów, takich jak neutralność klimatyczna, przywrócenie bioróżnorodności, zerowy poziom emisji zanieczyszczeń na rzecz nietoksycznego środowiska, zdrowe i zrównoważone systemy żywnościowe oraz odporne na degradację środowisko. Szczególną uwagę nadaje się także kwestii ochrony gleb przed erozją, która zagraża 20% wszystkich gleb w Unii Europejskiej (Rezolucja Parlamentu Europejskiego 2021/2548 (RSP)).

Kontrola erozji gleby jest jednym z pierwszorzędnych celów w obecnym gospodarowaniu gruntami ornymi. W niektórych zagrożonych degradacją krajobrazach, takich jak krajobraz wysoczyzny morenowej pagórkowatej, powszechny na północnej półkuli, erozja wodna wzmoczona antropogenicznie znacząco zmieniła pierwotną pokrywę glebową. Wysokie potencjalne ryzyko rozwoju erozji wiąże się tu z intensywnym użytkowaniem gleb w ostatnich stuleciach, od średniowiecza do czasów teraźniejszych, i systematycznym wylesianiem, któremu towarzyszą nadmierne opady deszczu (Doetterl i in., 2018).

Intensywność erozji wodnej objawia się najczęściej specyficznymi cechami podstawowych właściwości gleb, takich jak skład granulometryczny i chemiczny, zawartość materii organicznej. Ważnym wskaźnikiem jest też struktura gleb. Z jednej strony, struktura gleb, czyli przestrzenny układ elementarnych cząstek stałej fazy gleb, powstaje jako integracja wszystkich elementów gleby, co w znacznym stopniu decyduje o intensywności rozwoju procesów erozji (Systematyka gleb Polski, 1989). Z drugiej strony, struktura i właściwości gleby są wynikiem trwających od tysięcy lat procesów glebotwórczych, geomorfologicznych i geologicznych, a proces erozji i denudacji antropogenicznej w znacznym stopniu przyspiesza ich przemiany.

Z punktu widzenia praktycznego i w związku z coraz lepszym rozumieniem roli gleby i jej "zdrowia" we wszystkich procesach zachodzących w krajobrazie, dbanie o strukturę, świadomość jej przestrzennej zmienności w obrębie konkretnych obszarów jest inwestowaniem w przyszłość

rolnictwa. Dla monitoringu stanu gleby informacja o podatności jej na erozję staje się niezbędna w krajobrazach ze skomplikowaną pokrywą glebową, jakim jest wysoczyzna morenowa pagórkowata. Gleby w takich krajobrazach często uprawiane są w sposób konwencjonalny, bez względu na zróżnicowanie pokrywy glebowej w obrębie jednego pola, odmienne zdolności do magazynowania wody czy akumulacji próchnicy w różnych typach gleb. Taki brak świadomości skutkuje degradacją gleb, utratą ich żyzności i ogólnym zanieczyszczeniem środowiska, w szczególności wód powierzchniowych.

Współczesne badania struktury gleby opierają się na zrozumieniu procesów zachodzących w jej podstawowych jednostkach – agregatach glebowych. Ich właściwości, wielkość i trwałość wpływają na wszystkie procesy glebowe, stosunki wodno-powietrzne i, co jest bardzo istotne, podatność gleb na erozję (Barthes i Roose, 2002). Badania struktury gleb, chociaż liczne (Peng i in., 2015; Rabot i in., 2018), często pomijają kwestie przestrzenne, są pod tym względem niepełne i nie pozwalają na odtworzenie pełnego obrazu przemian struktury w obszarach ze skomplikowaną pokrywą glebową. Ponadto prace nad strukturami gleb skupiają się na różnych środowiskach glebowych, a stosowanie niejednorodnej metodyki badań na różnych etapach nie pozwala na porównywanie wyników i tworzenie satysfakcjonujących map przestrzennej zmienności właściwości struktury (Rzasa i Owczarzak, 2004).

Celem pracy jest określenie zróżnicowania właściwości struktury gleb w obszarach młodoglacjalnych, narażonych na denudację antropogeniczną oraz wizualizacja tego zróżnicowania za pomocą aktualnych narzędzi kartograficznych i oprogramowania GIS.

Do osiągnięcia celu pracy służą następujące zadania badawcze:

- wszechstronna ocena obszaru badań w celu określenia stopnia przekształcenia pokrywy glebowej denudacją antropogeniczną;
- ocena struktury gleb w warunkach terenowych i laboratoryjnych w celu wyboru współczynników cechujących jakość struktury i jej podatność na rozwój erozji (denudacji antropogenicznej i erozji wodnej);
- analiza wodoodporności struktury, jako właściwości wyrażającej podatność gleb na erozję;
- ocena współczynnika erozyjności (K) i jego porównanie z wynikami oceny wodoodporności struktury;
- wizualizacja przestrzennej zmienności uzyskanych wartości poszczególnych współczynników jakości struktury za pomocą środków technicznych i kartograficznych.

Ze względu na powszechność występowania terytoriów strefy umiarkowanej ciepłej, objętych ostatnim zlodowaceniem, badania wykonane na glebach wysoczyzny morenowej pagórkowatej obszaru młodoglacjalnego Północnej Polski mogą być zastosowane w innych regionach, takich jak Północne Niemcy, Dania, kraje skandynawskie i bałtyckie, Kanada.

2. PRZEGLĄD LITERATURY

2.1. Struktura gleby – zwierciadło funkcjonowania krajobrazu

Badania struktury gleby mają prawie stuletnią historię. Jednak początkowo układ agregatów gleby był postrzegany wyłącznie jako funkcja orki wspomagająca rozwój roślin uprawnych, a strukturę traktowano jak ekwiwalent składu granulometrycznego (Six, 2004). Takie podejście było powszechne od czasów rzymskich aż do połowy XIX wieku (Olson, 1943). Wielokrotna orka była uważana przez długie stulecia za jedyny sposób tworzenia korzystnych warunków dla wzrostu roślin, przy czym przez bardzo długi okres pojęcia „struktura gleby” albo „agregaty gleby” w ogóle nie istniały (Warkentin, 2000). Wydzielenie gleboznawstwa w połowie XIX stulecia jako odrębnego kierunku badań (Fallow, 1857; Hilgard, 1860; Dokuchaev, 1883) spowodowało pojawienie się zainteresowania procesami glebotwórczymi i właściwościami gleby, w tym też jej strukturą. W latach 1878–1890 Ewald Wollny w swoim czasopiśmie *Forschungen aufdem Gebiete der Agrikulturphysik* wydawanym w Monachium założył początki agrofizyki i po raz pierwszy włączył w swoją pracę opisy agregatów glebowych i ich stosunków z porowatością gleby (Krupenikow, 1981).

Pierwszym etapem badań nad strukturą gleby było zdefiniowanie samego zagadnienia i klasyfikacja agregatów glebowych jako przedmiotu badań naukowych. W latach 1920–1950 badacze skupiali się na opisywaniu różnych struktur, ich klasyfikacji, opisie polowym pojedynczych agregatów glebowych, opracowaniu metod badawczych (Warkentin, 2008). W okresie tym powstała fundamentalna praca rosyjskiego naukowca, ucznia Dokuczajewa, S. Zacharowa „Kurs gleboznawstwa” (1925; 1927). To właśnie w niej po raz pierwszy podaje on sformułowaną definicję struktury gleby albo „strukturalności” jako „...zdolność gleby do rozpadania się na części (agregaty), różne pod względem wielkości i formy. Strukturą nazywa się także poszczególne elementy – agregaty, na które rozpada się gleba...”. W pracy Zacharowa zagadnieniom struktury gleby poświęcony został osobny rozdział, w którym zgromadzono dotychczasową wiedzę na temat agregatów glebowych i przedstawiono między innymi opis 22 różnych struktur gleby. Praca Zacharowa przyczyniła się do tworzenia całej szkoły naukowej, pod której wpływem działali także polscy gleboznawcy.

Ze względu na zbieg okoliczności politycznych, gleboznawstwo, a razem z nim i badania struktury gleby, zostało podzielone na kilka szkół, które słabo komunikowały się ze sobą. Skutkiem tego był równoległy rozwój głównych kierunków badań nad strukturą w szkole naukowej radzieckiej, opartej na tradycji Dokuczajewa, i w szkole amerykańskiej. Opracowanie klasyfikacji struktur wymagało rozwoju bazy metodycznej. W latach 1920–1940 zostały opracowane liczne metody analizy agregatów glebowych, głównie przez naukowców rosyjskich i

amerykańskich. Jednocześnie stał się oczywisty związek specyfiki jej kształtowania z podstawowymi właściwościami gleby: uziarnieniem, zawartością materii organicznej, zawartością cząstek ilastych. Pod koniec lat 30. XX wieku poza granicami Związku Radzieckiego ówczesną wiedzę o strukturze podsumował Russell (1938). Poza ogólną definicją określał wpływ składu granulometrycznego na strukturę i uwzględniał jej właściwości, które charakteryzował za pośrednictwem trzech metod: przepuszczalności, przestrzeni porów przy różnej zawartości wody i rozkładzie agregatów – najpierw przez przesiewanie na sucho, a później przez przesiewanie w wodzie w próbkach zmieszanych.

We wszystkich początkowych etapach wiedza o strukturze gleb była rozwijana przez praktyków i na ówczesne potrzeby społeczeństwa, dla którego główną kwestią było zapewnienie wysokich plonów i eliminacja głodu. Dlatego następny etap badań skupiał się na właściwościach struktury gleb i praktycznych aspektach jej kształtowania. W latach 1950–1990 głównym kierunkiem w badaniach struktury było rozumienie procesu i warunków agregacji, związek struktury z erozją gleby i jej zagęszczeniem. W tym okresie została ostatecznie zdefiniowana rola ilu, materii organicznej i mikroorganizmów w powstaniu agregatów, w tym też ich wodoodporności. Tym zagadnieniom poświęcono publikacje Emersona (1954; 1959; 1964; 1967; 1968); Williamsa ze współautorami (1968); Clementa i Williamsa (1958); Martina (1945; 1946); Foxa i Hughesa (1973); Coughlana i Foxa (1973) i innych. Powstały centra badań nad glebami, takie jak na przykład Natural Resources Conservation Service (USA), które prowadziło badania erozji gleb, w tym także oceniało wpływ struktury na jej rozwój.

W krajach Europy Zachodniej i Ameryki Północnej największe zainteresowanie definicją struktury, jej właściwości i miejsca wśród czynników żyzności gleby również przypadł na lata 50–70 ubiegłego stulecia. W polskich kołach naukowych problematyce rozwoju koncepcji struktury gleby poświęcone były prace Strzemskiego (1952), Musierowicza (1968), Lasara (1977), Lityńskiego i Jurkowskiej (1982). We wszystkich przytoczonych pracach widoczny był wpływ szkoły Zacharowa i gleboznawstwa radzieckiego, które zostało rozwinięte przez Kaczynskiego (1963, 1965), Rewuta (1972), Bakszeewa (Dospiechow i in., 1987). Opierając się na różnych szkołach i dotychczas zgromadzonej wiedzy, Polskie Towarzystwo Gleboznawcze w Systematyce gleb Polski (1989) finalnie określiło strukturę gleby jako rodzaj i sposób wzajemnego powiązania oraz przestrzenny układ elementarnych cząstek stałej fazy gleby (Systematyka gleb Polski, 1989).

Równoległe z gromadzeniem wiedzy na temat warunków kształtowania struktury i wpływu na nią głównych czynników strukturotwórczych rozwijały się zagadnienia interakcji pomiędzy jej właściwościami a erozją wodną. Była to odpowiedź na szybki rozwój degradacji gleby na skutek Zielonej Rewolucji. W latach 60. XX wieku powstały pierwsze modele erozji gleb, które między innymi czynnikami uwzględniały strukturę gleb (Wischmeier i Smith, 1961).

Modelowanie erozji, pierwotnie oparte na obserwacjach terenowych, z biegiem czasu rozwinęło się w odrębny kierunek badań, w których właściwości struktury były uwzględniane w obliczeniach współczynnika erozyjności (podatności na erozję) gleb – K. Współczynnik erozyjności stał się narzędziem pozwalającym na ilościową ocenę podatności gleb na erozję, w tym też określał wpływ struktury na ten negatywny proces. Modele nie opierały się bezpośrednio na ilościowych parametrach struktury, jednak część z nich uwzględniała strukturę w pośredni sposób. Pierwszy i najczęściej używany model erozji gleb USLE (Universal Soil Loss Equation) stosował 4 kategorie struktury z oceną od 1 do 4 (Wischmeier i Smith, 1961; 1978). Podobną zasadę zastosowano w modelu RUSLE – Revised Universal Soil Loss Equation (Renard, 1997; 2017; Panagos i in., 2015a; 2015b). Ponadto uniwersalność współczynnika (K) pozwoliła innym autorom opracować własne zasady obliczania erozyjności gleby w innych modelach, takich jak EPIC – Erosion Productivity Impact Calculator (Williams i in., 1983), GAMES – Guelph Model for Evaluating the Effects of Agricultural Management Systems on Erosion and Sedimentation (Rudra i in., 1986), EUROSEM – European Soil Erosion Model (Morgan i in., 1998) i inne.

Ograniczeniem stosowania współczynnika erozyjności (K) w modelach, takich jak USLE/RUSLE, jest problem z podziałem całego spektrum struktury gleb na 4 kategorie (Alewell i in., 2019; Świąchowich, 2016; Panagos i in., 2015a; Stolte i in., 2016; Ye i in., 2018; 2019). Z drugiej strony, część modeli, jak EPIC, w ogóle nie uwzględnia struktury. W obliczeniach współczynnika erozyjności według wspomnianego modelu stosowane są wyłącznie szeroko dostępne dane podstawowych właściwości gleb (Borselli i in., 2012; Kinnell, 2016; Zhang i in., 2019).

Uniwersalność współczynnika erozyjności (K) i dostępność danych do jego obliczenia spowodowały szerokie jego zastosowanie dla różnych gleb w różnych krajach, w tym w Polsce. Spośród prac, poświęconych tematowi oceny erozyjności gleb za pomocą współczynnika K, warto wydzielić prace Koreleskiego (1993), Stasika i Szafrąńskiego (2001), Józefaciuk Cz. i Józefaciuk A. (1996), Piotrowskiej (1998), Jadczyżyna (1994), Świąchowich (2016), Wawera i Nowocienia (2007). Szczyt zainteresowania tematem przypadł na koniec lat 90. XX wieku i pierwsze lata XXI wieku. Badania te w większym stopniu były poświęcone ocenie erozyjności gleb w różnych regionach Polski i możliwości zastosowania modeli dla oceny intensywności procesów erozji. Pod względem specyfiki środowiska geograficznego i rodzaju gleb, większość dotychczasowych badań podatności gleb na erozję wykonana została dla terenów górskich (Niemięc, 1998; Ubeda i in., 2005) i na glebach utworzonych z materiałów lessowych (Świąchowicz, 2016).

Krytyka modelowania erozji gleb ze strony części badaczy prowadziła do równoległego rozwoju kierunku oceny podatności gleb na erozję w zależności od trwałości struktury na destrukcyjne działanie wody. Po raz pierwszy wpływ stabilności struktury na proces

“rozmywania” gleby wodą określił Middleton (1930). Jako pierwszy zastosował metodę przesiewania agregatów glebowych w wodzie na kolumnie sit. Nad dalszym rozwojem zagadnienia wodoodporności struktury pracowali Ellison (1947), Emerson (1954), Bryan (1968), Luk (1977) i wielu innych na przykład Barthes i Roose (2002). Początkowo badania struktury pod kątem podatności na erozję nosiły opisowy charakter, jednak późniejsze badania doprowadziły do udoskonalenia metody i włączenia szeregu współczynników, opartych na ocenie ilościowej wodoodporności agregatów (van Bavel, 1953; Kemper i Rosenau, 1986; Le Bissonnais, 1996; Fox i Le Bissonnais, 1998; Reichert i Norton, 1994; Márquez i in., 2004; Zhang i Horn, 2001; Gumiere i in., 2009). Naukowcy podkreślali, że struktura o niskiej wodoodporności prowadzi do zwiększenia podatności gleb na erozję. W trakcie licznych badań ujawniono, że stabilność agregatów jest główną właściwością struktury gleby mającą wpływ na erozję gleby (Mbagwu i Auerswald, 1999; Shi i in., 2010; Xiao i in., 2017). Jednak część badaczy (Peng i in., 2015) zwraca uwagę na ograniczenia stosowania stabilności agregatów jako podstawy do ilościowej oceny podatności na erozję gleb, ponieważ zachowanie przesianych próbek nie zawsze odzwierciedla zjawiska naturalne, zachodzące w terenie. Kolejnym problemem jest duża liczba metod badania struktury gleby bez jednolitego systemu pobierania i przygotowania próbek do przesiewania w wodzie lub innych roztworach. Nie zważając na krytykę niektóre modele (np. LISEM) wykorzystują stabilność agregatów glebowych jako parametr niezbędny do modelowania erozji gleby (De Roo i in., 1996).

Pod koniec XX stulecia badania struktury gleby znowu przeszły ewolucję. Z praktycznych zadań eliminacji głodu i otrzymania wysokich plonów na pierwszy plan wysunęły się zagadnienia ekologiczne. Zjawisko nadmiernej eksploatacji pokrywy glebowej stało się powszechne oczywiste co wymusiło zmianę podejścia do badań. Od lat 90. XX wieku w środowisku biologów i ekologów gleby powstała koncepcja struktury gleby jako siedliska dla fauny i flory glebowej (Warkentin, 2008). Wraz z rozwojem technologicznym w XXI wieku dominującą kwestią stał się precyzyjny pomiar wewnętrznej hierarchii struktury, pojedynczych agregatów, właściwości związanych ze stabilnością struktury: uziarnienia agregatów, porowatości, wodoodporności, kształtu i wielkość agregatów, ich wzajemnej interakcji (Warkentin, 2008).

Zmiana podejścia do struktury skutkowało lepszym rozumieniem znaczenia struktury gleb w funkcjonowaniu krajobrazu. Zgodnie z obecnymi poglądami naukowymi struktura jest złożoną właściwością gleby, która wywiera znaczny wpływ na większość procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych zachodzących zarówno w glebach naturalnych, jak i zmienionych pod wpływem działalności człowieka. Jest ona bardzo istotna w transporcie i magazynowaniu substancji odżywczych, wody, gazów i ciepła; penetracji i proliferacji korzeni; życia mikrobiologicznego; oraz rozkładu i akumulacji materii organicznej gleby (Kay i Angers, 2001;

Peng i in., 2015; Tisdall i Oades, 1982; Totsche i in., 2018). Różne funkcje struktury wynikają z samej jej hierarchicznej natury: jest to połączenie agregatów różnej wielkości makro- (powyżej 0,25 mm), mikro- (0,25–0,02 mm) i pojedynczych cząstek mineralnych (poniżej 0,02 mm) (Rabot i in., 2018). Jakość struktury i jej zdolność do pełnienia jej funkcji wynika ze zdolności cząstek gleby do agregacji i niszczenia agregatów. Od pierwszego użycia definicji „struktury gleby” jako części morfologii gleby w 1925 roku, świadomość kształtowania się struktury gleby i jej wpływu na procesy glebowe przeszła ogromną drogę. Obecnie struktura gleby jest równowarta ze zdrowiem i prawidłowym funkcjonowaniem gleby, a naukowcy stosują coraz bardziej zaawansowane metody, aby zrozumieć wszystkie aspekty agregacji gleby i zidentyfikować najważniejsze czynniki tego mechanizmu (Rabot i in., 2018).

Dzisiejsze wyzwania stojące przed badaczami to skierowanie uwagi na zachowanie sprawnego funkcjonowania gleb bez nadmiernej eksploatacji ich zasobów, wykorzystanie zgromadzonej wiedzy w praktyce rolnictwa precyzyjnego i ekologicznego. Z rozwojem cyfrowych technologii i coraz większą implementacją precyzyjnego rolnictwa na pierwszy plan wyszło zabezpieczenie potrzeb rolników w mapach wysokiej rozdzielczości. Gleboznawcy w różnych częściach świata aktywnie włączyli się w proces analizy przestrzennej zmienności różnych właściwości glebowych, takich jak wilgotność (Sandholt, Rasmussen and Andersen, 2002; Western i in., 2004; Júnior i in., 2006; Birkhofer i in., 2012), właściwości chemiczne i fizyczne (Schlesinger i in., 1996; Goovaerts, 1999; Ettema and Wardle, 2002; Mzuku i in., 2005; Schade i Hobbie, 2005; Grimm i in., 2008; Annabi i in., 2017; Wang i Shi, 2017). Często kartograficzne zasoby tworzą z wykorzystaniem narzędzi geostatystycznych (Cambardella i in., 1994; Júnior i in., 2006; Freitas i in., 2015; Ou i in., 2017). W ostatnich dekadach część autorów zwraca się w swoich badaniach do przestrzennego zróżnicowania parametrów wodoodporności agregatów (Castrignanò i in., 2000; Castrignanò i Stelluti, 1999; Shukla i in., 2007; Siqueira i in., 2010), a także zmienności współczynnika erozyjności gleby (K) (Annabi i in., 2017; Ye i in., 2018, 2019). Niektórzy autorzy wybierają kompleksowe podejście do oceny podatności gleb na erozję, porównując ze sobą współczynnik K i parametry wodoodporności agregatów, jak to zrobiono w ostatnich badaniach dla gór obszaru śródziemnomorskiego (Martínez-Murillo, i in., 2020).

Analiza literatury wykazała, że bez względu na liczne badania struktury gleb i dość dobrze opisane czynniki wpływające na jej wodoodporność, nadal istnieją luki w wiedzy, zwłaszcza dla mniej typowych obszarów. Przestrzenne zróżnicowanie parametrów struktury w skali pojedynczych pól często jest zupełnie pomijane, zwłaszcza dla terenów ze skomplikowaną pokrywą glebową. Jednak poprzednie badania wykazują dużą zmienność właściwości struktury, co musi być uwzględnione przy planowaniu kierunków użytkowania terenów ornych.

2.2. Pokrywa glebowa wysoczyzn morenowych pagórkowatych i ich przekształcenia erozyjne

Krajobraz młodoglacjalny morenowy, powstały na terenach objętych ostatnim zlodowaczeniem skandynawskim, jest szeroko rozpowszechniony na półkuli północnej i m.in. w Kanadzie, Wielkiej Brytanii, Irlandii, północno-wschodnich Niemczech, północnej Polsce, wschodniej Danii, Łotwie, Litwie i Estonii, Finlandii, Norwegii i Szwecji, północno-zachodniej Rosji (Ehlers i Gibbard, 2008; Biswas i in., 2012; Knudsen i in., 2006). Wysoczyzny morenowe pagórkowate są ważną częścią krajobrazu młodoglacjalnego. Charakteryzuje je złożony wzór pagórków z na ogół krótkimi i stromymi zboczami, schodzącymi do nieco zaokrąglonych bezodpływowych zagłębień lub kotlin. Obszar ten został uformowany w wyniku erozyjnej i akumulacyjnej działalności ostatniego lądolodu oraz jego wód roztopowych. Jednym z procesów, które odgrywają znaczną rolę w kształtowaniu pokrywy glebowej wysoczyzny morenowej pagórkowatej, jest erozja. Długotrwałe rolnicze użytkowanie tych terenów w ciągu tysiącleci od osiedlenia się pierwszych ludzi (Chudziak, 1996) powodowało znaczne przyspieszenie wszystkich naturalnych procesów kształtowania pokrywy glebowej. Sinkiewicz (1998) określił łączność różnych procesów stokowych, takich jak przemieszczanie materiału glebowego przez narzędzia rolnicze, wynoszenie go z płodami rolnymi, splukiwanie gleb przez wody z deszczowni i innych jako denudację antropogeniczną lub erozję przyspieszoną.

Istnieje obszerna literatura dotycząca badań pokrywy glebowej obszarów młodoglacjalnych. Przegląd literatury wskazuje na szeroki zakres badań procesów glebotwórczych w glebach morenowych, które prowadzono w Rosji (Shishkina i in., 2001; Aparin i Matinian, 2005). Jednak słabe rolnicze wykorzystanie tych gleb skutkuje niskim zainteresowaniem badaniami ich struktury (Gagarina i in., 2007). W wielu krajach konieczność wykorzystania wysoczyzn morenowych pagórkowatych jako bazy dla rolnictwa (kraje bałtyckie, kraje skandynawskie, Kanada) skutkuje rozwojem szczegółowych badań, w tym również nad strukturą gleb (Ulén i in., 2012; Villa i in., 2012). Kanada jest jednym z krajów które mają znaczące obszary wysoczyzn morenowych pagórkowatych – ponad 400 tys. km² – bardzo intensywnie używanych w rolnictwie (Singh i in., 2014). Badania na terenie Kanady są prowadzone w bardzo szczegółowy sposób i obejmują aspekty akumulacji deluwii i węgla organicznego, redystrybucji wody, jednak one też rzadko koncentrują się na zagadnieniach struktury gleb (Podolski i Schindler, 1994). W przypadku opisywanych obszarów głównymi tematami badań wykonywanych w Niemczech są: denudacja antropogeniczna, sekwestracja węgla i bioróżnorodność gleb, właściwości hydrauliczne gleb zerodowanych (Sommer i in., 2008; Deumlich i in., 2018; Beck-Broichsitter i in., 2020).

W Polsce krajobraz młodoglacjalny jest typowy dla pasa pojezierzy: na przykład, Pojezierza Zachodniopomorskiego, Wschodniopomorskiego, Południowopomorskiego, Iławskiego, Chełmińsko-Dobrzyńskiego (Kondracki, 1977). Na obszarach Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego wylesianie i włączenie gruntów pod rolnictwo od średniowiecza do teraźniejszych czasów prowadziło do przekształceń pierwotnej pokrywy glebowej i tworzenia kompleksów glebowych z wysokim udziałem gleb przekształconych erozyjnie, co jest cechą charakterystyczną wysoczyzn morenowych Nizy Środkowoeuropejskiego (Podgórski, 2001).

Skutki procesu denudacji antropogenicznej odnotowano w różnych lokalizacjach, gdzie zaobserwowano przekształcenie pokrywy glebowej w kierunku zmian morfologii profilu glebowego oraz akumulacji deluwiów w lokalnych bezodpływowych obniżeniach terenu (Jankauskas i in., 2004; Sommer i in., 2008; Świtoniak 2014; Deumlich i in., 2018). W wielu miejscach, gdzie materiał eluwalny został erozyjnie przetransportowany, na powierzchnię wychodzą poziomy iluwalne i skała macierzysta (Sinkiewicz, 1998), co zmienia wszystkie właściwości i funkcję poziomów powierzchniowych (Kobierski, 2013; Świtoniak, 2014).

W obszarach młodoglacjalnych Świtoniak i Bednarek (2014) wydzielają pięć klas zerodowania gleb na podstawie zachowania pierwotnej sekwencji poziomów genetycznych: (1) gleby w pełni wykształcone, (2) umiarkowanie zerodowane, (3) w średnim stopniu zerodowane, (4) w dużym stopniu zerodowane, (5) całkowicie zerodowane (ryc. 1). Autorzy zakładają, że początkowo wszystkie gleby gliniaste były wykształcone jako gleby płowe z cechami brunatnienia i sekwencją poziomów A-Bw-Et-2Bt-2Ck.

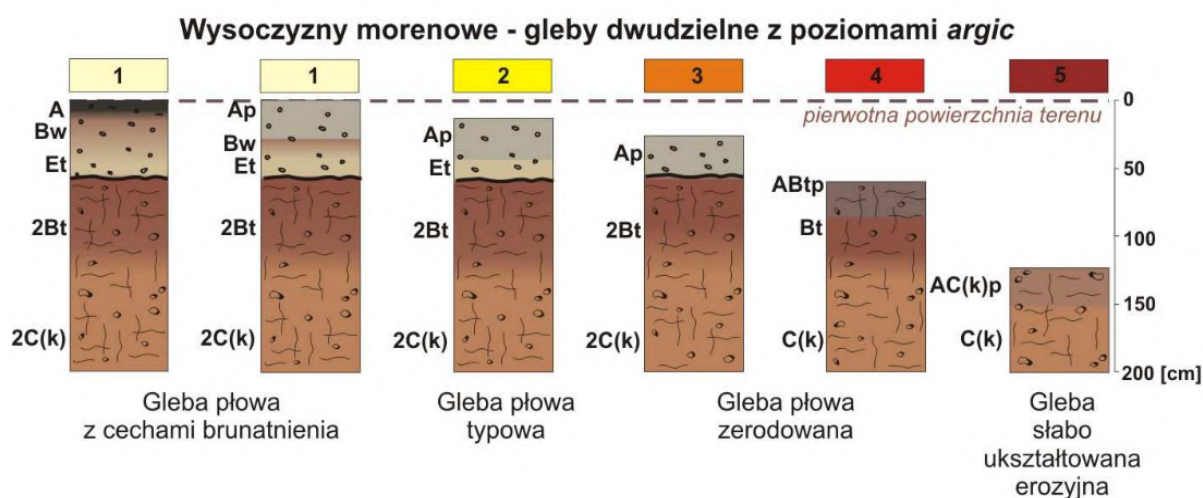
1. **Gleby w pełni ukształtowane** – nie wykazują żadnych oznak zerodowania, mają pełną sekwencję poziomów genetycznych. Generalnie mieszczą się w typie gleb płowych z cechami brunatnienia: A(p)-Bw-Et-2Bt-2C(k).

2. **Umiarkowanie zerodowane** – gleby cechują się brakiem poziomów wzbogacania w związku żelaza: *kambik*. Najczęściej wiąże się to z erozyjnym spłycaaniem profili gleb, spowodowanym procesem orki w przypadku gleb użytkowanych rolniczo.

3. **W średnim stopniu zerodowane** – poziomy próchniczne płużne zalegają bezpośrednio na poziomach Bt w glebach płowych. Poziomy próchniczne w obecnym stanie zbudowane są z materiału poziomów eluwalnych (pierwotnie Et) gleb płowych. Przy takim stopniu zerodowania gleby płowe mają układ poziomów (A-B-C) odpowiadający glebom brunatnym. Powstanie poziomów wzbogacania związane głównie z procesem lessiważu.

4. **W dużym stopniu zerodowane** – charakteryzują się całkowitym brakiem poziomów eluwalnych i są bardzo podobne pod tym względem do poprzedniej klasy. Jednak cechą specyficzną jest to, że poziomy orne zawierają głównie materiał pochodzący z pierwotnych poziomów wzbogacania *argik*.

5. *Całkowicie zerodowane* – nie mają żadnych poziomów diagnostycznych i na podstawie morfologii nie da się określić z jakiego pierwotnego typu gleby powstały. Prawdopodobnie były to gleby płowe. Powierzchniowe poziomy genetyczne tych gleb zbudowane są z materiału glin zwałowych i mają bardzo niewielką zawartość materii organicznej. Zawartość węgla organicznego znacznie spadła w takich „spłyconych” glebach w porównaniu z glebami niezerodowanymi, a warstwy orne zostają wzbogacone węglanem wapnia w wyniku wyeksponowania skały macierzystej w glebach tej klasy (Świtoniak, Bednarek, 2014; Świtoniak, 2014). Zgodnie z Systematyką gleb Polski gleby te są określane mianem regosoli typowych lub próchnicznych (węglanowych) (Matecka i Świtoniak, 2020).



Ryc. 1. Stopnie zerodowania gleb wysoczyzn morenowych: 1 – brak oznak zerodowania, 2 – umiarkowany, 3 – średni, 4 – duży, 5 – całkowity (Świtoniak, Bednarek, 2014; s.60)

W kontekście zerodowania gleb wysoczyzn morenowej dotychczas nie prowadzono badań dotyczących jakości struktury poziomów powierzchniowych.

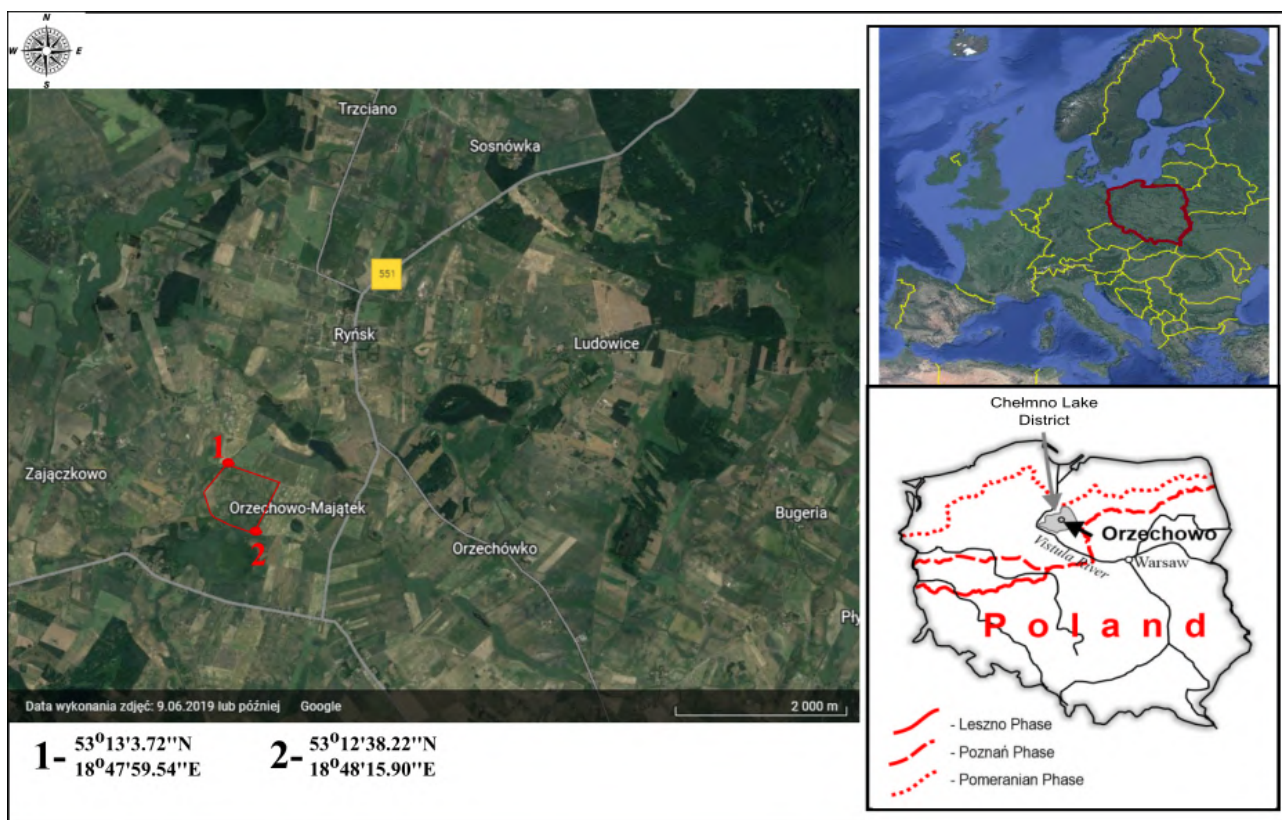
3. SZCZEGÓŁOWA CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Badania przeprowadzono na powierzchni badawczej “Orzechowo” o powierzchni 44 ha. Dobór powierzchni oparto o kilka kryteriów: całkowite ułożenie w obrębie wysoczyzny morenowej pagórkowatej; pokrywa glebowa reprezentuje wszystkie stopnie przekształcenia erozyjnego; powierzchnia badawcza jest użytkowana rolniczo i w jednolity sposób.

3.1. Położenie geograficzne i administracyjne

Obszar badawczy Orzechowo jest położony w środkowej części województwa kujawsko-pomorskiego na granicy powiatów wąbrzeskiego i toruńskiego, w gminie Ryńsk. Przylega on bezpośrednio do wsi Orzechowo-Majątek.

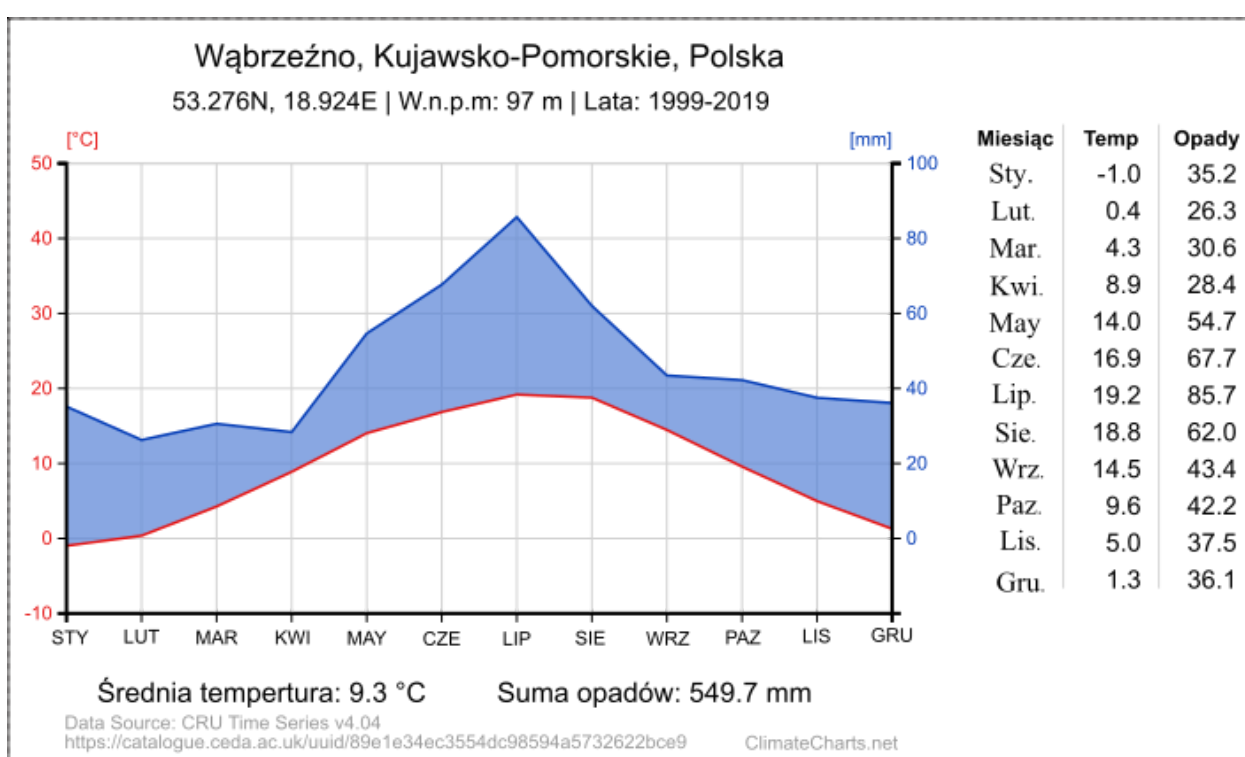
Powierzchnia badawcza reprezentuje obszar młodoglacjalny, ukształtowany pod wpływem zlodowacenia Wisły i położona jest pomiędzy granicami dwóch głównych jego faz: poznańskiej i pomorskiej (ryc. 2). Zgodnie z regionalizacją fizyczno-geograficzną (Kondracki, 1977; Solon i in., 2018) leży ona w obrębie prowincji Niż Środkowoeuropejski, makroregionu – Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, mezoregionu – Pojezierze Chełmińskie i mikroregionu – Pagórki Wąbrzeskie.



Ryc. 2. Położenie geograficzne obszaru badań Orzechowo (zdjęcia satelitarne: Google Earth)

3.2. Klimat

Powierzchnia badawcza Orzechowo znajduje się w strefie klimatu umiarkowanego ciepłego, przejściowego pomiędzy klimatem morskim a klimatem kontynentalnym (Wójcik i Ziemińska, 1984). W rozprawie doktorskiej została przedstawiona szczegółowa charakterystyka klimatu, oparta na średnich znaczeniach podanych dla punktu Wąbrzeźno. Średnia wieloletnia temperatura powietrza w latach 1999–2019 w regionie wyniosła $+9,3^{\circ}\text{C}$, ilość opadów 549,7 mm (ryc. 3). Najzimniejszym miesiącem jest styczeń z temperaturą około $-1,0^{\circ}\text{C}$, natomiast najcieplejszym jest lipiec – $+19,2^{\circ}\text{C}$. Najwięcej opadów atmosferycznych przypada na letnie miesiące – około 40% rocznej ilości. Najmniej zasobny w opady jest początek roku – luty–kwiecień.



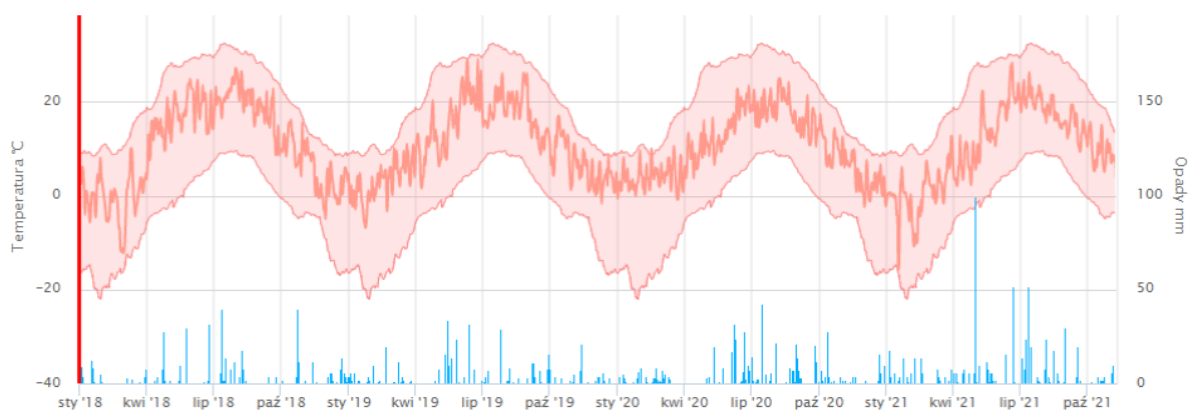
Ryc. 3. Średnie miesięczne i roczne temperatury powietrza oraz sum opadów atmosferycznych w Wąbrzeźnie w latach 1999–2019 (Źródło danych: CRU Time Series v4.04 <https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/89e1e34ec3554dc98594a5732622bce9>)

Diagram klimatyczny (ryc. 3) prezentuje przewagę opadów nad parowaniem w ciągu całego roku w obrębie powierzchni badawczej, co może świadczyć o przemysłowym lub zastoju-przemysłowym typie gospodarki wodnej gleb.

Dodatkowo dla celów niniejszego opracowania wykorzystano dane stacji pomiarowej Ludowice Kujawsko-Pomorskiego Ośrodka Doradztwa Rolniczego w Minikowie (<https://meteoportal.kpodr.pl/>), która znajduje się w 4 km w linii prostej od obszaru badań.

Zgodnie z danymi stacji, na obszarze badań w 2020 odnotowano 16 dni z opadami powyżej 10 mm i maksymalną ilością 33,2 mm (12.06.2020). W 2021 roku takich dni odnotowano 22 z maksimum 52,6 mm (03.05.2021). Nierównomierność opadów, zwłaszcza w miesiącach wiosennych i występowanie deszczów nawaalnych, zagraża pokrywie glebowej terenów pagórkowatych morenowych i może powodować rozwój erozji wodnej.

Szczegółowe dane klimatyczne bezpośrednio dla obszaru badań Orzechowo zostały pobrane z aplikacji SatAGRO (zał. 1, ryc. 4). Zawarte dane pochodzą z analizy zdjęć satelitarnych Sentinel dla konkretnego pola i generalnie potwierdzają opisane wcześniej prawidłowości. Najwyższe opady odnotowano na początku maja 2021 roku na poziomie 100 mm. Najniższa średnia dobowa temperatura w okresie obserwacji przypadła na 17.01.2021 i osiągnęła $-15,9^{\circ}\text{C}$. Najwyższa średnia dobowa temperatura $+28,6^{\circ}\text{C}$ została zaobserwowana 11.06.2019.



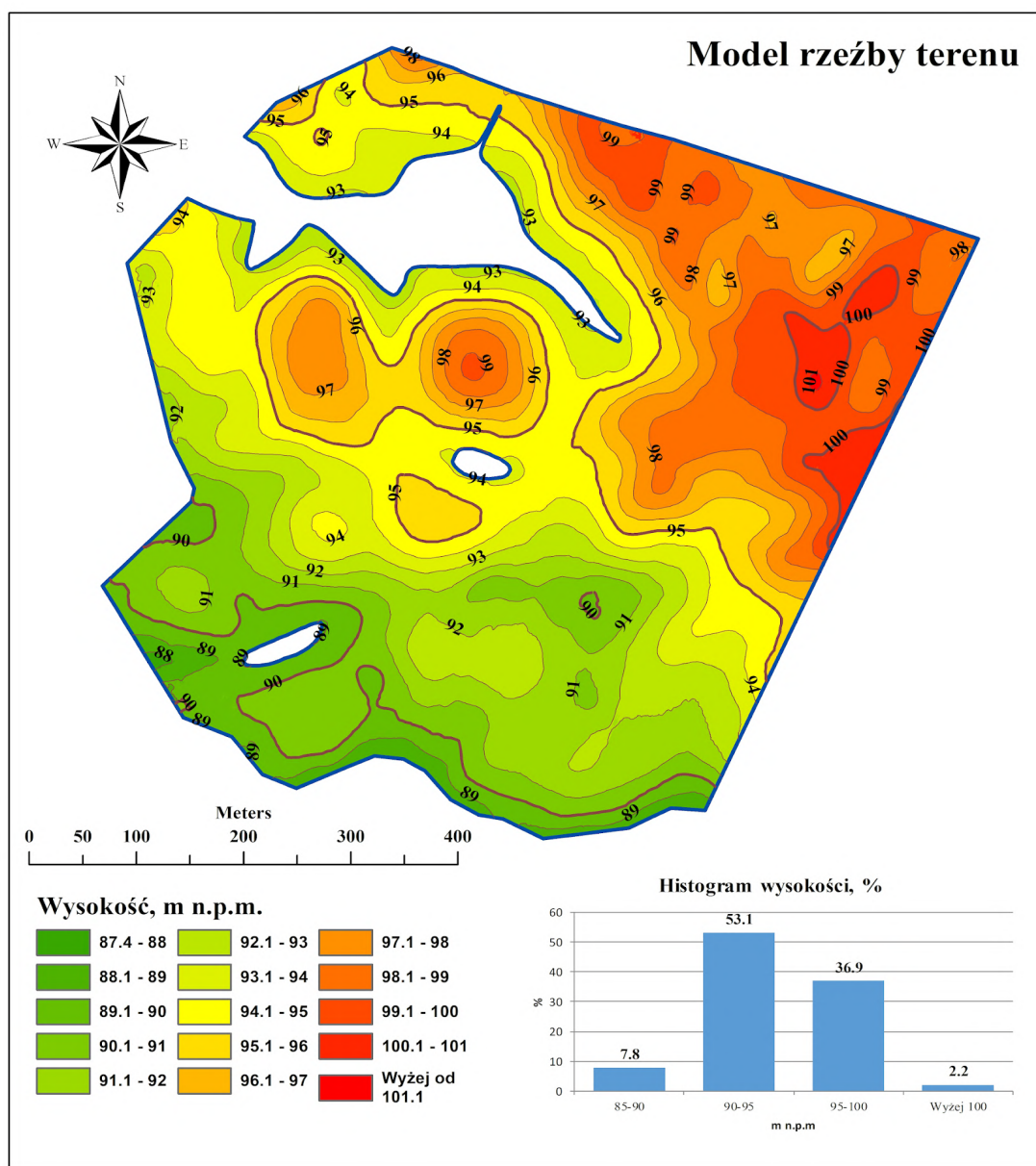
Ryc. 4. Dane klimatyczne dla obszaru badań Orzechowo dla okresu 1.01.2018–1.11.2021 (analiza zdjęć satelitarnych Sentinel 2 (rozdzielczość 10m) na podstawie aplikacji SatAGRO)

3.3. Litologia utworów powierzchniowych i rzeźba terenu

Górna warstwa utworów geologicznych powierzchni badawczej powstała w czwartorzędzie. W zagłębieniach śródodpływowych są to przeważnie organiczne utwory holoceni. Poza nimi dominują plejstoceni gliny zwałowe, osiągające miąższość około 40 m. Częstym zjawiskiem dotyczącym utworów litologicznych regionu badań jest przewarstwienie glin iłami, mułkami, piaskami i żwirami. U podnóża stoków i wyższych form wypukłych występują osady denudacyjne (niewarstwowane i bardzo słabo posegregowane piaski różnoziarniste z domieszką części mułkowych i ilastych, względnie gliny piaszczyste). Zasięg i miąższość tych osadów są ograniczone przestrzennie (Niewiarowski, 1971).

Głównym czynnikiem kształtującym rzeźbę terenu obszaru badań Orzechowo było zlodowacenie i procesy stopniowej denudacji polodowcowych form reliefu (Marks i in., 2016). Ogólny zarys rzeźby regionu ukształtował się w okresie późnego glacjału, około 16–17 tysięcy lat

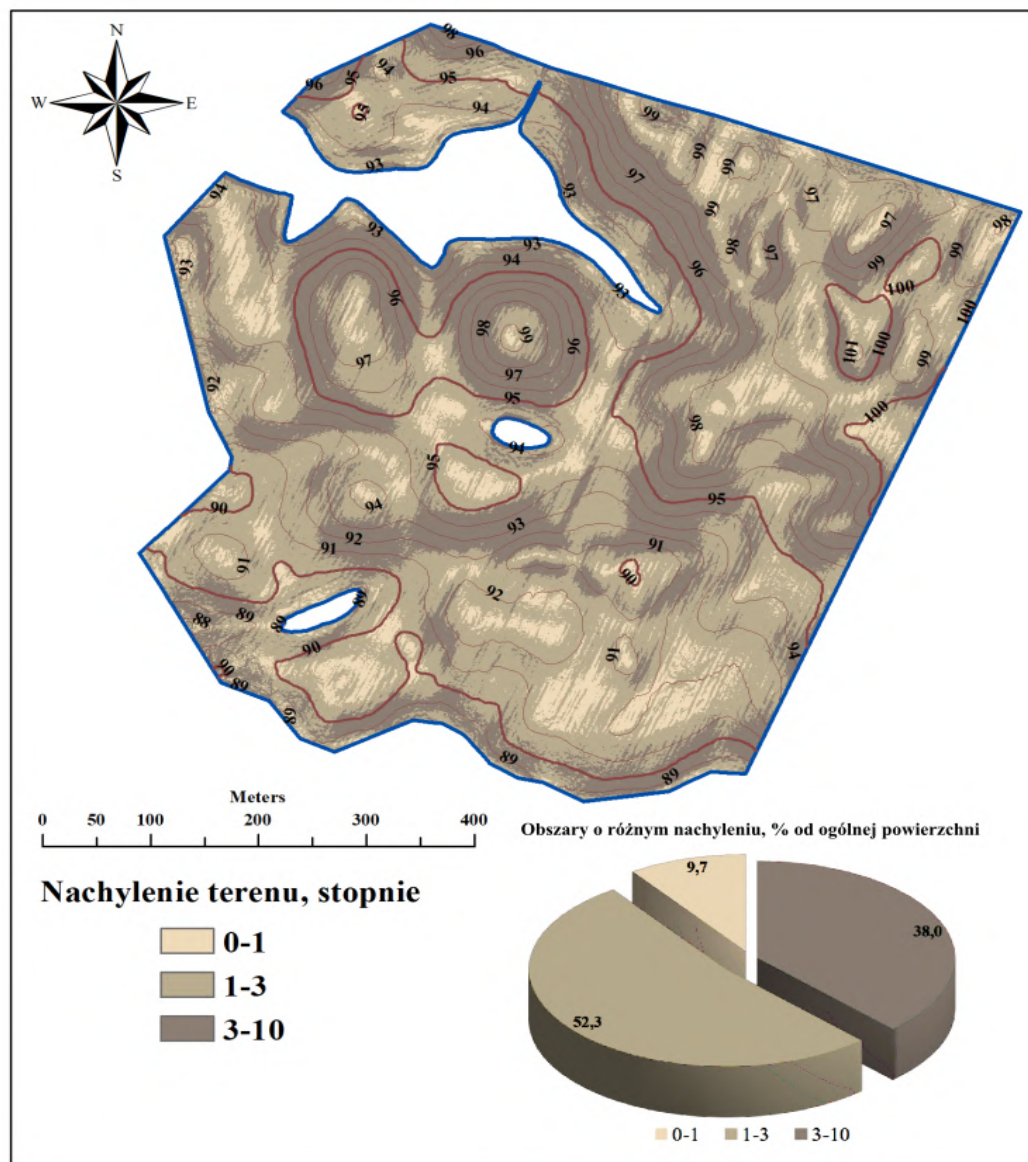
temu (Niewiarowski, 1986; Niewiarowski i Wysota, 1986; Marks 2012). Rzeźba opisywanego obszaru kształtowała się pod wpływem działalności wielu zupełnie odmiennych czynników morfogenetycznych (ryc. 5). Przede wszystkim należą do nich erozyjna działalność lodowca i jego wód roztopowych, a ponadto: działalność erozyjna i akumulacyjna wód opadowych oraz działalność człowieka.



Ryc. 5. Rzeźba terenu obszaru badań Orzechowo, opracowanie na podstawie DEM

W niniejszej rozprawie doktorskiej analiza nachylenia terenu jest dodatkową informacją ważną przy ustaleniu obszarów, narażonych na erozję. USDA podaje, że procesy erozyjne zachodzą już przy nachyleniach od 1° (Soil Survey Manual, 1951). Natomiast autorzy polscy w poprzednich opracowaniach wskazywali, że „spychanie gleby przez pług” zaczyna się od 3° nachylenia (Reniger, 1954; Bac, 1950). Większość obszaru badawczego – 52,3% – ma stoki

bardzo łagodne, które jednak mogą być narażone na erozję wodną. Około 10% obszaru zajmują tereny płaskie albo niemal płaskie, dla których występowanie procesów erozyjnych będzie najmniej prawdopodobne. Jednak płaskie tereny nie tworzą jednolitego obszaru i są rozproszone po całym badanym obszarze (ryc. 6).



Ryc. 6. Nachylenie terenu obszaru badań Orzechowo

Obszar o nachyleniu od 3° do 10° zajmuje około jednej trzeciej całej powierzchni. Są to powierzchnie najbardziej narażone tak na antropogeniczną erozję wodną jak i na denudację pulweryzacyjną, które obejmują stoki łagodne i pochyłe, znajdujące się w pasie oddzielającym od ostatniego obszaru północno-wschodnią podwyższoną część terenu.

3.4. Warunki wodne

Obszar badawczy znajduje się w dorzeczu Wisły. Jednak w lokalnej skali obszar ten nie ma aktywnych cieków wodnych. Obniżenia terenu są bezodpływowe i mogą pełnić rolę lokalnych pułapek sedymentacyjnych. Łącznie wytypowano siedem takich obniżień. Woda może gromadzić się w nich czasowo podczas ulew w okresie letnim albo po okresie jesienno-zimowym, kiedy spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy zdecydowanie przeważa nad infiltracją i transpiracją.

Teren był zmeliorowany w okresie międzywojennym. Jednak na dzień dzisiejszy kanały melioracyjne zostały zasypane, chociaż ich ślady widać na sporządzonych mapach nachylenia terenu. Do tego, podziemna sieć melioracyjna nie działa poprawnie, gdyż w okresie wiosennym na powierzchni pola stoi woda, obserwowana na zdjęciach satelitarnych.

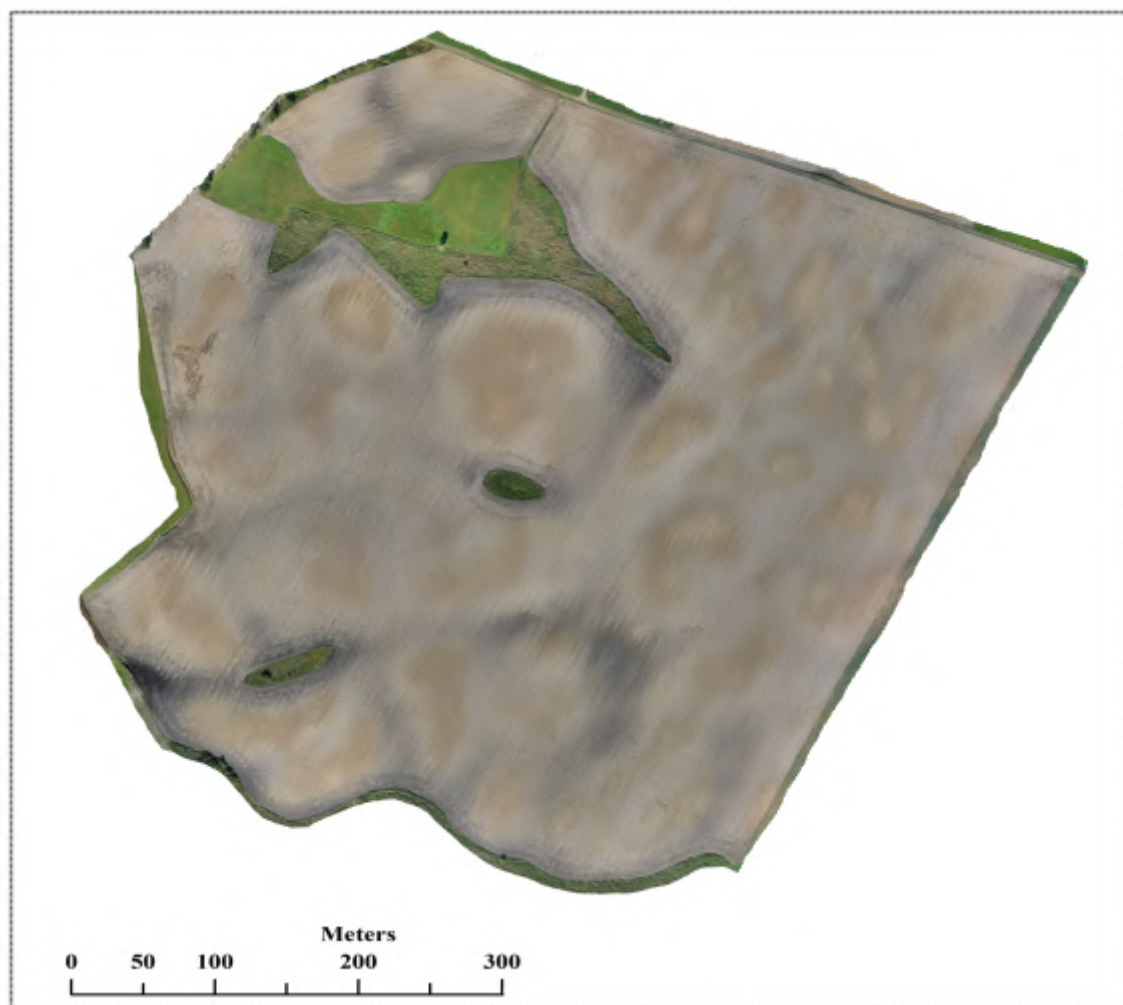
Na północnym wschodzie od obszaru badań w odległości około 1 km znajduje się jezioro Szańce. Nie ma ono jednak większego wpływu na warunki wodne obszaru badawczego. Nieregularne formy reliefu tworzą dodatkowe komplikacje w dystrybucji opadów. Słaba retencja wodna gleb położonych na wierzchołkach pagórków powoduje zbyt szybki odpływ wody w obniżenia i przesychnienie miejsc wyżej położonych.

3.5. Działalność człowieka

Od momentu pojawienia się na obszarach Pojezierza Chełmińskiego pierwszych ludzi, co szacuje się na około 7 tys. lat temu, czynnik antropogeniczny staje się coraz bardziej przewodnim. Od końca XIX stulecia przyjmuje się jego dominującą rolę. Znaczny wpływ na kształtowanie współczesnego stanu pokrywy glebowej powierzchni badawczej miała denudacja antropogeniczna (Sinkiewicz, 1998).

Przejawy denudacji antropogenicznej odnotowano już na etapie analizy zdjęć satelitarnych i lotniczych. Zróżnicowanie kolorystyczne poziomów powierzchniowych pozwala określić obszary ze zmienioną pokrywą glebową i powiązanych z nią stopniami zerodowania gleb (ryc. 7). Przy analizie zdjęcia lotniczego wyodrębniają się obszary o różnych kolorach, gdzie gleby całkowicie zerodowane mają kolory jasnobrązowe, pochodzące z włączenia do poziomu ornego skały macierzystej węglanowej o zasobności węglanów na poziomie kilku–kilkunastu procent. Obszary takich gleb mają kształt okrągły i zajmują szczyty pagórków morenowych. W przypadku powierzchni badawczej obszary o kolorach jasnobrązowych w większości skupione są w północno-wschodniej, podwyższonej części. Takie gleby otoczone przez obszary gleb, mających barwy ciemnobrązowe z odcieniem czerwieni, powstałych przy ogłowieniu gleb płowych do poziomu Bt z akumulacją frakcji ilastej i związków żelaza. W obrębie powierzchni badawczej

ciemnobrązowe obszary przedstawione praktycznie równomiernie po całym terytorium. Świadczy to o dużym stopniu zerodowania gleb badanego obszaru. Najciemniejsze kolory odpowiadają glebom z nagromadzeniem węgla organicznego. Ich kolory na ortofotomapach zmieniają się w przedziale barw ciemnoszarych i czarnych. W przypadku powierzchni badawczej gleby o ciemno-szarych kolorach najczęściej tworzą różne nakierowane pasma w przestrzeni pomiędzy pagórkami i otaczają obniżenia terenu. Jasnoszare barwy cechują gleby płowe, zawierające 1–2% węgla organicznego.

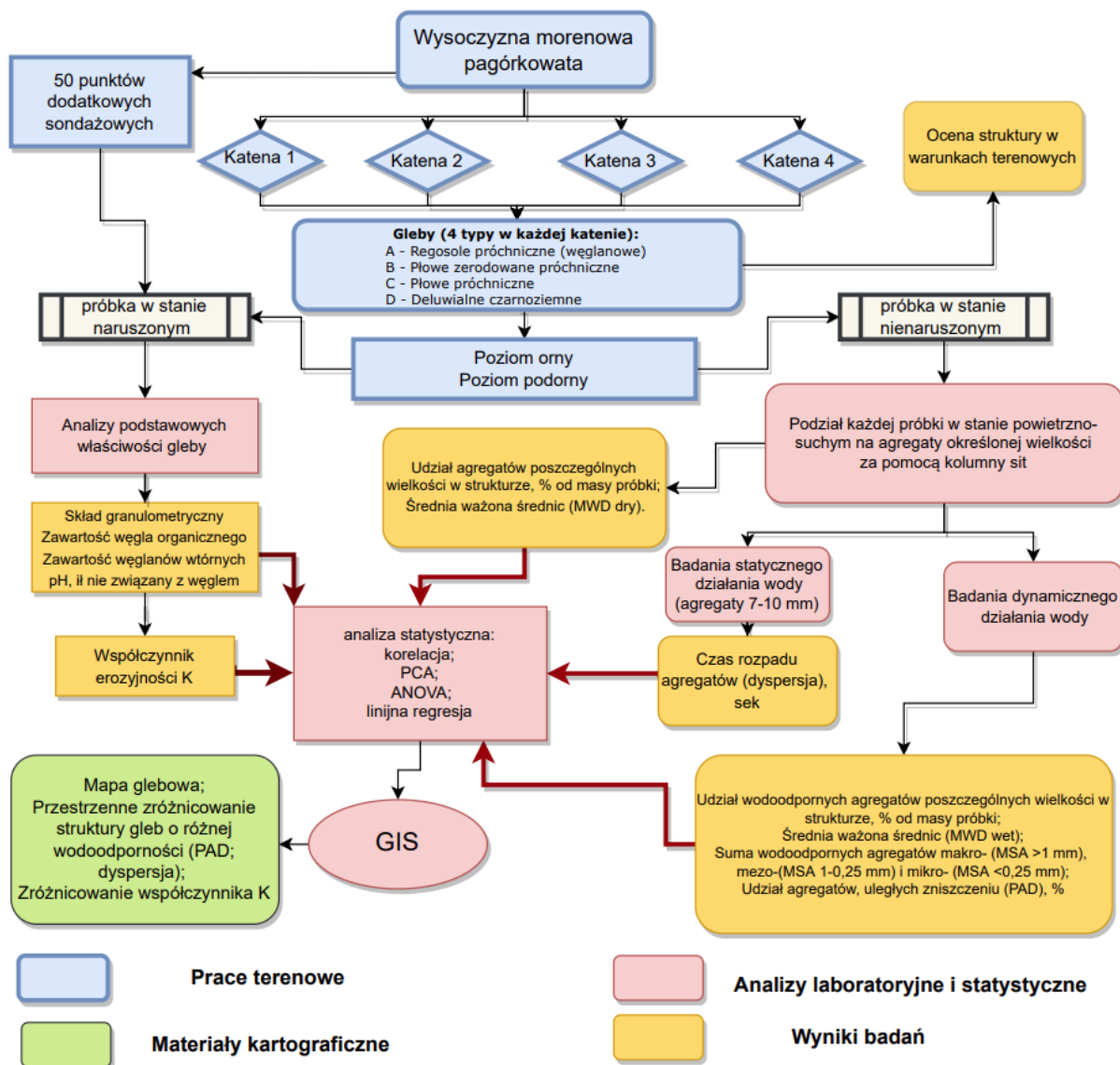


Ryc. 7. Obszar badań Orzechowo, ortofotomozaika

Obszar badawczy Orzechowo jest intensywnie wykorzystywany do produkcji rolnej w sposób konwencjonalny. Orkę wykonywano do głębokości 30 cm. Płodozmian zawiera kultury ozime (rzepak, pszenica) i jare. W latach badań wśród zabiegów chroniących glebę, odnotowano jedynie siew kultur międzyplonowych.

4. METODY BADAŃ

Badania zostały przeprowadzone zgodnie ze schematem, przedstawionym na ryc. 8.



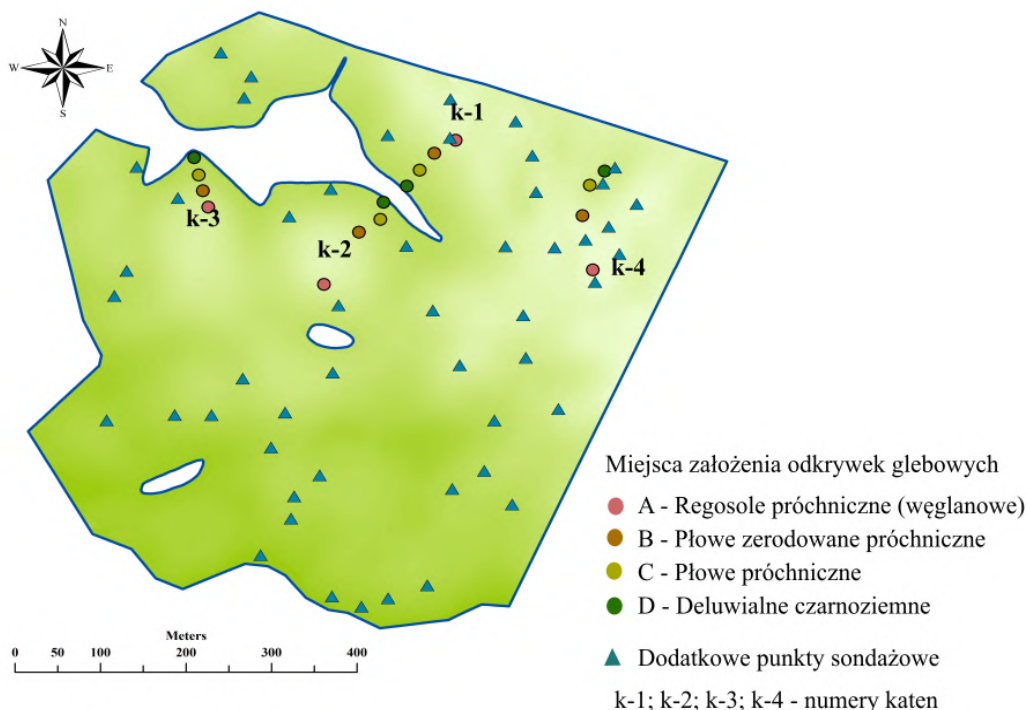
Ryc. 8. Schemat wykonania etapów badania

4.1. Prace terenowe

Prace terenowe miały na celu pobór próbek glebowych do badań laboratoryjnych, wykonanie początkowej oceny struktury gleb w warunkach terenowych, dokładną weryfikację i klasyfikację wybranych profili glebowych i ocenę rodzaju i stopnia antropogenicznych przekształceń.

Wybór profili glebowych w warunkach terenowych podlegał schematowi układów katenalnych, tak aby każda katena zawierała całą sekwencję gleb (ryc. 9): regosole próchniczne (węglanowe) (poniżej w opracowaniu będzie wykorzystane zamiennie miano *gleba A*), płowe

zerodowane próchniczne (*gleba B*), płowe próchniczne (*gleby C*) i deluwialne czarnoziemne (*gleby D*). Dodatkowo poszczególne kateny wyznaczono w obrębie osobnego stoku. Utworzone 4 kateny z jednakową sekwencją gleb traktowano w prowadzonych badaniach jako doświadczenie w czterech powtórzeniach.



Ryc. 9. Położenie odkrywek glebowych i punktów sondażowych w obrębie obszaru badań

Prace terenowe były prowadzone w dwóch etapach. W pierwszej kolejności, w sezonie jesiennym 2018 roku, wykonano 16 wkopów glebowych do głębokość 50 cm z dokładnym oznaczeniem miejsc za pomocą GPS (ryc. 9, zał. 2, 14). Opis głębszych poziomów glebowych w glebach płowych próchnicznych i deluwialnych czarnoziemnych został przeprowadzony na podstawie wierceń sondażowych. Odkrywki glebowe zostały opisane zgodnie z Systematyką gleb Polski (2019) z przygotowaniem dokumentacji fotograficznej. W każdym punkcie pobrano próbkę o strukturze nienaruszonej w wymiarach sześcianu o boku 15 cm z poziomu ornego i podornego. Każda próbka została umieszczona w kartonowym pudle, żeby zapobiec niszczeniu agregatów podczas transportu. Dodatkowo z kateny No. 1 (zał. 2) pobrano próbki o strukturze nienaruszonej do metalowych cylindrów o pojemności 100 mm³ do oznaczenia gęstości objętościowej.

W trakcie drugiego etapu prac terenowych pobrano próbki glebowe o naruszonej strukturze w dodatkowych 50 punktach sondażowych (ryc. 9), wybranych na powierzchni badawczej w celu oznaczenia właściwości podstawowych i dalszego włączenia danych w proces opracowań przestrzennego zróżnicowania struktury gleb na podstawie równań regresji liniowej.

Wśród tych 50 punktów po 10 reprezentowało gleby grupy A, B i D. W przypadku gleb C było to aż 20 punktów - gleby te są najczęściej występującymi w obrębie pola badawczego. Wybór miejsc opierał się o dane satelitarne i miał na celu uzupełnienie terenu badań w dane przestrzenne, reprezentujące różne położenia w obrębie stoków. W miejscach tych próbki pobrano z poziomu ornego bez wykonywania odkrywek glebowych. Prace te były wykonane w sezonie jesiennym 2019.

4.2 Metody badań podstawowych właściwości fizycznych i chemicznych materiału glebowego

Pobrano podczas prac terenowych materiał glebowy w stanie naruszonym został przygotowany do analiz poprzez: wysuszenie do stanu powietrzno-suchego, przesianie przez sito 2 mm. W tak przygotowanym materiale oznaczono podstawowe właściwości gleb za pomocą standardowych metod:

– zawartość węgla ogółem (TC) metodą Turina (w próbkach pobranych z odkrywek) i za pomocą autoanalyzera Varium Macro Cube (w próbkach z dodatkowych punktów sondażowych i w agregatach różnej wielkości);

– skład granulometryczny metodą areometryczną Bouyoucosa w modyfikacji Casagrande'a i Prószyńskiego, z rozdzielaniem frakcji piaskowych na sitach;

– pH metodą potencjometryczną w H₂O i KCl;

– zawartość węglanów metodą Scheiblera;

– barwę w stanie wilgotnym oraz suchym przy pomocy atlasu barw Munsella.

Próbki o nienaruszonej strukturze, pobrane do metalowych cylinderków, wykorzystano do oznaczenia gęstości objętościowej metodą suszarkowo-wagową. Próbki o nienaruszonej strukturze, pobrane w kształcie sześciątów, zostały wykorzystane w całości do oznaczenia właściwości struktury (roz. 4.3)

Dodatkowo została oznaczona maksymalna higroskopijność agregatów w suszarce próżniowej przy podciśnieniu 0,8 at w obecności nasyconego roztworu siarczanu potasu (Rzasa i Kokowski, 1977).

Zawartość ilu niezwiązanej materią organiczną obliczono na podstawie pomiarów Dextera (Dexter i in., 2008) według wzoru (1-4):

$$CC = (nOC) \text{ jeżeli } (nOC < i\ell), \text{ to } CC = i\ell, \quad (1)$$

$$NCC = (i\ell - CC) \text{ jeżeli } (i\ell - CC) > 0, \text{ to } NCC = 0, \quad (2)$$

$$COC = OC \text{ jeżeli } (OC < i\ell/n), \text{ to } COC = (i\ell/n), \quad (3)$$

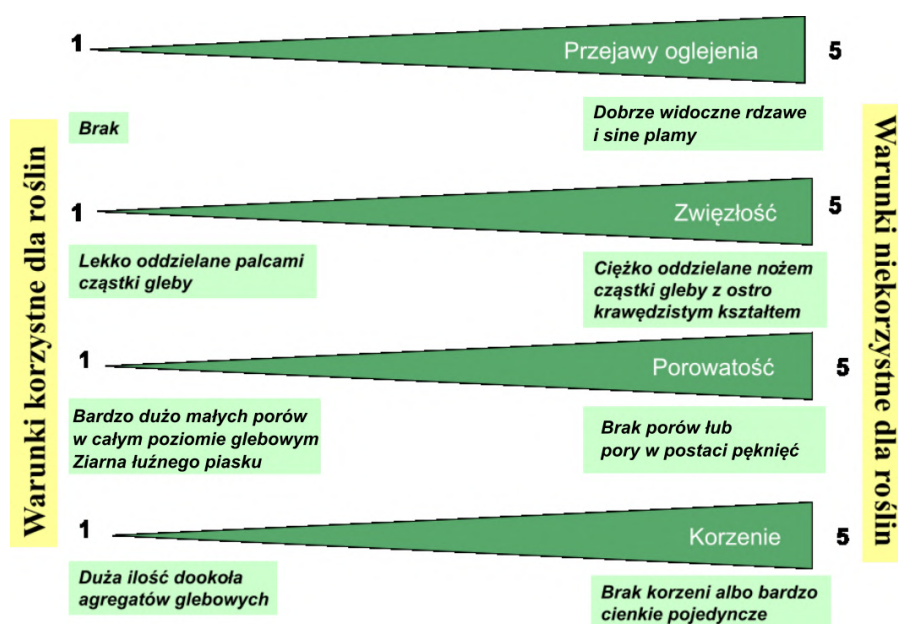
$$NCOC = (OC - COC) \text{ jeżeli } (OC - COC) > 0, \text{ to } NCOC = 0. \quad (4)$$

gdzie: OC – zawartość węgla organicznego [%], CC – związany ił [%], NCC – niezwiązany ił [%], COC – związany węgiel organiczny [%], NCOC – niezwiązany węgiel organiczny [%], n=10.

4.3. Metody badań struktury gleby

Oznaczenia terenowe. W trakcie badań terenowych dokonano wstępnej oceny wizualnej stanu struktury gleby opartej na metodzie opracowanej przez Balla i współautorów (Ball i in., 2007, 2015a, 2015b, 2017). Celem badania struktury gleb w warunkach terenowych z zastosowaniem wspomnianej metodyki było określenie jej jakości pod kątem możliwości rozwoju mikroorganizmów i warunków rozwoju roślin. Oczywiście jest także, że warunki niekorzystne będą powodować przyspieszenie erozji i zastój wody w głębszych warstwach.

Metoda polega na wykopaniu szpadlem pojedynczej próbki gleby w postaci bloku i dalszym ręcznym podziale na agregaty oceniane według szeregu wskaźników (ryc. 10). Wskaźnikom tym nadają się wartości w skali od 1 do 5 (gdzie 1 jest wskaźnikiem najkorzystniejszych warunków, a 5 – najbardziej niekorzystnych). Przy ocenie tej brano pod uwagę kilka parametrów: oglejenie, zwięzłość, porowatość, korzenie, wielkość i kształt agregatów (ich zewnętrzną formę).



Ryc. 10. Metoda wizualnej oceny stanu gleby w warunkach terenowych (Ball i in., 2015)

Ocena końcowa z uwzględnieniem wszystkich parametrów określa 5 stopni jakości struktury (Ball i in., 2007):

- krucha – blok glebowy łatwo rozsypuje się na agregaty i materiał luźny, agregaty mogą być rozkruszone bez wysiłku, struktura podlega się wysoka porowatością i dobrymi warunkami wodnymi i powietrznymi, agregaty mają kształt gruzełek i cząsteczek luźnych;
- naturalna – materiał glebowy nie zawiera dużych grud, agregaty w większości gruzelkowe, o rozmiarze 2–7 mm, porowate w środku, przecięte korzeniami, łatwo mogą być rozkruszone ręcznie;
- zwięzła – struktura jest mieszaniną małych <10 mm (mniej niż 30%) i dużych agregatów (powyżej 10 mm), korzenie są tylko w międzyagregatowej przestrzeni; pory małe lub praktycznie niewidoczne;
- zagęszczona – agregaty w większości powyżej 10 mm, subangularnego i angularnego kształtu, z pojedynczymi korytarzami dżdżownic i dużymi pęknięciami, wszystkie korzenie znajdują się w porach;
- mocno zagęszczona – agregaty powyżej 10 mm, angularnego kształtu, z pojedynczymi chodnikami dżdżownic i dużymi pęknięciami, pojedyncze korzenie.

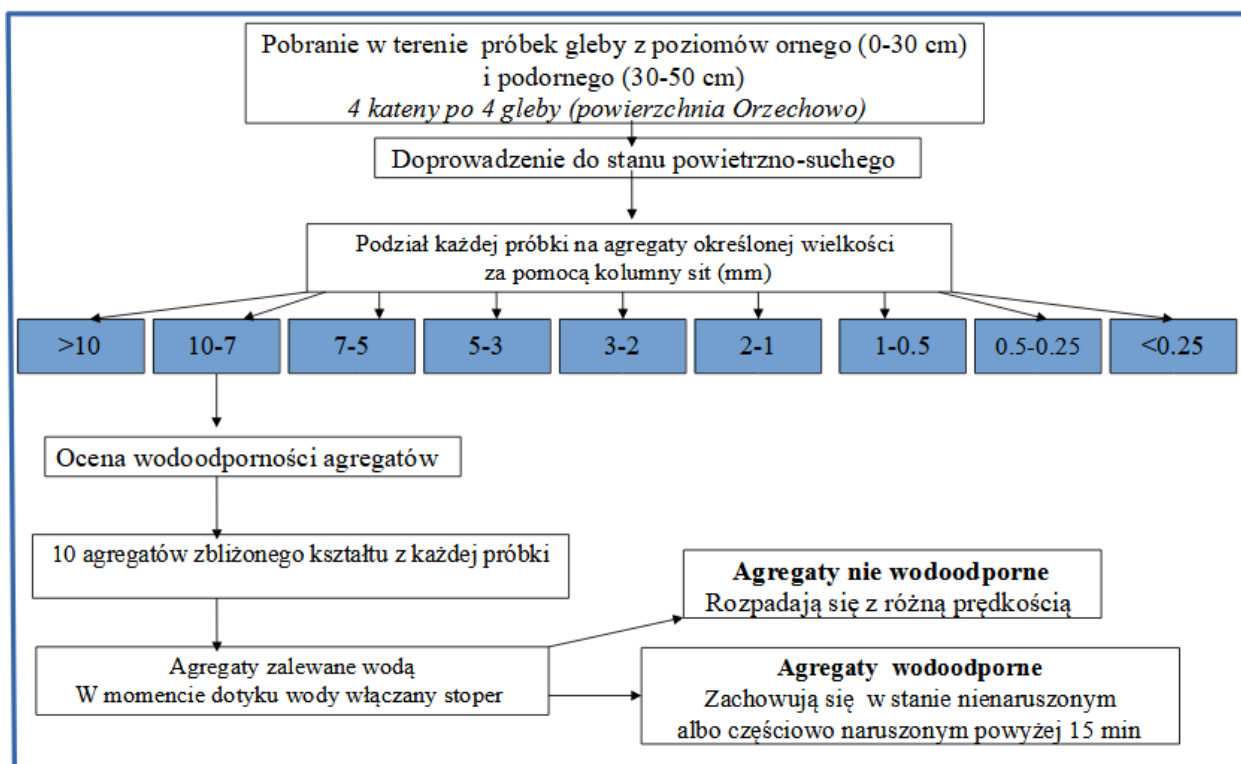
Oznaczenia laboratoryjne. W warunkach laboratoryjnych określa się niektóre właściwości struktury gleby, w tym – najczęściej – trwałość agregatów na działanie wody (wodoodporność), która jest powszechnie stosowanym wskaźnikiem jakości struktury (Rząsa i Owczarzak, 2004). Wodoodporność agregatów wpływa na erozję wodną, gdyż trwała struktura podlega mniej destrukcyjnej działalności opadów, i ułatwia infiltrację wody w głąb profilu glebowego.

Szczegółowe badania struktury wykonano w próbkach glebowych pobranych w czterech układach katenalnych. Ogólnie przebadano 32 próbki (poziomy orne i podorne z 16 profili – 4 profile w każdej katenie).

Stan powietrzno suchy. Pierwszym etapem badania struktury jest separacja agregatów w stanie powietrzno suchym, czyli określenie składu agregatowego w pobranej w terenie próbce. Skład agregatowy w takim wypadku jest określany na podstawie wyników przesiewania próbki przez zestaw sit z otworami o wielkości: 10, 7, 5, 3, 1, 0,5 i 0,25 mm. Taki podział pozwala otrzymać i ocenić ilościowo frakcje agregatów o rozmiarach: powyżej 10 mm; 7–10 mm; 5–7 mm; 3–5 mm; 1–3 mm; 0,5–1 mm; 0,25–0,5 mm i poniżej 0,25 mm. Do dalszych obliczeń agregaty wielkości >10 mm i 7–10 mm połączono w jedną kategorię wielkości w celu otrzymania danych, porównywalnych z badaniami innych autorów. Pobrane w terenie próbki zostały przesiane w całości.

W poszczególnych frakcjach agregatów przeprowadzono badania odporności na działanie wody, oznaczono higroskopijność i zawartość węgla organicznego. Poszczególne frakcje agregatów przechowywano oddzielnie i traktowano jako odrębne próbki.

Statyczne działanie wody. Analiza wodoodporności agregatów pod wpływem statycznego działania wody wykonana została za pomocą urządzenia opracowanego w Katedrze Gleboznawstwa Akademii Rolniczej w Poznaniu (Rząsa i Owczarzak, 2004). Urządzenie składa się z pojemnika sześciennego z pleksiglasu z naciągniętymi w odległości 6 mm pomiędzy sobą dwóch napiętych nitk nylonowych. Odporność agregatów określała się pomiarem „czasu rozmakania” pogrążonych w wodzie agregatów. Do analizy wykorzystano agregaty rozmiaru 7–10 mm (ryc. 11). Każdą glebę oceniano na podstawie pomiarów w dwóch powtórzeniach po 5 agregatów w każdym powtórzeniu. W tym celu 5 agregatów zostało ułożonych na napiętych nitkach w odstępach 1 cm. Następnie wprowadzono wodę przez dodatkową boczną komorę, żeby uniemożliwić sztuczne wirowanie płynu. Woda znajdowała się na poziomie 1 cm ponad agregatami. Czas rozmakania liczony był od momentu kontaktu agregatów z wodą do momentu całkowitej destrukcji agregatu i jego opadania na dno pojemnika. Wynik podawany w sekundach był wartością średnią z 10 agregatów. Za wodoodporne agregaty uznawano takie, które zostawały na nitkach po upływie 15 minut (900 sekund). Czas 15 minut jest równoznaczny z czasem trwania analizy wodoodporności podczas dynamicznego działania wody (analiza opisana niżej w bieżącym rozdziale).

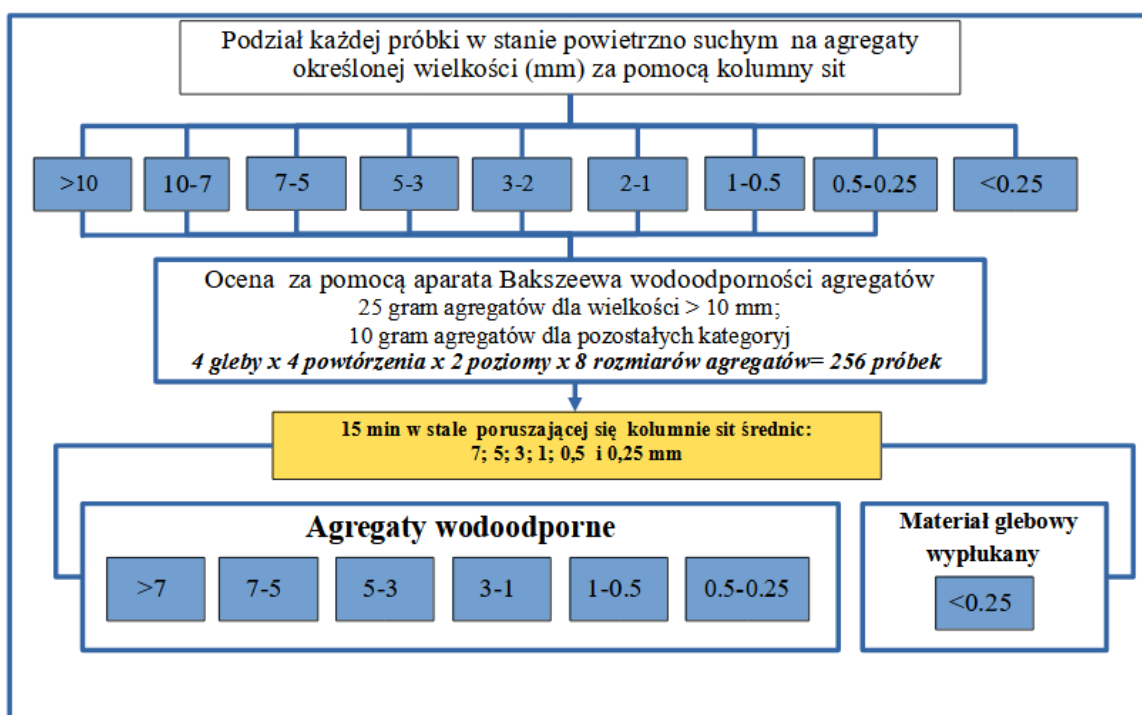


Ryc. 11. Schemat wykonania analizy wodoodporności agregatów pod wpływem statycznego działania wody

Wodoodporność agregatów każdego typu gleby określona została jako średnia z czasu rozmakania 40 agregatów (po 10 dla każdej gleby z 4 katen).

Dynamiczne działanie wody. Najczęściej stosowanymi metodami do określenia wodoodporności struktury są metody przesiewania w wodzie. Analiza polega na przesianiu próbki powietrzno suchej na zestawie sit, zanurzonych w wodzie. W rozprawie doktorskiej stosowano selektywną metodę określania wodoodporności agregatów za pomocą zmodyfikowanego aparatu Bakszejewa (Czudnowski i in., 1967). Zmodyfikowany aparat Bakszejewa pozwala na ocenę wodoodporności agregatów podczas równoczesnego ruchu wody i sit, a otrzymane wyniki mogą być porównane w klasycznych metodach przesiewania w wodzie.

Do analizy wykorzystano powietrznie suche próbki agregatów poszczególnych kategorii wielkości: >10 mm; 7–10 mm; 5–7 mm; 3–5 mm; 2–3 mm; 1–2 mm; 0,5–1 mm; 0,25–0,5 mm. Próbkę dla wielkości powyżej 10 mm wynosiła 25 g, dla pozostałych – 10 g agregatów. Zestaw w zmodyfikowanym aparacie Bakszejewa składa się z sit o wielkości otworów 7 mm; 5 mm; 3 mm; 1 mm; 0,5 mm; 0,25 mm. Próbkę zalano wodą (poziom wody 1 cm nad agregatami) w cylindrycznym pojemniku. Cylinder był zamknięty hermetycznie i próbkę przesiano na stałe poruszającej się kolumnie sit przez 15 minut. Pozostały na sitach materiał oznaczono ilościowo na każdym sicie z wyjątkiem frakcji <0,25 mm. Jej zawartość obliczono jako różnicę między masą całkowitą próbki gleby, a sumami agregatów pozostałych na sitach. W wyniku analizy obliczono skład procentowy każdej kategorii wielkości agregatów i zawartość materiału glebowego mniejszego niż 0,25 mm, który traktowano jako materiał wyplukiwany (ryc. 12). Całkowita ilość wodoodpornych agregatów w glebach była oceniana na podstawie obliczenia wodoodporności agregatów każdej kategorii wielkości z dalszym uwzględnieniem składu agregatowego w stanie suchym do kalkulacji końcowego wyniku (Aksakal i in., 2020).



Ryc. 12. Przebieg analizy oceny wodoodporności agregatów na dynamiczne działanie wody

Wodoodporność agregatów glebowych oceniono jako zbiór kilku współczynników na podstawie danych z analizy agregatów. Ponieważ metoda przesiewania w wodzie ma pewne ograniczenia polegające na tym, że nie uwzględnia wszystkich mechanizmów powstawania i rozpadu struktury w warunkach polowych, postanowiono obliczyć jak największą liczbę współczynników, które w analizach statystycznych są rozpatrywane jako zmienne zgrupowane w zespół.

Wodoodporność agregatów glebowych określono na potrzeby badań za pomocą następujących współczynników:

– średnia ważona średnica agregatów (MWD, mm) w stanie powietrzno-suchym (MWD_{dry}) i po przesiewaniu w wodzie (MWD_{wet}) (van Bavel, 1953; Le Bissonnais, 1996). Obliczana według wzoru (5):

$$MWD = \sum_{(n, i-1)} W_i X_i \quad (5)$$

gdzie: W_i – udział procentowy frakcji agregatów w całej próbce; X_i – średnia średnica agregatów obliczona z różnic górnego i dolnego sit $(X_i + X_{i-1})/2$; n – ilość sit.

- procent wodoodpornych agregatów większych niż 0,25 mm ($WSA_{>0,25 \text{ mm}}$, %);
- procent wodoodpornych agregatów większych niż 1 mm ($WSA_{>1 \text{ mm}}$, %);
- procent rozpadu agregatów (PAD) (Zhang i Horn, 2001) po przesiewaniu w wodzie; obliczony według wzoru (6):

$$PAD = \frac{m_d - m_w}{m_d} \times 100 \quad (6)$$

gdzie: PAD – procent rozpadu agregatów (%), m_d – masa agregatów $> 0,25$ mm w stanie suchym; m_w – masa agregatów $> 0,25$ po przesiewaniu w wodzie.

Dodatkową wizualizację wyników badań wykonano na podstawie tomografii komputerowej, zrobionej we współpracy z Narodowym Centrum Badań Jądrowych (Warszawa). Analiza wykonana za pomocą aparatury Micro CT System (XTek HMX 225kV). Także zdjęcia agregatów wodoodpornych wykonano mikroskopem elektronicznym Leica S9i.

4.4. Ocena współczynnika erozyjności gleb (K)

W celu porównania wyników wpływu wodoodporności agregatów na zmiany podatności badanych gleb na erozję wodną dla wszystkich próbek z poziomu ornych układów katenalnych i dodatkowych punktów sondażowych obliczono współczynnik erozyjności (K). Współczynnik K jest ilościową miarą naturalnej podatności cząstek gleby na oderwanie i transport przez wodę. W przypadku konkretnej gleby współczynnik erozyjności gleb określa możliwy rozwój erozji na

jednostkę powierzchni. Główną funkcją współczynnika jest odzwierciedlenie faktu, że różne gleby ulegają erozji w różnym tempie, przy jednorodnych czynnikach zewnętrznych. Współczynnik K jest niezbędnym składnikiem we wszystkich typach modeli erozji (od najpopularniejszych USLE/RUSLE do rzadziej używanych SWAT, EPIC), łącznie z tymi, które pozwalają na przestrzenną reprezentację danego procesu (EROSION 2D/3D; EUROSEM; GAME, WEPP i td.) (Arnold i in., 2012; Rudra i in., 1986; Panagos i in., 2014; Stolte i in., 2016; Morgan i in., 1998; Williams i in., 1983; Wischmeier i Smith, 1978).

Zasady obliczenia współczynnika erozyjności (K) są przedstawione różnymi równaniami w zależności od stosowanego modelu. W rozprawie doktorskiej zastosowano metodę obliczenia z modelu EPIC (Williams i in., 1983), jako jedną z najpopularniejszych wśród badaczy.

Równanie Williama (7–11) (Arnold i in., 2012) oblicza współczynnik (K) ($t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$) jako:

$$K = f_{sand} \times f_{sl-cl} \times f_{hisand} \times f_{orgc} \times 0,1317 \quad (7)$$

$$f_{sand} = (0,2 + 0,3 \times \exp[-0,256 \times m_s \times (1 - m_{silt}/100)]) \quad (8)$$

$$f_{sl-cl} = (m_{silt}/(m_c + m_{silt})) \times 0,3 \quad (9)$$

$$f_{hisand} = 1 - (0,7 \times (1 - m_s/100) / ((1 - m_s/100) + \exp[-5,51 + 22,9 \times (1 - m_s/100)])) \quad (10)$$

$$f_{orgc} = 1 - (0,25 \times orgC / (orgC + \exp[3,72 - 2,95 \times orgC])) \quad (11)$$

gdzie m_s – zawartość frakcji piaszczystej, % (0,05–2,00 mm średnicy), m_{silt} – zawartość frakcji pylastej, % (0,002–0,05 mm), m_c – zawartość ilu, % (< 0,002 mm), $orgC$ – zawartość węgla organicznego, %.

4.5. Kartograficzne metody wizualizacji danych

Prace kartograficzne obejmowały finałowy etap badań i zostały wykonane po zgromadzeniu zbioru danych i wykonaniu wszystkich niezbędnych analiz i obliczeń (ryc. 8).

Wykonanie mapy glebowej obszaru badań zostało oparte na foto-interpretacyjnym kluczu, opracowanym w katedrze gleboznawstwa i kształtowania krajobrazu UMK dla obszarów młodoglacjalnych, w znacznym stopniu przekształconych denudacją antropogeniczną (Świtoniak i in., 2013).

Opracowania kartograficzne zostały wykonane za pomocą różnych narzędzi w oprogramowaniu ArcGIS.

Wizualizacja przestrzennego zróżnicowania wskaźników odporności struktury na oddziaływanie wody i wskaźnika erozyjności (K) wykonano za pomocą narzędzi Spline (interpolacja).

Spline jest deterministyczną metodą interpolacji danych. Narzędzia do interpolacji tworzą ciągłą (lub hipotetyczną) powierzchnię na podstawie próbkowania wartości w punktach

przypadkowych. W badaniu wykorzystano uregulowaną opcję Spline, aby stworzyć ciągłą, stopniowo zmieniającą się powierzchnię o wartościach, które mogą leżeć poza zakresem danych punktów wejściowych (Franke, 1982; Urbański, 2011).

4.6. Analizy statystyczne

Wiarygodność wyników badań była sprawdzona za pośrednictwem szeregu analiz statystycznych, z których większość była wykonana z zastosowaniem pakietu PAST 4.0. Do różnych wyników zastosowano korelację pomiędzy zmiennymi zależnymi (współczynniki wodoodporności struktury) i niezależnymi (właściwości gleb), za pomocą analiz PCA, ANOVA, modelowania matematycznego metodą liniowej regresji z kilkoma zmiennymi. Dodatkowo do wszystkich wyników zastosowano analizę statystyki opisowej, obliczenie standardowego odchylenia.

W związku z tym, że rozkład zmiennych części danych nie spełnia kryterium rozkładu normalnego (test Shapiro-Wilka), w analizie statystycznej wyników badań zastosowano testy nieparametryczne. Wykorzystywano korelację rang Spearmana, natomiast analizując różnice między średnimi dla poszczególnych zmiennych, zastosowano test ANOVA, Kruskal-Wallis.

5. WYNIKI BADAŃ

5.1. Gleby wysoczyzny morenowej pagórkowatej kształtujące się pod wpływem denudacji antropogenicznej

Pokrywa glebowa badanej wysoczyzny morenowej pagórkowatej jest wynikiem działania wszystkich czynników glebotwórczych: klimatu, litologii, rzeźby terenu, warunków wodnych i antropopresji. Ostatni czynnik jest bardzo istotnym w przypadku gleb, znajdujących się na stokach. Podczas prowadzenia wstępnych badań i obserwacji terenowych wszystkie gleby były podzielone na dwie grupy i cztery kategorie (grupa I - spłycone (kategoria *A* i *B*), II - nie spłycone (kategoria *C*) i deluwialne (*D*)), odzwierciedlające położenie profili w przestrzeni i ich stopień przekształcenia denudacją antropogeniczną. W wyniku jej oddziaływania gleby znajdujące się w górnych odcinkach stoków ulegają stopniowemu spłyconiu, w wyniku czego poziomy próchniczne zostają całkowicie zerodowane i na powierzchnię wychodzą poziomy głębsze, często nawet skała macierzysta (Papendick i Miller, 1977; Olson i in., 1994; Van Oost i in., 2003; De Alba i in., 2004; Marcinek i Komisarek, 2004; Podlasiński, 2013).

Przemieszczony materiał glebowy jest akumulowany u podnóży stoków i w zagłębieniach terenowych, co prowadzi do powstania gleb deluwialnych (McEntee, 1998; Phillips i in., 1999; Orzechowski i in., 2004; Twardy, 2011).

Gleby spłycone przez denudację antropogeniczną.

Regosole próchniczne (węglanowe) — gleby A — według Systematyki gleb Polski (2019) całkowicie zerodowane gleby na wierzchołkach pagórków — w klasyfikacji WRB odpowiednią jednostką jest Eutric Regosol (Protocalcic) (FAO, 2015). Gleby te mają słabo rozwinięty profil glebowy i nie mają żadnych poziomów diagnostycznych (ryc. 1). Zbudowane z materiału skały macierzystej co pozwala opisać sekwencję poziomów glebowych jako ACkp–Ck. W warstwie ornej szeroko występują domieszki materiałów macierzystych (z Ck). Według klasyfikacji USDA skład granulometryczny charakteryzuje te gleby jako gliny piaszczyste o zawartości iłu od około 15 do 18% (tab. 1; zał. 3, 4).

Cechą wspólną gleb *A* jest niska zawartość węgla organicznego w poziomie próchnicznym (ornym): średnia wartość wynosi 0,62%. Jednocześnie warstwa orna została wzbogacona w węglany wapnia (o zawartości do 10%) pochodzące z materiałów skały macierzystej (Ck). Z takiego powodu gleby te mają najwyższą zawartość węgla nieorganicznego, pochodzącego z wietrzenia węglanów, w całym profilu glebowym spośród wszystkich badanych typów gleb. W obrębie powierzchni badawczej regosole stanowią 13 konturów o średniej powierzchni 0,05 ha.

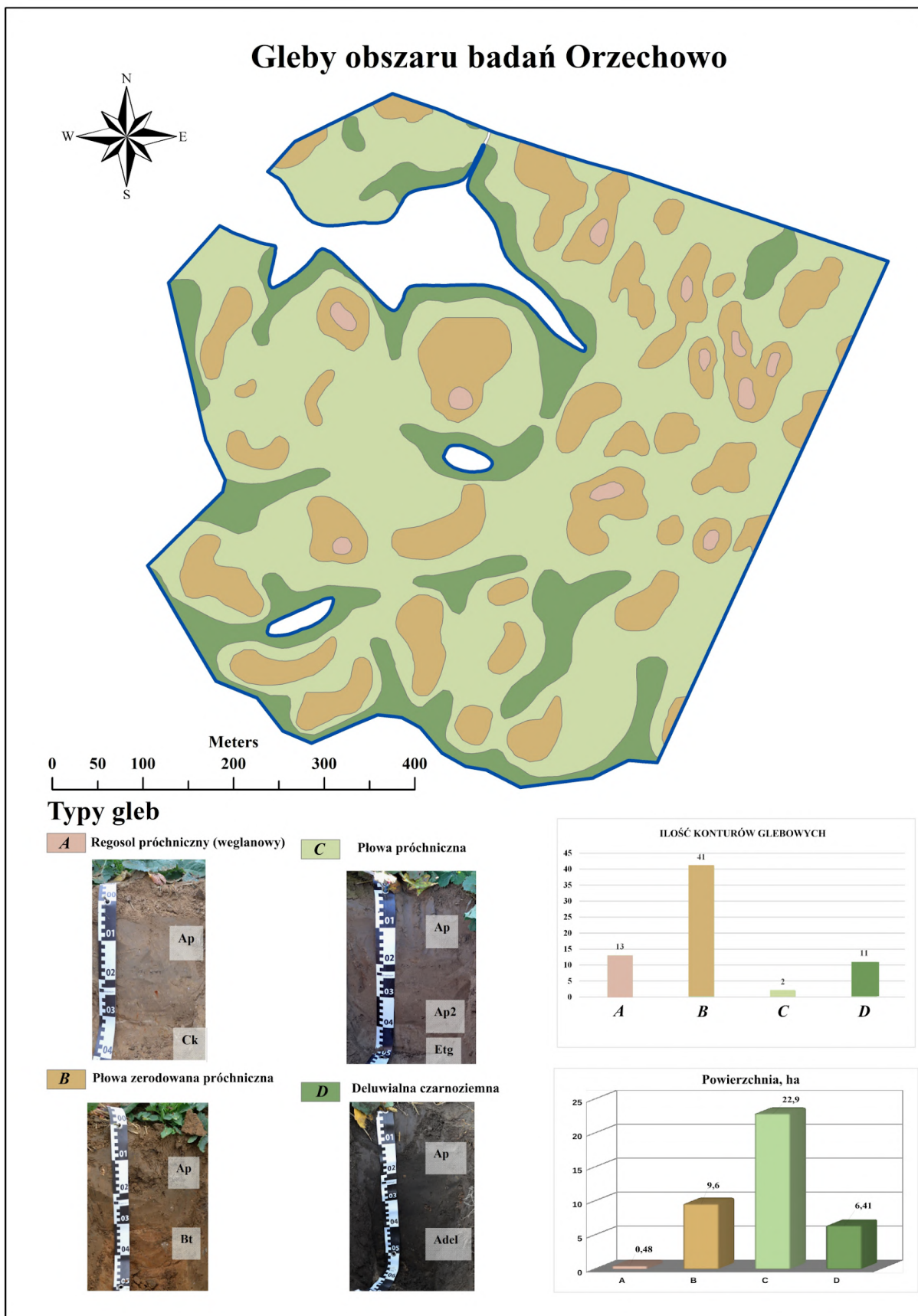
Całkowita powierzchnia gleb tego typu w obrębie obszaru badawczego wynosi 0,48 ha co stanowi 1% całkowitej jego powierzchni (ryc. 13).

Istnieją pewne wątpliwości co do klasyfikacji tych gleb, do podtypu regosoli próchnicznych, gdyż jedynym kryterium dla odniesienia ich do tego typu jest miąższość poziomu próchnicznego ≥ 30 cm. W przypadku obszaru badań Orzechowo regosole mają bardzo niską zawartość węgla organicznego, a miąższość poziomu próchnicznego ewidentnie powstała wskutek orki na głębokość 30 cm. Kwestia ta pozostaje do dalszej dyskusji w ramach innego badania.

Gleby płowe zerodowane próchniczne – gleby B – silnie zerodowane gleby płowe z materiałem pochodzącym z poziomu diagnostycznego *argik* w warstwach powierzchniowych (ABtp). W wypadku obszaru badań znajdują się na wypukłych częściach zboczy lokalnych wzniesień. W klasyfikacji WRB głównie określane jako Haplic Luvisol (Protocalcic) z typową sekwencją poziomów ABtp–Bt–Ck. W granicach obszaru badań grupa ta ze wszystkich badanych gleb ma na ogół najwyższą zawartość ilu w poziomie ornym, która osiąga 18%, i najmniejszy procent cząstek piasku. Zawartość węgla organicznego jest podobna do regosoli i także nie przekracza 0,9% ze średnią wartością 0,77%. Jednocześnie w poziomach ornym odnotowano niską zasobność w węglany. Gleby te zajmują 9,6 ha w 41 konturach glebowych. Średnia powierzchnia konturu glebowego wynosi około 0,26 ha, czyli pięć razy więcej niż w przypadku regosoli.

Tab. 1. Właściwości fizyczne i chemiczne gleb spłyconych denudacją antropogeniczną

Nazwa gleby klasyfikacja PTG	Regosole próchniczne (węglanowe) – <i>gleby A</i> (profil 1, 5, 9, 13)		Płowe zerodowane próchniczne – <i>gleby B</i> (profil 2, 6, 10, 14)	
Nazwa WRB	Eutric Regosol (Protocalcic)		Haplic Luvisol (Protocalcic)	
Poziom genetyczny	ApCk (0-30 cm)	Ck (30-50 cm)	ABtp (0-30 cm)	Bt (30-50 cm)
Zawartość frakcji [%]:				
Piasek (2-0,05 mm)	59,3±4,0	55,3±5,4	56,3±4,3	55,7±2,2
Pył (0,05-0,002 mm)	24,8±3,3	30,5±3,1	25,8±3,2	21,0±1,4
Il (<0,002 mm)	16,8±2,1	15,0±2,0	18,0±2,2	24,0±0,8
pH	7,48±0,14	7,56±0,03	7,31±0,17	6,77±0,34
CaCO ₃ [%]	7,16 ± 3,34	12,79±2,36	1,35 ± 1,09	0,29±0,38
Il niezwiązany, %	10,5±1,4	13,8±3,1	10,3±1,5	21,7±0,3
Węgiel niezwiązany, %	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zawartość węgla [%]:				
organicznego (SOC)	0,62±0,09	0,14±0,14	0,77±0,11	0,23±0,06
nieorganicznego (C-CaCO ₃)	0,79±0,16	1,53±0,28	0,16±0,13	0,04±0,04
Max higroskopijność [%]	2,71±0,17	2,72±0,72	3,59±0,28	4,21±0,21
Gęstość [kg*kg ⁻³]	1,64	1,88	1,54	1,78



Ryc. 13. Mapa glebowa powierzchni badawczej Orzechowo

Gleby A i B zawierają znaczne ilości cząstek ilastych, niezwiązanych z częścią organiczną w kompleksy stałe. W poziomie ornym il niezwiązany osiąga 10,5%, w podornym najwięcej

takiego ilu zawierają gleby *B* – ponad 20%. Wartości gęstości w poziomach ornych gleb *A* i *B* osiągają 1,54-1,64 kg*m⁻³ (tab. 2), co świadczy o zagęszczeniu materiału glebowego. Gleby zagęszczone mają zniszczoną i bardzo słabo przepuszczalną strukturę o niskiej porowatości i małej zawartości mikro agregatów (Czyż i in., 2013). Jednocześnie, w źródłach naukowych podaje się, że zagęszczenie gleby jest przyczyną powodzi w skali zlewni: poprzez zwiększenie obszaru dotkniętego zagęszczeniem gleby; nasilając skutki zmian opadów, zwłaszcza w przypadku gleb silnie zdegradowanych; oraz gdy zagęszczeniem zostają dotknięte gleby, charakteryzuje się ilastym lub pylastym uziarnieniem i niską zdolnością do infiltracji (Alaoui i in, 2018). Trzeba zwrócić uwagę i na to, że poziomy podórne badanych pedonów mają znacznie wyższą gęstość – 1,78-1,88 kg*m⁻³ – co podkreśla niekorzystne warunki, tworzące się w tych glebach.

Gleby niespłycone i deluwialne.

Gleby płowe próchniczne – gleby C – gleby dwudzielne, mające pełną lub prawie pełną sekwencję poziomów genetycznych. Mogą być słabo zerodowane lub, przy lokalizowaniu w dolnej części stoków, bez oznak zerodowania (tab. 2; zał. 3, 4, 9). Wszystkie pedony zawierają domieszkę materiału deluwialnego w poziomie ornym.

Tab. 2. Właściwości fizyczne i chemiczne gleb niespłyconych i deluwialnych

Nazwa gleby, klasyfikacja PTG	Płowe próchniczne – <i>gleby C</i> (profil 3, 7, 11, 15)		Deluwialne czarnoziemne – <i>gleby D</i> (profil 4, 8, 12, 16)	
	Albic Luvisol/ Mollic Gleysol		Endogleyic Phaeozem/ Mollic Gleysol	
Nazwa WRB	Albic Luvisol/ Mollic Gleysol		Endogleyic Phaeozem/ Mollic Gleysol	
Poziom genetyczny	Ap (0-30 cm)	Etg (30-50 cm)	Ap (0-30 cm)	Adel (30-50 cm)
Zawartość frakcji [%]:				
Piasek (2-0,05 mm)	66,0±4,1	64,5±8,3	60,0±3,9	59,5±4,0
Pył (0,05-0,002 mm)	24,0±2,6	21,5±2,1	31,0±2,9	31,5±2,4
İł (<0,002 mm)	10,0±2,2	15,0±7,6	9,0±1,6	10,3±3,7
pH	6,38±0,52	6,17±0,66	6,77±1,14	6,49±1,04
CaCO ₃ [%]	0,17 ±0,06	0,14±0,16	0,22 ±0,21	0,27±0,13
İł niezwiązany, %	0,6±2,2	10,6±9,8	n.d.	n.d.
Węgiel niezwiązany, %	n.d.	n.d.	1,4±1,4	1,5±1,2
Zawartość węgla [%]:				
organicznego (SOC)	0,93±0,16	0,43±0,22	2,35±1,34	2,52±1,19
nieorganicznego (C-CaCO ₃)	0,02±0,01	0,02±0,01	0,04±0,02	0,03±0,01
Max higroskopijność [%]	2,28±0,48	2,42±0,46	3,21±1,11	3,11±0,73
Gęstość [kg*kg ⁻³]	1,62	1,58	1,56	1,75

Grupa gleb *C* jest najbardziej zróżnicowana, obejmując gleby płowe z sekwencją poziomów Ap-E-Bt-Ckl i dodatkowo gleby z poziomami wyraźnie oglejonymi

Ap-A-Eg-2Bt-2Ckg. Gleby płowe mają największy przestrzenny zasięg w obrębie obszaru badawczego – 58% ogólnej powierzchni co stanowi 22,9 ha. Otaczają one pagórki, tworząc w obrębie powierzchni badawczej swego rodzaju “tło”, stanowiący jeden kontur. W składzie granulometrycznym tych gleb szczególną cechą jest najniższa zawartość frakcji ilastej i najwyższa spośród wszystkich badanych profili zawartość piasku (średnio 66,0%). Zawartość węgla organicznego w poszczególnych profilach gleb płowych wzrasta w porównaniu z glebami zerodowanymi i znacznie się różni nie przekraczając, jednak, wartości 1,1%. Opisywane gleby C w poziomie ornym mają dobry bilans między węglem organicznym i cząstkami iłu – ił niezwiązany z materią organiczną stanowi tylko 0,6%. W poziomie podornym gleby C zawierają duże ilości iłu niezwiązanego – ponad 10% – i pod tym względem są bardzo podobne do gleb A i B. Gleby płowe ubogie są w zasoby węglanów, i posiadają nieco niższe wartości pH w porównaniu z pozostałymi typami gleb.

Gleby deluwialne czarnoziemne – gleby D – powstają z akumulacji materiałów przetransportowanych denudacją antropogeniczną do zagłębień terenu. W większości profili morfologia wskazuje na silny wpływ oglejenia gruntowo-wodnego. Gleby D mają zmienną miąższość deluwiów i głębokość oglejenia, co z kolei jest czynnikiem zróżnicowania pozycji w klasyfikacji według WRB. Na terenie badań gleby D klasyfikują się jako Endogleyic Phaeozem i Mollic Gleysol (IUSS, 2015). Główna różnica w porównaniu z poprzednio opisanymi glebami polega na wysokiej zawartości węgla organicznego zarówno w poziomie ornym jak i podornym przy znacznych jej wahaniami między poszczególnymi pedonami. W przypadku gleb D zawartość węgla organicznego wzrasta w głąb profilu. Głębsze poziomy zawierają materię organiczną z pierwotnych poziomów próchnicznych (lub nawet organicznych) powstałych w przeszłości, przykrytych obecnie materiałem deluwialnym. Frakcja ilasta stanowi około 10% części mineralnych. Gleby te nie zawierają nadmiaru iłu, niezwiązanego z materią organiczną gleb, przeciwnie, są to jedyne gleby, mające ponad 1% węgla organicznego niezwiązanego z częścią mineralną. Na mapie glebowej zostało wydzielonych 11 konturów glebowych, a ich łączna powierzchnia wynosi 6,41 ha. Średnia powierzchnia konturu gleb deluwialnych czarnoziemnych stanowi 0,8 ha.

5.2. Struktura gleb obszaru młodoglacjalnego i przestrzenne zróżnicowanie współczynników wodoodporności

5.2.1. Ocena struktury gleb układów katenalnych w warunkach terenowych

Wizualna ocena stanu struktury w trakcie badań terenowych jest jednym z najprostszych metod, która jest pomocna przy wstępnej ocenie oznak zmiany struktury, spowodowanej

procesami degradacji. Metoda jest oparta o opis agregatów glebowych, ich porowatości i relacji z korzeniowym systemem roślin, co wpływa na transport wody i gazów w glebach. Wykonanie takiej oceny pozwala już na wstępnym etapie na przewidywanie kierunków przemian, zachodzących w strukturze gleb i wyznaczenie środków, niezbędnych do rozwiązania problemów gospodarowania glebą (Guimarães i in., 2013). Badacze wskazują na Łatwość wykonania takiej oceny i na jej porównywalność w różnych warunkach glebowych (Ball i in., 2017).

W obszarze młodoglacjalnym gleby, znajdujące się od długiego czasu w użytku rolniczym i poddane w znacznym stopniu denudacji antropogenicznej, najczęściej są zdegradowane. O tym można wnioskować już na podstawie pierwszej oceny wizualnej struktury (zał. 5; tab. 3). Wyniki wizualnej oceny struktury gleb wysoczyzny morenowej wskazują na jej zróżnicowanie w zależności od położenia gleby na stoku. Gleby *A* i *B* w większości mają *zwięzłą* strukturę w poziomie ornym i *mocno zagęszczoną* w poziomie podornym. Tylko w jednym przypadku struktura gleb *A* jest naturalna (odkrywka 13), jednak jednocześnie, agregaty tej próbki gleby były bardzo nietrwałe (zał. 5). Ogólną wyróżniającą cechą struktury gleb *A* są agregaty ostrokrawędziste średnio trwałe. Takie agregaty odnotowano wyłącznie w glebach zerodowanych (*A* i *B*) i najprawdopodobniej ich stan związany był z procesami erozyjnej degradacji gleb - poziom orny zawiera dużą ilość materiału skały macierzystej (Ck) i/lub poziomu argik (B)t odsłoniętych w efekcie spłylenia profili glebowych.

Tab. 3. Wizualna ocena stanu struktury gleb w warunkach terenowych

Numer odkrywki glebowej	Głębokość warstwa, cm	Wizualna ocena jakości struktury	Numer odkrywki	Głębokość warstwa, cm	Wizualna ocena jakości struktury
Gleby zerodowane					
Gleby A - Regosole próchniczne (węglanowe)			Gleby B - Płowe zerodowane		
1	0-30	Zw*	2	0-30	Zw
	30-50	MZ		30-40	MZ
5	0-30	Z	6	0-30	Zw
	30-50	MZ		30-50	MZ
9	0-30	Zw	10	0-30	Zw
	30-50	MZ		30-50	MZ
13	0-30	N	14	0-30	Zw
	30-50	Z		30-40	MZ
Gleby niezerodowane i deluwialne					
Gleby C - Płowe próchniczne			Gleby D - Deluwialne czarnoziemne		
3	0-25	Zw	4	0-30	N
	30-50	K		30-40	Zw
7	0-30	Zw	8	0-30	N
	30-50	Z		30-40	Zw
11	0-30	Zw	12	0-30	N
	30-50	N		30-40	Zw
15	0-30	N	16	0-30	N
	30-50	N		30-50	Z

*jakość struktury – K – krucha; N – naturalna; Zw – zwięzła; Z – zagęszczona; MZ – mocno zagęszczona

Agregaty poziomu ornego gleby *B* są generalnie angularne, powyżej 7 cm wielkości, średnio trwałe. Jednak korzenie roślin nie wnikają do wnętrza agregatów, które dodatkowo mają słabą porowatość. leby we wszystkich wypadkach była *zwięzłe* w poziomie podornym i osiągały krytyczne wartości tego wskaźnika (do 4, a nawet 5 zgodnie ze skalą) (zał. 5).

Bardziej zróżnicowaną sytuację obserwowano w glebach *C*. Cechują się one naturalną i kruchą strukturą w poziomach podornych, co najprawdopodobniej związane jest z lżejszym składem granulometrycznym poziomów eluwialnych, zachowanych w tych glebach. Porowatość była tu najwyższa (3–4 punkty oceny) (zał. 5). Natomiast w glebach z wysoką zawartością próchnicy (*D* – deluwialne czarnoziemne) w poziomie podornym wyraźnie widoczne były pojedyncze duże pory (o średnicy 2–3 mm) i kanaliki po dżdżownicach, czego w ogóle nie zaobserwowano w wypadkach gleb zerodowanych *A* i *B*.

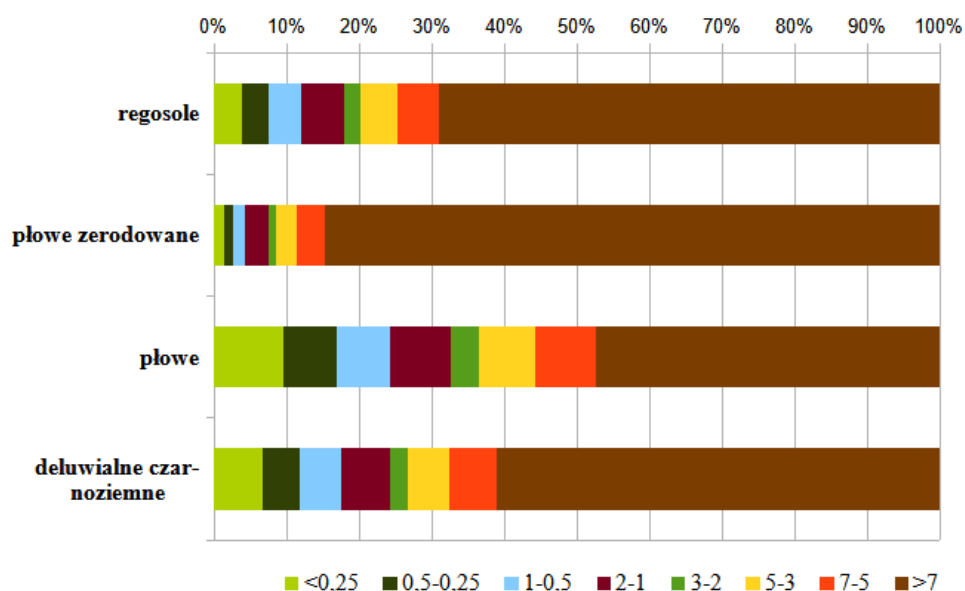
Ogólną cechą struktury poziomów podornych gleb *A*, *C* i *D* jest dominacja subangularnej i angularnej średnio trwałej struktury. Gleba *B* natomiast najczęściej miała strukturę angularną mocno trwałą.

Wyniki wstępnych badań terenowych gleb wysoczyzn morenowych obszaru młodoglacjalnego pokazują znaczny stopień degradacji struktury z kształtowaniem ogólnych niekorzystnych warunków wzrostu roślin. Większość gleb ma lepszą jakość struktury w poziomach ornych, co wiąże się z rozluźnieniem gleby w wyniku zabiegów agrotechnicznych. Jednocześnie większość gleb w poziomach podornych miała przejawy oglejenia, słabą porowatość i słabe warunki dla przenikania korzeni. Dominacja *zwięzłej*, zagęszczonej lub nawet mocno zagęszczonej struktury w poziomach podornych stwarza dodatkowe warunki dla rozwoju erozji wodnej, gdyż woda deszczowa nie jest w stanie wsiąknąć w glebę.

5.2.2. Struktura gleb układów katenalnych w stanie suchym

Podział struktury gleb na agregaty różnej wielkości w stanie suchym ma na celu zrozumienie zachowania masy glebowej w warunkach powietrznie suchych, a także przygotowanie próbek do analizy wodoodporności agregatów różnej wielkości.

Poziom orny. Jak widać z danych przedstawionych na ryc. 14 i w zał. 6, wszystkie badane gleby przeważnie zawierają agregaty powyżej 7 mm wielkości – średnio od 48% w glebach *C*, do aż 82% w glebach *B*. Najbardziej korzystny podział struktury w stanie suchym odnotowano w glebach *C*. Dominuje tu struktura złożona z agregatów różnej wielkości, i chociaż zawartość agregatów dużych jest znaczna, to ponad połowę zajmują agregaty mniejszych wielkości z dość wysokim udziałem najmniejszej frakcji (<0,25 mm).



Ryc. 14. Podział struktury gleb obszaru młodogłacjalnego na kategorii wielkości, średnie wartości z czterech katen (w stanie powietrzno-suchym), poziom orny

Ogólne podobieństwo struktury wszystkich badanych gleb w stanie suchym zaprezentowano na ryc. 15 (zał. 6). Jak widać, gleby mają w swoim składzie bardzo dużo grud (>7 mm), szczególnie wydzielają się płowe zerodowane (*gleby B*). Agregaty mniejszych frakcji są lepiej wykształcone w glebach *C* i glebach *D*. Agregaty rzadko mają kształty struktury gruzelkowej, częściej są angularne i subangularne. Potwierdza to wcześniejszą obserwację podczas badań struktury w terenie (podrozdział 5.2.1). Stan struktury gleb wskazuje na gleby o wysokiej podatności na zagęszczenie, lub na już zagęszczone gleby.

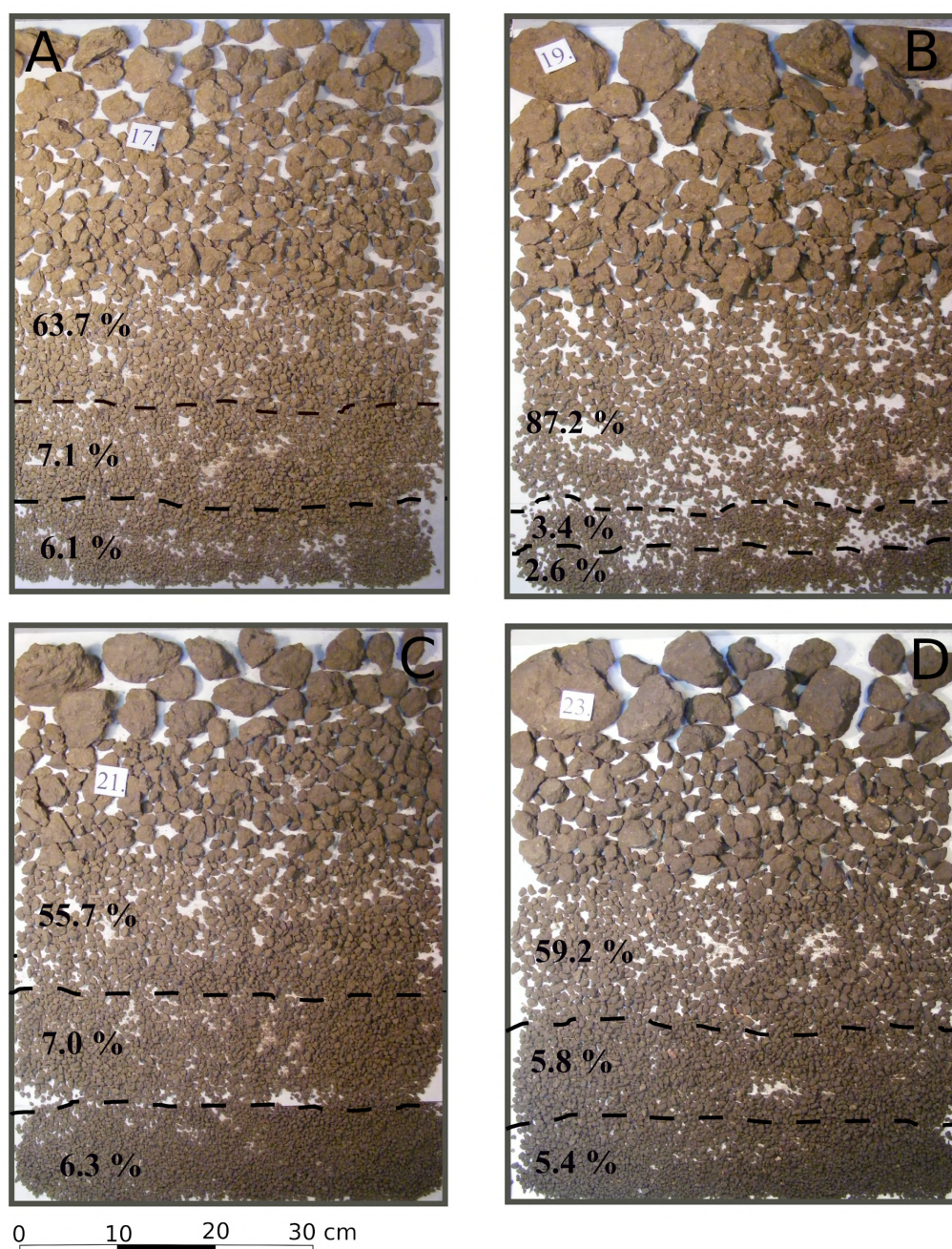
Wykonana analiza zawartości węgla organicznego (tab. 4) w agregatach różnej wielkości wykazała, że w poszczególnych glebach średnia zawartość węgla w agregatach różnej wielkości nie różni się statystycznie.

Tab. 4. Zawartość węgla organicznego w agregatach różnej wielkości w poziomie ornym gleb obszaru młodogłacjalnego (średnie z katen 2 i 3)

Gleby	Rozmiar agregatów, mm						
	>7	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25
Regosole	0,52	0,49	0,50	0,51	0,51	0,39	0,46
Płowa zerodowana	0,72	0,80	0,77	0,76	0,83	0,72	0,85
Płowa	1,02	1,00	1,04	1,04	0,98	0,93	1,03
Deluwialna	3,59	3,46	3,49	3,46	3,44	2,95	3,77

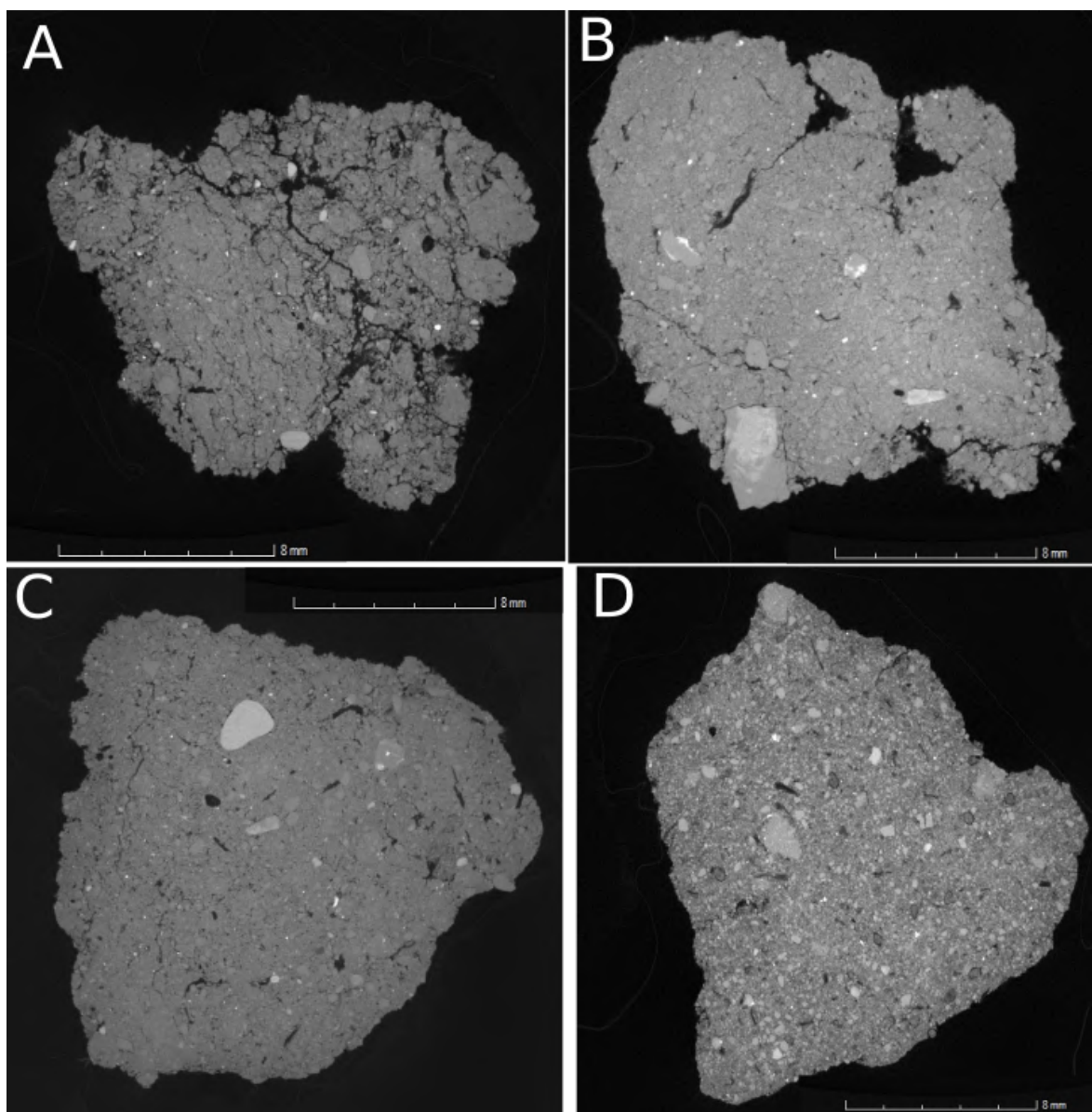
Oznacza to, że w badanych glebach nie odnotowano frakcji agregatów, która cechuje się zwiększoną zawartością węgla. Porównywalne wyniki, dotyczące zawartości węgla organicznego w agregatach poszczególnych rozmiarów, opisuje także Šimanski (2017) dla gleb aluwialnych - Haplic Fluvisol (Słowacja), dla których także odnotowany brak różnic w zawartości węgla organicznego w agregatach różnej wielkości. Jednak pod względem ogólnej zawartości węgla

organicznego wszystkie gleby badanego obszaru różnią się pomiędzy sobą (Kruskal-Wallis pairwise $p < 0,05$).



Ryc. 15. Struktura gleb poziomu ornego (rozmiary: >7 mm, 7-5 mm; 5-3 mm) dla różnych gleb (katena 3): A – regosole; B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne czarnoziemne

Jednym z dodatkowych etapów badania była wizualizacja zróżnicowania wewnętrznej struktury agregatów o rozmiarach 7–10 mm (ryc. 16; zał. 7, 8). Badania te traktowane są jako dodatkowe, pozwalające na lepsze opisanie wizualnych różnic pomiędzy glebami. Agregaty ukazują znaczną różnicę w zależności od typu gleby. Najbardziej specyficzną strukturą wewnętrzną cechuje się agregat z regosoli – gleba A (ryc.16, A).



Ryc. 16. Przykłady wewnętrznej struktury agregatów z poziomu próchnicznego rozmiaru 7-10 mm dla różnych gleb (tomografia komputerowa): A – regosole (katena 1); B – płowe zerodowane (katena 1); C – płowe (katena 3); D – deluwialne czarnoziemne (katena 3). *Badanie wykonane w Naukowym Centrum Badań Jądrowych, Otwock*

Wyraźnie widać kurczliwość agregatów z tych gleb i wynikające z tego procesu liczne mikropęknięcia. Agregat ma nieregularny, ostrokrawędzisty kształt. Oprócz pęknięć widoczne są także pojedyncze pory okrągłego kształtu, najprawdopodobniej po korzeniach roślin, albo po faunie glebowej.

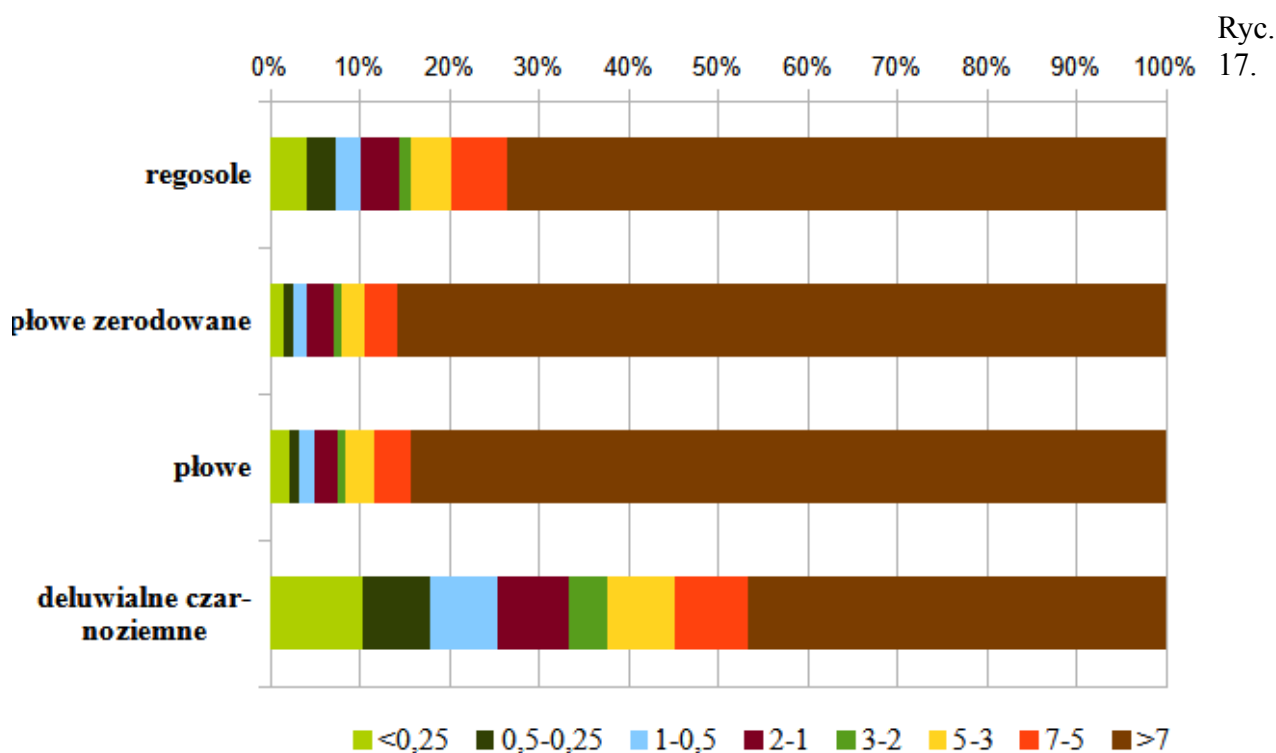
Agregat z gleby płowej erozyjnej – gleba B (ryc. 16, B) – zawiera dobrze widoczne cząstki żwiru, co jest naturalną cechą materiałów morenowych. Zaokrąglony kształt ziaren żwiru może też być związany z procesami obróbki wodnej przed momentem depozycji materiału morenowego (przeplukiwanie gliny i piasków polodowcowych). Agregat jest mocno skonsolidowany, ma nieregularny kształt, liczne pory wydłużonego kształtu. Jest to wskaźnik kurczliwości, jednak nie tak mocnej jak w wypadku agregatu z gleby A.

Przebadany agregat z gleby płowej (gleba C) prezentuje największą ilość porów zaokrąglonego kształtu spośród wszystkich innych agregatów – powyżej 15 (ryc. 16, C; zał. 7, 8). Kształt agregatu też jest bardziej wygładzony w porównaniu z poprzednimi. Agregat zawiera jedną zaokrągloną cząstkę żwiru, co może świadczyć o obecności osadów fluwioglacjalnych, które są cechą specyficzną obszarów młodoglacjalnych (Niewiarowski, 1971).

Ostatni agregat pochodzi z gleby deluwialnej czarnoziemnej. Agregat nie zawiera cząstek żwiru. Dominują pory mniejszych rozmiarów, niż w agregacie, przedstawiającym gleby C. Część przestrzeni wolnych otaczają bardziej zagęszczone cząstki, które mogą być agregatami mniejszych rozmiarów, włączonych w skład większej grudki. Agregat ma najbardziej nierównomierną strukturę wewnętrzną, co może być pośrednim wskaźnikiem włączenia deluwiów różnego wieku w proces agregacji (ryc. 16, D; zał. 7, 8).

Przeprowadzone wstępne badania struktury gleb poziomu ornego w stanie suchym pozwalają określić niektóre różnice pomiędzy glebami bez względu na ich wizualne podobieństwo i bardzo podobny podział na kategorię wielkości (ryc. 13). Wizualne różnice, opisane powyżej, nie pozwalają jednak na szczegółową ilościową ocenę porowatości poszczególnych agregatów. Aspekt ten musi być pogłębiony w dalszych badaniach.

Poziom podorny. Dla poziomu podornego także był oszacowany podział agregatów w stanie suchym na kategorii wielkości (ryc. 17; zał. 6).



Podział struktury gleb obszaru młodoglacjalnego na kategorii wielkości, średnie wartości z czterech katen (w stanie powietrzno-suchym), poziom podorny

Ogólne cechy nawiązują do prawidłowości opisanych dla poziomów ornych poszczególnych gleb. Najwięcej frakcji powyżej 7 mm występuje w glebach płowych zerodowanych (*B*) – średnio powyżej 85%. Gleby *C* także mają bardzo niekorzystną strukturę ze znacznym udziałem agregatów powyżej 7 mm. Najbardziej równomierny udział agregatów różnej wielkości mają gleby deluwialne czarnoziemne (*D*), dla których zawartości mniejszych frakcji (<7 mm) osiągają prawie 55%. Poziomy podórne gleb *D* najbardziej różnią się od gleb *A*, *B* i *C* względem podziału struktury i mają najkorzystniejsze warunki dla rozwoju roślin.

5.2.3. Wodoodporność struktury agregatowej gleb

Wodoodporność struktury może być wykorzystana jako kluczowy parametr do oceny degradacji lub erozji gleby (Algayer i in., 2014; Shi i in., 2012) ponieważ wpływa nie tylko na wiele właściwości i procesów glebowych, ale jest również związana z problemami środowiskowymi. Agregaty glebowe powstają głównie w wyniku przemian i połączenia ze sobą cząstek gleby, z udziałem różnych czynników chemicznych, koloidów i materii organicznej. Powstanie agregatów wpływa na różne czynniki i procesy, na przykład infiltrację, przewodność hydrauliczną, transport substancji rozpuszczonych, obieg węgla, degradacja gleby i zanieczyszczenie środowiska (Hu i in., 2015). Ocena wodoodporności agregatów ma ważne znaczenie nie tylko dla rolnictwa, ale także i dla środowiska. Mikrocząstki uwolnione podczas destrukcji agregatów glebowych mogą włączać się w spływ powierzchniowy i powodować znaczne zanieczyszczenie cieków i zbiorników wodnych.

Kontakt agregatów glebowych z wodą powoduje zachodzenie kilku procesów, zarówno bezpośrednio w agregatach, jak i w całym profilu glebowym:

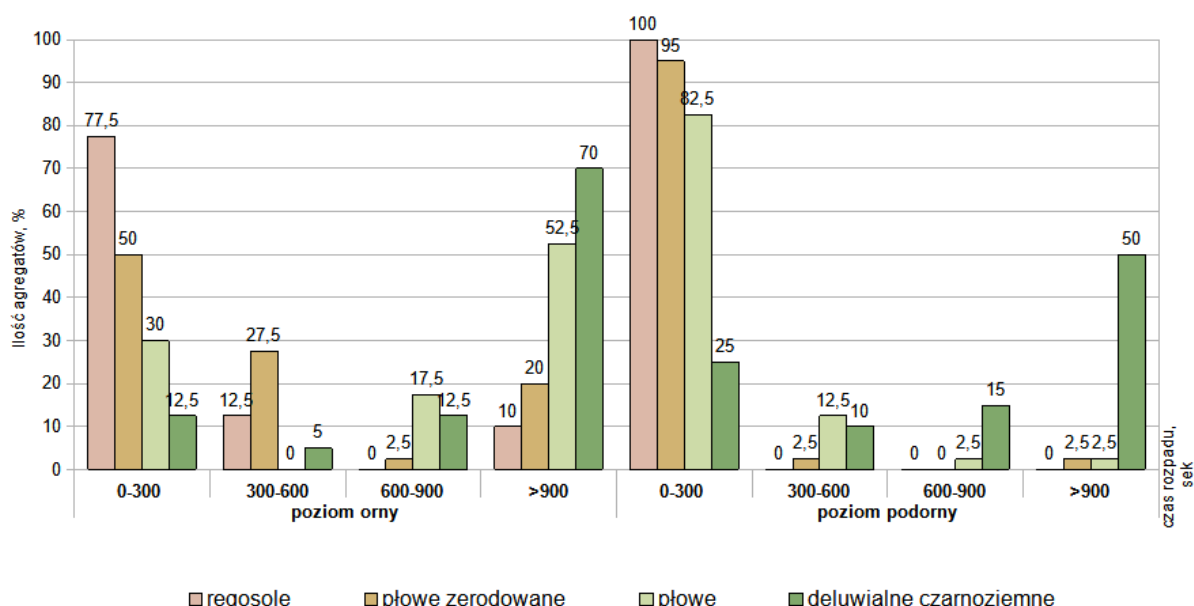
- w pierwszym momencie woda powoduje szybkie nawilżanie agregatów i ich niszczenie w wyniku uwolnienia się uwięzionego powietrza;
- oddzielone w wyniku pierwszej fazy destrukcji cząstki gleby zostają przetransportowane w głębsze części profili glebowych i osadzone w wolnych przestrzeniach, co skutkuje zmniejszeniem porowatości gleby i nagromadzeniem cząstek iłu wzdłuż kanałów glebowych;
- w wyniku zniszczenia agregatów gleba staje się zagęszczona, skutkiem tego staje się zmniejszenie infiltracji gleby i powstanie spływu powierzchniowego (erozja gleb);
- w efekcie dochodzi do rozwoju turbulencji wodnych na powierzchni gleby i wzrost liczby cząsteczek gleby, włączonych w ten proces (Rząsa i Owczarzak, 2004).

5.2.3.1. Odporność na statyczne działanie wody

W warunkach naturalnych dochodzi do całkowitego nasycenia wodą materiału glebowego. W takich momentach zgromadzona woda działa destrukcyjnie na agregaty glebowe. Rozpad agregatów w warunkach takiego, statycznego oddziaływania wody przebiega w dwóch fazach: (I) początkowa infiltracja wody do środka agregatu i (II) dalsze jego powolne pęcznienie i rozpad. Szybka destrukcja agregatu może w takich warunkach skutkować zamknięciem w makro- i mikroporach cząstek gleby i utrudnienia infiltracji wody. W połączeniu z destrukcyjnym działaniem kropeł deszczowych może powstać powierzchniowa “skorupa”, a materiał glebowy może być narażony na szybki spływ powierzchniowy (Rząsa i Owczarzak, 2004).

W niniejszym badaniu odporność agregatów na statyczne oddziaływanie wody została wyrażona w sekundach minionych do momentu całkowitej destrukcji agregatów. Rząsa i Owczarzak (2004) wskazują, że agregaty w stanie powietrzno-suchym (warunki laboratoryjne) były mniej odporne na działanie wody, niż w stanie wilgotnym (dominujące w terenie). Jednak coraz częstsze okresy suszy w połączeniu z gwałtownymi ulewami po ich zakończeniu mogą stwarzać warunki zbliżone do laboratoryjnych.

Badania wykazały, że każda z badanych gleb zawiera zarówno bardzo nietrwałe agregaty, jak i agregaty wodotrwałe. Takie zróżnicowanie wodoodporności agregatów najprawdopodobniej związane jest z wymieszaniem gleby poziomu ornego z poziomem podornym. W takim wypadku agregaty glebowe tworzą się z różnych materiałów i w różnych warunkach (ryc. 18, zał. 10).



Ryc. 18. Ocena czasu rozpadu agregatów 7-10 mm wielkości (sek.) przy statycznym działaniu wody dla różnych gleb obszaru młodogłacjalnego

Wodoodporność agregatów na statyczne działanie wody jest mocno uwarunkowana stopniem erozyjnej transformacji gleb. Wraz ze wzrostem stopnia zerodowania gleby zawierają

więcej agregatów nietrwałych z maksymalną ich ilością w regosolach (gleby A - 77,5%). Natomiast w glebach niespłyconych i deluwialnych dominują agregaty odporne na statyczne działanie wody – 52,5% w glebach płowych (C) i 70% w deluwialnych czarnoziemnych (D). Statystyczne opracowanie (tab. 5) wykazało, że agregaty gleb zerodowanych w poziomie ornym w wypadkach regosoli i płowych zerodowanych są tak samo nietrwale ($p=0,26$).

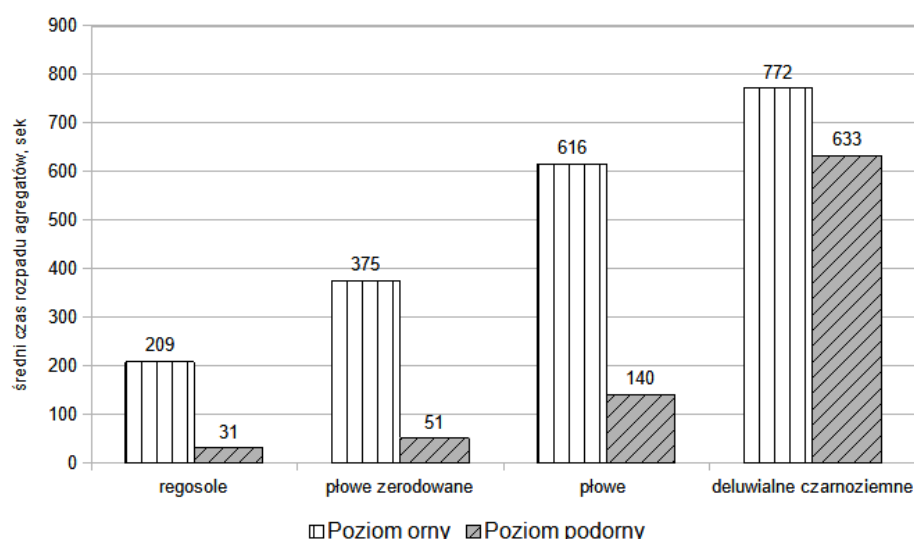
Tab. 5. Statystyczne opracowanie rezultatów oceny czasu rozpadu agregatów (sek.) (ANOVA, Kluskał-Wallis test)

		A*		B		C		D	
		orny	podorny	orny	podorny	orny	podorny	orny	podorny
A	orny	-	<0,05	0,26	<0,05	<0,05	0,43	<0,05	<0,05
	podorny	-	-	<0,05	1	<0,05	0,95	<0,05	<0,05
B	orny	-	-	-	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
	podorny	-	-	-	-	<0,05	0,86	<0,05	<0,05
C	orny	-	-	-	-	-	<0,05	<0,05	0,38
	podorny	-	-	-	-	-	-	<0,05	<0,05
D	orny	-	-	-	-	-	-	-	0,13
	podorny	-	-	-	-	-	-	-	-

*A – regosole; B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne próchniczne

Wodoodporność agregatów na statyczne działanie wody mocna spada w poziomie podornym. W glebach A w ogóle nie odnotowano agregatów, które zachowują się w stanie niezniszczonym powyżej 5 minut. Bardzo podobne zachowanie wykazała także struktura poziomów podornych gleb B i C. Świadczy to o niekorzystnych warunkach, panujących zarówno w skałach macierzystych (Ck), poziomach iluwialnych (Bt), jak i w poziomie eluwialnym (Et). Bez względu na wysoką zawartość węgla organicznego w poziomie podornym gleb deluwialnych czarnoziemnych (D) jest tu o 25% mniej agregatów wodoodpornych w porównaniu z poziomem ornym.

Na podstawie oceny wodoodporności pojedynczych agregatów został obliczony średni czas rozpadu agregatów dla różnych gleb w układach katenalnych. Gleby A i B wykazują najmniejszą wodoodporność spośród wszystkich badanych gleb. Agregaty wykształcone w regosolach ulegają rozpadowi średnio w mniej niż 5 minut w poziomie ornym i w pierwszych 30 sekundach w poziomie podornym (ryc. 19). Wodoodporność agregatów w poziomie ornym gleb płowych zerodowanych (B) jest średnio o 80% wyższa od regosoli, jednak poziom podorny także jest bardzo słaboodporny. Bardzo słabą odporność agregatów wykształconych z utworów zlodowacenia bałtyckiego opisano także w badaniach innych autorów (Rząsa i Owczarzak, 2004). Jednak warto podkreślić wzrost odporności o 2,1–2,6 razy w glebach płowych i deluwialnych czarnoziemnych, co wyraźnie wskazuje na duży wpływ procesu denudacji antropogenicznej.



Ryc. 19. Średni czas rozpadu agregatów 7-10 mm wielkości przy statycznym działaniu wody dla różnych gleb obszaru młodogłacjalnego

Tak, jak i inne wskaźniki jakości struktury, wodoodporność na statyczne działanie wody jest mocno powiązana z podstawowymi właściwościami gleby (tab. 6). Zgodnie z oczekiwaniami, najbardziej wpływowymi są zawartość cząstek ilastych (korelacja odwrotnie proporcjonalna bardzo wysoka) i zawartość węgla organicznego (bardzo wysoka dodatnia korelacja). W poziomie ornym czas rozpadu agregatów jest także wysoko odwrotnie proporcjonalnie skorelowany z zawartością węglanów i pH.

Tab. 6. Macierz korelacji czasu rozpadu agregatów (sek) i podstawowych właściwości gleb

	Piasek,%	Pył,%	Il,%	SOC,%	pH _{KCl}	CaCO ₃
Czas rozpadu agregatów, sek (warstwa badana)	0,41	0,39	-0,71	0,78	-0,18	-0,47
Czas rozpadu agregatów, sek (poziom orny)	0,33	0,45	-0,72	0,69	-0,55	-0,69

Pogrubienie – r^2 z poziomem istotności $p < 0,05$

Wysoka korelacja z częścią podstawowych właściwości pozwoliła na opracowanie równania (modelu) liniowej regresji z danych uzyskanych dla gleb układów katenalnych (12).

$$D = 734,23 \cdot \Pi - 21,003 \cdot \text{Il} + 95,112 \cdot \text{SOC} - 31,675 \cdot \text{CaCO}_3 \quad (12)$$

gdzie : D – czas rozpadu agregatów w wodzie [sek.]; Il – zawartość cząstek łu po danym analizie składu granulometrycznego [%]; SOC – zawartość węgla organicznego [%]; CaCO₃ – zawartość węglanów wtórnych [%]; * – istotność statystyczna zmiennej dla modelu przy $p < 0,05$

Podstawowe parametry modelu: $r^2 = 0,77$; $p = 2,6424 \cdot 10^{-9}$; $d = 3$

Równanie oparte o podstawowe właściwości zawartości cząstek ilastych (%), węgla organicznego (%) i węglanów (%). Otrzymane równanie regresji wyjaśnia 77% dyspersji danych ($r^2 = 0,77$). Zgodnie z równaniem regresji, pozytywny wpływ na zwiększenie czasu rozpadu

agregatów ma zawartość węgla organicznego w glebie, pozostałe elementy mają negatywny wpływ, zmniejszając wodoodporność na statyczne działanie wody.

W celu oszacowania wartości czasu rozpadu agregatów dla całego obszaru i dalszego wykonania map przestrzennego zróżnicowania tego parametru równanie liniowej regresji zostało zastosowane do wszystkich punktów sondażowych (zał. 13). Obliczenie czasu rozpadu agregatów w 50 punktach sondażowych wykazało, że opracowane równanie liniowej regresji sprawdzało się dobrze dla szacowania średnich wartości dla wszystkich typów gleb. Odstęp obliczonych wartości średnich od danych uzyskanych podczas bezpośrednich pomiarów wynosił od 2 do 14%. Znaczne różnice występowały natomiast w wartościach odchylenia standardowego (25-45% od danych pomiarowych) i współczynnika zmienności (24-47% od danych pomiarowych w glebach katen). Dane uzyskane z równania regresji wykazują większą jednolitość, niż faktycznie zmierzone, co wyraża się w znacznie niższych wartościach współczynnika zmienności (tab. 7). Jednak taka jednolitość danych świadczy o mniejszym uwzględnieniu naturalnej niejednorodności struktury gleb. Z innej strony, otrzymane równanie określa 77% wiarygodności opisanych wartości, co jest satysfakcjonującym wynikiem.

Tab. 7. Opisowa statystyka wyników oceny czasu rozpadu agregatów (sek) obliczonego na podstawie wykonanych pomiarów (4 kateny) i modelu regresji (punkty sondażowe), poziom orny

	Ocena na podstawie równania regresji (50 punktów sondażowych)				Ocena na podstawie wykonanych pomiarów (4 kateny, 16 punktów)			
	A*	B	C	D	A	B	C	D
Ilość próbek	10	10	20	10	4	4	4	4
Min	121,1	336,3	416,5	542,4	116,9	234,8	440,5	421,1
Max	293,2	491,7	748,1	900,0	646,2	519,9	817,5	900
Średnie	226,0	425,2	629,0	728,3	208,8	374,6	616,2	771,8
Odchyl. stand.	58,5	54,4	64,6	105,5	244,8	116,5	175,7	234,0
Współczynnik zmienności	25,9	12,8	10,3	14,5	81,9	31,2	28,8	30,3

*A – regosole ; B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne czarnoziemne

5.2.3.2. Odporność na dynamiczne działanie wody

Odporność agregatów gleby na działanie wody może być przedstawiona jako zestaw współczynników, których przeanalizowanie pozwala na wnioskowanie o zachowaniu struktury gleby podczas kontaktu z wodą. W pierwszej kolejności wykonana została ocena podziału agregatów na kategorii wielkości po przesiewaniu w wodzie (tab. 8; zał. 11, 12). Na ich podstawie przeanalizowano dane średnie dla wszystkich gleb układów katenalnych.

Ocenę odporności struktury gleby na dynamiczne działanie wody przedstawiono w tabeli 9. Niektóre z użytych parametrów, na przykład MWD_{wet} , mają dobrze opracowaną klasyfikację

umożliwiająca ich łatwą interpretację. Inne ($WSA_{>0,25}$, $WSA_{>1}$) są oceniane bardziej intuicyjnie i mogą być interpretowane na podstawie wartości bezwzględnych.

Tab. 8. Zmiany podziału struktury gleb powierzchni badawczej (kateny) na kategorii wielkości w stanie suchym i po przesiewaniu w wodzie, średnie wartości dla czterech katen, %

Gleby	Podział struktury, %								
	>7	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25	$\frac{MWD_{dry}}{MWD_{wet}}$	$\frac{MWD_{dry}}{MWD_{wet}}$
	Poziom orny								
A - Regosole	<u>68,9*</u> 1,1	<u>5,8</u> 1,3	<u>5,1</u> 2,7	<u>8,2</u> 12,2	<u>4,6</u> 18,3	<u>3,5</u> 25,1	<u>3,9</u> 39,3	<u>6,6</u> 1,2	5,2
B - Płowe zerodowane	<u>84,7</u> 1,3	<u>4,0</u> 1,0	<u>2,8</u> 3,0	<u>4,2</u> 13,2	<u>1,8</u> 19,9	<u>1,1</u> 25,3	<u>1,4</u> 36,3	<u>7,6</u> 1,2	6,0
C - Płowe	<u>47,4</u> 4,8	<u>8,4</u> 2,3	<u>7,7</u> 5,4	<u>12,2</u> 16,6	<u>7,4</u> 19,6	<u>7,5</u> 25,2	<u>9,4</u> 26,1	<u>5,2</u> 1,9	2,7
D - Deluwialne czarnoziemne	<u>61,1</u> 10,6	<u>6,5</u> 2,7	<u>5,7</u> 5,7	<u>9,2</u> 19,0	<u>5,6</u> 20,7	<u>5,3</u> 24,7	<u>6,6</u> 16,6	<u>6,1</u> 2,5	2,6
Poziom podorny									
A - Regosole	<u>72,3</u> 0,1	<u>6,3</u> 0,3	<u>5,2</u> 1,3	<u>6,6</u> 9,0	<u>3,1</u> 15,5	<u>3,0</u> 26,4	<u>3,5</u> 47,4	<u>6,9</u> 0,9	7,6
B - Płowe zerodowane	<u>82,3</u> 0,0	<u>4,5</u> 0,3	<u>3,5</u> 1,3	<u>4,0</u> 9,4	<u>1,8</u> 15,2	<u>1,5</u> 26,4	<u>2,4</u> 47,4	<u>7,5</u> 0,9	8,4
C - Płowe	<u>73,3</u> 0,8	<u>4,3</u> 0,3	<u>3,5</u> 1,5	<u>5,5</u> 11,7	<u>3,0</u> 21,1	<u>3,7</u> 28,4	<u>6,7</u> 36,2	<u>6,8</u> 1,0	6,9
D - Deluwialne czarnoziemne	<u>63,5</u> 4,5	<u>6,6</u> 2,7	<u>6,3</u> 7,4	<u>8,3</u> 25,6	<u>4,3</u> 24,2	<u>4,0</u> 21,3	<u>7,0</u> 14,3	<u>6,2</u> 2,0	3,3

*Nad kreską – stan powietrzno-suchy, pod kreską – po przesiewaniu w wodzie

Wszystkie współczynniki wskazują na ogólnie słabszą odporność struktury w poziomach podornych w porównaniu z poziomami powierzchniowymi. Ponadto bardzo słaba odporność struktury była typowa dla poziomów podornych w glebach, położonych na zboczu – dla gleb *B* tak i dla gleb *C*. Brak istotnych różnic potwierdzono wynikami analiz statystycznych ($p > 0,05$). Inną wspólną cechą są zasadniczo podobne wartości współczynników odporności gleby dla regosoli i gleb płowych zerodowanych. Gleby te mają bardzo słabą odporność mimo różnic w podstawowych właściwościach chemicznych (regosole mają wysoką zawartość węglanów wapnia, natomiast gleby płowe zerodowane są ubogie w węglany, jednak mają dużo cząstek ilastych). Barthès i Roose (2002) oraz Gumiere i in. (2009) podkreślają w swoich badaniach, że słaba odporność agregatów wiąże się z wysokim potencjalnym ryzykiem rozwoju erozji wodnej.

MWD_{wet} . Spośród wszystkich obliczonych w opracowaniu współczynników najbardziej powszechnie stosowanym w ocenie wodoodporności struktury jest średnia ważona średnica (MWD_{wet}). Według Le Bissonnais'a (1996) wszystkie struktury można podzielić na pięć kategorii trwałości struktury na podstawie wartości MWD_{wet} . W klasyfikacji Le Bissonnais'a MWD_{wet} powyżej 2 mm odpowiada agregatom *bardzo odpornym* na działanie wody, wartości w zakresie 2–1,3 mm odpowiadają agregatom *odpornym*, w zakresie 1,3–0,8 mm odpowiadają *średniej odporności*, 0,8–0,4 mm cechują agregaty jako *słabo odporne*, a wartości MWD_{wet} mniejsze od

0,4 mm odpowiadają agregatom *bardzo słabo odpornym*. Zastosowanie podanej klasyfikacji odporności struktury pozwala otrzymać wyniki, porównywalne z podanymi w innych pracach naukowych, co jest zaletą tej metody (Algayer i in., 2014).

Tab. 9. Współczynniki wodoodporności gleb wysoczyzny morenowej pagórkowatej (wartości średnie \pm odchylenie standardowe)

Gleby	Poziom	MWD _{wet} (mm)	WSA _{>0,25} , %	WSA _{>1} , %	PAD, %
A*	1**	1,2 \pm 0,15	59,7 \pm 10,4	7,1 \pm 3,0	37,9 \pm 10,8
	2	0,9 \pm 0,06	54,7 \pm 8,7	1,9 \pm 0,8	43,2 \pm 9,4
B	1	1,2 \pm 0,34	65,7 \pm 9,3	8,9 \pm 7,4	33,4 \pm 9,4
	2	0,9 \pm 0,06	48,8 \pm 7,5	2,1 \pm 1,0	50,0 \pm 7,4
C	1	1,9 \pm 0,49	67,3 \pm 3,6	15,6 \pm 6,2	25,6 \pm 3,9
	2	1,0 \pm 0,31	58,5 \pm 10,4	2,5 \pm 2,3	36,6 \pm 15,0
D	1	2,5 \pm 0,98	82,0 \pm 3,4	22,1 \pm 16,0	12,1 \pm 6,1
	2	2,0 \pm 0,79	79,7 \pm 2,3	15,6 \pm 12,0	14,3 \pm 4,3

*Gleby A – regosole; B – płowe zerodowane; C – płowe; D - deluwialne czarnoziemne

**Poziom 1 – orny; 2 – podorny

Poziomy orne gleb *A* i *B* cechują się agregatami średnio trwałymi (MWD_{wet}=1,2). Odnotowano brak różnic w odporności struktury pomiędzy tymi dwoma typami gleb. Podobieństwo to ukazuje się nie tylko w wartościach MWD_{wet}, a także innych współczynników, opisanych niżej. Szczegółowa ocena gleb na podstawie MWD_{wet} pozwala ocenić strukturę gleby deluwialnych czarnoziemnych (gleba *D*) jako bardzo odporną w obu badanych poziomach (ornym i podornym). Gleby *C* w poziomach ornych cechują się agregatami odpornymi, gdyż średnie wartości MWD_{wet} leżą w zakresie 1,9 mm. Jednak poziom podorny gleb *C* cechuje się strukturą średniej odporności, mając takie same wartości współczynnika MWD_{wet} także w poziomach podornych gleb *A* i *B*. Wskazuje to między innym na wysokie ryzyko rozwoju procesu erozji wodnej w momencie zmniejszenia miąższości poziomu próchnicznego i włączenia warstw głębszych w proces orki. Dla wszystkich gleb różnica między poziomem ornym a podornym została potwierdzona statystycznie ($p < 0,05$). Dodatkowo, w wyniku przeprowadzonej analizy dyspersji (ANOVA, Kluskał-Wallis) na wartościach MWD_{wet} wykazano znaczną różnicę między glebami deluwialnymi czarnoziemnymi i wszystkimi innymi oraz między glebami płowymi (*C*) a glebami górnej części stoku (*A* i *B*).

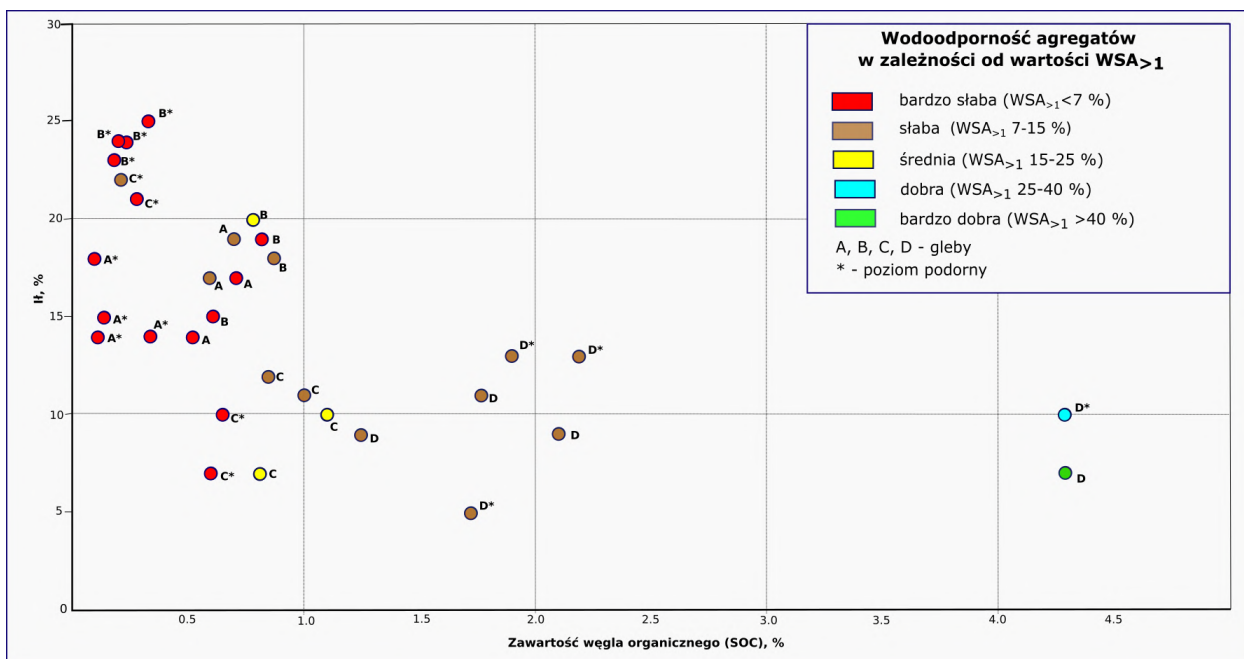
WSA_{>0,25}. Jeszcze jednym współczynnikiem, pozwalającym ocenić wodoodporność struktury gleb, jest WSA_{>0,25}, który opisuje sumę wszystkich agregatów (%) większych od 0,25 mm, pozostałych po przesiewaniu w wodzie na kolumnie sit. Dane z wykonanych badań wykazały, że łączna ilość wodoodpornych agregatów w poziomach ornych zawsze przekracza 50%, co jednak nie do końca jest świadectwem struktury dobrej jakości, ponieważ około połowa materiału, zawartego w agregatach suchych jest wypłukiwana wraz z wodą. Gleby deluwialne

czarnoziemne zawierają najwięcej odpornych na działanie wody agregatów spośród wszystkich badanych gleb (ze średnią zawartością powyżej 80%). Podobne dane dla gleb deluwialnych w krajobrazie pagórkowatym w Polsce opisał wcześniej Orzechowski ze współautorami (2011). We wspomnianym artykule podkreślano zróżnicowanie w rozmiarach wodoodpornych agregatów w glebach deluwialnych, co jednak nie wpływało na ich łączną ilość ($WSA_{>0,25}$). W prezentowanych badaniach ocena średniej wartości $WSA_{>0,25}$ dla gleb płowych zerodowanych i płowych pokazała, że gleby te mają zbliżone wartości średnich $WSA_{>0,25}$ – odpowiednio 65,7% i 67,3%. Zaobserwowano jednak znaczną zmienność wartości średnich dla gleb *C* wyrażoną we względnie wysokich wartościach odchylenia standardowego. Ocena gleb *A* pokazała, że mają one najmniej trwałą strukturę poziomą orną. Zniszczeniu ulega około 40% wszystkich agregatów, które pod działaniem wody są łatwo wypłukiwane.

$WSA_{>1}$. Oszacowanie odporności agregatów w niniejszej rozprawie jest w znacznym stopniu oparte na wartościach $WSA_{>1}$. Wartości tego współczynnika obliczane są po odjęciu zawartości frakcji mniejszych, które oprócz agregatów mogą zawierać pojedyncze ziarna mineralne (piasku). Dodatkowym aspektem wyboru współczynnika $WSA_{>1}$ jest dobrze opracowana skala zaproponowana przez Paluszka (2013), która dzieli wodoodporność w podziale na pięć klas: bardzo słaba odporność agregatów ($WSA_{>1} < 7\%$); słaba odporność agregatów ($WSA_{>1} 7-15\%$); średnia odporność agregatów ($WSA_{>1} 15-25\%$); dobra ($WSA_{>1} 25-40\%$) i bardzo dobra odporność agregatów ($WSA_{>1} > 40\%$).

Przeprowadzone badania wykazały, że zdecydowana większość próbek gleby (85%) charakteryzowała się słabą lub bardzo słabą wodoodpornością ($WSA_{>1}$ poniżej 15%) (tab. 10). Ponadto około połowa wszystkich przebadanych próbek gleby miała bardzo słabą odporność agregatów. Zgodnie z podaną klasyfikacją gleby *A* i *B* charakteryzowały się zazwyczaj najniższymi wartościami $WSA_{>1}$. Jednocześnie tylko dwie próbki pobrane z gleb *D* – o zawartości ilu poniżej 10% i bardzo wysokiej zawartości SOC – oceniono jako wykazujące dobrą lub bardzo dobrą wodoodporność.

W celu znalezienia pewnych prawidłowości był wykonany rozkład wartości $WSA_{>1}$ w zależności od zawartości węgla organicznego i ilu w glebie (ryc. 20). Wodoodporność agregatów była oceniana zgodnie z wyżej opisaną skalą.



Ryc. 20. Zależność wodoodporności struktury gleb od zawartości łu i węgla organicznego na podstawie szacowania współczynnika $WSA_{>1}$

Z danych wynika, że wzrost zawartości łu przy odpowiednio niskiej wartości SOC ma bezpośredni negatywny wpływ na stabilność agregatów we wszystkich badanych glebach. Generalnie zdecydowana większość próbek gleby (85%) charakteryzowała się słabą lub bardzo słabą wodoodpornością agregatów. Zgodnie z użytą w badaniach klasyfikacją, regosole i gleby płowe zerodowane cechowały się zazwyczaj najniższymi wartościami wodoodporności struktury.

PAD. Ostatnim współczynnikiem, rozpatrywanym w niniejszym opracowaniu, jest współczynnik PAD (%), który w dość oczywisty sposób prezentuje procent agregatów uległych rozpadowi wskutek działania wody (tab. 9). Oblicza się go zgodnie z formułą (6) podaną w rozdziale metody badań. Analiza danych z tabeli 9 świadczy o znacznym zróżnicowaniu wartości PAD w zależności od typu gleb i stopnia ich zerodowania. Najmniej trwałą strukturą cechują się poziomy podórny regosoli (A), gleb płowych zerodowanych (B) i gleb płowych (C). Najwyższe wartości PAD osiąga w poziomach podórnych gleb B – 50%. Natomiast spośród poziomów ornych najgorszą wodoodpornością cechują się gleby zerodowane (A i B), dla których PAD osiąga 33,4-37,9%. Gleby C i D mają lepszą wodoodporność struktury. Najbardziej trwała struktura gleb deluwialnych czarnoziemnych – PAD 12% w poziomie ornym i 14% w poziomie podórny.

Pośród wszystkich współczynników PAD został wybrany dla wizualizacji kartograficznych, jako jeden z najbardziej przejrzystych. Wykonana korelacja wskazuje na to, że jest on mocno powiązany z podstawowymi właściwościami gleby (tab. 10). Zgodnie z oczekiwaniami, najbardziej wpływowymi na wartości PAD są zawartość cząstek ilastych (korelacja odwrotnie proporcjonalna bardzo wysoka) i zawartość węgla organicznego (bardzo

wysoka dodatnia korelacja). W poziomie ornym wodoodporność statyczna jest także wysoko odwrotnie proporcjonalnie skorelowana z zawartością węglanów wtórnych i pH.

Tab.10. Macierz korelacji PAD (%) i podstawowych właściwości gleb

	Piasek, %	Pył, %	Ił, %	SOC, %	pH _{KCl}	CaCO ₃	Ił nie związany materią organiczną
PAD (%) warstwa badana	-0,41	-0,49	0,79	-0,84	0,07	0,11	0,88
PAD (%) poziom ornym	-0,20	-0,50	0,59	-0,72	0,11	0,51	0,67

Pogrubienie – r² z poziomem istotności p<0,05

Wysoka korelacja z częścią podstawowych właściwości pozwoliła na opracowanie równania liniowej regresji (13) i obliczenie wartości PAD [%] agregatów dla punktów sondażowych analogicznie jak z wartościami czasu rozpadu agregatów (dyspersja).

$$\text{PAD}=14,324*+1.4482\cdot\text{Ił}-5,6229\cdot\text{SOC}^*+0,54707\cdot\text{CaCO}_3 \quad (13)$$

gdzie : PAD – procent zniszczonych agregatów [%]; Ił – zawartość cząstek iłu po danym analizie składu granulometrycznego [%]; SOC – zawartość węgla organicznego [%]; CaCO₃ – zawartość węglanów wtórnych [%]; * – istotność statystyczna zmiennej dla modelu przy p<0,05

Podstawowe parametry modelu: r²=0,79; p=1,594*10⁻⁹; d=3

Równanie oparte zostało na zawartości w glebach cząstek ilastych (%), węgla organicznego (%) i wtórnych węglanów (%). Wyjaśnia ono 79% dyspersji danych (r²=0,79). Zgodnie z otrzymanym równaniem regresji, procent zniszczonych wodą agregatów (PAD) zmniejsza się z wzrostem zawartości węgla organicznego w glebie. Natomiast zawartość iłu i węglanów wtórnych wpływa negatywnie na wodoodporność agregatów.

W celu oszacowania wartości PAD dla całego obszaru i dalszego wykonania map przestrzennego zróżnicowania tego parametru po analogii z obliczeniem czasu rozpadu agregatów (podrozdział 5.2.3.1) zostało zastosowane równanie liniowej regresji (13) do wszystkich punktów sondażowych (tab. 11). Obliczenie PAD w 50 punktach sondażowych wykazało, że opracowane równanie liniowej regresji dobrze daje możliwość oszacowania średnich wartości PAD dla każdej gleby. Rozrzut obliczonych danych był znacznie mniejszy, niż w przypadku danych otrzymanych na podstawie faktycznych pomiarów. Odchylenie standardowe dla punktów sondażowych wahało się od 1,75 do 8,26, współczynnik zmienności od 4,70 do 46,13. Natomiast odchylenie standardowe danych pomiarowych zmieniało się od 3,99 do 10,84, a współczynnik zmienności od 15,60 do 51,13. Dane uzyskane z równania regresji wykazują większą jednolitość, niż pomiarowe, jednak taka jednolitość danych jak w przypadku poprzednich obliczeń (podrozdział 5.2.3.1) świadczy o mniejszym uwzględnieniu naturalnej niejednorodności struktury gleb.

Otrzymane równanie określa 79% wiarygodności opisanych wartości, co daje dość wiarygodny obraz przestrzennej zmienności PAD.

Tab. 11. Opisowa statystyka wyników oceny PAD [%] obliczonego na podstawie wykonanych pomiarów (układy katenalne) i modelu regresji (punkty sondażowe), poziom orny

	Ocena na podstawie równania regresji (50 punktów sondażowych)				Ocena na podstawie wykonanych pomiarów (4 kateny, 16 punktów)			
	A*	B	C	D	A	B	C	D
Ilość próbek	10	10	20	10	4	4	4	4
Min	34,77	31,49	14,33	1,93	21,77	25,22	22,08	3,78
Max	39,88	40,52	40,52	26,68	44,75	44,57	31,22	17,03
Średnie	37,27	35,75	28,30	15,84	37,87	33,37	25,60	12,08
Odchyl. stand.	1,75	3,35	8,26	7,31	10,84	9,37	3,99	6,18
Współczynnik zmienności	4,70	9,36	29,17	46,13	28,61	28,09	15,60	51,13

*A – regosole; B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne czarnoziemne

5.3. Współczynnik erozyjności K

Ocena współczynnika K. Oszacowanie wartości współczynnika K było wykonane w punktach poboru próbek gleb z układów katenalnych (w tym przypadku oceniano poziomy orne), oraz w punktach dodatkowych pobrań (50 punktów sondażowych).

Oszacowania wartości współczynnika K dokonano według równania Williamsa (1984), które zostało szczegółowo opisane w podrozdziale 4.4.

Równanie Williamsa stosuje podstawowe właściwości gleb do kalkulacji współczynnika K. Różnicy pomiędzy typami gleb, wyróżnionych na terenie badań, zostały opisane w poprzednim podrozdziale i dodatkowo umieszczone w tabeli 12 ze statystyką opisową.

W celu pracy podano, że współczynnik K odzwierciedla podatność gleb na erozję wodną, wynikającą z różnic genezy gleb. W przypadku powierzchni badawczej obliczone wartości współczynnika K wahają się od 0,0251 do 0,0349 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹ (tab. 13; zał 14).

Najbardziej jednorodną grupą gleb pod względem wartości współczynnika K są regosole (A). Współczynnik K w tej grupie zmienia się od 0,0298 do 0,0345 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹ ze średnią wartością 0,0330 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹. Ta grupa gleb ma minimalny współczynnik zmienności, który wskazuje na mniejszy rozrzut danych w porównaniu z innymi grupami gleb. Wartości współczynnika erozyjności K dla regosoli są największe zarówno w liczbach bezwzględnych, jak i wartościach średnich. Gleby płowe zerodowane (B) mają bardzo podobne wartości współczynnika K, zmieniają się od 0,0290 do 0,0340 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹. Wartości współczynnika K dla grupy gleb płowych zerodowanych nie są tak jednorodne jak w przypadku

regosoli, o czym świadczą wyższe wartości współczynnika zmienności (tab. 13). Jednak rozkład danych jest tu bardziej skoncentrowany w porównaniu z glebami dolnej części stoku.

Tab. 12. Statystyka opisowa właściwości gleb obszaru badań (kateny i punkty sondażowe)

	A*	B	C	D	A	B	C	D
	Piasek, [%]				Pył, [%]			
Ilość próbek	14	14	24	14	14	14	24	14
Średnia	58	58	66	59	26	24	25	32
Min	55	51	55	49	21	20	16	24
Max	62	62	76	68	29	30	33	40
Odchyl. standard.	0,53	0,88	1,02	1,38	0,56	0,72	0,80	1,17
Współcz. zmienności	3,43	5,65	7,61	8,73	7,95	11,11	15,74	13,79
	II, [%]				SOC, [%]			
Ilość próbek	14	14	24	14	14	14	24	14
Średnia	16	18	9	9	0,62	0,82	0,96	2,46
Min	14	15	4	5	0,33	0,60	0,69	1,0
Max	19	21	20	16	0,76	1,03	1,39	6,45
Odchyl. standard.	1,38	1,98	3,27	2,95	0,13	0,13	0,22	1,40
Współcz. zmienności	8,79	11,03	34,85	31,53	20,7	16,11	22,38	57,06

*Gleby: A – regosole; B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne czarnoziemne

Gleby płowe, jako grupa zajmująca największą powierzchnię i posiadająca największą ilość badanych punktów, mają najwyższy współczynnik zmienności danych – 7,42, co świadczy o najmniejszej jednolitości danych. Wartości współczynnika K dla gleb płowych wahają się od 0,0248 do 0,0349 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹, i prezentują wartości minimalne i maksymalne dla całej powierzchni badawczej. Tak duży rozrzut danych potwierdza wniosek, że gleby płowe, dzięki położeniu na stoku między glebami zerodowanymi a glebami deluwialnymi, mają bardzo zróżnicowaną podatność na erozję, co w dużym stopniu zależy od nachylenia stoku, ilości materiału deluwialnego i intensywności innych czynników.

Tab. 13. Statystyka opisowa współczynnika erozyjności K dla obszaru badań Orzechowo (kateny i punkty sondażowe)

K (t·ha·h·ha ⁻¹ ·MJ ⁻¹ ·mm ⁻¹)	A*	B	C	D
Ilość próbek	14	14	24	14
Średnia	0.0330	0.0310	0.0301	0.0285
Min	0.0298	0.0290	0.0248	0.0250
Max	0.0345	0.0340	0.0349	0.0320
Odchyl. standard.	0.0013	0.0015	0.0022	0.0020
Współczynnik zmienności	3.84	5.06	7.42	6.68

*Gleby: A – regosole; B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne czarnoziemne

Najniższe wartości współczynnika K odnotowano w glebach deluwialnych czarnoziemnych (D) – od 0,0250 do 0,0320 ze średnią 0,0285 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹. Jak wspomniano powyżej, grupa ta cechowała się minimalną zawartością ładu i wysoką zawartością węgla organicznego.

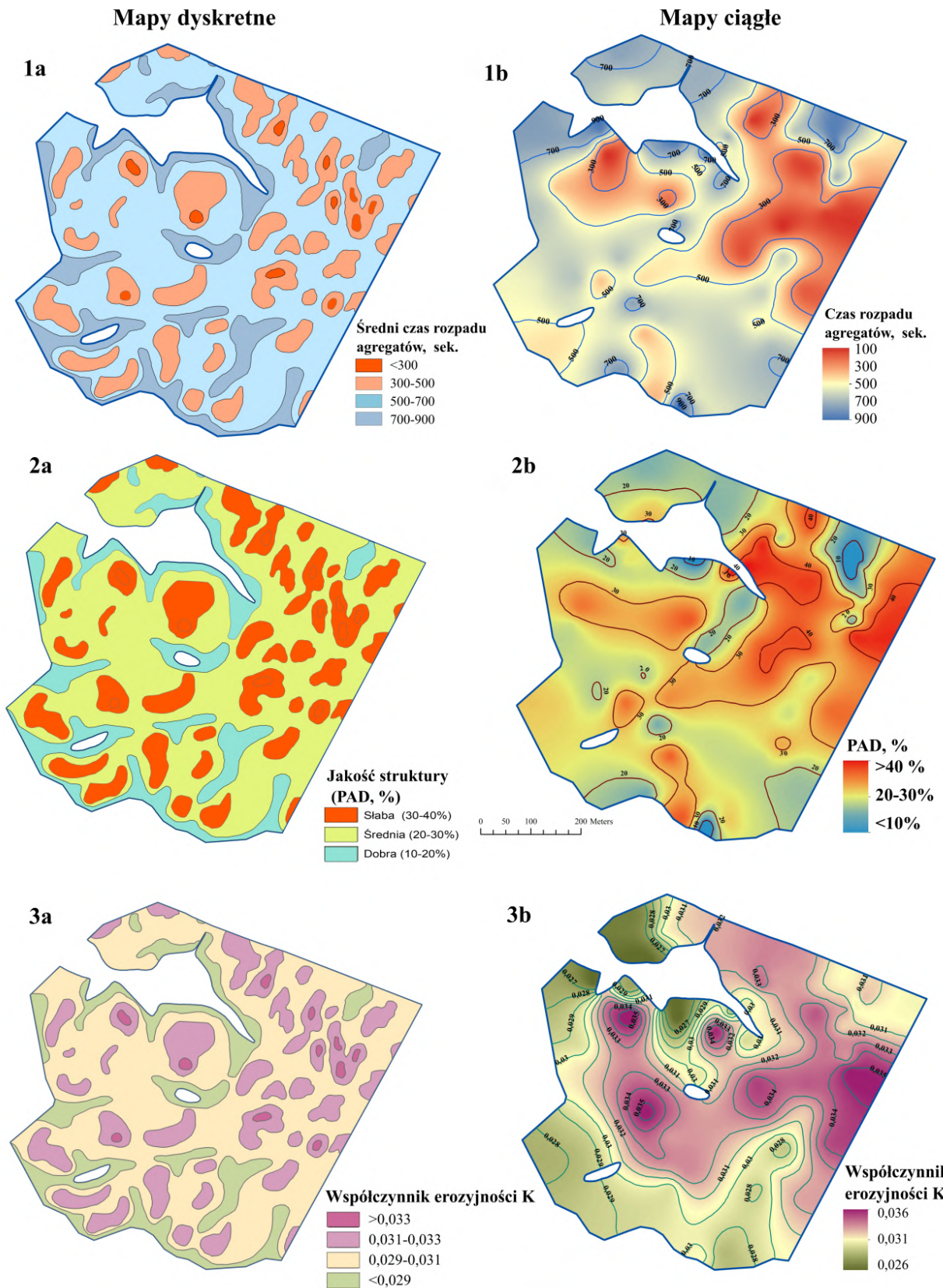
W celu ustalenia różnic między różnymi grupami gleb wykonana analiza statystyczna ANOVA (Kruskal-Wallis pairwise). Rezultaty analiza wykazały, że istnieją wyraźne zmiany współczynnika erozji gleby K w zależności od stopnia antropogenicznego przekształcenia gleby ($p < 0,05$ między glebami zerodowanymi a deluwialnymi czarnoziemnymi). Jednocześnie, odnotowany brak różnic statystycznych ($p > 0,05$) pomiędzy regosolami (gleby A) i płowymi zerodowanymi (gleby B) w wartościach współczynnika K . Najbardziej wyróżniającym się typem gleb w obrębie powierzchni badawczej są gleby deluwialne czarnoziemne (gleby D).

5.4. Przestrzenne zróżnicowanie właściwości struktury i współczynnika erozyjności K

Jednym z głównych celów badania było określenie przestrzennej zmienności wodoodporności struktury (na podstawie czasu rozpadu agregatów [sek.] i procentu rozpadu agregatów (PAD, %) w skali całej powierzchni badawczej, a także porównanie otrzymanych wyników ze zmiennością współczynnika erozyjności K ($t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$). Wizualizacja została wykonana na podstawie dwóch najczęściej stosowanych metod: tworzenia map dyskretnych na podstawie mapy glebowej oraz tworzenia map ciągłych na podstawie analizy przestrzennej (narzędzia GIS) (Bonilla i Johnson, 2012; Avalos i in., 2018; Efthimiou, 2020).

W pierwszej metodzie zastosowano średnie wartości współczynników, obliczone dla każdego typu gleb – A , B , C i D (podrozdziały 5.2; 5.3), przypisane do obszarów, zajmowanych przez gleby w obrębie powierzchni badawczej (ryc. 21: 1a, 2a, 3a). Obszary te wyznaczono na podstawie ortofotomapy i zmienności barwy poziomów powierzchniowych. Wykorzystanie konceptualnej mapy glebowej dla wizualizacji przestrzennej zmienności właściwości struktury i współczynnika erozyjności K polegało na przypisywaniu średnich wartości współczynników jako atrybutu każdego konturu glebowego. Takie podejście sprawia, że współczynniki zmieniają się w taki sam sposób, jak pokrywa glebowa.

Drugie podejście wykorzystywało narzędzia GIS do tworzenia ciągłych map na podstawie interpolacji wartości współczynników pomiędzy punktami w katenach i punktami sondażowymi (w sumie 66 punktów w obrębie obszaru badań). Mapowanie cyfrowe za pomocą narzędzi GIS daje dobre wyniki, zwłaszcza w skali lokalnej i w oparciu o dużą bazę próbkowania (Tian i in., 2021). Wartości współczynników w punktach sondażowych obliczono na podstawie równań regresji (czas rozpadu agregatów (sek.) i PAD (%)) i na podstawie równania Williamsa w przypadku współczynnika erozyjności K . Porównanie dwóch metod wizualizacji zaprezentowano na ryc. 21.



Ryc. 21. Przestrzenne zróżnicowanie właściwości struktury i współczynnika erozyjności K (po lewej stronie (1a; 2a; 3a) mapy stworzone na podstawie dyskretnej mapy glebowej opartej o ortofotomozaikę i dostosowanie średnich wartości współczynników do konturu glebowego; po prawej stronie (1b; 2b; 3b) mapy na podstawie interpolacji SPLINE (GIS))

Przestrzenna zmienność czasu rozpadu agregatów (sek.). Przypisywanie średnich wartości do konturów glebowych dało możliwość podziału średniego czasu rozpadu agregatów na

4 kategorii (ryc. 21, 1a). Najmniejsze obszary zajmowały regosole (*A*) z czasem rozpadu agregatów (sek.) poniżej 300 sek. Jest to około 1% powierzchni badawczej. Jedną czwartą część badanego obszaru zajmują gleby płowe zerodowane (gleby *B*), którym odpowiada średnia wartość czasu dyspersji agregatów – 375 sek. Największy obszar (ponad połowę powierzchni badawczej) zajmują gleby *C* ze średnimi wartościami czasu rozpadu agregatów w przedziale 500-700 sek. Średnia ważona wartość czasu rozpadu agregatów (sek.) dla całej powierzchni badawczej Orzechowo, obliczona na podstawie mapy dyskretnej (ryc. 21, 1a), wynosi 576,5 sek. (tab. 14).

W odróżnieniu od poprzedniego podejścia, interpolacja Spline odbywa się w szerszym zakresie – od minimalnych 100 sek. do najwyższych 900 sek – z uzyskaniem ciągłości danych (ryc. 21, 1b). Gleby bardzo słabo odporne na działanie wody (czas rozpadu agregatów <300 sek.) zajmują podwyższenia terenu we wschodniej i północno-wschodniej części powierzchni badawczej i na szczytach pagórków. Generalnie obszary te odpowiadają miejscom występowania regosoli. Zgodnie z danymi przedstawionymi w tabeli 14, obszar z takimi wartościami czasu rozpadu agregatów obejmuje 14% terytorium badań. Największy obszar zajmują gleby, dla których czas dyspersji agregatów wynosi 500-600 sekund – 28,6%. Jest to prawie dwukrotnie mniejszy obszar, niż obliczony przy zastosowaniu pierwszej metody. W tym przedziale wartości leżą obszary pośrednie, między pagórkami a obniżeniami terenu, które odpowiadają w większości glebom płowym (*C*) i, częściowo, glebom deluwialnym czarnoziemnym (*D*). Gleby z agregatami odpornymi na statyczne działanie wody (800-900 sek) zajmują nieznaczną powierzchnię – 1,3% i lokują się na granicach pola w obniżeniach terenowych. Interpolacja Spline dobrze podkreśla spadek wartości czasu rozpadu agregatów [sek.] w kierunku obniżeń terenu. Jak już było mówione wcześniej, pozytywnym efektem zastosowania interpolacji Spline jest powstanie mapy, bardziej precyzyjnie pokazującej stopniową naturalną zmienność badanej cechy struktury, bez nagłych „skoków” od jednych gleb do innych. Do tego, nie jest konieczna wiedza o przynależności pedonów do tego czy innego typu gleb, gdyż dane otrzymane z równania regresji uwzględniają tylko podstawowe właściwości gleb.

Tab. 14. Obszary o różnych wartościach czasu rozpadu agregatów (sek.) w zależności od metody wizualizacji przestrzennego zróżnicowania

Sposób wizualizacji	Obszary z różnymi wartościami dyspersji agregatów (sek.), % od ogólnej powierzchni							Średnia ważona wartość dla obszaru, sek
	< 300	301-400	401-500	501-600	601-700	701-800	801-900	
Interpolacja metodą Spline	14,0	9,6	16,7	28,6	21,8	8,0	1,3	513,8
Średnia wartość dostosowana do powierzchni konturów gleb	26,0		58,0			16,0		576,5

Średnia ważona wartość czasu rozpadu agregatów dla całej powierzchni badawczej Orzechowo, obliczona na podstawie ciągłych map (ryc. 21; 1b), wynosi 513,8 sek., co odpowiada jakości struktury o średniej wodoodporności i ma zbliżone wartości z poprzednią metodą.

PAD. Przestrzenna zmienność wartości PAD (%) była wykonana w sposób, analogiczny wyżej opisanemu (ryc. 21). W celu ułatwienia interpretacji map i bazując na wynikach badań, uzyskane wartości PAD zostały podzielone na 5 klas z odstępem między klasami 10%, gdzie PAD 0-10% odpowiada agregatom wodoodpornym (struktura bardzo dobra), 10-20% strukturze dobrej, 20-30% – strukturze średniej, 30-40% strukturze słabej; 40-50% strukturze bardzo słabej (bardzo nietrwałym agregatom). Taki podział pozwala na łatwiejszą interpretację mapy dyskretnej (ryc. 21, 2a). W odróżnieniu od poprzednio opisanego współczynnika, dla którego na mapie dyskretnej każdy typ gleby posiadał swój kolor, wartości PAD dla regosoli i pływych zerodowanych trafiają w jedną klasę (PAD 30-40%). W efekcie wszystkie pedony powierzchni badawczej dzielą się na trzy kategorie co do oceny jakości agregatów. Powierzchnie, które zajmuje każda kategoria ukazano w tabeli 15. Ponieważ mapa dyskretna bazuje na mapie glebowej, obszary z różnymi wartościami PAD odpowiadają ilościowo powierzchniom, zajmowanym przez poszczególne typy gleb. Największy obszar zajmują gleby ze średnią jakością struktury – 58% powierzchni badawczej. Obszar o słabej strukturze obejmuje 26% , a o dobrej – 16%.

Tab. 15. Obszary o różnych wartościach PAD [%] w zależności od metody wizualizacji przestrzennego zróżnicowania

Sposób wizualizacji	Obszary z różnymi wartościami PAD [%], % od ogólnej powierzchni					Średnia ważona wartość PAD dla obszaru, %
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	
Interpolacja metodą Spline	0,9	14,9	50,8	27,5	5,9	27,26
Średnia wartość dostosowana do powierzchni konturów gleb	16,0		58,0	26,0		26,00

Wizualizacja zmienności PAD za pomocą interpolacji Spline, jak i w poprzednim przypadku, w dość wiarygodny sposób odzwierciedla stopniowe obniżenie wodoodporności struktury w kierunku od podwyższonej części obszaru badań do obniżeń terenu. Jednocześnie, obszary ze słabą strukturą (PAD >30) są wizualnie skorelowane z mapą czasu rozpadu agregatów (ryc. 21; 1b, 2b). Obszary o słabej (PAD 30-40%) i bardzo słabej strukturze (PAD 40-50%) zajmują 27,5 i 5,9% odpowiednio (tab. 15). Ogólnie słabo trwała struktura cechuje 33,4% wszystkich gleb w obrębie powierzchni badawczej. Natomiast połowę obszaru zajmują gleby ze

strukturą średniej jakości. Gleby ze strukturą wodotrwałą obejmują obszar 0,9%, a ze strukturą dobrą 14,9%.

Obliczenie PAD na podstawie mapy dyskretnej i ciągłej pokazało bardzo zbliżone wartości średnich ważonych dla całego obszaru (tab. 15).

Przestrzenna zmienność wartości współczynnika K. Ostatnim współczynnikiem, wykorzystanym do oceny przestrzennej zmienności właściwości pokrywy glebowej i odpowiedzialnym za rozwój erozji gleb, jest współczynnik erozyjności K. Do wykonania map zostały zastosowane te same narzędzia, co i dla poprzednio opisanych współczynników. W rezultacie stworzona została mapa dyskretna (ryc. 21, 3a) i ciągła (ryc. 21, 3b). W odróżnieniu od poprzednich współczynników, mapa ciągła powstała w oparciu o dane pomiarowe bez opracowania równania regresji do obliczenia wartości K w punktach sondażowych.

Mapa dyskretna współczynnika erozyjności K (ryc. 21, 3a) odzwierciedla wzór zmienności pokrywy glebowej. Wydzielenie na obszarze badań 4 typów gleb sprawiło, że wszystkie gleby są zawarte w czterech kategoriach według wartości współczynnika K. Największą powierzchnię (58,0% badanego obszaru) zajmują gleby płowe (gleby C) z wartościami K, leżącymi w przedziale 0,030-0,031 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹. Najwyższe wartości współczynnika K 0,033-0,034 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹, które wskazują na najbardziej podatne na erozję gleby, odnotowano dla regosoli zajmujących 1% powierzchni badawczej. Gleby deluwialne czarnoziemne (gleby D) o minimalnych wartościach współczynnika K (0,028-0,029 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹) zajmują 16% powierzchni badawczej (tab. 16). Średnia ważona wartość współczynnika K dla całego obszaru badań obliczona dla tej metody wyniosła 0,0305 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹.

Interpolacja Spline została wykorzystana do sporządzania mapy ciągłej. Jak widać na ryc. 21 (3b) wyższe wartości współczynnika K odpowiadają głównym lokalizacją gleb A i B, czyli obszarom uległym przekształceniu w skutku denudacji antropogenicznej. Znaczne obniżenie wartości współczynnika erozyjności K odnotowano w zamkniętych obniżeniach terenu, co w dużej mierze pokrywa się z rozmieszczeniem gleb deluwialnych czarnoziemnych (D) na mapie dyskretnej.

Przestrzenna zmienność wartości K ukazuje pewne specyficzne cechy (tab. 16). Interpolacja Spline pokazuje, że obszary o różnych poziomach wartości współczynnika K mają bardzo podobny rozkład i obejmują od 10 do 16% powierzchni dla wszystkich kategorii z K powyżej 0,028 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹. Natomiast, niskie wartości współczynnika K (poniżej 0,028 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹) zajmują obszary od 1,4 do 4,8% od ogólnej powierzchni badawczej. Średnia ważona wartość współczynnika erozyjności K dla całego obszaru wyniosła 0,0312 t·ha·h·ha⁻¹·MJ⁻¹·mm⁻¹ co jest porównywalne z mapą dyskretną.

Tab. 16. Obszary z różnymi wartościami współczynnika K ($t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$) w zależności od podejścia do wizualizacji, w % od całego obszaru

Podejście do wizualizacji	Powierzchnia z różnymi wartościami współczynnika K ($t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$), % od całego obszaru										Średnia ważona wartość K
	0,026 i mniej	0,026-0,027	0,027-0,028	0,028-0,029	0,029-0,030	0,030-0,031	0,031-0,032	0,032-0,033	0,033-0,034	0,034 i więcej	
I*	4,8	1,4	2,8	10,8	14,0	10,9	15,0	16,2	11,5	12,7	0,0312
II	16,0			58,0			25,0		1,0		0,0305

*I – Spline interpolacja; II – Średnia wartość dostosowana do powierzchni konturów gleb

Na podstawie analizy wszystkich trzech współczynników można stwierdzić, że interpolacja Spline dała satysfakcjonujące wyniki w północno-wschodniej części obszaru badań, gdzie można było zaobserwować wyraźne pogorszenie wodoodporności struktury na podstawie wszystkich ocenianych parametrów, co związane było z występowaniem gleb zerodowanych. Dodatkowo, interpolacja Spline dobrze ukazuje polepszenie wodoodporności struktury w kierunku obniżen terenu. Pozytywnym efektem zastosowania interpolacji Spline jest powstanie mapy, bardziej precyzyjnie pokazującej stopniową naturalną zmienność wartości badanych parametrów.

Południowo-zachodnia część terenu badań, głównie z glebami nie zerodowanymi, została zilustrowana przez interpolację Spline w sposób niezbyt zadowalający. Zwłaszcza w kontekście współczynnika erozyjności K. Pomimo stopniowego przejścia wartości K z wysokich znaczeń do stosunkowo niskich, dużą liczbę konturów gleb płowych zerodowanych zaliczono do obszarów o niskim potencjalnym zagrożeniem erozją wodną.

Z drugiej strony, tradycyjne podejście do wizualizacji, polegające na przyjęciu średnich wartości badanych współczynników do poszczególnych konturów glebowych, nie zapewnia ciągłości w zmienności współczynników. I pod tym względem nie jest doskonałe.

6. DYSKUSJA

Pytania dotyczące racjonalnego gospodarowania glebami są obecnie odzwierciedleniem zjawisk i tendencji występujących w polityce rolnej Unii Europejskiej. Powszechne zrozumienie roli gleby w funkcjonowaniu krajobrazów powoduje szczególną uwagę co do zachowania jej naturalnych właściwości i określenia występujących zagrożeń (Krasowicz i in., 2011). Zarówno w UE, jak i na całym świecie grunty i gleba są nadal degradowane wskutek działalności człowieka, takiej jak złe gospodarowanie gruntami, zmiana kierunków użytkowania gleb, niezrównoważone praktyki rolnicze, zanieczyszczenie, zagęszczenie gleby, utrata bioróżnorodności. Często czynniki te występują równolegle, co ogranicza zdolności gleb do odnawiania się i spełniania funkcji ekosystemowych (Rezolucja Parlamentu Europejskiego 2021/2548 (RSP). Zapotrzebowanie systemowe na ochronę gleb jako najważniejszego składnika krajobrazu, dodatkowo podkreśla szczególną rolę struktury gleb – właściwości, która wywiera znaczny wpływ na większość procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych zachodzących zarówno w glebach naturalnych, jak i zmienionych pod wpływem działalności człowieka.

Wykonane badania struktury gleb wysoczyzny morenowej pagórkowatej, w dużym stopniu przekształconych denudacją antropogeniczną, pokazały, że dotychczas tego tematu nie badano w aspekcie zmian przestrzennych. W czasach dzisiejszych to zagadnienie jest coraz bardziej popularne wśród praktyków, gdyż wdrożenie zrównoważonych praktyk rolniczych jako jednego z narzędzi zmniejszenia negatywnego wpływu rolnictwa na zmiany klimatu, degradację gleb i ekologię otaczającego nas środowiska, prowadzi do powstania nowych wyzwań przed badaczami. Jedno z nich, to stworzenie map o możliwie większej ilości właściwości glebowych, także i struktury, w celu pełnego wykorzystania potencjału rolnictwa w skali lokalnej. Zrównoważone rolnictwo stosuje szeroką gamę technologii, które zbierają dane i wybierają zabiegi agrotechniczne najbardziej pasujące dla konkretnych lokalizacji, a nie dla hipotetycznego przeciętnego stanu pokrywy glebowej (Aubert i in., 2012; Rodríguez i in. 2017; Yost i in., 2017). Dlatego staje się ważnym wykonanie badań w zakresie struktury gleb, które dostarczają brakujących informacji nie tylko z punktu widzenia gleboznawstwa podstawowego, ale i praktycznego stosowania wiedzy do zmniejszenia skutków antropogenicznego przekształcenia krajobrazów.

Wybór wysoczyzny morenowej pagórkowatej jako obszaru badań odpowiada szerokiemu rozumieniu krajobrazu przekształconego działalnością człowieka. Szacuje się, że obszar młodoglacjalny w Polsce zajmuje około 116,3 tys. km². Jest to obszar znacznie narażony na denudację antropogeniczną na skutek wyjątkowego połączenia czynników geomorfologicznych, geologicznych i antropogennych. Ostatnie kilkaset lat (głównie od wczesnego średniowiecza,

kiedy osadnictwo masowo wkroczyło na wysoczyzny morenowe oraz gdy rozpoczęły się trwałe odlesienia i ulepszyła technika uprawy ziemi) to okres tworzenia form antropogenicznych (np. wzmożenie erozji gleb), które stało się czynnikiem wiodącym w przekształceniu krajobrazu młodoglacjalnego. Od tego czasu zmiany krajobrazu stały się częste i znaczące (Kostrzewski i in., 2008). Współwystępowanie gleb zerodowanych i deluwialnych na bardzo niewielkich odległościach jest cechą charakterystyczną takiego krajobrazu w różnych regionach Europy i Ameryki Północnej (Świtoniak, 2014; Świtoniak i in., 2013; Antropogeniczne przekształcenia..., 2014; Landi i in., 2004; Kappler i in., 2018; Vanwalleghem i in., 2017).

Wyniki badań przedstawione w rozdziale 5 opracowania świadczą o bardzo wysokiej niejednorodności pokrywy glebowej powierzchni badawczej. Jest to szczególnie ważne, ponieważ obszar ten jest reprezentatywny dla powszechnych w obszarach młodoglacjalnych wysoczyzn morenowych falistych i pagórkowatych. O wysokim przekształceniu pokrywy glebowej powierzchni badawczej świadczą specyficzne właściwości gleb, a mianowicie: ogłowienie profili glebowych (26% powierzchni), gromadzenie deluwiów (16% obszaru), bardzo niska (poniżej 1%) zawartość węgla organicznego w glebach (66% wszystkich próbek), zmiany kolorów warstw powierzchniowych w kierunku od szarych do jasnobrązowych (26% obszaru). Z jednej strony wynikająca z przekształceń antropogenicznych niejednorodność świadczy o potrzebach specyficznego podejścia do gospodarki glebami w takich regionach, z drugiej – powtarzające się sekwencje układów katalnych pozwalają na opracowanie uniwersalnych rozwiązań dla znacznych obszarów. Ocena właściwości gleb, które w różnym stopniu odzwierciedlają niejednorodność pokrywy glebowej, daje możliwość na pozyskanie dodatkowych danych przy podejmowaniu decyzji podczas użytkowania tych terenów. Przykładem nieprawidłowej decyzji można nazwać zaobserwowany na obszarze badań Orzechowo pogłębienie poziomu ornego do 30 cm, chociaż właściwości poziomu podornego wskazują na potrzebę unikania głębokiej orki. Zabieg ten powoduje obniżenie i tak niskiej zawartości materii organicznej i ogólne pogorszenie właściwości struktury. W obrębie powierzchni badawczej zabieg ten mógłby być stosowany tylko na glebach deluwialnych czarnoziemnych, gdzie poziom próchniczny jest wystarczająco głęboki, a jednocześnie poziomy orny i podorny są zbliżone podstawowymi właściwościami (rozdział 5.1).

Już na etapie wykonania prac terenowych można zidentyfikować specyficzne cechy struktury gleb, co daje możliwość określenia zagrożeń pokrywy glebowej. W przypadku badanego obszaru jest to nadmierne zagęszczenie zarówno gleby warstwy ornej, jak i podornej. Wyraża się to w niskiej porowatości materiału glebowego i słabym przenikaniu korzeni roślin, a także w przeważnie angularnym i subangularnym kształcie agregatów. Struktura gruzełkowata obserwowana jest tylko w warstwie 0-10 cm, co wskazuje na naturalne rozluźnienie warstwy

powierzchniowej w glebach ornym (Kay i Angers, 2001). Wszystkie wyżej opisane cechy zaobserwowano podczas badań terenowych struktury zgodnie z metodyką Ball (Ball i in., 2015). Dalsze analizy w znacznej mierze potwierdziły wstępne wnioski co do jakości struktury, co daje możliwość wykorzystania zastosowanej metody jako dodatkowego narzędzia. Istotne w przypadku pokrywy glebowej powierzchni badawczej jest to, że zagęszczona gleba jest mocno narażona na rozwój erozji wodnej. Jednak we wstępnych badaniach w warunkach terenowych nie jest możliwe określenie ilościowe parametrów podatności struktury na destrukcyjne działanie wody. Użyta metoda przewiduje tylko ocenę punktową, co nie daje możliwości porównania z badaniami wodoodporności.

Wodoodporność agregatów jest parametrem kluczowym, na którym skupiają się badania, prezentowane w rozprawie doktorskiej. Prace badawcze oparto na hipotezie, że w krajobrazach młodoglacjalnych (wysoczyzna morenowa pagórkowata) o niejednorodnej pokrywie glebowej właściwości struktury zależą od stopnia zerodowania gleb i są powiązane z przekształceniami erozyjnymi (denudacją antropogeniczną), czyli różnymi etapami ogłowienia gleb i akumulacji osadów deluwialnych. Jednocześnie wodoodporność struktury, albo jej trwałość na negatywny wpływ wody i mechaniczne zniszczenie, w znacznym stopniu odpowiada za równowagę ekologiczną krajobrazu (Barthes, Roose, 2002; De Gryze i in., 2005; Mbagwu and Auerswald, 1999; Saygin i in., 2012; Shi i in., 2010; Xiao i in., 2017). Praca doktorska skupia się głównie na zagadnieniu oceny tej cechy agregatów i próbach jej wizualizacji. Wcześniejsze badania, w których zwracano uwagę na znaczenie wodoodporności agregatów jako elementu przestrzennej zmienności pokrywy glebowej, nie uwzględniały tak skomplikowanego obszaru, jak wysoczyzna morenowa pagórkowata. Jednak coraz więcej naukowców podejmuje próby uzyskania danych określających stabilność agregatów w różnych krajobrazach i prezentuje zmienność stabilności agregatów w skali regionalnej (Ye i in., 2019; Bouslihim i in., 2021; Zeraatpisheh i in., 2021). We współczesnych badaniach prognozowanie przestrzennego zróżnicowania właściwości struktury w warunkach lokalnych opiera się na dostępnych danych glebowych, dlatego rozszerzenie takich baz danych może być bardzo istotnym zagadnieniem, zwłaszcza w krajobrazach, takich jak wysoczyzna morenowa pagórkowata. Niniejsza praca stanowi uzupełnienie brakujących danych dla tego typu krajobrazu. Jak zauważyli niektórzy autorzy, stabilność agregatów jest mocno zmiennym przestrzennie parametrem i wiedza o jego zmianach w różnych krajobrazach nadal potrzebuje pogłębienia (Rzasa i Owczarzak, 2004; Ye i in., 2019; Zeraatpisheh et al., 2021).

Wykonane w rozprawie doktorskiej oceny na podstawie szeregu różnych współczynników, określających wodoodporność agregatów, pozwoliło w dość wiarygodny sposób ustalić potencjalną podatność na erozję gleb wysoczyzny morenowej pagórkowatej i falistej i zdefiniować właściwości gleb, odpowiedzialnych za rozwój erozji wodnej w różnych typach gleb.

W przedstawionych w niniejszej rozprawie badaniach ocena wodoodporności agregatów była realizowana w dwóch aspektach: ocena statycznego działania wody (czas rozmakania/destrukcji/dyspersji agregatów) i dynamicznego działania wody (współczynniki oszacowane na podstawie danych o ilości wodoodpornych agregatów podczas przesiewania na kolumnie sit). Badania te poprzedzała analiza agregatów w stanie powietrzno suchym, która wykazała dominację we wszystkich badanych glebach agregatów bardzo dużych (>7 mm, struktura blokowa), co może świadczyć o zachodzących negatywnych procesach, takich jak zagęszczanie i obniżenie filtracji. Najprawdopodobniej, jest to efekt długotrwałego użytkowania rolniczych gleb, co poprzednio zostało opisane przez szereg autorów (Mullins i in., 1990; Hillel, 1998; Giarolla i in., 2003; Nimmo, 2013; Daniells, 2012). Już na tym etapie badań oczywista jest niska jakość struktury. Zgodnie z uzyskanymi danymi największą zawartością agregatów >7 mm w stanie powietrzno-suchym cechują się regosole i płowe zerodowane, gdzie denudacja antropogeniczna doprowadziła do wyjścia na powierzchnię poziomów iluwialnych, a nawet skały macierzystej. Zerodowanie i całkowite zniknięcie poziomów eluwialnych z większą zawartością frakcji piasku, doprowadziło do ekspozycji poziomów podatnych na zagęszczanie agregatów glebowych, zwiększanie ich twardości i skurczliwości, na co także wskazywał szereg badaczy (Phillips i in. 1999; Jankauskas i Fullen, 2002; Rejman i in. 1998; Świtoniak 2014).

Zachowanie dużych agregatów w warunkach działania wody jest bardzo specyficzne ze względu na słabe połączenie w nich cząstek mineralnych między sobą. Dominacja dużych agregatów w glebach, jak w przypadku powierzchni badawczej, może skutkować ogólnym obniżeniem wodoodporności struktury, na co wskazuje szerokie poparcie tego wniosku przez liczne badania agregatów w różnych warunkach (Kay i Angers, 2001; Nciizah i Wakindiki, 2015). Jak podkreślają wspomniani wyżej badacze, głównym problemem dla gleb ze znaczną ilością dużych agregatów w warstwie ornej jest bardzo niska zdolność do przeciwdziałania mechanicznym siłom bądź to orce, albo kinetycznej energii deszczu.

W prezentowanych badaniach stosowanie różnych metod oceny wodoodporności pozwala na możliwie wyczerpującą jej ocenę i zrozumienie mechanizmów kształtowania agregatów wodoodpornych w różnych typach gleb. Na uzasadnienie stosowania takiego podejścia wskazują też inne badacze (Rzasa i Owczarzak, 2004; Han i in., 2016).

Poprzednie badania nad strukturą (Han i in., 2016; Fajardo i in., 2016; Levy i Mamedov, 2002; Zhou i in., 2013) podkreślają ważną rolę oceny procesu szybkiego zwilżenia gleby podczas ulewnych deszczy, i będącego jego skutkiem niszczenia agregatów w warstwie powierzchniowej. Prowadzi to do zasklepienia się gleby, tworzenia skorupy i jej pęknięć. Jak pokazał w swoich badaniach Fajardo i in. (2016), kontakt suchych agregatów z wodą w pierwszych kilku minutach ma kluczowe znaczenie dla ich niszczenia. Proces rozpadania się agregatów w początkowym

etapie kontaktu z wodą (szybkie nawilżanie, jak w przypadku stosowanego w niniejszym badaniu) zależy od ilości utrzymywanego w środku agregatu powietrza, właściwości chemicznych gleby i sił wiążących cząstki mineralne i organiczne w agregatach. Dla gleby wilgotnej z kolei większe znaczenie ma energia kinetyczna kropeł, niż prędkość nawilżania agregatu (Vaezi i in., 2017).

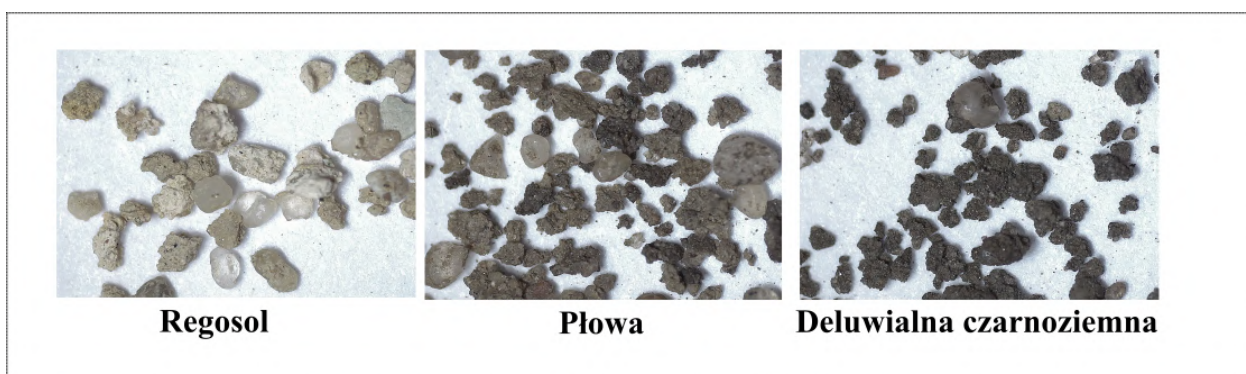
W kontekście prowadzonych badań, wyznaczenie wodoodporności struktury poprzez ocenę wpływu statycznego działania wody (en. *Slaking test*) wydaje się być dość obiecującą metodą dzięki szybkości jej wykonania i prostocie stosowanych narzędzi. Rezultaty tej analizy w agregatach z różnych typów gleb wysoczyzny morenowej pagórkowatej jednoznacznie wskazują na wysokie ryzyko tworzenie się warunków niekorzystnych dla roślin i prowadzących do przyspieszenia erozji wodnej w regosolach i glebach płowych zerodowanych, czyli glebach najbardziej dotkniętych spłycaaniem denudacją antropogeniczną. Gleby te cechują się bardzo szybką destrukcją większości agregatów glebowych – w pierwsze 5-7 minut od kontaktowania się z wodą. Obserwacje te sygnalizują, że susza glebowa i zwiększająca się częstotliwość ulewnych deszczy będą wpływać na te gleby i na procesy zachodzące w warstwie powierzchniowej bardzo niekorzystnie. Takie warunki prawdopodobnie będą występować coraz częściej w obliczu zmian klimatu, co będzie prowadzić do przyspieszenia degradacji zerodowanych pedonów. Jednocześnie, obecność w warstwach podornych agregatów bardzo szybko rozpadających się w wodzie (w mniej niż 5 minut) podkreśla konieczność ostrożnego podejścia do wyboru zabiegów agrotechnicznych, żeby uniknąć włączenia takich agregatów do warstwy ornej.

Opisane tendencje znajdują także poparcie w danych, otrzymanych podczas bezpośredniego badania różnych rozmiarów agregatów glebowych w warunkach dynamicznego działania wody. Bezpośrednie badania potwierdziły jak i w wypadku oceny statycznego działania wody bardzo niską wodoodporność agregatów powyżej 7 mm we wszystkich grupach gleb (rozdział 5.2.3.2, zał. 11). Agregatom tej wielkości nadaje się szczególną uwagę, gdyż one dominują w badanych glebach i uważa się, że ogólna ocena wodoodporności poszczególnych typów gleb będzie w większym stopniu zależała od specyfiki zachowania dominujących agregatów.

Gleby mocno zerodowane o obniżonej zawartości próchnicy w poziomach powierzchniowych miały najmniejszą ilość materiału wodoodpornego, pozostałego po działaniu wody na agregaty duże powyżej 7 mm. W glebach górnej części stoku zawartość agregatów powyżej 7 mm po działaniu wody spadła z blisko 80% w stanie suchym do około 1% po dynamicznym oddziaływaniu wody, a udział agregatów uległych zniszczeniu (PAD) był najwyższy spośród wszystkich badanych gleb. Również $WSA_{>1}$ jest najniższy w regosolach i płowych zerodowanych. Zawartość poniżej 10% wodoodpornych agregatów >1 mm wskazują na

prawie 2-krotnie mniejszą wodoodporność zerodowanych gleb w porównaniu z glebami płowymi niezerodowanymi i deluwialnymi czarnoziemnymi.

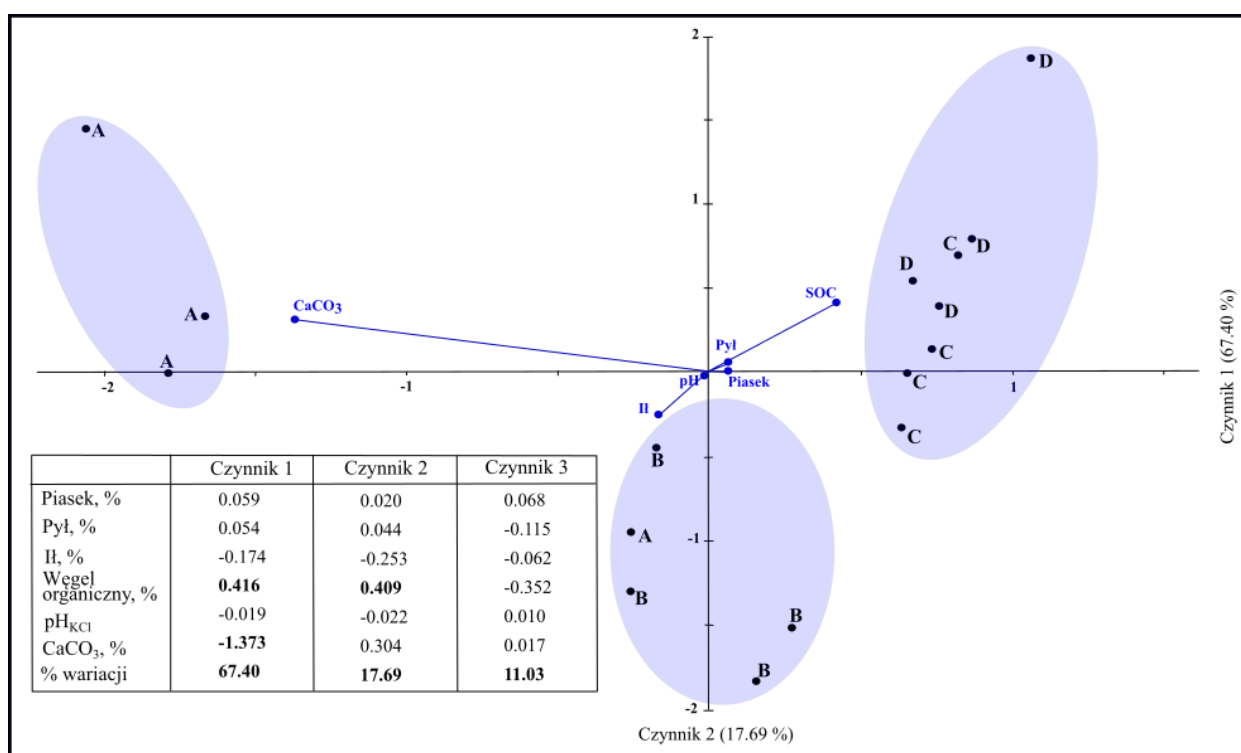
W przypadku współczynnika $WSA_{>0,25}$ który określa sumaryczną zawartość wodoodpornych agregatów, to prezentuje on nieznaczne różnice pomiędzy wszystkimi glebami oprócz deluwialnych czarnoziemnych (*D*). Wydaje się, że współczynnik $WSA_{>0,25}$ chociaż jest powszechnie stosowany, nie do końca może poprawnie określić jakość struktury w oparciu tylko o ilość agregatów wodoodpornych. Często pomija się w danym obliczeniu kwestię zawartości w najmniejszych frakcjach (1-0,5 i 1-0,25) pojedynczych cząstek mineralnych, które odpowiadają frakcjom piasku (zał. 3, 12). Chociaż część naukowców (Márquez i in., 2004) sugeruje odejmowanie od ogólnej ilości agregatów wodoodpornych zawartość mineralnych cząstek (1-0,25 mm), jednak kwestia ta wydaje się dyskusyjna. Dyskusyjność takiego podejścia wynika przede wszystkim z obserwacji agregatów wodoodpornych rozmiarów 1-0,5 mm i 0,5-0,25 mm z różnych gleb w powiększeniu (ryc. 22). Zdjęcie materiału glebowego (odseparowany na sitach 0,5 i 0,25 materiał glebowy, wysuszony) pokazuje, że ilość cząstek mineralnych, które można zaliczyć do agregatów jest różna w różnych typach gleb. Chociaż najwięcej frakcji piasku zawierają gleby płowe niezerodowane i deluwialne, jednak obserwacja świadczy o tym, że ilość pojedynczych ziaren kwarcu jest w nich niższa niż w regosolach.



Ryc. 22. Przykłady materiału glebowego po dynamicznym działaniu wody rozmiaru 1-0,5 mm z poziomu ornego różnych gleb (zdjęcie mikroskopowe, powiększenie +2)

Ponieważ wodoodporność struktury różnych typów gleb różni się w znacznym stopniu, zostały ustalone właściwości gleb, wpływające na tą cechę. W ocenie tej wykorzystano dane o podstawowych właściwościach badanych gleb, gdyż istnieje dość dużo dotychczasowych badań które podsumowują ogólną wiedzę na temat czynników wpływających na wodoodporność agregatów. Jak zauważyli niektórzy autorzy, istotną rolę w agregacji odgrywają zawartość i jakość węgla organicznego w związkach organiczno-mineralnych, zawartość i jakość łu, aktywność mikrobiologiczna oraz aktywność grzybów (Tisdall i Oades, 1982; Nimmo, 2013; Rząsa i Owczarzak, 2004).

Na podstawie przeglądu literatury podjęto decyzję o statystycznej analizie wpływu podstawowych właściwości gleby na parametry wodoodporności. Jedną z najczęstszych wykorzystywanych metod statystycznych skierowanych na ujawnienie interakcji między różnymi stronami procesów jest analiza korelacji (zał. 15). Macierz korelacji ilustruje najbardziej ogólnie parametry związane z wodoodpornością agregatów glebowych. Wynika z niej, że trwałość struktury w glebach wysoczyzny morenowej pagórkowatej najczęściej skorelowana jest z zawartością węgla organicznego w glebie, i mniej istotnie z uziarnieniem – głównie z zawartością iłu – oraz wtórnymi węglanami. Podobne wnioski o wpływie poszczególnych właściwości gleb na współczynniki wodoodporności w odniesieniu do innych warunków glebowych także sformułowali Mahmoodabadi i Ahmadbeigi (2013). Korelacja ta z jednej strony daje bardzo ogólny wgląd w czynniki, wpływające na wodoodporność, a z drugiej nie pozwala na wyciągnięcie jednoznacznych wniosków dotyczących wspólnej roli określonych właściwości gleby w procesie kształtowania struktury wodoodpornej. Aby ujawnić hipotetyczne interakcje między parametrami wodoodporności agregatów a właściwościami gleby przeprowadzona została analiza PCA pomiędzy grupą zależnych zmiennych (współczynniki wodoodporności struktury: $WSA_{>0,25}$; $WSA_{>1,0}$; PAD; MWD_{wet} ; czas rozpadu agregatów) i niezależnych zmiennych (właściwości gleb) (ryc. 23).



Ryc. 23. Główne czynniki wpływające na wodoodporność struktury poziomów ornych gleb układów katenalnych (gleby *A – regosole; B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne próchniczne)

W wyniku tej analizy zostały wyłonione trzy czynniki, które wyjaśniają około 96 procent wariacji. Pierwszy z nich ma największy wpływ na zmienność (67%) i łączy średni pozytywny

wpływ zawartości węgla organicznego (SOC) oraz bardzo istotny negatywny wpływ zawartości węglanów wtórnych. Drugi czynnik (17,69% zmienności) obejmuje również zawartość SOC bez żadnych innych czynników dodatkowych. W badaniu tym zawartość iłu nie miała potwierdzonego statystycznie istotnego wpływu na wodoodporność agregatów glebowych, jednak chociaż wykres (ryc. 23) wskazuje na negatywny wpływ podwyższonej zawartości iłu na wodoodporność agregatów. Dodatkowo ryc. 23 prezentuje grupy pedonów, na wodoodporność struktury których różnie wpływają różne właściwości. Wodoodporność struktury regosoli (gleby *A*) związana z zawartością węglanów, gleby *B* i jedna gleba *A* – z zawartością iłu. Natomiast struktura gleb pływowych (*C*) i deluwialnych czarnoziemnych (*D*) głównie ukształtowana jest zawartością węgla organicznego. W przypadku badanych gleb nie ujawniono wpływu zawartości cząstek pyłu i piasku, a także kwasowości gleb na wodoodporność struktury. Wykonana analiza bardzo dobrze popiera wyniki, które stały się podstawą do opracowania równań regresji dla współczynników wodoodporności PAD (%) i czas rozpadu agregatów (sec.).

Przegląd literatury potwierdza, że podobne czynniki wpływające na wodoodporność agregatów były odnotowane w różnych glebach, jednak nie powiązanych między sobą w granicach jednego krajobrazu.

Wpływ wtórnych węglanów został szczegółowo wyjaśniony dla gleb z wysoką zawartością wolnych jonów Ca^{2+} i Mg^{2+} , które, nie włączone w stałe związki, powodują pęcznienie agregatów i ich szybkie niszczenie w wodzie (Meozzi, 2011; Rengasamy i Marchuk, 2011; Ulen i in, 2012; Zhu et al., 2016). W oparciu o tę informację można wnioskować że czynnikiem wpływającym na niską stabilność agregatów w glebach grupy *A* (regosole) położonych na szczytach wzniesień może być odsłonięcie materiału skały macierzystej węglanowej – poziomu Ck. Przyorywanie skały macierzystej do poziomu ornego w regosolach na skutek długotrwałej denudacji antropogenicznej w znacznym stopniu podnosi zawartość węglanów, co jest cechą wyróżniającą te gleby w obrębie wysoczyzny morenowej pagórkowatej.

Drugim bardzo istotnym czynnikiem kształtowanie wodoodpornych agregatów jest zawartość węgla organicznego. Odnotowana wysoka wodoodporność agregatów w badanych glebach dolnej części stoków jest mocno powiązana z zawartością węgla organicznego (SOC). Jak było zaprezentowane w rozdziale 5.2.3.2 ze wzrostem zawartości SOC wzrasta też $\text{WSA}_{>1}$. Jednak, aby osiągnąć dobrą lub bardzo dobrą stabilność agregatów, ilość węgla w glebie powinna być bardzo wysoka dla gleb mineralnych (ponad 4%), co zostało potwierdzone badaniami Levy i Mamedova (Levy, Mamedov, 2002). Autorzy ci pokazali że istnieje silny związek wodoodporności agregatów z zawartością materii organicznej (>4%), jednak w glebach z jej niską zawartością (<2%) takie korelacje są znacznie słabsze i nie pozwalają na jednoznaczną ocenę wiodącej roli węgla organicznego w kształtowaniu wodoodpornych agregatów. Otrzymane dane o

wodoodporności agregatów zgadzały się także z danymi przedstawionymi przez Owczarzaka i Rząsę (2006) dla gleb pływych zbielicowanych i czarnych ziem w krajobrazie młodoglacjalnym w Polsce. Autorzy dokładniej udowodnili, że wysoka zawartość SOC zwiększa wodoodporność powietrzno-suchych agregatów we wszystkich kategoriach wielkości. Taką samą zależność potwierdzają również inne polskie badania (Orzechowski i in., 2011) dotyczące dużej zależności wodoodporności struktury od zawartości SOC, zwłaszcza w glebach deluwialnych. Wodoodporność agregatów badanych gleb była silnie związana z faktem, że gleby, znajdujące się na pagórkach, tracą materię organiczną w wyniku erozji. Natomiast dolna część stoku zyskuje więcej materiału deluwialnego, który jest wzbogacony w materię organiczną. Sytuacja ta nie jest wyjątkiem w krajobrazie młodoglacjalnym, i jest opisana w innych obszarach (Pennock i in., 1994). Część autorów wskazywała dodatkowo, że w glebach deluwialnych skład agregatowy poziomów ornych był zbliżony do gleb nieerodowanych (Paluszek, 1994, 2004; Bieniek, 1997). Ostatni wniosek nie znalazł potwierdzenia w prezentowanych w niniejszej rozprawie badaniach, ponieważ w przypadku obszaru wysoczyzny morenowej pagórkowatej gleby deluwialne czarnoziemne jako jedyne posiadały wysoką zawartość węgla organicznego, i względem wodoodporności struktury znacznie różniły się od pozostałych gleb, w tym pływych nieerodowanych.

Ostatnią istotną właściwością podstawową zgodnie z wykonaną analizą statystyczną jest zawartość cząstek iłu. Na znaczący wpływ zawartości cząstek iłu na kształtowanie struktury wodoodpornej wskazywał szereg autorów (Hillel i in., 1998; Vaezi i in., 2008). Jak zauważa część badaczy, ił jest podstawowym składnikiem agregatów, dlatego jego zawartość jest tak ważna przy analizie wodoodporności struktury i jej jakości, w tym w praktykach rolnictwa precyzyjnego (Kay i Angers, 2001; Blanco-Canqui i Lal, 2010). Zawartość iłu ma pozytywny wpływ na siły utrzymujące cząstki gleby w agregatach.

W krajobrazie wysoczyzny morenowej pagórkowatej gleby zerodowane (gleby *A* i *B*) cechują się podwyższeniem zawartości w składzie granulometrycznym cząstek iłu, niekiedy 2 razy więcej niż w glebach deluwialnych czarnoziemnych, osiągając średnio 18-20%. Jednak cząstki iłu nie mają tu korzystnego wpływu na wodoodporność struktury. Porównywalne wyniki negatywnego wpływu zawartości iłu poniżej 30%, (jak np. w glinach piaszczystych) na stabilność agregatów zaobserwowali również Yan ze współautorami (2010) i Wuddivira i in. (2021). Badacze podkreślają, że cząstki iłu nie włączone w agregaty, mogą być szybko rozpuszczane w wodzie i powodować straty gleby, zwłaszcza w glebach ornych (Watts i Dexter, 1997; Getahun i in. 2016; Lipiec i in., 2018). Dlatego niezbędnym wydaje się obliczenie zawartości iłu nie związanego z materią organiczną, gdyż ten parametr może wyjaśniać, dlaczego regosole próchniczne (węglanowe) i płowe zerodowane mają bardzo niską odporność na erozję.

Wspomniane gleby mają nadmiar takiego rodzaju cząstek ilastych (powyżej 10%, a w poziomie podornym gleb B nawet powyżej 20%), co wynika w pierwszej kolejności z bardzo niskiej zawartości węgla organicznego. Pomimo niewielkiej powierzchni (około 26% całkowitego obszaru), zajmowanej na obszarze badawczym przez gleby *A* i *B*, mogą one być głównym źródłem materiału deluwialnego ze względu na ich niską odporność na działanie wody. Na podstawie danych z badań ustalono, że gleby wysoczyzny morenowej pagórkowatej o średniej zawartości ilu (15–25%) mają obniżoną wodoodporność, zwłaszcza w połączeniu z brakiem węgla organicznego. Il nie związany z materią organiczną jest łatwo wypłukiwany z wodą opadową w głąb profilu, albo jest spłukiwany zmywem powierzchniowym w dół stoku.

Co dotyczy zawartości cząstek piasku i pyłu, to frakcje te w badanym obszarze nie mają decydującego wpływu na wodoodporność agregatów. Nie uwzględniono więc ich w równaniach liniowej regresji i dalszych obliczeniach.

Równoległe z pomiarami wodoodporności agregatów zostało wykonane obliczenie *współczynnika erozyjności K*. Zastosowane przy jego obliczaniu dane dotyczące podstawowych właściwości gleby dają możliwość otrzymania wyników, które można porównać z faktycznymi danymi wodoodporności gleb uzyskanymi w badaniach agregatów glebowych. Przegląd literatury dotychczasowych oszacowań wartości współczynnika *K* dla poszczególnych gleb w krajobrazie młodoglacjalnym ujawnił pewne niedociągnięcie w tej kwestii. Obecne podejście do modelowania procesu erozji i stosowania współczynnika erozyjności, jako jednego z komponentów modeli, skoncentrowano głównie na wielkoskalowym oszacowaniu współczynnika *K* (Panagos i in., 2015; Wang i in., 2016; Zhang i in., 2019; Benchettouh i in., 2017). Do tej pory nie prowadzono badań zmienności tego współczynnika w skali lokalnej – na przykład pojedynczych pól. Dla Polski najczęściej stosowane są dane Wawera i współautorów (Wawer i in., 2005), którzy dokonali oszacowania współczynnika *K* dla gleb Polski o różnych grupach granulometrycznych, bez powiązania jednak ze zmiennymi warunkami w obrębie poszczególnych krajobrazów. Dla państw Unii Europejskiej istnieje możliwość uzyskania danych z bazy danych “Soil Erodibility in Europe High Resolution dataset (500 m)” (2014). Takie dane, jednak, nie pozwalają na określenie zmienności wartości współczynnika *K* dla mniejszych obszarów, takich jak, na przykład, obszar badań Orzechowo, który w całości (pomimo tak dużej zmienności gleb) może być położony w obrębie jednego piksela z takiej bazy danych. Dane dotyczące zmienności współczynnika *K* w określonych warunkach lokalnych są ograniczone i obejmują pojedyncze badania w różnych krajach (Annabi i in., 2017; Ye i in., 2018, 2019). Co wydaje się bardzo ważne, że po dziesięcioleciach modelowania erozji na dużą skalę dla krajów i kontynentów, rodzi się przekonanie, że skuteczną kontrolę erozji gleby można osiągnąć tylko przy uwzględnieniu specyfiki oddzielnych pól i krajobrazów.

Ocena współczynnika erozyjności (K) dla obszaru badań Orzechowo pokazała znaczne zróżnicowanie jego wartości w obrębie pola – około 12-15% między różnymi glebami. Jednak w badaniach wielkoskalowych (Panagos i in., 2015a) różnice te znikają podczas generalizacji danych i prowadzenia klasyfikacji w porównaniu z glebami, bardziej podatnymi na erozję (np. gleby lessowe). Uzyskane dane pozwalają na ogólne stwierdzenie, że gleby najbardziej zerodowane – regosole – w obszarach młodoglacjalnych są znacznie bardziej podatne na erozję wodną niż inne typy i podtypy gleb. Wysoką podatność na erozję mają też gleby płowe zerodowane – tu czynnikiem decydującym jest podwyższona zawartość łu w odsłoniętych na powierzchni poziomach Bt. Uziarnienie i ubogość poziomów powierzchniowych wskazanych gleb w materię organiczną mogą potęgować erozję pedonów zerodowanych o około 12% w porównaniu z glebami płowymi niezerodowanymi. Denudacja antropogeniczna może zatem prowadzić do przyspieszenia potencjalnych procesów erozyjnych. Obliczony współczynnik erozyjności K dla glin piaszczystych (gleby A i B) potwierdza podobieństwo z innymi badaniami, wcześniej wykonanymi w Polsce. We wcześniejszych badaniach (Wawer i in., 2005) dla klasy uziarnienia gliny piaszczystej oszacowano współczynnik K (model EPIC) na poziomie 0,028-0,032 $t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$ (w prezentowanych badaniach 0,029-0,0345 $t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$). Ewentualną różnicę w stosunku do poprzedniej oceny współczynnika K można wyjaśnić większą dokładnością użytych danych dotyczących zawartości węgla organicznego w glebie, które trudno dokładnie ocenić w badaniach wielkoskalowych.

Jak i w przypadku współczynników wodoodporności struktury wartości współczynnika erozyjności K w dużej mierze zależały od składu granulometrycznego, ponieważ był on podstawą dla jego obliczenia. Szczegółowe dane przestrzenne dotyczące zmienności składu granulometrycznego w obrębie powierzchni badawczej pozwala na ustalenie głównych kierunków zmienności współczynnika K . Generalnie, otrzymane wyniki potwierdzają powszechne wnioski badaczy, że gleby piaszczyste o dobrej zdolności do infiltracji wody i stosunkowo dobrej przepuszczalności powierzchniowej warstwy glebowej mają niższe wartości K i są mniej podatne na erozję wodną (Stewart i in. 1975; Vopravil i in. 2007; Dymond, 2010). W obszarze badań gleby A i B zawierają najmniej cząstek piasku (średnio 58%) na korzyść zwiększenia zawartości frakcji łu (16 i 18%) ze względu na odsłonięcie materiałów macierzystych (gliny zwałowe węglanowe) lub poziomów iluwalnych (Bt). W nie zerodowanych i deluwialnych pedonach (gleby C i D) ilość piasku jest największa (>70%), ponieważ zachowały one dobrze rozwinięte przepuszczalne poziomy eluwalne lub zawierają piaszczyste deluwia, dlatego między innymi odnotowane tu najniższe wartości K . Powszechnie znany jest wpływ frakcji pyłu na obniżenie podatności gleb na erozję, co jednak nie ma kluczowego znaczenia w krajobrazie wysoczyzny morenowej pagórkowatej. Zazwyczaj gleby podlegają wyższej erozji, jeśli zawartość pyłu jest bardzo wysoka,

niezależnie od udziału pozostałych frakcji, tak jak jest to w glebach lessowych (Stewart i in., 1975; Paluszek, 1994; Święchowich, 2016; Ghosal i Das, 2020). Jednak w badanym obszarze pył nie miał wpływu ani na zróżnicowanie współczynnika K, ani na zmienność wodoodporność agregatów.

Wyniki badań jednoznacznie wskazują, że w przypadku bardzo niejednorodnej pokrywy glebowej opisywanie właściwości struktury w kontekście całego pola (pojedynczej działki) – nawet przy jednorodnym użytkowaniu – jest niewłaściwe. Różne metody oceny podatności gleb na erozję, przedstawione w niniejszej rozprawie doktorskiej, pozwalają na wybór najbardziej odpowiadającej w kontekście dostępnych dla użytkownika danych. Wykonana korelacja pomiędzy współczynnikami obliczonymi na podstawie różnych danych wejściowych (tab. 17) pozwala na wnioskowanie o możliwości oceny wodoodporności agregatów z wykorzystaniem metody oceny czasu rozpadu agregatów (sek.), gdyż rezultaty tego badania bardzo silnie skorelowane były ze współczynnikami wodoodporności struktury podczas dynamicznego działania wody. Także określony współczynnik czasu rozpadu agregatów (tab. 17) jest najsilniej powiązany z współczynnikiem erozyjności K ($r^2=-0,62$). Metoda oceny czasu rozpadu agregatów w wodzie może być zalecana dla szerokiego wykorzystywania, ponieważ daje porównywalne wyniki, nie potrzebuje specjalnego sprzętu laboratoryjnego, jest łatwa i szybka w wykonywaniu. Dodatkowym atutem jest otrzymanie wyników, które są łatwe do interpretacji, ponieważ pokazują faktyczny czas destrukcji agregatów.

Tab. 17. Macierz korelacji współczynników wodoodporności struktury na statyczne i dynamiczne działanie wody i współczynnika erozyjności K

	MWD _{drv}	MSA _{<0,25}	MSA _{>1}	MWD _{wet}	PAD	K (EPIC)	Czas rozpadu agregatów
MWD _{drv}	-	-0,43	-0,41	-0,47	0,56	0,29	-0,58
MSA _{<0,25}	-0,43	-	0,69	0,70	-0,98	-0,52	0,80
MSA _{>1}	-0,41	0,69	-	0,96	-0,72	-0,49	0,79
MWD _{wet}	-0,47	0,70	0,96	-	-0,73	-0,48	0,85
PAD	0,56	-0,98	-0,72	-0,73	-	0,56	-0,83
K (EPIC)	0,29	-0,52	-0,49	-0,48	0,56	-	-0,62
Czas rozpadu agregatów	-0,58	0,80	0,79	0,85	-0,83	-0,62	-

*bardzo silna korelacja, r^2 0.8–1.0 (**pogrubienie**); silna korelacja (dodatnia i ujemna), r^2 0.6–0.79 (**pogrubiona kursywa**)

Ponieważ każdy obliczony współczynnik określa jakość struktury, podjęto próbę opracowania współczynnika, wyznaczającego kompleksowe podejście do oceny trwałości struktury (TS) i wyrażenie go w stopniach (kategoriach) ułatwiających interpretację: od 1 do 5

(albo opisowo – od bardzo słabej do bardzo dobrej) (tab. 18; zał. 15). W podziale tym zastosowano między innymi poprzednio opracowane skale: MWD_{wet} opracowanie Le Bissonnais (1996), $WSA_{>1}$ opracowanie Paluszka (2013); a także samodzielnie opracowaną skalę dla PAD, $WSA_{>0,25}$ i czasu rozpadu agregatów.

Tab. 18. Klasyfikacja odporności struktury na podstawie różnych współczynników

TS (średni stopień dla gleby)	Ocena opisowa trwałości struktury	MWD_{wet}	$WSA_{>0,25}$	$WSA_{>1}$	PAD,%	Czas rozpadu agregatów, sek
0-1	bardzo słaba	<0,4	<50	<7	>40	<300
1-2	słaba	0,8-0,4	50-60	7-15	30-40	300-500
2-3	średnia	1,3-0,8	60-70	15-25	20-30	500-700
3-4	dobra	2-1,3	70-80	25-40	10-20	700-900
4-5	bardzo dobra	>2	>80	>40	<10	>900

W oparciu o współczynnik TS wykonana została ocena odporności struktury gleb obszaru młodogłacjalnego (tab. 19, zał. 15), która pokazała, że bardzo dobra struktura zgodnie z oceną ogólną zaobserwowana została tylko w poziomie ornym gleb deluwialnych czarnoziemnych. Natomiast, struktura słaba cechowała poziomy podórny wszystkich pozostałych gleb. Co dotyczy gleb w różnym stopniu zerodowanych, to ich poziomy orny mają strukturę słabą i wbrew oczekiwaniom, regosole i płowe zerodowane nie różnią się pod względem jakości struktury. Kompleksowa ocena wodoodporności gleb zerodowanych całkowicie zgadza się także z wynikami oceny współczynnika erozyjności K (Radziuk i Świtoniak, 2021), co zostało opisane powyżej.

Tab. 19. Klasyfikacja odporności struktury gleb obszaru młodogłacjalnego na podstawie różnych współczynników dla gleb obszaru młodogłacjalnego (średnie na podstawie 4 katen)

Gleby	Poziom	MWD_{wet}	$WSA_{>0,25}$	$WSA_{>1}$	PAD,%	Czas rozpadu agregatów, sek	Średni stopień	Ocena opisowa
Regosole	Orny	3,75	2,5	1,5	1	1,5	2,05	średnia
	Podorny	2,75	2	1	1	1,25	1,6	słaba
Płowe zerodowane	Orny	3,5	3,25	1,75	2	2,25	2,55	średnia
	Podorny	2,5	1,5	1	1	1	1,4	słaba
Płowe	Orny	4,75	3,75	2,75	3	2,75	3,4	dobra
	Podorny	2,5	2,75	1	1	2	1,85	słaba
Deluwialne czarnoziemne	Orny	4,75	4,75	2,75	3,75	4,25	4,05	bardzo dobra
	Podorny	4,25	4,25	2,5	3,5	3,75	3,65	dobra

Ocena wodoodporności struktury w oparciu o różne współczynniki i porównanie wyników ze współczynnikiem erozyjności K , także i w wykonanym zobrazowaniu, pozwala na lepszą adaptację stosowanych metod do potrzeb konkretnych użytkowników i biorąc pod uwagę dostępność danych.

Mówiąc o kartograficznym obrazie wartości współczynnika erozyjności K ($t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$), czasu rozpadu agregatów (sek.) i PAD (%) trzeba podkreślić kilka wniosków, które pokazują niedoskonałość przyjętych dotychczasowych podejść do wizualizacji parametrów w obszarze młodogłacjalnym. W krajobrazach o niejednorodnej pokrywie glebowej istnieją znaczne różnice w mapach opartych na różnych podejściach do wizualizacji danych. Zarówno odniesienie średnich wartości współczynników dla konturów gleb reprezentujących różne typy gleb, jak i interpolacja wartości uzyskanych z poszczególnych punktach (narzędzie GIS) mają swoje zalety i wady. Interpolacja może być zastosowana dla dokładnie przebadanego obszaru z dużą liczbą punktów wejściowych. W przypadku badanego pola o powierzchni 44 ha nawet 66 punktów wydaje się być niewystarczające. Wykonywanie większej ilości badań terenowych jest bardzo czaso- i kosztochłonne. Konieczne jest więc prowadzenie dalszych badań nad zastosowaniem ortofotomap w oszacowaniu właściwości poziomów powierzchniowych - co umożliwi opracowanie algorytmów do uczenia maszynowego i automatycznego "tworzenia" punktów niezbędnych do interpolacji. Z drugiej strony odniesienie średnich wartości mapowanych parametrów dla konturów reprezentujących różne typy gleb (mapy dyskretne) byłoby bardziej efektywne na obszarach jednorodnych o mniejszym zróżnicowaniu pokrywy glebowej. Tradycyjne podejście do wizualizacji, polegające na przyjęciu średnich wartości współczynników dla poszczególnych konturów glebowych, nie zapewnia stopniowego przejścia danych pomiędzy sąsiednimi konturami gleby, co jest zjawiskiem nienaturalnym. Jest to najważniejsza wada opisywanej metody, której nie da się wyeliminować środkami technicznymi. Mapy utworzone na podstawie obu podejść pokazują pewne nakładające się obszary, związane głównie z miejscami o wysokim przekształceniu erozyjnym. Jednak różnice między mapami są zbyt duże, aby mówić o zamienności metod. Mimo podobnych średnich wartości wag dla całego obszaru, uzyskanych w wyniku zastosowania obu podejść, nie są one w pełni zadowalające. Mapy tworzone w obu podejściach mają istotne wady z punktu widzenia ich praktycznego wykorzystania, m.in. w rolnictwie precyzyjnym w krajobrazie młodogłacjalnym.

7. WNIOSKI

Wykonane badania, przeprowadzone w skali lokalnej w obrębie wysoczyzny morenowej pagórkowatej obszaru młodoglacjalnego, pozwoliły na sformułowanie szeregu wniosków:

1. W obszarach młodoglacjalnych denudacja antropogeniczna stała się czynnikiem wiodącym, w znacznym stopniu odpowiedzialnym za przekształcenia pokrywy glebowej w stronę zwiększenia niejednorodności gleb. Wniosek ten został oparty zarówno o analizę danych literaturowych, jak i bezpośrednią ocenę pokrywy glebowej na podstawie ortofotomozaiki, badań terenowych i sporządzonej mapy glebowej. Wpływ przekształceń antropogenicznych wyraża się dużą dynamiką przestrzenną zarówno właściwości gleb, jak i właściwości struktury agregatowej na bardzo małych odległościach.

2. Gleby całkowicie zerodowane zajmują 1% powierzchni badawczej, gleby mocno zerodowane 25%, słabo zerodowane i niezerodowane – 58%, a gleby deluwialne – 16% powierzchni badawczej. Kluczowe znaczenie dla zmienności przestrzennej właściwości struktury gleb ma zarówno zróżnicowanie genetyczne gleb jak i ich znaczna dynamika przestrzenna wpływająca na znaczną ilość konturów glebowych, przedstawiających poszczególne typy i stopnie zerodowania. Gleby zerodowane występują aż w 54 konturach glebowych tworzących wyspy wśród 1 konturu gleb niezerodowanych. Oprócz wyżej wymienionych gleby deluwialne zajmują kolejne 11 konturów. Taki duży stopień złożoności pokrywy glebowej wskazuje na niezbędność stosowania zabiegów agrotechnicznych, opartych o elementy rolnictwa precyzyjnego.

3. W glebach wysoczyzny morenowej pagórkowatej, przekształconych denudacją antropogeniczną, jakość struktury i jej odporność na działanie wody jest zróżnicowana w zależności od podstawowych właściwości gleb związanych z procesami stokowymi. W każdej grupie gleb związanej z innym rodzajem/stopniem przekształceń denudacyjnych wiodący jest inny czynnik, który decyduje o zachowaniu agregatów struktury przy kontakcie z wodą. W regosolach jest to zawartość węglanów wtórnych, w glebach płowych zerodowanych – zawartość cząstek iłu. Obydwa czynniki mają wpływ negatywny i znacząco zwiększają podatność tych gleb na erozję. W glebach płowych niezerodowanych i deluwialnych czarnoziemnych czynnikiem najważniejszym jest zawartość węgla organicznego, który ma pozytywny wpływ na wodoodporność struktury.

4. Regosole i gleby płowe zerodowane mają strukturę średnioodporną na działanie wody. W miarę zmniejszenia stopnia zerodowania w glebach płowych jakość struktury polepsza się do dobrej i bardzo dobrej – w glebach deluwialnych czarnoziemnych. W poziomach podornych wszystkich gleb oprócz deluwialnych próchnicznych wodoodporność struktury bardzo słaba. Worywanie materiału poziomów podornych do warstwy ornej może znacznie obniżyć wodoodporność struktury warstw powierzchniowych.

5. Jak wykazały wyniki oceny wodoodporności agregatów i współczynnika erozyjności K kolejne etapy przekształceń gleb – od nie zerodowanych do całkowicie zerodowanych – powodują coraz silniejszą podatność na erozję. Jednak trzeba podkreślić, że brak różnic pomiędzy regosolami i glebami płowymi zerodowanymi w potencjalnej erozyjności wskazuje na zwiększone ryzyko erozji już w momencie włączenia poziomu Bt w poziom orny. Dalsza denudacja prowadząca do wyjścia na powierzchnię skały macierzystej Ck nie powoduje już znaczącego zwiększenia potencjalnej erozyjności, która zostaje na bardzo wysokim poziomie. Najmniej podatne na erozję są gleby deluwialne czarnoziemne nie tylko ze względu na ich położenie w obniżeniach, ale też biorąc pod uwagę ich właściwości - uziarnienie i zawartość próchnicy.

6. Wybór metody wizualizacji przestrzennego zróżnicowania właściwości struktury i współczynnika erozyjności K zależy od stopnia niejednorodności pokrywy glebowej. Zarówno tradycyjne podejście tworzenia mapy glebowej (mapy dyskretne) gdzie przypisuje się poligonom glebowym uśrednione wartości współczynników jak i interpolacja Spline ma pewne zalety i wady. Podejście tradycyjne tworzenia map dyskretnych nie zapewnia stopniowego przejścia danych pomiędzy sąsiadującymi konturami glebowymi, i może być stosowane dla obszarów o jednorodnej pokrywie glebowej. Metoda tworzenia map ciągłych wykazała bardziej zadowalające wyniki odwzorowania współczynników jakości struktury i wykazała wysoką zgodność danych z wysokością terenu i z położeniem zerodowanych pedonów. Metoda ta wymaga jednak zastosowania bardzo dużej liczby punktów pomiarowych. Obniżenie czaso- i kosztochłonności tej metody będzie możliwe po wprowadzeniu uczenia maszynowego opartego o materiały teledetekcyjne – np. ortofotomapy w połączeniu z modelami rzeźby terenu.

7. Położenie gleb najbardziej przekształconych denudacją antropogeniczną na szczytach pagórków i w górnej części stoków o niewielkim nachyleniu 1-3 stopni, gdzie jednocześnie istnieje największe zagrożenie erozją wodną pod względem czynników morfometrycznych (wypukły kształt stoków), jak i właściwości struktury i potencjalnej erozyjności gleb, pozwala na zlokalizowanie obszarów dla których badanie struktury jest niezbędne i które należy uwzględnić podczas planowania zabiegów agrotechnicznych.

8. Podstawowe właściwości badanych regosoli i gleb płowych zerodowanych, a mianowicie bardzo niska zawartość węgla organicznego (poniżej 0,8%) uwarunkowana worywaniem skały macierzystej i poziomów Bt do poziomu ornego, świadczą o potrzebie korekty kryteriów diagnostycznych wydzielenia podtypu gleb próchnicznych. Obecnie w Systematyce gleb Polski (2019) jednym z podstawowych kryteriów dla wydzielenia tego podtypu jest miąższość poziomu próchnicznego ≥ 30 cm. Miąższość ta jest typowa dla większości gleb ornich – nawet o bardzo słabo ukształtowanym poziomie próchnicznym, który nie powinien być podstawą do wydzielenia gleb “próchnicznych”.

SPIS LITERATURY

- Aksakal, E. L., Angin, I., Sari, S. (2020). A new approach for calculating aggregate stability: Mean weight aggregate stability (MWAS). *Catena*, 194, 104708. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104708>
- Alaoui, A., Rogger, M., Peth, S., Blöschl, G. (2018) Does soil compaction increase floods? A review. *Journal of Hydrology*, 557, pp. 631-642 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.12.052>
- Alewell, C. , Borelli, P., Meusburger, K., Panagos, P. (2019) 'Using the USLE: Chances, challenges and limitations of soil erosion modelling. *International Soil and Water Conservation Research*. Elsevier Ltd, 7(3), pp. 203–225. <https://doi: 10.1016/j.iswcr.2019.05.004>.
- Algayer, B., Wang, B., Bourennane, H., Zheng, F., Duval, O., Li, G., Le Bissonnais, Y., Darboux, F. (2014). Aggregate stability of a crusted soil: differences between crust and sub-crust material, and consequences for interrill erodibility assessment. An example from the Loess Plateau of China. *European Journal of Soil Science*. 65: pp. 325–335.
- Annabi, M., Annabi. M., Raclot, D., Bahri, H., Bailly J. S., Gomez, C., Le Bissonnais, Y. (2017). Spatial variability of soil aggregate stability at the scale of an agricultural region in Tunisia. *Catena*. 153: pp. 157–167. doi: 10.1016/j.catena.2017.02.010.
- Aparin B.F., Matinian N.N (2005). Landszaftnaja struktura sewero-zapada Rossii i tipologija selskohoziastwennykh ziemiel. *Buletień Sankt-Peterburgskogo Gosudarstwennogo Uniwersiteta*, 3(2), pp. 132–141. (w języku Rosyjskim)
- Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Srinivasan, R., Williams, J.R., Haney, E.B., Neitsch, S.L. (2012). SWAT Input Data: .Sol Chapter 22. SWAT Input/Output File Documentation, Vers. 2012, pp. 301-306. http://swat.tamu.edu/media/69365/ch22_input_sol.pdf
- Aubert, B. A., Schroeder, A., Grimaudo, J. (2012). IT as enabler of sustainable farming: An empirical analysis of farmers' adoption decision of precision agriculture technology. *Decision support systems*, 54 (1), pp. 510-520.
- Auerswald, K., Fiener, P., Martin, W., Elhaus, D. (2014). Use and misuse of the K factor equation in soil erosion modeling: An alternative equation for determining USLE nomograph soil erodibility values. *Catena*, 118, pp. 220–225. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.01.008>
- Avalos, F. A. P., Silva, M. L. N., Batista, P. V. G., Pontes, L. M., de Oliveira, M.S. (2018). Digital soil erodibility mapping by soilscape trending and kriging. *Land Degradation & Development*, 29(9), pp. 3021-3028. <https://doi.org/10.1002/ldr.3057>
- Bac, S. (1950). Wpływ pracy pługa na przemieszczanie gleby. *Roczniki nauk rolniczych*. T.54
- Ball B.C., Batey T., Munkholm L.J., Guimarães R.M.L., Boizard H., McKenzie D.C., Peigné J., Tormena C.A., Hargreaves P. (2015). The numeric visual evaluation of subsoil structure (SubVESS) under agricultural production. *Soil & Tillage Research*. 148 (2015), pp. 85–96.
- Ball, B.C., Batey, T., Munkholm, L.J. (2007). Field assessment of soil structural quality – a development of the Peerlkamp test. *Soil Use Manage*. 23, pp. 329–337.
- Ball, B.C., Guimarães, R.M.L., Cloy, J.M., Hargreaves, P.R., Shepherd, T.G., McKenzie, B.M. (2017). Visual soil evaluation: a summary of some applications and potential developments for agriculture. *Soil and Tillage Research* 173, pp. 114–124.

- Ball, B.C., Munkholm, L.R., (2015) The expanding discipline and role of visual soil evaluation. In: Ball, B.C., Munkholm, L.R. (Eds.), *Visual Soil Evaluation: Realizing Potential Crop Production with Minimum Environmental Impact*. CABI, Wallingford, UK, pp. 142–153.
- Barthès, B., Roose, E. (2002). Aggregate stability as an indicator of soil susceptibility to runoff and erosion; validation at several levels. *Catena*, 47, pp. 133–149.
- Baver, L. (1940). *Soil physics*. John Wiley & Sons, London, U.K.
- Beck-Broichsitter, S., Gerke, H., Leue, M., von Jeetze, P.J., Horn, R. (2020). Anisotropy of unsaturated soil hydraulic properties of eroded Luvisol after conversion to hayfield comparing alfalfa and grass plots. *Soil and Tillage Research*, 198, p. 104553. doi: 10.1016/j.still.2019.104553.
- Benchettouh, A., Kouri, L., Jebari, S. (2017). Spatial estimation of soil erosion risk using RUSLE/GIS techniques and practices conservation suggested for reducing soil erosion in Wadi Mina watershed (northwest, Algeria). *Arabian Journal of Geoscience*, 10, p. 79. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-2875-6>
- Bieniek, B., (1997). Właściwości i rozwój gleb deluwialnych Pojezierza Mazurskiego, *Acta Academiae Agriculturae ac Technicae Olstenensis. Agricultura*, 64, Suppl. B., pp. 1–81.
- Birkhofer K, Schöning I, Alt F, Herold N, Klärner B, Maraun M, et al. (2012) General Relationships between Abiotic Soil Properties and Soil Biota across Spatial Scales and Different Land-Use Types. *PLoS ONE* 7(8): e43292. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0043292>
- Biswas, A., Chau, H. W., Bedard-Haughn, A. K., Si, B. C. (2012). Factors controlling soil water storage in the hummocky landscape of the Prairie Pothole Region of North America. *Canadian Journal of Soil Science*, 92: pp. 649–663.
- Blanco-Canqui, H., Lal, R. (2010). Principles of soil conservation and management. *Principles of Soil Conservation and Management*. doi: 10.1007/978-1-4020-8709-7.
- Bonilla, C. A., Johnson, O. I. (2012). Soil erodibility mapping and its correlation with soil properties in Central Chile. *Geoderma*, 189, pp. 116-123. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.05.005>
- Borselli, L., Torri, D., Poesen, J., Iaquina, P. (2012). A robust algorithm for estimating soil erodibility in different climates. *Catena*, 97: pp. 85–94. doi: 10.1016/j.catena.2012.05.012.
- Bouslihim, Y., Rochdi, A., Aboutayeb, R., Amrani-Paaza, N. El., Miftah, A. (2021a). Soil Aggregate Stability Mapping Using Remote Sensing and GIS-Based Machine Learning Technique. *Frontiers of Earth Sciences*, 9, pp. 1–13. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.748859>
- Bouslihim, Y., Rochdi, A., Amrani-Paaza, N. El. (2021b). Machine learning approaches for the prediction of soil aggregate stability. *Heliyon*, 7 (3). <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2021.e06480>
- Brady, N. C., Weil, R. R. (2008). *The Nature and Properties of Soil*, 14th ed. Prentice Hall, 2008. 60 p.
- Bryan, R.B. (1968). The development, use and efficiency of indices of soil erodibility. *Geoderma*, 2, pp. 5-26.

- 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, pp. 1501–1511.
- Castrignanò, A., Goovaerts, P., Lulli, L., Bragato, G., 2000. A geostatistical approach to estimate probability of occurrence of tuber melanosporem in relation to some soil properties. *Geoderma*, 98, pp. 95–113.
- Castrignanò, A., Stelluti, M. (1999). Fractal geometry and geostatistics for describing the field variability of soil aggregation. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 73, pp. 13–18.
- Chudziak, W., (1996). Zasielenie strefy chełmińsko-dobrzyńskiej we wczesnym średniowieczu (VII–XI wiek), Wydawnictwo Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Clement, C. R., Williams, T. E. (1958). An Examination Of The Method Of Aggregate Analysis By Wet Sieving In Relation To The Influence Of Diverse Leys On Arable Soils. *Journal of Soil Science*, 9(2), pp. 252-266. doi:10.1111/j.1365-2389.1958.tb01915.x
- Coughlan, K. J., Fox, W. E. (1973). Aggregation in swelling clay soils. *Australian Journal of Soil Research*, 11(2), pp. 133-141. doi:10.1071/SR9730133
- Czudnowski A. F. i inni: Podstawy agrofizyki. PWRiL, Warszawa, 1967
- Czyż, E. A., Łopatka, A., Dexter, A. R., Łysiak, M., Stanek-Tarkowska, J. (2013). Podatność gleb na zagęszczenie. *Studia i Raporty IUNG-PIB*, 35(9), pp. 57-95.
- Daniells, I. G. (2012). Hardsetting soils: a review. *Soil research*, 50, pp. 349-359. doi:10.1071/SR11102
- David, W. P. (1988). Soil and Water Conservation Planning: Policy Issues and Recommendations. *Philippine Journal of Development JPD*. XV, 1-c, Philippine Institute for Development Studies.
- De Alba, S., Lindstrom, M., Schumacher, T. E., Malo, D. D. (2004). Soil landscape evolution due to soil redistribution by tillage: a new conceptual model of soil catena evolution in agricultural landscapes. *Catena*, 58, pp. 77–100.
- De Gryze, S., Six, J., Brits, C., & Merckx, R. (2005). A quantification of short-term macroaggregate dynamics: influences of wheat residue input and texture. *Soil Biology and Biochemistry*, 37(1), pp. 55-66.
- De Roo, A.P.J., Wesseling, C.G. & Ritsema, C.J. (1996). LISEM: a single-event, physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: theory, input and output. *Hydrological Processes*, 10, pp. 1107–1117.
- Deumlich, D., Ellerbrock, R. H. and Frielinghaus, M. (2018). Estimating carbon stocks in young moraine soils affected by erosion. *Catena*, 162, pp. 51–60. doi: 10.1016/j.catena.2017.11.016.
- Dexter, A.R., Richard, G., Arrouays, D., Czyż, E.A., Jolivet, C., and Duval, O. (2008). Complexed organic matter controls soil physical properties. *Geoderma*, 144, pp. 620-627. doi: 10.1016/j.geoderma.2008.01.022
- Doetterl, S., Berhe, A.A., Nadeu, E., Wang, Z., Sommer, M., Fiener, P. (2016). Erosion, deposition and soil carbon: A review of process-level controls, experimental tools and models to address C

- cycling in dynamic landscapes. *Earth-Science Reviews*, 154: pp. 102–122. doi: 10.1016/j.earscirev.2015.12.005.
- Dokuchaev, V.V. (1883). Russian chernozem, p. 14–419. In Selected works of V.V. Dokuchaev. Vol. 1. Moscow, 1948. Israel Program for Scientific Translations Ltd. (for USDA-NSF), S. Monson, Jerusalem, Israel.
- Dospechow, B.A., Wasiliew, I.P., Tulikow, A.M. (1978) Praktikum po zemledeliju. Uczebnoje posobije - 2-e izdanie pererabotannoe i dopolnennoe - M., Agropromizdat - 383 p. (w języku Rosyjskim)
- Dymond, J. R. (2010). Soil erosion in New Zealand is a net sink of CO₂. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, pp. 1763–1772. <https://doi.org/10.1002/esp.2014>
- Efthimiou, N. (2020). The new assessment of soil erodibility in Greece. *Soil and Tillage Research*, 204, 104720. <https://doi.org/10.1016/j.still.2020.104720>
- Ehlers, J. and Gibbard, P. (2008). Extent and chronology of Quaternary glaciation., *Episodes*, 31(2), pp. 211–218. doi: 10.18814/epiugs/2008/v31i2/004.
- Ellison, W.D. (1947). Soil erosion studies - part I. *Agricultural Engineering*. 28, pp. 145–146
- Emerson, P. (1930) Principles of soil technology. New York: Mcmillan.
- Emerson, W.W. (1954). The determination of the stability of soil crumbs. *Journal of Soil Science*. 5, pp. 235–250.
- Emerson, W.W. (1959). The structure of soil crumbs. *Journal of Soil Science*. 10, pp. 235–244.
- Emerson, W.W. (1964). The slaking of soil crumbs as influenced by clay mineral composition. *Australian Journal of Soil Research*, 2, pp. 211–217.
- Emerson, W.W. (1967). A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Australian Journal of Soil Research*, 5, pp. 47–57.
- Emerson, W.W. (1968). The dispersion of clay from soil aggregates. *9th International Congress of Soil Science (Adelaide)*, 1, pp. 617–626.
- Ettema, C.H., Wardle, D.A. (2002). Spatial soil ecology. *Trends in Ecology and Evolution*, 17(4), pp. 177–183. doi: 10.1016/S0169-5347(02)02496-5.
- Fajardo, M., McBratney, A.B., Field, D.J., Minasny, B. (2016). Soil slaking assessment using image recognition. *Soil and Tillage Research*, 163. pp. 119-129.
- Fallou, F. A. (1857). Anfangsgründe der Bodenkunde [First Principles of Soil Science], Dresden: G. Schönfeld's Buchhandlung, (in German)
- Fiener, P., Auerswald, K. (2015). Comment on the new assessment of soil loss by water erosion in Europe by Panagos et al. *Environmental Science Policy*, 54, pp. 438–447.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (2014). World Reference Base for Soil Resources 2014: International soil classification systems for naming soils and creating legends for soil maps (Update 2015). *World Soil Resources Reports No. 106*. Available at: <http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/soil-classification/world-reference-base/en/>.

- Fox, D.M., Le Bissonnais, Y. (1998). Process-based analysis of aggregate stability effects on sealing, infiltration, and interrill erosion. *Soil Science Society of America Journal*, 62, pp. 717–724.
- Fox, W. E., & Hughes, J. D. (1973). A study of the mechanisms of aggregation in a krasnozem soil. *Australian Journal of Soil Research*, 11(1), pp. 65-73. doi:10.1071/SR9730065
- Franke, R. 1982. Smooth Interpolation of Scattered Data by Local Thin Plate Splines. *Computer and Mathematics with Applications*, 8 (4), pp. 273–281.
- Freitas, A.S., Pozza, E.A., Alves, M.C., Coelho, G., Rocha, H.S., Pozza, A.A.A. (2015). Spatial distribution of Yellow Sigatoka leaf spot correlated with soil fertility and plant nutrition. *Precision Agriculture*, 17, pp. 93–107.
- Gagarina, E.I., Abakumow, E.V., Legkich, A.L. (2007) Poczwy centralnoj czasti Izorskoj wozwyszennosti i ich wosstanowlenie posle destruktywnych wozdejstwij. *Buletień Sankt-Peterburgskogo Gosudarstwennogo Uniwersiteta*, 1(3), pp. 117–131. (w języku Rosyjskim)
- Getahun, G. T., Munkholm, L. J., Schjønning, P. (2016). The influence of clay-to-carbon ratio on soil physical properties in a humid sandy loam soil with contrasting tillage and residue management. *Geoderma*. 264: pp. 94–102. doi: 10.1016/j.geoderma.2015.10.002.
- Ghosal, K., Das, B. (2020). A Review of RUSLE Model. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 48(4): pp. 689-707. doi:10.1007/s12524-019-01097-0
- Giarolla, N.F.B., Silva, A.P., Imhoff, S., Dexter, A.R. (2003). Contribution of natural soil compaction on hardsetting behavior. *Geoderma*, 113, pp. 95-108. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(02\)00333-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00333-6)
- Goovaerts, P. (1998). Geostatistical tools for characterizing the spatial variability of microbiological and physico-chemical soil properties, *Biology and Fertility of Soils*. doi: 10.1007/s003740050439.
- Grimm, R., Behrens, T., Märker, M., Elsenbeer, H. (2008). Soil organic carbon concentrations and stocks on Barro Colorado Island - Digital soil mapping using Random Forests analysis. *Geoderma*. 146 (1–2), pp. 102-113. doi: 10.1016/j.geoderma.2008.05.008.
- Guimarães, R. M. L., Ball, B.C., Tormena, C.A., Giarola, N.F.B., da Silva A.P., *et al.* (2013) Relating visual evaluation of soil structure to other physical properties in soils of contrasting texture and management. *Soil and Tillage Research*, 127, pp. 92–99. doi: 10.1016/j.still.2012.01.020.
- Gumiere, S.J., Le Bissonnais, Y., Raclot, D. (2009). Soil resistance to interrill erosion: model parameterization and sensitivity. *Catena*, 77, pp. 274–284.
- Han, Y., Fan, Y., Xin, Z., Wang, L., Cai, Q., Wang, X. (2016). Effects of wetting rate and simulated rain duration on soil crust formation of red loam. *Environmental Earth Sciences*, 75(2), pp. 1-9.
- Hilgard, E.W. (1860). Report on the geology and agriculture of the state of Mississippi. E. Barksdale State Printer, Jackson, MS.

Hillel, D., Warrick, A. W., Baker, R.S., Rosenzweig, C. (1998). *Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations*. Academic Press. San Diego California; Toronto. 771 p.

History of NRCS available from: <https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/national/about/history/?cid=stelprdb1044395>

Horn, R., Taubner, H., Wuttke, M., Baumgartl, T. (1994). Soil physical properties related to soil structure. *Soil and Tillage Research*, 30, pp. 187-216. 10.1016/0167-1987(94)90005-1.

Hu, F., Liu, X., Li, S., Ding, W., Xu, C. (2015). Quantitative characterization of non-classic polarization of cations on clay aggregate stability. *PLoS ONE*, 10(4). doi:10.1371/journal.pone.0122460.

Jadczyz J. (1994). Próba zastosowania modelu EPIC dla określenia erozyjnych strat gleby. *Rocz. AR Poznan*. CCLXVI, 253, 1994.

Jankauskas, B., Fullen, M.A. (2002). A pedological investigation of soil erosion severity on undulating land in Lithuania. *Canadian Journal of Soil Science*, 82, pp. 311–321.

Jankauskas, B., Jankauskiene, G., Fullen, M. A. (2004). Erosion-preventive crop rotations and water erosion rates on undulating slopes in Lithuania. *Canadian Journal of Soil Science*, 84(2): pp. 177–186. doi: 10.4141/S03-029.

Józefaciuk, Cz., Józefaciuk, A. Mechanizm i wskazówki metodyczne badania procesów erozji. *Bib. Monitor. Środ.*, Warszawa, 150 s.

Júnior, V.V., Carvalho, M.P., Dafonte, J., Freddi, O.S., Vidal Vázquez, E., Ingaramo, O.E. (2006). Spatial variability of soil water content and mechanical resistance of Brazilian ferralsol. *Soil and Tillage Research*. 85, pp. 166–177.

Kacziński, N.A. (1963). *Struktura pochwy: itogi i perspektywy rozwitija woprosa*. Izd-wo MGU, 98 s. (w języku Rosyjskim)

Kacziński, N.A. (1965). *Fizika poczw*. M.: Wysszaja szkoła. – Cz. 1. – 323 s. (w języku Rosyjskim)

Kadlec, V., Holubík, O., Procházková, E., Urbanová, J., Tipp, M., (2012). Soil organic carbon dynamics and its influence on the soil erodibility factor. *Soil and Water Resources*, 7, pp. 97-108.

Kappler, C., Kaiser, K., Tanski, P., Klos, F., Fülling, A., Mrotzek, A., Sommer, M., Bens, O. (2018). Stratigraphy and age of colluvial deposits indicating Late Holocene soil erosion in northeastern Germany. *Catena*, 170, pp. 224–245. <https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2018.06.010>

Kay, B. D. and Angers, D. A. (2001). Soil structure. *Soil Physics Companion*, (April), pp. 249–295. doi: 10.1080/03670074.1944.11664380.

Kemper, W.D., Rosenau, R.C. (1986). Aggregate stability and size distribution. Eds. Klute, *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*, pp. 425-442

Kinnell, P. I. A. (2016). Comparison between the USLE, the USLE-M and replicate plots to model rainfall erosion on bare fallow areas. *Catena*, 145: pp. 39–46. doi: 10.1016/j.catena.2016.05.017.

- Knudsen, C., Larsen, E., Sejrup, H., Stalsberg, K. (2006). Hummocky moraine landscape on Jæren, SW Norway - implications for glacier dynamics during the last deglaciation. *Geomorphology*, 77, pp. 153-168. doi.10.1016/j.geomorph.2005.12.011.
- Kobierski, M. (2013). Morphology, properties and mineralogical composition of eroded Luvisols in selected morainic areas of the Kujavian and Pomeranian Province. University of Technology and Life Sciences. Bydgoszcz.
- Kondracki, J. (1977). Regiony fizycznogeograficzne Polski. Wydawnictwo UW. Warszawa
- Koreleski, K. (1993). Możliwość zastosowania metody USLE na potrzeby urzędnioworolne w Polsce. Część I. Prezentacja metody. *Przegląd Geodezyjny*, 65(01), pp. 15-18.
- Kostrzewski, A., Zwoliński, Z., Andrzejewski, L., Florek, W., Mazurek, M., Niewiarowski, W., Podgórski, Z., Rachlewicz, G., Smolska, E., Stach, A., Szmańda, J., Szpikowski, J. (2008). Współczesny morfosystem strefy młodoglacjalnej. *Landform Analysis*, Vol. 7: 7–11
- Krasowicz, S., Oleszek, W., Horabik, J., Dębicki, R., Jankowiak, J., Stuczyński, T., Jadczyszyn, J. (2011). Racjonalne gospodarowanie środowiskiem glebowym Polski, *Polish Journal of Agronomy*, 7, 43–58
- Krupenikow I.A. (1981). Istorija poczwowedenija. M. 1981, 320 s. (w języku Rosyjskim).
- Landi, A., Mermut, A.R. and Anderson, D.W. (2004). Carbon Distribution in a Hummocky Landscape from Saskatchewan, Canada. *Soil Science Society of America Journal*, 68: 175-184. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.1750>
- Lasar, J. (1977). Gleboznawstwo z podstawami geologii. PWN, Warszawa.
- Le Bissonnais, Y. (1996). Aggregate stability and assessment of stability and erodibility: 1. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, 47, pp. 425–437.
- Levy, G.J., Mamedov, A.I. (2002). High-Energy-Moisture-Characteristic Aggregate Stability as a Predictor for Seal Formation. *Soil Science Society of America Journal*, 66: pp. 1603–1609. <https://doi.org/10.2136/sssaj2002.1603>
- Lipiec, J., Czyż, E. A., Dexter, A. R., Siczek, A. (2018). Effects of soil deformation on clay dispersion in loess soil. *Soil and Tillage Research*, 184: pp. 203–206. doi: 10.1016/j.still.2018.08.005.
- Lityński, T., Jurkowska, H. (1982). Żyzność gleby i odżywiania się roślin. PWN, Warszawa.
- Luk, S. (1977). Rainfall erosion of some Alberta soils; a laboratory simulation study. *Catena*, 3, pp. 295–309.
- Mahmoodabadi, M., Ahmadbeigi, B. (2013). Dry and water-stable aggregates in different cultivation systems of arid region soils. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(8), pp. 2997–3002.
- Marcinek, J., Komisarek, J. (2004). Antropogeniczne przekształcenia gleb Pojezierza Poznańskiego na skutek intensywnego użytkowania rolniczego, AR, Poznań. ss. 148-156.
- Marks, L. (2012). Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 44, pp. 81–88

- Marks, L., Dzierzek, J., Janiszewski, R., Kaczorowski, J., Lindner, L., Majecka, A., Makos, M., Szymanek, M., Tołoczko-Pasek, A., Woronko, B. (2016). Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 66(3), pp. 403–427. doi: 10.1515/agp-2016-0018
- Márquez, C.O., Garcia, V.J., Cambardella, C.A., Schultz, R.C., Isenhardt, T.M. (2004). Aggregate-Size Stability Distribution and Soil Stability. *Soil Science Society of America Journal*, 68: pp. 725-735. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.7250>
- Martin, J.P. (1945). Micro-organisms and soil aggregation: I. Origin and nature of some of the aggregating substances. *Soil Sciences*, 59, pp. 163–174.
- Martin, J.P. (1946). Micro-organisms and soil aggregation: II. Influence of bacterial polysaccharides on soil structure. *Soil Sciences*, 61, pp. 157–166.
- Martínez-Murillo, J.F., Remond, R., Ruiz-Sinoga, J.D. (2020). Validation of RUSLE K factor using aggregate stability in contrasted mediterranean eco-geomorphological landscapes (southern Spain). *Environmental Research*, 183, p. 109160. doi: 10.1016/j.envres.2020.109160.
- Matecka, P., Świtoniak, M. (2020). Delineation, characteristic and classification of soils containing carbonates in plow horizons within young moraine areas. *Soil Science Annual*, 71(1), pp. 23-36. <https://doi.org/10.37501/soilsa/121489>
- Mbagwu, J.S.C., Auerswald, K. (1999). Relationship of percolation stability of soil aggregates to land use, selected properties, structural indices and simulated rainfall erosion. *Soil and Tillage Research*, 50(3-4), pp. 197-206. doi:10.1016/S0167-1987(99)00006-9
- McEntee M.A. (1998). Colluvial processes and soil variation at field boundaries in County Down. *Irish Geography*, vol. 31, 1, 55–69.
- Meozzi, L. (2011). Relation between turbidity and suspended material at different soils, scales and phosphorus levels. *Assessment*. Available at: <http://stud.epsilon.slu.se/3629/>.
- Middleton, H.E. (1930). The Properties of Soils Which Influence Erosion. *US Department of Agriculture Technical Bulletin*, 178, 1-16.
- Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A., Auerswald, K., Chisci, G., Torri, D., Styczen, M.E. (1998). The European Soil Erosion Model (EUROSEM): A dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, pp. 527–544
- Mullins, C.E., MacLeod, D.A., Northcote, K.H., Tisdall, J.M., Young, I.M. (1990). Hardsetting Soils: Behavior, Occurrence, and Management. In: Lal R., Stewart B.A. (eds) *Advances in Soil Science*, 11. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3322-0_2
- Musierowicz, A. (1968), *Gleboznawstwo ogólne*. PWRiL, Warszawa. 130 s.
- Mzuku, M., Khosla, R., Reich, R., Inman, D. Smith, F., MacDonald, L. (2005). Spatial Variability of Measured Soil Properties across Site-Specific Management Zones. *Soil Science Society of America Journal*. doi: 10.2136/sssaj2005.0062.
- Nciizah, A. D., Wakindiki, I. I. C. (2015). Physical indicators of soil erosion, aggregate stability and erodibility. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 61(6), pp. 827–842. <https://doi.org/10.1080/03650340.2014.956660>.

- Niemiec, J. (1998). Próba wyznaczenia wartości współczynnika K [podatność gleb na erozję] w zlewni górskiej w oparciu o metodę USLE. *Bibliotheca Fragmenta Agronomica*, 4, ss. 81–92.
- Niewiarowski W., Wysota W. (1986). Poziomy wysoczyznowe Wysoczyzny Brodnickiej, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia*, 19 (60): ss. 39–46.
- Niewiarowski, W. (1971). Objasnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000 : arkusz N-34-98-B Wąbrzeźno. *Dokumentacja Geograficzna*. 2 ZS, s. 5-53
- Niewiarowski, W. (1986). The phases of transformation of subglacial channels into river valleys: a case study of the Lower Vistula Region. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia*, 21: 61-72.
- Nimmo, J. R. (2013). Aggregation: Physical Aspects, *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. <https://doi:10.1016/b978-0-12-409548-9.05087-9>.
- Olson, K. R., Phillips, S. R., Kitur, B. K. (1994). Identification of eroded phases of an Alfisol. *Soil Science*. 157, 2, pp.108–115.
- Olson, L. (1943). Columella and soil science. *Agricultural History*, 17, pp. 65–72
- Orzechowski M., Smólczyński S., Strużyńska M. (2011). Struktura i wododporność agregatów w glebach antropogenicznie przekształconych w krajobrazie młodoglacjalnym. *Roczniki Gleboznawcze*, 62(2), pp. 295–304.
- Orzechowski, M., Smólczyński, S., Sowiński, P. (2004). Przekształcenia antropogeniczne gleb obniżeń śródmorenowych Pojezierza Mazurskiego. *Roczniki Gleboznawcze*, 55, 2, ss. 311–320.
- Ou, Y., Rousseau, A.N., Wang, L., Yan, B., 2017. Spatio-temporal patterns of soil organic carbon and pH in relation to environmental factors – a case study of the black soil region of Northeastern China. *Agriculture. Ecosystems. Environment*. 245, pp. 22–31.
- Owczarzak, W., Rząsa, S. (2006). Trwałość struktury poziomów uprawianych gleb w aspekcie podatności na procesy erozyjne. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu. Rolnictwo* 65 : ss. 99–114.
- Paluszek, J. (1994). Wpływ erozji wodnej na strukturę i wodoodporność agregatów gleb płowych wytworzonych z lessu. *Roczniki Gleboznawcze*. 45 (3-4). ss. 21–31.
- Paluszek, J. (2004). Wpływ erozji wodnej na chemiczne właściwości gleb płowych wytworzonych z lessu, *Roczniki Gleboznawcze*. 55 (4), ss. 103–113.
- Paluszek, J. (2013). Assessment of soil structure of Luvisols developed from loess classified in various complexes of agricultural suitability. *Soil Science Annual*, 64(2), pp. 41–48. doi: 10.2478/ssa-2013-0008.
- Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., Alewell, C. (2015a). The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science and Policy*, 54, pp. 438–447. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.08.012>
- Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., Alewell, C. (2015b). Reply to the comment on “The new assessment of soil loss by water erosion in Europe” by Fiener & Auerswald. *Environmental Science and Policy*. V. 57, 2016, pp. 143–150, <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.12.011>.

- Panagos, P., Meusburger, K., Ballabio, C., Borrelli, P., Alewell, K. (2014). Soil erodibility in Europe: A high-resolution dataset based on LUCAS. *Science of The Total Environment* V. 479–480 (2014), pp. 189–200. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.02.010>.
- Papendick, R. I., Miller, D. E. (1977). Conservation tillage in the Pacific Northwest. *Journal of Soil and Water Conservation*. 32, pp. 49–56.
- Peng, X., Horn, R.F., Hallett, P.D. (2015). Soil structure and its functions in ecosystems: phase matter & scale matter. *Soil and Tillage Research*, 146, pp. 1–3. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2014.10.017>
- Pennock, D.J., Anderson, D.W., Jong, E.D. (1994). Landscape-scale changes in indicators of soil quality due to cultivation in Saskatchewan, Canada. *Geoderma*, 64, pp. 1–19.
- Phillips, J. D., Slattery, M., Gares, P. A. (1999). Truncation and accretion of soil profiles on coastal plaincroplands: implications for sediment redistribution. *Geomorphology*, 28, pp. 119–140.
- Piotrowska, I. (1998). Zastosowanie modelu DR-USLE w badaniach procesów erozji wodnej gleb w strefie młodoglacjalnej (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią. Seria A: Geografia Fizyczna*, 49, ss. 171–188.
- Podgórski, Z. (2001). Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu na obszarze Polski . *Przegląd Geograficzny*. 73 (1–2), ss. 37–56.
- Podlasiński M., 2013. Wpływ denudacji antropogenicznej na zróżnicowanie pokrywy glebowej i jej przestrzenną strukturę w rolniczym krajobrazie morenowym. Wydawnictwo Uczelniane Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie.
- Podolsky, G.P., Schindler, D. (1994). Soil of the Manitoba. Zero Tillage Research Association Research Farm (Section 31-12-18 W) Manitoba Agriculture Soil Resource Section, Agriculture and Agri-Food Canada Manitoba Land Resource Unit, University of Manitoba Department of Soil Science, pp. 1–69.
- Rabot, E., Wiesmeier, M., Schlüter, S., Vogel, H.-J. (2018). Soil structure as an indicator of soil functions: A review, *Geoderma*. doi: 10.1016/j.geoderma.2017.11.009.
- Radziuk, H., Świtoniak, M. (2021). Soil erodibility factor (K) in soils under varying stages of truncation. *Soil Science Annual*, 72(1), 134621. <https://doi.org/10.37501/soilsa/134621>
- Reichert, J.M., Norton, L.D. (1994). Aggregate stability and rain-impacted sheet erosion of air-dried and prewetted clayey surface soils under intense rain. *Soil Science*. 158, pp. 159–169
- Rejman, J., Turski, R., Paluszek, J. (1998). Spatial and temporal variations in erodibility of loess soil. *Soil and Tillage Research*, 46(1-2), pp. 61–68.
- Renard, K. G., Laflen, J. M., Foster, G. R., McCool, D. K. (2017). The revised universal soil loss equation. *Soil Erosion Research Methods*. p. 352. Doi:10.1201/9780203739358.
- Renard, K.G., Foster, G., Weesies, G., McCool, D., Yoder, D. (1997). Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) (Agricultural Handbook 703). US Department of Agriculture, Washington, DC. pp. 65–100 doi: DC0-16-048938-5.

- Rengasamy, P., Marchuk, A. (2011) Cation ratio of soil structural stability (CROSS), *Soil Research*, 49(3), pp. 280–285. <https://doi:10.1071/SR10105>.
- Reniger, A., (1954). Znaczenie rzeźby terenu dla rolnictwa. *Przegląd geograficzny*. 26, (4), ss. 37-45.
- Rewut I.B. Fizyka poczw. – L.: Kołos, 1972. – 367 s. (w języku Rosyjskim)
- Rezolucja Parlamentu Europejskiego z dnia 28 kwietnia 2021 r. w sprawie ochrony gleb (2021/2548(RSP)) Available at: TA (europa.eu)
- Rodríguez, S., Gualotuña, T., Grilo, C. (2017). A system for the monitoring and predicting of data in precision agriculture in a rose greenhouse based on wireless sensor networks. *Procedia computer science*, 121, pp. 306–313.
- Rudra, R., Dickinson, W., Clark, D., Wall, G. (1986). GAMES – A Screening Model of Soil Erosion and Fluvial Sedimentation on Agricultural Watershed. *Canadian Water Resources Journal*. 11, pp. 58–71.
- Russell, E. W. (1938). Soil structure. *Imperial Bureau of Soil Science*, Tech. Comm. 37, p. 40.
- Rzasa, S., Kokowski, J. (1977). Seryjne oznaczenie maksymalnej higroskopijności (MH) gleb i gruntów. W: Jubileuszowy Zjazd 40-lecia Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego 1937-1977, Cz.1, Red. W. Trzciniński. Warszawa, ss. 31–39
- Rzasa, S., Owczarzak, W. (2004). Struktura gleb mineralnych. Poznań, 2004. 394 s.
- Sandholt, I., Rasmussen, K., Andersen, J. (2002). A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of Environment*. doi: 10.1016/S0034-4257(01)00274-7.
- Saygin, S. D., Cornelis, W. M., Erpul, G., Gabriels, D. (2012). Comparison of different aggregate stability approaches for loamy sand soils. *Applied Soil Ecology*, 54, pp. 1–6.
- Schade, J. D., Hobbie, S. E. (2005). Spatial and temporal variation in islands of fertility in the Sonoran Desert. *Biogeochemistry*. doi: 10.1007/s10533-004-1718-1.
- Schlesinger, W.H., Raikes, J.A., Hartley, A.E., Cross, A.F. (1996). On the spatial pattern of soil nutrients in desert ecosystems. *Ecology*. doi: 10.2307/2265615.
- Scholten, T.; Seitz, S. (2019). Soil Erosion and Land Degradation. *Soil System*. 3, 68. <https://doi.org/10.3390/soilsystems3040068>
- Shi, Z., Yan, F., Li, L., Li, Z., Cai, C. (2010). Interrill erosion from disturbed and undisturbed samples in relation to topsoil aggregate stability in red soils from subtropical China. *Catena*, 81(3), pp. 240–248. doi:10.1016/j.catena.2010.04.007
- Shi, Z.H., Ai, L., Fang, N.F., Zhu, H.D. (2012). Modeling the impacts of integrated small watershed management on soil erosion and sediment delivery: a case study in the Three Gorges Area. China. *Journal of Hydrology*. pp. 438–439, 156–167.
- Shishkina, N.G. Vostokova, L.B., Balabko, P.N., Lukjanova, N.N. (2001). Poczwenno-geograficzeskoe rajonirovanie i bonitirovka poczw Wladimirskoj oblasti. *Lesnoj bulletin*. Available at:

<https://cyberleninka.ru/article/n/pochvenno-geograficheskoe-rayonirovanie-i-bonitirovka-pochv-vl-adimirskoy-oblasti/viewer> (Accessed: 30 March 2020). (w języku Rosyjskim)

Shukla, M.K., Lal, R., Van Leeuwen, D. (2007). Spatial variability of aggregate-associated carbon and nitrogen contents in the reclaimed minesoils of Eastern Ohio. *Soil Science Society of America Journal*. 71, pp. 1748–1757.

Šimanský, V., Kravka, M., Jonczak, J. (2017). Stability of soil aggregates in loamy soils of Slovakia. *Journal of Elementology*, 22(2), pp. 581-592. doi:10.5601/jelem.2016.21.3.1163

Singh, B., Farenhorst, A., Gaultier, J., Pennock, D., Degenhardt, D., McQueen, R. (2014). Soil characteristics and herbicide sorption coefficients in 140 soil profiles of two irregular undulating to hummocky terrains of western Canada. *Geoderma*, pp. 232–234, 107-116. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.05.003>.

Sinkiewicz, M. (1998). Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski Północnej. Wydawnictwo Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.

Siqueira, D.S., Marques, J., Pereira, G.T. (2010). The use of landforms to predict the variability of soil and orange attributes. *Geoderma*, 155, pp. 55–66.

Six, J. (2004). A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil and Tillage Research*, 79, pp. 7–31.

Sleeter, B.M., T. Loveland, G. Domke, N. Herold, J. Wickham, and N. Wood, 2018: Land Cover and Land-Use Change. In *Impacts, Risks, and Adaptation in the United States: Fourth National Climate Assessment, Volume II* [Reidmiller, D.R., C.W. Avery, D.R. Easterling, K.E. Kunkel, K.L.M. Lewis, T.K. Maycock, and B.C. Stewart (eds.)]. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, pp. 202–231. doi: 10.7930/NCA4.2018.CH5

Soil Erodibility (K-Factor) High Resolution dataset for Europe. Available from: Soil Erodibility (K- Factor) High Resolution dataset for Europe - ESDAC - European Commission (europa.eu)

Soil Survey manual (1951). Washington, D.C.: Agricultural Research Administration, U.S. Dept. Of Agriculture, 1951

Solon, J., Borzyszkowski, J., Bidłasik, M., Richling, A., Badora, K., Balon, J., ... & Ziaja, W. (2018). Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica*, 91(2). <https://doi.org/10.7163/GPol.0115>

Sommer, M., Gerke, H. H., Deumlich, D. (2008). Modelling soil landscape genesis - A “time split” approach for hummocky agricultural landscapes, *Geoderma*, 145(3–4), pp. 480–493. doi: 10.1016/j.geoderma.2008.01.012.

Stasik, R., Szafranski, C. (2001) Próba zastosowania modelu USLE do prognozowania erozji wodnej gleb na Pojezierzu Gnieźnieńskim. *Folia Pomeranae Universitatis Technologiae Stetinensis*, 87 (217), ss. 213-216.

Stewart, B.A., Woolhiser, D.A., Wischmeier, W.H., Caro, J.H., Freere, M.H. (1975). Control of water pollution from cropland: A manual for guideline development. Washington (DC), USA. 1: pp. 7–26.

Stolte, J., Tesfai, M., Øygarden, L., Kværnø, S., Keizer, J., Verheijen, F., Panagos, P., Ballabio, C., Hessel, R. (2016). Soil threats in Europe. EUR 27607. *JRC Scientific and Technical Reports*, (January), 206 p. doi: 10.2788/828742.

Strzemiński, M. (1952). Wstęp do gleboznawstwa. PWRiL, Warszawa.

Systematyka gleb Polski (1989). Wyd. 4. „Roczniki gleboznawcze”. 40, 3/4, s. 1-150. PTG. Warszawa.

Systematyka gleb Polski (2019). Polskie Towarzystwo Gleboznawcze Komisja Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb, Wrocław – Warszawa, 2019

Świąchłowicz, J. (2016). Podatność na erozję wodną gleb wytworzonych z pyłowych utworów lessopodobnych (Przedgórze Brzeskie, Polska południowa). In: J. Świąchłowicz, A. Michno (ed), Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej. Monografia dedykowana dr hab. Bogdanie Izmailow w 44. rocznicę pracy naukowej, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków: 331–366.

Świtoniak, M. (2014). Use of soil profile truncation to estimate influence of accelerated erosion on soil cover transformation in young morainic landscapes, North-Eastern Poland. *Catena*, 116: 173–184.

Świtoniak, M. (2015). Issues relating to classification of colluvial soils in young morainic areas (Chełmno and Brodnica Lake District, northern Poland), *Soil Science Annual*, 66(2), pp. 57–66. <https://doi:10.1515/ssa-2015-0020>.

Świtoniak, M., Jankowski, M., Bednarek, R. (red) (2014). Antropogeniczne przekształcenia pokrywy glebowej Brodnickiego Parku Krajobrazowego. UMK. Toruń.

Świtoniak, M., Markiewicz, M., Bednarek, R., Paluszewski, B. (2013). Application of aerial photographs for the assessment of anthropogenic denudation impact on soil cover of the Brodnica Landscape Park plateau areas. *Ecological Questions*, 17: 101–111.

Świtoniak, M., Mroczek, P. and Bednarek, R. (2016). Luvisols or Cambisols? Micromorphological study of soil truncation in young morainic landscapes — Case study: Brodnica and Chełmno Lake Districts (North Poland). *Catena*, 137, pp. 583–595. <https://doi:10.1016/j.catena.2014.09.005>.

Tian, Z., Liu, F., Liang, Y., Zhu, X. (2021). Mapping soil erodibility in southeast China at 250 m resolution: Using environmental variables and random forest regression with limited samples. *International Soil and Water Conservation Research*, <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2021.06.005>.

Tisdall, J.M., Oades, J.M. (1982). Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33 (1982), pp. 141-163

Totsche, K.U., Amelung, W., Gerzabek, M.H., Guggenberger, G., Klumpp, E., Knief, C., Lehdorff, E., Mikutta, R., Peth, S., Prechtel, A., Ray, N. and Kögel-Knabner, I. (2018). Microaggregates in soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 181(1), pp. 104–136. doi: 10.1002/jpln.201600451.

Twardy, J. (2011). Influences of man and climate changes on relief and geological structure transformation in Central Poland since the neolithic. *Geographia Polonica*, 84 (Special Issue Part 1), pp. 163–178

- Ubeda, X., Farguell, J., Bernia, S., Sala, M., Bartnik, W., Bednarczyk, T., ... & Tarnawski, M. (2005). Some methods of soil erosion and suspended load transport determination in mountain catchments-Spanish and Polish experience. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej w Krakowie. Inżynieria Środowiska*, (26).
- Ulén, B., Bechmann, M., Øygarden, L., Kyllmar, K. (2012). Soil erosion in Nordic countries - future challenges and research needs. *Acta Agriculturae Scandinavica Section B: Soil and Plant Science*, 62(SUPPL. 2), pp. 176–184. doi: 10.1080/09064710.2012.712862.
- Urbański, J. (2011). GIS w badaniach przyrodniczych. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego. 2011, 252 s.
- Vaezi, A. R., Ahmadi, M., Cerdà, A. (2017). Contribution of raindrop impact to the change of soil physical properties and water erosion under semi-arid rainfalls. *Science of the Total Environment*, 583, pp. 382-392. doi:10.1016/j.scitotenv.2017.01.078
- Vaezi, A. R., Sadeghi, S. H.R., Bahrami, H. A., Mahdian, M. H., 2008. Modeling the USLE K-factor for calcareous soils in northwestern Iran. *Geomorphology*, 97(3–4): 414–423. doi: 10.1016/j.geomorph.2007.08.017.
- van Bavel, C.H.M. (1953). Report of the committee on physical analysis 1951–1953. Soil Science Society of America, Proceedings. 17: pp. 416-418.
- Van Oost, K., Van Muysen, W., Govers, G., Heckrath, G., Quine, T. A., Poesen, J. (2003). Simulation of the redistribution of soil by tillage on complex topographies. *European Journal of Soil Science*, 54, pp. 63–76
- Vanwalleghem, T., Gómez, J. A., Amate, J. I., De Molina, M. G., Vanderlinden, K., Guzmán, G., ... & Giráldez, J. V. (2017). Impact of historical land use and soil management change on soil erosion and agricultural sustainability during the Anthropocene. *Anthropocene*, 17, pp. 13-29.
- Villa, A., Djodjic, F., Bergström, L., Wallin, M. (2012). Assessing soil erodibility and mobilization of phosphorus from Swedish clay soils - Comparison of two simple soil dispersion methods. *Acta Agriculturae Scandinavica Section B: Soil and Plant Science*, 62(SUPPL. 2), pp. 260–269. doi: 10.1080/09064710.2012.704390.
- Vopravil, J., Janeček, M., Tipl, M. (2007). Revised Soil Erodibility K-factor for soils in the Czech Republic. *Soil and Water Research*. 2, 1: pp. 1–9.
- Wang, B., Zheng, F., Guan, Y. (2016). Improved USLE-K factor prediction: A case study on water erosion areas in China. *International Soil and Water Conservation Research*, 4(3): pp. 168–176. doi: 10.1016/j.iswcr.2016.08.003.
- Wang, Z., Shi, W. (2017). Mapping soil particle-size fractions: a comparison of compositional kriging and log-ratio kriging. *Journal of Hydrology*, 546, pp. 526–541
- Warkentin, B. P. (2000). Tillage for soil fertility before fertilizers. *Canadian Journal of Soil Science*. 80, pp. 391–393.
- Warkentin, B. P. (2006). *Footprints in the soil : people and ideas in soil history*. Elsevier. 578 s.
- Warkentin, B. P. (2008). Soil structure: A history from tilth to habitat. *Advances in Agronomy*, 97, pp. 239-272.

- Watts, C.W., Dexter, A.R. (1997). The influence of organic matter in reducing the destabilization of soil by simulated tillage. *Soil and Tillage Research*. doi: 10.1016/S0167-1987(97)00009-3.
- Wawer, R., Nowocień, E. (2007). Digital Map of Water Erosion Risk in Poland: A Qualitative, Vector-Based Approach. *Polish Journal of Environmental Studies*. 16 (5) : pp. 763-772.
- Wawer, R., Nowocień, E. and Podolski, B. (2005). Real and calculated KUSLE erodibility factor for selected Polish soils. *Polish Journal of Environmental Studies*, 14(5), pp. 655–658.
- Western, A.W., Zhou, S.L., Grayson, R.B., McMahon, T.A., et al. (2004). Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. *Journal of Hydrology*. doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.09.014.
- Williams, B.G., Greenland, D.J., Quirk, J.P. (1968). The water stability of natural clay aggregates containing polyvinyl alcohol. *Australian Journal of Soil Research*, 6(1), pp. 59-66 DOI: 10.1071/SR9680059
- Williams, J. (1984). A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. In, *Transactions of the ASAE*. - 27, 1.
- Williams, J.R., Renard, K.G., Dyke, P.T. (1983). Epic – a New Method for Assessing Erosions Effect on Soil Productivity. *Journal of Soil and Water Conservation*. 38, pp. 381-383.
- Wischmeier, W., Smith, D. (1978). Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning, U.S. Department of Agriculture Handbook, 537. <https://doi.org/10.1029/TR039i002p00285>
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. (1961). A universal soil loss estimating equation to guide conservation farm planning. *Trans. 7th Congo Intern. Soc. Soil Sci. (Madison, 1960) 1*, pp. 418-425
- Wójcik, G., Ziemińska, H. (1984). *Klimat. W: Województwo toruńskie. Przyroda - ludność i osadnictwo - gospodarka*, Galon R. (red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa-Poznań-Toruń, pp. 83-107.
- Wuddivira, M.N., Stone, R.J., Ekwe, E.I. (2021). Soil texture, mineralogy, and organic matter effects on structural stability and soil loss of selected trinidad soils after rainfall, *Tropical Agriculture*, 98(3), 302–311.
- Xiao, H., Liu, G., Liu, P., Zheng, F., Zhang, J., Hu, F. (2017). Developing equations to explore relationships between aggregate stability and erodibility in Ultisols of subtropical China. *Catena*, 157, pp. 279-285.
- Yan, F.-L., Shi, Z.-H., Cai, C.-F., Li, Z.-X. (2010). Wetting Rate and Clay Content Effects on Interrill Erosion in Ultisols of Southeastern China, *Pedosphere*, 20(1). 129-136, [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(09\)60292-7](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(09)60292-7).
- Ye, L., Tan, W., Fang, L., Ji, L., Deng, H. (2018). Spatial analysis of soil aggregate stability in a small catchment of the Loess Plateau, China: I. Spatial variability. *Soil and Tillage Research*. 179(January), pp. 71–81. doi: 10.1016/j.still.2018.01.012.
- Ye, L., Tan, W., Fang, L., Ji, L., Deng, H. (2019) Spatial analysis of soil aggregate stability in a small catchment of the Loess Plateau, China: II. Spatial prediction. *Soil and Tillage Research*. 192, pp. 1–11. doi: 10.1016/j.still.2019.03.009.

Yost, M. A., Kitchen, N. R., Sudduth, K. A., Sadler, E. J., Drummond, S. T., Volkmann, M. R. (2017). Long-term impact of a precision agriculture system on grain crop production. *Precision agriculture*, 18(5), pp. 823-842.

Zacharow S.A., 1925. Kratkij kurs praktičeskich zaniatij po poczwowedeniju. Gosizdat, Moskwa-Leningrad. 124 s. (w języku Rosyjskim)

Zacharow, S.A. Kurs poczwowedenija - Moskwa; Leningrad: Gosudarstwennoje izdatelstwo, 1927. - 459 s. (w języku Rosyjskim)

Zeraatpisheh, M., Ayoubi, S., Mirbagheri, Z., Mosaddeghi, M.Z., Xu, M, (2021). Spatial prediction of soil aggregate stability and soil organic carbon in aggregate fractions using machine learning algorithms and environmental variables, *Geoderma Regional*, 27. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2021.e00440>.

Zhang, B., and Horn, H. (2001) Mechanisms of aggregate stabilization in Ultisols from subtropical China. *Geoderma*, 99, pp. 123–145. doi:10.1016/S0016-7061(00)00069-0

Zhang, K. Yu, Y., Dong, J., Yang, Q., Xu, X., (2019). Adapting & testing use of USLE K factor for agricultural soils in China. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 269: pp. 148–155. doi: 10.1016/j.agee.2018.09.033.

Zhou, H., Peng, X., Darboux, F. (2013). Effect of rainfall kinetic energy on crust formation and interrill erosion of an Ultisol in subtropical China. *Vadose Zone Journal*, 12(4).

Zhu, Y., Marchuk, A., Bennett, J. M. L. (2016). Rapid method for assessment of soil structural stability by turbidimeter, *Soil Science Society of America Journal*, 80(6), pp. 1629–1637. <https://doi: 10.2136/sssaj2016.07.0222>.

SPIS TABELI

	S.
Tab. 1. Właściwości fizyczne i chemiczne gleb spłyconych denudacją antropogeniczną	31
Tab. 2. Właściwości fizyczne i chemiczne gleb niespłyconych i deluwialnych	33
Tab. 3. Wizualna ocena stanu struktury gleb w warunkach terenowych	35
Tab. 4. Zawartość węgla organicznego w agregatach różnej wielkości w poziomie ornym gleb obszaru młodogłacjalnego (średnie z katen 2 i 3)	37
Tab. 5. Statystyczne opracowanie rezultatów oceny czasu rozpadu agregatów (ANOVA, Kluskal-Wallis test)	43
Tab. 6. Macierz korelacji czasu rozpadu agregatów (sek) i podstawowych właściwości gleb	44
Tab. 7. Opisowa statystyka wyników oceny czasu rozpadu agregatów (sek) obliczonego na podstawie wykonanych pomiarów (4 kateny) i modelu regresji (punkty sondażowe), poziom orny	45
Tab. 8. Zmiany podziału struktury gleb powierzchni badawczej (kateny) na kategorii wielkości w stanie suchym i po przesiewaniu w wodzie, średnie wartości dla czterech katen, %	46
Tab. 9. Współczynniki wodoodporności gleb wysoczyzny morenowej pagórkowatej (wartości średnie \pm odchylenie standardowe)	47
Tab.10. Macierz korelacji PAD (%) i podstawowych właściwości gleb	50
Tab. 11. Opisowa statystyka wyników oceny PAD [%] obliczonego na podstawie wykonanych pomiarów (4 kateny) i modelu regresji (punkty sondażowe), poziom orny	51
Tab. 12. Statystyka opisowa właściwości gleb obszaru badań (kateny i punkty sondażowe)	52
Tab. 13. Statystyka opisowa współczynnika erozyjności K dla obszaru badań Orzechowo (kateny i punkty sondażowe)	52
Tab. 14. Obszary o różnych wartościach czasu rozpadu agregatów (sek.) w zależności od metody wizualizacji przestrzennego zróżnicowania	55
Tab. 15. Obszary o różnych wartościach PAD [%] w zależności od metody wizualizacji przestrzennego zróżnicowania	56
Tab. 16. Obszary z różnymi wartościami współczynnika K ($t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$) w zależności od podejścia do wizualizacji, w % od całego obszaru	58
Tab. 17. Macierz korelacji współczynników wodoodporności struktury na statyczne i dynamiczne działanie wody i współczynnika erozyjności K	70
Tab. 18. Klasyfikacja odporności struktury na podstawie różnych współczynników	71

Tab. 19. Klasyfikacja odporności struktury gleb obszaru młodoglacjalnego na podstawie różnych współczynników dla gleb obszaru młodoglacjalnego (średnie na podstawie 4 katen)

71

SPIS RYCIN

	S.
Ryc. 1. Stopnie zerodowania gleb wysoczyzn morenowych: 1 – brak oznak zerodowania, 2 – umiarkowany, 3 – średni, 4 – duży, 5 – całkowity (Świtoniak, Bednarek, 2014; s.60)	12
Ryc. 2. Położenie geograficzne obszaru badań Orzechowo (zdjęcia satelitarne: Google Earth)	13
Ryc. 3. Średnie miesięczne i roczne temperatury powietrza oraz sum opadów atmosferycznych w Wąbrzeźnie w latach 1999–2019 (Źródło danych: CRU Time Series v4.04 https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/89e1e34ec3554dc98594a5732622bce9)	14
Ryc. 4. Dane klimatyczne dla obszaru badań Orzechowo dla okresu 1.01.2018-1.11.2021 (analiza zdjęć satelitarnych Sentinel 2 (10m) na podstawie aplikacji SatAGRO)	15
Ryc. 5. Rzeźba terenu obszaru badań Orzechowo, opracowanie na podstawie DEM	16
Ryc. 6. Nachylenie terenu obszaru badań Orzechowo	17
Ryc. 7. Obszar badań Orzechowo, ortofotomozaika	19
Ryc.8. Schemat wykonania etapów badania	20
Ryc. 9. Położenie odkrywek glebowych i punktów sondażowych w obrębie obszaru badań	21
Ryc. 10. Metoda wizualnej oceny stanu gleby w warunkach terenowych (Ball i in., 2015)	23
Ryc. 11. Schemat wykonania analizy wodoodporności agregatów pod wpływem statycznego działania wody	25
Ryc. 12. Przebieg analizy oceny wodoodporności agregatów na dynamiczne działanie wody	26
Ryc. 13. Mapa glebowa powierzchni badawczej Orzechowo	32
Ryc. 14. Podział struktury gleb obszaru młodoglacjalnego na kategorii wielkości, średnie wartości z czterech katen (w stanie powietrzno-suchym), poziom orny	37
Ryc. 15. Struktura gleb poziomu ornego (rozmiary: >7 mm, 7-5 mm; 5-3 mm) dla różnych gleb (katena 3): A – regosole; B – płowe zerodowane; C - płowe; D - deluwialne czarnoziemne	38
Ryc. 16. Przykłady wewnętrznej struktury agregatów z poziomu próchnicznego rozmiaru 7-10 mm dla różnych gleb (tomografia komputerowa): A – regosole (katena 1); B – płowe zerodowane (katena 1); C - płowe (katena 3); D - deluwialne czarnoziemne (katena 3). <i>Badanie wykonane w Naukowym Centrum Badań Jądrowych, Otwock</i>	39
Ryc. 17. Podział struktury gleb obszaru młodoglacjalnego na kategorii wielkości, średnie wartości z czterech katen (w stanie powietrzno-suchym), poziom podorny	40
Ryc. 18. Ocena czasu rozpadu agregatów 7-10 mm wielkości (sek.) przy statycznym	

działaniu wody dla różnych gleb obszaru młodogłacjalnego	42
Ryc. 19. Średni czas dyspersji agregatów 7-10 mm wielkości przy statycznym działaniu wody dla różnych gleb obszaru młodogłacjalnego	44
Ryc. 20. Zależność wodoodporności struktury gleb od zawartości łu i węgla organicznego na podstawie szacowania współczynnika $WSA_{>1}$	49
Ryc. 21. Przestrzenne zróżnicowanie właściwości struktury i współczynnika erozyjności K (po lewej stronie (1a; 2a; 3a) mapy stworzone na podstawie dyskretnej mapy glebowej opartej o ortofotomozaikę i dostosowanie średnich wartości współczynników do konturu glebowego; po prawej stronie (1b; 2b; 3b) mapy na podstawie interpolacji SPLINE (GIS)	54
Ryc. 22. Przykłady materiału glebowego po dynamicznym działaniu wody rozmiaru 1-0,5 mm z poziomu ornego różnych gleb (zdjęcie mikroskopowe, powiększenie +2)	64
Ryc. 23. Główne czynniki wpływające na wodoodporność struktury poziomów ornych gleb układów katenalnych obszaru młodogłacjalnego	65

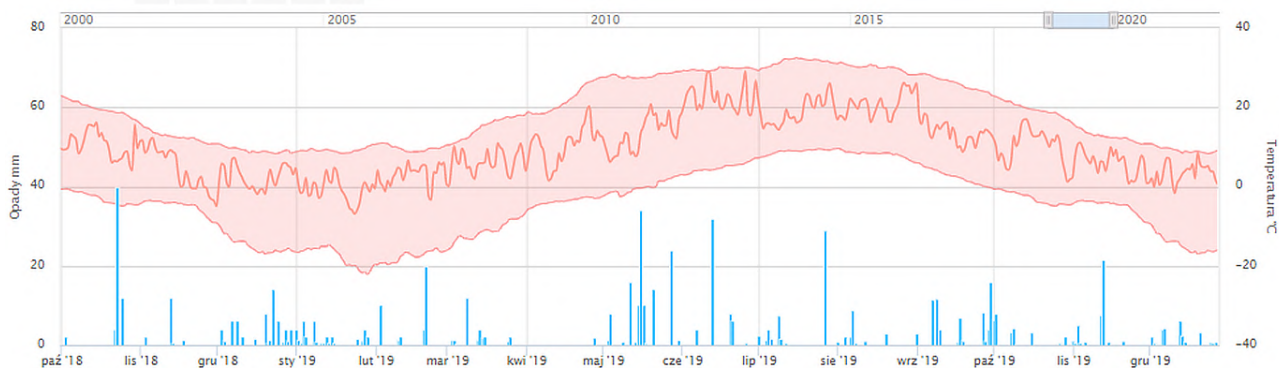
LISTA ZAŁĄCZNIKÓW

	S.
Załącznik 1. Dane klimatyczne dla obszaru badawczego dla okresu 1.10.2018-31.12.2021 (analiza zdjęć satelitarnych Sentinel 2 (10 m) na podstawie aplikacji SatAGRO)	96
Załącznik 2. Opis odkrywek glebowych. Obszar badań Orzechowo.	97
Załącznik 3 Skład granulometryczny gleb układów katenalnych obszaru młodoglacjalnego	102
Załącznik 4. Właściwości chemiczne gleb wysoczyzny morenowej krajobrazu młodoglacjalnego	104
Załącznik 5. Ocena wizualna struktury gleby w warunkach terenowych warstwy ornej i podornej (6.11.2018 i 9.11.2018) zgodnie z metodyką Ball i in.	108
Załącznik 6. Skład agregatowy gleb w stanie powietrzno-suchym, %	
Załącznik 7 Przykłady wewnętrznej struktury agregatów rozmiaru 7-10 mm dla różnych gleb (tomografia komputerowa, widok negatywu): A – regosole (katena 1); B – płowe zerodowane (katena 1); C - płowe (katena 3); D - deluwialne czarnoziemne(katena 3). <i>Badanie wykonane w NCBJ, Otwock</i>	110
Załącznik 8 Przykłady wewnętrznej struktury agregatów rozmiaru 7-10 mm dla różnych gleb (tomografia komputerowa, widok binarny): A – regosole (katena 1); B – płowe zerodowane (katena 1); C - płowe (katena 3); D - deluwialne czarnoziemne (katena 3). <i>Badanie wykonane w NCBJ, Otwock</i>	111
Załącznik 9. Maksymalna higroskopijność [%] agregatów różnej wielkości poziomu ornego gleb układów katenalnych	112
Załącznik 10. Czas rozpadu agregatów wielkości 7-10 mm po statycznym działaniu wody, sek	113
Załącznik 11. Podział agregatów różnej wielkości na kolumnie sit o różnej średnicy podczas dynamicznego działania wody (aparatura Bakszeewa)	115
Załącznik 12. Skład agregatowy gleb po dynamicznym działaniu wody (obliczenie na podstawie danych załącznik 11), %	121
Załącznik 13. Właściwości gleb obszaru badań Orzechowo (punkty sondażowe)	123
Załącznik 14. Współczynnik erozyjności K ($t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$)	125
Załącznik 15. Klasyfikacja odporności struktury gleb obszaru młodoglacjalnego na podstawie różnych współczynników	127
Załącznik 16. Macierz korelacji pomiędzy właściwościami gleby a współczynnikami wodoodporności agregatów, obliczonych na podstawie danych dynamicznego działania wody	129

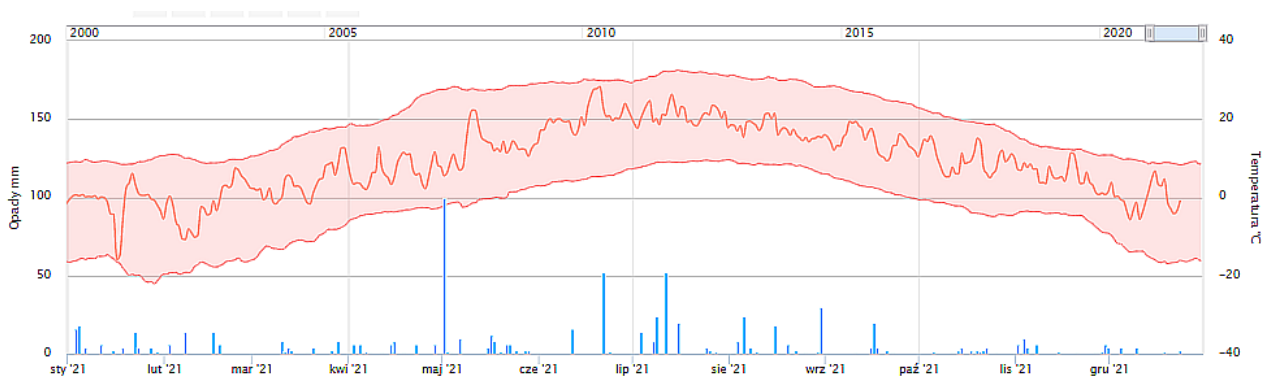
ZAŁĄCZNIKI

Zał. 1. Dane klimatyczne dla obszaru badawczego dla okresu 1.10.2018-31.12.2021
(analiza zdjęć satelitarnych Sentinel 2 (10 m) na podstawie aplikacji SatAGRO)

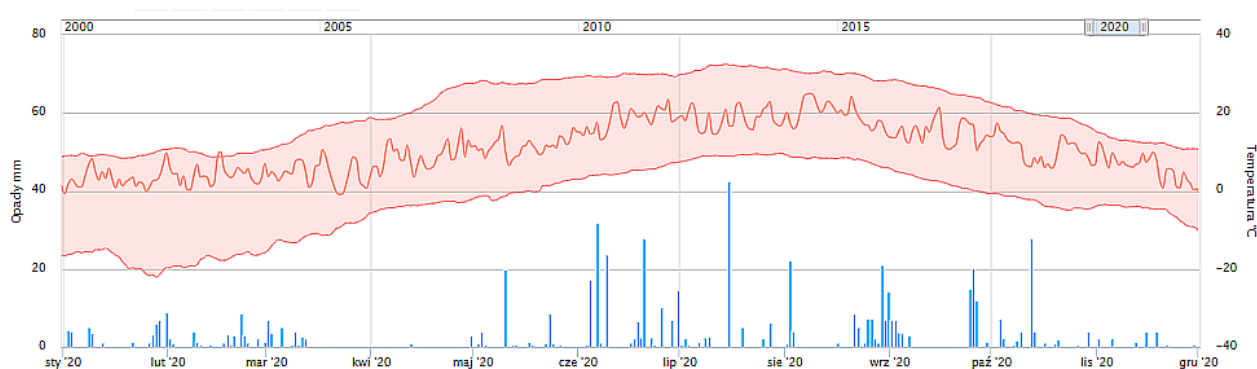
Rok 2018






Rok 2019









Rok 2020








Załącznik 2. Opis odkrywek glebowych. Obszar badań Orzechowo.

KATENA 1	
Profil glebowy	Krótki opis poziomów glebowych
	<p>Odkrywka No.1 : 53°12'57.6"N 18°48'14.7"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina lekka, kolor 10YR6/4-10YR4/4, wilgotny, struktura bryłowa subangularna/angularna 5-7 cm ostrokrawędzista, przejście równe, jasne</p> <p>Ck - 30-.... glina lekka, kolor 10YR7/4-10YR5/4, przewarstwienia o barwie białej, rdzawo-brunatnej, wilgotny, liczne wtórne węglany (10 %), liczne konkracje związków żelaza, zbity, struktura bryłowa</p> <p style="text-align: center;"><i>Gleba regosol próchniczny (węglanowy)</i></p>
	<p>Odkrywka No. 2: 53°12'56.9"N 18°48'14.1"E</p> <p>Ap - 0-30 cm - glina lekka, kolor 10YR6/4-10YR5/4, wilgotny, pojedyncze duże korzenia, struktura bryłowa angularna /subangularna 70/30%, ostrokrawędzista, przejście stopniowe</p> <p>Bt - 30-50cm: glina piaszczysto-ilasta, kolor 10YR6/4-10YR4/6, wilgotny, liczne kamyczki, żwir, konkracje związków żelaza, struktura angularna / subangularna 70/30% średniotrwała</p> <p style="text-align: center;"><i>Gleba płowa zerodowana</i></p>
	<p>Odkrywka No. 3: 53°12'55.8"N 18°48'13.2"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina piaszczysta, kolor 10YR5/3-10YR4/2, wilgotny, struktura gruzełkowata/subangularna 50/50%, przejście stopniowe</p> <p>A2 - 30-40 cm: piasek gliniasty, kolor 10YR6/4-10YR5/4, wilgotny, struktura subangularna >5cm – 50-70% słabo trwała, przejście ostre</p> <p>Etg - 40-50 cm: piasek, kolor 10YR7/3-10YR3/3, wilgotny, pojedyncze kutany, struktura subangularna/angularna, słabo trwała, luźny piasek <2 cm blisko 80%</p> <p style="text-align: center;"><i>Gleba płowa próchniczna</i></p>

	<p>Ap</p> <p>Adel</p>	<p>Odkrywka No. 4: 53°12'54.8"N 18°48'12.0"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina piaszczysta, kolor 10YR7/2-10YR2/2, wilgotny, struktura subangularna/angularna/gruzelkowa 60/30/10 % średniotrwała, przejście stopniowe</p> <p>Adel - 30-50 cm: glina lekka, kolor 10YR4/2-10YR2/1, wilgotny, struktura subangularna/angularna/gruzelkowa 60/20/20 % średniotrwała</p> <p><i>Gleba deluwialna czarnoziemna</i></p>
<p>KATENA 2</p>		
	<p>Ap</p> <p>Ck</p>	<p>Odkrywka No. 5: 53°12'51.6"N 18°48'05.4"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina lekka, kolor 10YR6/4-10YR4/6, wilgotny, obecność wtórnych węglanów 5-10 %, struktura subangularna >7cm – 50% bryłowa, średniotrwała, pojedyncze żelaziste konkrecje, przejście stopniowe</p> <p>Ck - 30-.....: glina lekka, kolor 10YR6/4-10YR4/4, pojedyncze przewarstwienia o barwie białej, rdzawo-brunatnej, wilgotna, liczne wtórne węglany (10 %), liczne konkrecje związków żelaza, zbita, struktura subangularna/angularna >7 cm ostrokrawędzista mocno trwała</p> <p><i>Gleba regosol próchniczny (węglanowy)</i></p>
	<p>Ap</p> <p>Bt</p>	<p>Odkrywka No. 6: 53°12'53.4"N 18°48'07.0"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina zwykła, kolor 10YR5/4-10YR4/6, wilgotny, struktura bryłowa angularna /subangularna 70/30% ostrokrawędzista, przejście stopniowe</p> <p>Bt - 30-50 cm: glina piaszczysto-ilasta, kolor 10YR6/4-10YR4/6, wilgotny, żwir, konkrecje związków żelaza, struktura angularna >5cm – 90%, bryłowa</p> <p><i>Gleba płowa zerodowana</i></p>
	<p>Ap</p> <p>Etg</p> <p>Btg</p>	<p>Odkrywka No. 7: 53°12'54.0"N 18°48'08.6"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina lekka, kolor 10YR5/3-10YR4/3, wilgotny, struktura gruzelkowata/subangularna 50/50% średniotrwała, przejście ostre</p> <p>Etg - 30-35(38) cm: piasek gliniasty, kolor 10YR7/3-10YR3/3, wilgotny, struktura angularna/subangularna 50/50% średniotrwała, pojedyncze konkrecje żelaza i manganu, przejście stopniowe</p> <p>Btg - 35(38)- ... (50): glina piaszczysto-ilasta, kolor 10YR5/4-10YR4/6, wilgotny, struktura angularna średniotrwała, pojedyncze konkrecje żelaza i manganu</p> <p><i>Gleba płowa próchniczna</i></p>

	<p>Ap</p> <p>Adel</p>	<p>Odkrywka No. 8: 53°12'54.9"N 18°48'09.5"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina lekka, kolor 10YR3/2-10YR2/2, wilgotny, struktura subangularna/angularna/gruzełkowa 60/20/20 % średniotrwała, przejście stopniowe</p> <p>Adel - 30-50 cm: glina piaszczysta, kolor 10YR4/2-10YR2/1, wilgotny, struktura subangularna/angularna 30/70 % >2 cm średniotrwała</p> <p><i>Gleba deluwialna czarnoziemna</i></p>
<p>KATENA 3</p>		
	<p>Ap</p> <p>Ck</p>	<p>Odkrywka No. 9: 53°12'55.3"N 18°47'58.3"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina lekka, kolor 10YR6/4-10YR4/6, wilgotny, obecność wtórnych węglanów 5-10 %, struktura subangularna >7cm – 50% bryłowa, średniotrwała, pojedyncze żelaziste konkrecje, przejście stopniowe</p> <p>Ck - 30-.....: glina lekka, kolor 10YR6/4-10YR4/4, pojedyncze przewarstwienia o barwie białej, rdzawo-brunatnej, wilgotna, liczne wtórne węglany (10 %), liczne konkrecje związków żelaza, zbita, struktura subangularna/angularna >7 cm ostrokrawędzista mocno trwała</p> <p><i>Gleba regosol próchniczny (węglanowy)</i></p>
	<p>Ap</p> <p>Bt</p>	<p>Odkrywka No. 10: 53°12'55.5"N 18°47'58.0"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina lekka, kolor 10YR5/4-10YR3/4, wilgotny, pojedyncze kamienie, struktura subangularna >7 cm – 50%, średniotrwała, przejście stopniowe</p> <p>Bt - 30-50 cm: glina piaszczysto-ilasta, kolor 7,5YR6/6-7,5YR6/4, wilgotny, żwir, konkrecje związków żelaza, struktura angularna >7 cm – 90% mocno trwała</p> <p><i>Gleba płowa zerodowana</i></p>
	<p>Ap</p> <p>A₂E</p>	<p>Odkrywka No.11: 53°12'56.4"N 18°47'57.7"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina piaszczysta, kolor 10YR4/3-10YR3/2, wilgotny, struktura gruzełkowata/subangularna 50/50% średniotrwała, przejście faliste, jasne</p> <p>A₂E - 30-(50) cm: glina piaszczysta, kolor 10YR5/3-10YR3/2, wilgotny, struktura subangularna/angularna słabo trwała</p> <p><i>Gleba płowa próchniczna</i></p>

	<p>Ap</p> <p>G</p>	<p>Odkrywka No.12: 53°12'57.2"N 18°47'57.9"E</p> <p>Ap- 0-33 cm: glina piaszczysta, kolor 2,5YR3/1-Gley2 2,5/5PB, wilgotny, struktura gruzełkowata/subangularna słabo trwała, przejście ostre</p> <p>G - 33-... (50): glina lekka, kolor 2,5YR3/1-Gley1 2,5/N, wilgotny, struktura angularna >5cm mocna trwała</p> <p><i>Deluwia na czarnej ziemi</i></p>
<p>KATENA 4</p>		
	<p>Ap</p> <p>Ck</p>	<p>Odkrywka No.13: 53°12'53.4"N 18°48'22.2"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina lekka, kolor 10YR6/4-10YR4/4, świeży, obecność wtórnych węglanów 5-10 %, struktura subangularna średniotrwała /gruzełkowa drobnoagregatowa mocno trwała</p> <p>Ck - 30-....: glina lekka, kolor 10YR7/4-10YR5/6, pojedyncze przewarstwienia o barwie białej, świeży, liczne wtórne węglany (10 %), zbita, struktura angularna mocno trwała</p> <p><i>Gleba regosol próchniczny (węglanowy)</i></p>
	<p>Ap</p> <p>Bt</p>	<p>Odkrywka No.14: 53°12'53.4"N 18°48'22.2"E</p> <p>Ap - 0-28 cm: glina lekka, kolor 10YR6/3-10YR4/3, świeży, struktura subangularna >7cm – 50% średniotrwała, przejście językowe</p> <p>Bt - 28-...(45): glina piaszczysto-ilasta, kolor 10YR7/3-10YR5/4, świeży, struktura angularna >7 cm – 90% mocno trwała, liczne kutany, kamyczki, żwir</p> <p><i>Gleba płowa zerodowana</i></p>
	<p>Ap</p> <p>A₂</p>	<p>Odkrywka No.15: 53°12'54.6"N 18°48'22.6"E</p> <p>Ap - 0-30 cm: glina piaszczysta, kolor 10YR5/3-10YR4/3, wilgotny, struktura gruzełkowata/subangularna 50/50%, przejście stopniowe</p> <p>A₂ - 30-40 cm: piasek gliniasty, kolor 10YR6/3-10YR4/3, wilgotny, struktura subangularna >5cm – 50-70% słabo trwała</p> <p><i>Gleba płowa próchniczna</i></p>

	Ap	<p>Odkrywka No.16: 53°12'55.7"N 18°48'24.3"E Ap 0-32 cm: glina lekka, kolor 10YR5/2-10YR3/2, wilgotny, struktura subangularna >5cm – 50-70% słabo trwała, przejście stopniowe</p>
	Adel	<p>Adel - 32-... (45): glina lekka, kolor 10YR4/2-10YR3/1, wilgotny, struktura subangularna/angularna 30/70 % >2 cm sredniotrwała</p> <p><i>Gleba deluwialna czarnoziemna</i></p>

Zař. 3. Skład granulometryczny gleb układów katenalnych obszaru młodogłacialnego

Gleba	Poziom glebow y	Zawartość frakcji, %									Grupa granulometryczna wg:	
		2,0 – 1,0 mm	1,0 – 0,5 mm	0,5 – 0,25 mm	0,25 – 0,1 mm	0,1 – 0,05 mm	0,05 – 0,02 mm	0,02 – 0,005 mm	0,005- 0,002 mm	< 0,002 mm	PTG	FAO/USDA
Katena 1												
A*	0-30	5	4	11	26	10	10	9	6	19	GL	SL
	30-40	4	4	11	23	12	10	12	9	15	GL	SL
B	0-30	4	5	12	26	13	10	6	9	15	GL	SL
	30-40	2	4	11	25	11	10	8	4	25	GPI	SCL
C	0-30	2	5	15	32	17	9	7	6	7	GP	SL
	30-40	2	6	15	34	16	9	7	4	7	GP	SL
D	0-30	2	5	14	29	15	11	10	5	9	GP	SL
	30-40	1	4	10	26	13	13	14	6	13	GL	SL
Katena 2												
A	0-30	2	4	11	30	15	9	7	5	17	GL	SL
	30-40	3	4	10	25	7	10	13	10	18	GZ	L
B	0-30	2	4	11	26	8	13	10	6	20	GZ	L
	30-40	3	4	11	24	13	7	9	5	24	GPI	SCL
C	0-30	4	4	12	30	13	10	10	5	12	GL	SL
	30-40	2	2	12	26	14	10	7	6	21	GPI	SCL
D	0-30	2	5	12	26	15	13	10	8	9	GL	SL
	30-40	2	5	13	30	13	16	10	6	5	GP	SL
Katena 3												
A	0-30	3	4	12	23	15	11	9	9	14	GL	SL
	30-40	3	4	12	26	11	13	8	9	14	GL	SL
B	0-30	2	4	11	30	13	8	8	6	18	GL	SL
	30-40	1	2	11	29	14	10	5	4	24	GPI	SL
C	0-30	2	4	13	34	16	9	7	5	10	GP	SL
	30-40	3	4	12	33	16	10	8	4	10	GP	SL
D	0-30	2	4	13	28	16	12	11	7	7	GP	SL
	30-40	3	4	12	30	13	15	10	3	10	GL	SL
Katena 4												
A	0-30	2	3	13	24	17	9	10	5	17	GL	SL

Gleba	Poziom glebowy	Zawartość frakcji, %									Grupa granulometryczna wg:	
		2,0 – 1,0 mm	1,0 – 0,5 mm	0,5 – 0,25 mm	0,25 – 0,1 mm	0,1 – 0,05 mm	0,05 – 0,02 mm	0,02 – 0,005 mm	0,005- 0,002 mm	< 0,002 mm	PTG	FAO/USDA
	30-40	3	5	13	26	14	10	10	5	14	GL	SL
B	0-30	2	3	13	25	14	9	9	6	19	GL	SL
	30-40	3	2	13	25	13	10	8	3	23	GPI	SCL
C	0-30	2	4	15	28	13	12	9	6	11	GL	SL
	30-40	1	4	12	25	17	8	8	3	22	GPI	SCL
D	0-30	3	4	12	23	14	12	12	9	11	GL	SL
	30-40	3	5	14	25	10	10	14	6	13	GL	SL

* gleby A – słabo ukształtowane erozyjne; B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne próchniczne

Załącznik 4. Właściwości chemiczne gleb wysoczyzny morenowej krajobrazu młodoglacjalnego

Gleba	Poziom glebowy	Kolory (Mansel)		pH w 1 M KCl	pH w H ₂ O	Corg	CaCO ₃ , %
		Stan suchy	Stan wilgotny				
Katena 1							
A*	0-30	10YR 6/4	10YR 4/4	7,62	8,31	0,7	8,04
	30-40	10YR 7/4	10YR 5/4	7,52	8,58	0,14	13,31
B	0-30	10YR 6/4	10YR 3/4	7,48	8,34	0,61	2,45
	30-40	10YR 6/4	10YR 4/6	7,2	8,29	0,33	0,85
C	0-30	10YR 5/3	10YR 4/2	7,15	7,73	0,81	0,23
	30-40	10YR 7/3	10YR 3/3	7,08	7,89	0,6	0,34
D	0-30	10YR 7/2	10YR 2/2	7,62	8,09	1,25	0,52
	30-40	10YR 4/2	10YR 2/1	6,99	7,89	2,19	0,43
Katena 2							
A	0-30	10YR 6/4	10YR 4/4	7,52	8,35	0,71	2,4
	30-40	10YR 7/4	10YR 5/4	7,6	8,41	0	15,6
B	0-30	10YR 5/4	10YR 4/6	7,38	8,14	0,78	0,42
	30-40	10YR 6/4	10YR 4/6	6,36	8,07	0,23	0,04
C	0-30	10YR 5/3	10YR 4/3	6,06	6,95	0,85	0,09
	30-40	10YR 5/4	10YR 4/6	5,57	7,21	0,28	0
D	0-30	10YR 3/2	10YR 2/2	7,49	7,89	2,1	0,03
	30-40	10YR 4/2	10YR 2/1	7,12	8,11	1,72	0,26
Katena 3							
A	0-30	10YR 6/4	10YR 4/4	7,48	8,38	0,52	10,25
	30-40	10YR 6/4	10YR 4/4	7,58	8,48	0,34	9,88
B	0-30	10YR 5/4	10YR 3/4	7,09	7,94	0,87	0,39
	30-40	7,5YR 6/6	7,5YR 6/4	6,73	8,21	0,2	0,13
C	0-30	10YR 4/3	10YR 3/2	6,08	7,14	1,1	0,17
	30-40	10YR 5/3	10YR 3/2	6,24	7,45	0,65	0,17
D	0-30	2,5YR 3/1	Gley2 2,5/5PB	6,83	7,51	4,29	0,24
	30-40	2,5YR 3/1	Gley 1 2,5/N	6,95	7,68	4,29	0,26
Katena 4							
A	0-30	10YR 6/4	10YR 4/4	7,29	8,34	0,59	7,96
	30-40	10YR 7/4	10YR 5/6	7,57	8,74	0,11	12,4

Gleba	Poziom glebowy	Kolory (Mansel)		pH w 1 M KCl	pH w H ₂ O	Corg	CaCO ₃ , %
		Stan suchy	Stan wilgotny				
B	0-30	10YR 6/3	10YR 4/3	7,29	8,24	0,82	2,14
	30-40	10YR 7/3	7,5YR 5/4	6,8	8,24	0,18	0,13
C	0-30	10YR 5/3	10YR 4/3	6,23	7,1	1	0,2
	30-40	2,5YR 3/1	Gley 1 2,5/N	5,82	7,09	0,21	0,03
D	0-30	10YR 5/2	10YR 3/2	5,15	6,3	1,77	0,11
	30-40	10YR 4/2	10YR 3/1	4,93	6,13	1,9	0,13

* gleba A – regosole próchniczne (węglanowe); B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne próchniczne

Załącznik 5. Ocena wizualna struktury gleby w warunkach terenowych warstwy ornej i podornej (6.11.2018 i 9.11.2018) zgodnie z metodyką Ball i in.

No. odkrywki	Poziom glebowy	Głębokość warstwa, cm	Wizualna ocena jakości struktury	Przejawy oglejenia	Twardość	Porowatość	Korzenie	Agregaty
Regosole próchniczne (węglanowe)								
1	1*	0-30	Zw**	1	4	3	2	Subangularna/angularna 5-7 cm ostrokrawędzista
5		0-30	Z	2	4	3	3	Subangularna/angularna >7 cm średniotrwała
9		0-30	Zw	1	3	3	3	Subangularna >7cm – 50% średniotrwała
13		0-30	N	1	2	2	3	Subangularna średniotrwała /gruzełkowa drobnoagregatowa
1	2	30-50	MZ	4	4	5	5	Angularna
5		30-50	MZ	4	5	5	5	Angularna / Subangularna 50/50% średniotrwała/mocnotrwała
9		30-50	MZ	4	5	5	5	Subangularna/angularna >7 cm ostrokrawędzista mocnotrwała
13		30-50	Z	3	3	4	5	Angularna średniotrwała
Płowe erozyjne								
2	1	0-30	Zw	1	4	2	2	Angularna / Subangularna 70/30%
6		0-30	Zw	1	3	3	2	Angularna / Subangularna 70/30% średniotrwała
10		0-30	Zw	1	3	3	2	Subangularna >7 cm – 50% średniotrwała
14		0-30	Zw	1	3	2	2	Subangularna >7cm – 50% średniotrwała
2	2	30-50	MZ	1	5	5	5	Angularna >5cm – 90%
6		30-50	MZ	3	5	3	4	Angularna >7cm – 90% mocnotrwała
10		30-50	MZ	1	5	5	5	Angularna >7 cm – 90% mocnotrwała
14		30-50	MZ	3	5	4	4	Angularna >7cm – 80% mocnotrwała
Płowe próchniczne								
3	1	0-30	Zw	1	3	2	2	Gruzełkowa/subangularna 50/50%
7		0-30	Zw	1	3	2	2	Gruzełkowa/subangularna 50/50% średniotrwała
11		0-30	Zw	1	3	3	2	Gruzełkowa/subangularna 50/50% średniotrwała
15		0-30	N	1	3	3	1	Gruzełkowa/subangularna 50/50% średniotrwała
3	2	30-50	K	4	2	3	2	Subangularna >5 cm – 50-70% słabotrwała
		30-40	K	4	2	3	4	Subangularna/angularna, słabotrwała luźny piasek <2 cm blisko 80%
7		30-50	Z	1	4	3	4	Subangularna/angularna, średniotrwała
11		30-50	N	1	2	3	4	Subangularna/angularna słabotrwała
15		30-50	N	1	2	3	3	Subangularna >5 cm – 50-70% słabotrwała
Deluwialne czarnoziemne								

No. odkrywki	Poziom glebowy	Głębokość warstwa, cm	Wizualna ocena jakości struktury	Przejawy oglejenia	Twardość	Porowatość	Korzenie	Agregaty
4	1	0-30	N	1	2	3	2	Subangularna/angularna/gruzełkowa 60/30/10 % średniotrwała
8		0-30	N	1	2	2	3	Subangularna/angularna/gruzełkowa 60/20/20 % średniotrwała
12		0-20	N	1	2	3	1	Gruzełkowa/subangularna słabotrwała
16		0-30	N	1	2	2	2	Gruzełkowa/subangularna 80/20% średniotrwała
4	2	30-40	Zw	4	2	3	4	Subangularna/angularna 30/70 % >7 cm sredniotrwała
8		30-50	Zw	4	2	4	4	Subangularna/angularna 30/70 % >2 cm średniotrwała
12		30-50	Zw	5	4	4	3	Subangularna/angularna/gruzełkowa 30/20/50
16		30-50	Z	3	3	3	4	Subangularna/angularna 30/70 % >2 cm sredniotrwała

* poziom: 1 - orny; 2 – podorny

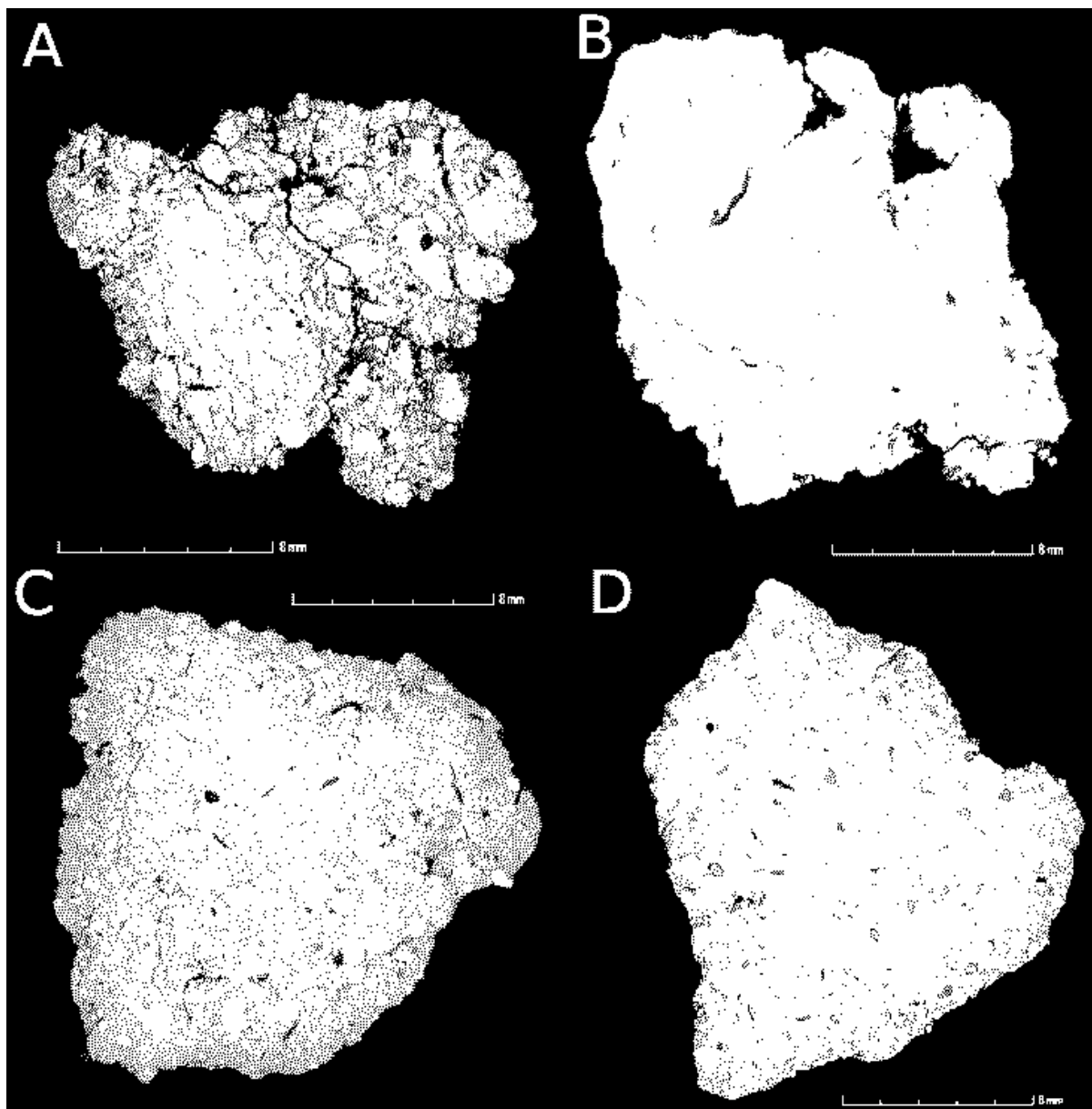
Załącznik 6. Skład agregatowy gleb w stanie powietrzno-suchym, %

Gleba*	Poziom glebowy	Zawartość frakcji o różnych rozmiarach, %								
		>7mm	7-5 mm	5-3 mm	3-2 mm	2-1 mm	1-0,5 mm	0,5-0,25 mm	<0,25 mm	MWD dry
Katena 1										
A	0-30	71,3	4,8	4,3	1,9	5,6	4,7	3,6	3,8	7,06
	30-40	72,5	6,6	4,1	1,4	4,3	2,9	2,9	5,3	7,22
B	0-30	85,8	4	2,5	0,9	2,9	1,6	1,1	1,2	8,15
	30-40	84,1	4,6	3,4	0,9	2,6	1,4	1,2	1,8	8,06
C	0-30	45	7,2	6,7	3,3	7,3	8,4	9,4	12,7	5,06
	30-40	43,5	6,1	5,6	2,7	8,2	7,1	9,5	17,3	4,81
D	0-30	78,3	5,2	3,4	1,3	3,8	2,8	2,3	2,9	7,62
	30-40	70,3	6,5	6,5	1,2	6	3,3	2,5	3,7	7,14
Katena 2										
A	0-30	66,2	5,9	6,1	3,6	5,4	4,3	4,1	4,4	6,78
	30-40	68,9	6,3	7,1	4,4	5,5	3,6	2,4	1,9	7,09
B	0-30	81,6	5	3,3	1,3	4	2,1	1,3	1,4	7,89
	30-40	76,3	5,5	4,4	1,2	4,4	2,5	2,2	3,5	7,50
C	0-30	49,5	9,1	7,9	3,2	8,8	7	7,1	7,4	5,62
	30-40	82,8	4,5	3,1	1	2,9	1,5	1,5	2,7	7,93
D	0-30	57,4	7,4	6,8	3,3	7,6	6,7	5,2	5,6	6,16
	30-40	60,7	6,2	7	2,4	7,5	4,1	4,5	7,6	6,34
Katena 3										
A	0-30	63,7	7,1	6,1	2,2	7,3	5,6	3,7	4,3	6,63
	30-40	74,7	5,9	4,8	1,3	4,5	3	2,4	3,4	7,40
B	0-30	87,2	3,4	2,6	0,9	2,5	1,3	0,8	1,3	8,23
	30-40	82,2	4,4	3,6	0,9	3,1	1,9	1,5	2,4	7,90
C	0-30	55,7	7	6,3	2,8	8,1	6,6	5,3	8,2	5,96
	30-40	75,2	4,4	3,8	1,2	4,4	2,7	2,8	5,5	7,32
D	0-30	59,2	5,8	5,4	2,1	6,5	5,3	5,7	10	6,12
	30-40	63,5	5,5	4,9	1,9	5,5	4,8	4,9	9	6,44
Katena 4										
A	0-30	74,6	5,4	3,9	1,6	4,9	3,9	2,7	3	7,35
	30-40	73,5	6,4	4,3	1,3	4	2,7	4,1	3,8	7,30

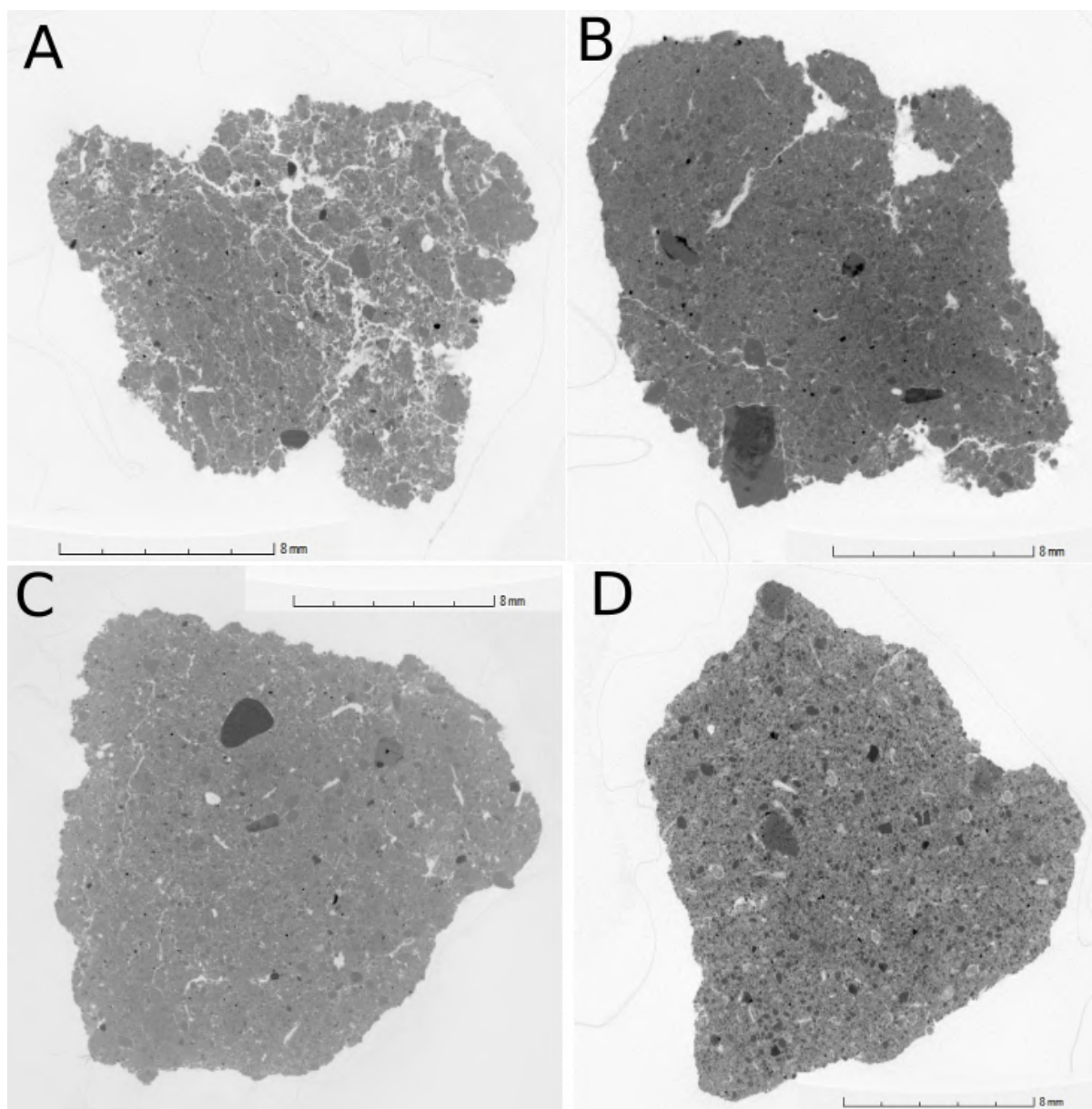
Gleba*	Poziom glebowy	Zawartość frakcji o różnych rozmiarach, %								
		>7mm	7-5 mm	5-3 mm	3-2 mm	2-1 mm	1-0,5 mm	0,5-0,25 mm	<0,25 mm	MWD dry
B	0-30	84,2	3,6	2,8	1,1	3,1	2,1	1,3	1,8	8,00
	30-40	86,6	3,6	2,5	0,8	2,2	1,4	1	2	8,18
C	0-30	39,5	10,2	9,8	6,4	9	7,5	8	9,7	4,95
	30-40	91,6	2	1,6	0,8	0,9	0,8	1	1,2	8,47
D	0-30	49,7	7,7	7,5	2,9	9,1	7,6	7,8	7,9	5,54
	30-40	59,4	8,2	6,8	2,5	6,4	4,9	4,1	7,7	6,33

* gleby A – regosole; B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne czarnoziemne

Załącznik 7. Przykłady wewnętrznej struktury agregatów rozmiaru 7-10 mm dla różnych gleb (tomografia komputerowa, widok negatywu): A – regosole (katena 1); B – płowe zerodowane (katena 1); C - płowe (katena 3); D - deluwialne czarnoziemne(katena 3).Badanie wykonane w NCBJ, Otwock



Załącznik 8 Przykłady wewnętrznej struktury agregatów rozmiaru 7-10 mm dla różnych gleb (tomografia komputerowa, widok binarny): A – regosole (katena 1); B – płowe zerodowane (katena 1); C - płowe (katena 3); D - deluwialne czarnoziemne (katena 3). Badanie wykonane w NCBJ, Otwock



Załącznik 9. Maksymalna higroskopijność [%] agregatów różnej wielkości poziomego ornoego gleb układów katenalnych

No. odkrywki glebowej	Rozmiar agregatów glebowych, mm							
	>7	7-5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25
1	2,87	2,77	2,77	2,74	2,72	2,70	2,48	2,54
2	3,58	3,41	3,56	3,60	3,52	3,34	3,09	3,35
3	1,71	1,75	1,75	1,64	1,67	1,54	1,44	1,68
4	2,34	2,41	2,51	2,47	2,57	2,53	2,27	2,40
5	2,57	2,59	2,55	2,63	2,57	2,52	2,19	2,22
6	3,76	3,70	3,88	3,90	3,89	3,72	3,26	3,45
7	2,53	2,51	2,48	2,50	2,52	2,45	2,12	2,30
8	4,04	4,17	3,80	3,58	3,89	3,20	2,85	3,24
9	2,90	2,85	2,90	2,92	3,00	2,85	2,71	2,84
10	3,78	3,83	3,87	3,82	3,85	2,56	2,97	3,49
11	2,30	2,31	2,24	2,29	2,35	2,18	1,98	2,05
12	4,51	4,51	4,67	4,58	4,66	4,62	4,01	4,52
13	2,66	2,56	2,55	2,55	2,68	2,55	2,27	2,40
14	3,29	3,22	3,13	3,18	3,23	3,05	2,67	3,16
15	2,81	2,90	2,88	2,88	2,86	2,63	2,39	2,67
16	2,44	2,22	1,98	2,69	1,04	1,33	1,84	1,93
Średnia								
Regosole próchniczne (węglanowe)	2,75	2,69	2,69	2,71	2,74	2,66	2,41	2,50
Płowe zerodowane	3,60	3,54	3,61	3,63	3,62	3,17	3,00	3,36
Płowe	2,33	2,37	2,34	2,33	2,35	2,20	1,98	2,18
Deluwialne próchniczne	3,33	3,33	3,24	3,33	3,04	2,92	2,74	3,02

Zał. 10. Czas rozpadu agregatów wielkości 7-10 mm po statycznym działaniu wody, sek.

	Poziom glebowy	Czas całkowitego rozpadu pojedynczych agregatów, sek										Średnia, sek
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Katena 1												
A	0-30	67	215	11	14	23	18	312	342	130	345	147,7
	30-40	29	4	58	56	24	9	7	11	32	30	26
B	0-30	320	150	310	56	131	278	900	900	164	530	373,9
	30-40	160	10	10	22	27	13	18	380	900	4	154,4
C	0-30	790	114	601	900	663	900	250	900	900	900	691,8
	30-40	115	23	410	58	250	695	495	52	330	130	255,8
D	0-30	110	595	410	788	808	690	285	120	235	170	421,1
	30-40	34	14	900	509	37	700	900	100	375	61	363
Katena 2												
A	0-30	900	17	17	129	137	900	19	22	225	200	256,6
	30-40	47	9	15	17	22	34	8	11	11	36	21
B	0-30	219	337	571	603	900	109	900	438	900	222	519,9
	30-40	2	3	7	14	73	3	3	14	32	44	19,5
C	0-30	630	645	720	900	900	32	37	67	80	900	491,1
	30-40	10	58	41	10	11	4	4	15	21	30	20,4
D	0-30	669	900	900	900	900	900	900	900	900	900	876,9
	30-40	279	720	900	900	900	800	900	900	900	900	809,9
Katena 3												
A	0-30	19	33	86	144	192	28	59	250	280	288	137,9
	30-40	6	20	20	32	49	8	8	14	37	54	24,8
B	0-30	46	220	250	185	335	320	332	555	576	900	371,9
	30-40	4	7	9	12	22	4	6	6	14	45	12,9
C	0-30	900	900	900	900	900	75	900	900	900	900	817,5
	30-40	75	160	162	242	410	85	119	145	305	900	260,3
D	0-30	900	900	900	900	900	900	900	900	900	900	900
	30-40	900	900	900	900	900	900	900	900	900	900	900
Katena 4												
A	0-30	26	44	83	900	900	2	16	51	423	499	294,4
	30-40	6	48	79	79	128	6	11	50	50	58	51,5

	Poziom glebowy	Czas całkowitego rozpadu pojedynczych agregatów, sek										Średnia, sek
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
B	0-30	2	16	40	58	61	57	114	200	900	900	234,8
	30-40	4	4	9	29	43	3	8	11	13	28	15,2
C	0-30	900	66	135	640	900	900	28	54	100	900	462,3
	30-40	51	7	13	21	29	48	7	17	27	31	25,1
D	0-30	900	900	790	900	900	900	900	900	900	900	889
	30-40	622	433	470	139	250	860	10	825	825	145	457,9

* gleby A – regosole; B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne próchniczne

Załącznik 11. Podział agregatów różnej wielkości na kolumnie sit o różnej średnicy podczas dynamicznego działania wody (aparatus Bakszeewa)

Próbka	Zawartość frakcji agregatów o różnych rozmiarach, %						
	>7 mm	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25mm
Regosole próchniczne (węglanowe) (poziom orny)							
1*-a**	1,82	4,26	3,27	18,49	24,99	31,74	15,43
9-a	0,00	0,08	3,06	7,67	14,93	28,18	46,08
17-a	5,15	0,91	2,92	9,47	16,76	24,79	39,99
25-a	8,50	1,89	2,06	9,15	18,46	15,68	44,26
1-b	0,00	1,20	3,89	7,98	22,85	32,34	31,74
9-b	3,03	0,00	2,12	9,49	12,11	24,62	48,64
17-b	0,40	0,81	1,72	9,59	27,75	26,44	33,30
25-b	0,00	4,84	8,78	0,91	22,10	29,87	33,50
1-c		18,38	20,68	12,39	5,99	3,30	39,26
9-c		5,59	7,39	15,97	21,26	17,56	32,24
17-c		0,00	3,30	8,09	14,19	19,78	54,65
25-c		1,99	2,39	7,06	13,12	22,86	52,58
1-d			7,88	15,27	19,46	20,36	37,03
9-d			5,27	19,09	20,68	16,98	37,97
17-d			5,86	11,62	17,97	19,17	45,38
25-d			5,97	12,84	15,42	21,69	44,08
1-e				39,50	19,50	15,90	25,10
9-e				28,57	17,68	18,38	35,36
17-e				17,30	18,70	18,10	45,90
25-e				14,00	18,40	23,60	44,00
1-f				39,70	19,40	17,80	23,10
9-f				33,20	17,30	12,70	36,80
17-f				34,20	21,00	16,80	28,00
25-f				16,50	18,30	22,50	42,70
1-g					40,40	22,00	37,60
9-g					40,72	21,76	37,52
17-g					35,20	24,00	40,80
25-g					30,20	25,10	44,70
1-h						55,10	44,90
9-h						57,20	42,80
17-h						53,30	46,70
25-h						46,85	53,15
Regosole próchniczne (węglanowe) (poziom podorny)							
2-a	0,00	0,00	1,99	6,00	18,32	35,35	38,35
10-a	0,74	0,29	0,95	5,53	9,61	25,74	57,14
18-a	0,00	0,84	2,19	15,52	21,47	29,45	30,53
26-a	0,62	0,00	0,00	17,00	12,79	37,21	32,38
2-b	0,00	0,00	1,40	4,51	14,13	23,95	56,01
10-b	1,32	0,00	2,34	5,80	8,66	19,76	62,12
18-b	0,00	0,70	0,00	4,41	15,53	27,35	52,00
26-b	0,00	0,00	0,80	2,71	8,22	25,95	62,32
2-c		0,20	0,00	8,91	18,82	23,12	48,95
10-c		3,19	1,70	11,78	12,97	22,65	47,70
18-c		4,60	4,70	10,20	24,80	24,60	31,10
26-c		0,00	1,60	4,91	8,32	22,44	62,73
2-d			6,59	11,49	17,58	20,68	43,66

Próbka	Zawartość frakcji agregatów o różnych rozmiarach, %						
	>7 mm	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25mm
10-d			8,53	10,43	11,84	19,56	49,65
18-d			0,00	11,09	21,68	21,78	45,45
26-d			7,49	0,00	10,49	22,08	59,94
2-e				20,68	17,68	19,18	42,46
10-e				13,69	10,59	19,28	56,44
16-e				15,88	15,08	18,98	50,05
26-e				12,99	9,69	19,88	57,44
2-f				27,52	19,44	15,25	37,79
10-f				15,85	14,26	15,15	54,74
16-f				23,05	19,06	18,36	39,52
26-f				16,55	10,97	20,64	51,84
2-g					29,50	19,60	50,90
10-g					41,60	23,00	35,40
16-g					36,40	22,20	41,40
26-g					39,30	19,50	41,20
2-h						42,70	57,30
10-h						42,70	57,30
16-h						41,20	58,80
26-h						57,30	42,70
Płowe zerodowane (poziom orny)							
3-a	0,98	1,14	2,95	12,23	24,41	20,59	37,70
11-a	12,55	2,06	8,43	18,37	17,74	17,74	23,12
19-a	1,43	2,90	5,08	14,69	29,35	22,63	23,91
27-a	0,00	2,40	0,00	9,08	15,00	28,21	45,31
3-b	3,89	0,00	2,39	10,57	18,15	27,32	37,69
11-b	2,82	3,93	4,03	12,00	21,67	23,39	32,16
19-b	0,00	0,81	4,75	15,15	20,61	23,03	35,66
27-b	5,61	1,10	1,50	10,12	17,43	22,95	41,28
3-c		1,10	5,72	18,07	20,18	22,39	32,53
11-c		6,37	6,67	27,19	21,51	15,64	22,61
19-c		3,60	5,41	20,62	22,22	21,12	27,03
27-c		0,20	3,09	11,38	25,35	22,75	37,23
3-d			11,28	24,95	19,46	18,26	26,05
11-d			15,87	27,45	17,47	15,67	23,55
19-d			6,21	15,42	19,82	23,12	35,44
27-d			5,11	9,91	17,62	22,12	45,25
3-e				22,12	18,82	18,92	40,14
11-e				23,32	20,82	22,12	33,73
19-e				15,62	17,12	24,82	42,44
27-e				15,50	22,70	21,20	40,60
3-f				20,62	14,51	20,92	43,94
11-f				26,92	17,35	19,84	35,89
19-f				11,50	16,80	23,10	48,60
27-f				25,70	19,00	19,20	36,10
3-g					47,40	17,50	35,10
11-g					42,20	18,60	39,20
19-g					29,70	22,10	48,20
27-g					27,27	25,07	47,65
3-h						63,20	36,80

Próbka	Zawartość frakcji agregatów o różnych rozmiarach, %						
	>7 mm	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25mm
11-h						52,30	47,70
19-h						54,90	45,10
27-h						53,19	46,81
Płowe zerodowane (poziom podorny)							
4-a	0,00	0,49	1,81	11,49	16,30	28,12	41,79
12-a	0,00	0,00	1,51	6,29	10,00	25,16	57,04
20-a	0,00	0,00	0,77	5,42	11,00	23,01	59,78
28-a	0,00	1,72	1,61	5,56	10,06	33,52	47,53
4-b	0,00	1,09	3,76	14,64	15,83	22,16	42,53
12-b	0,00	1,39	1,98	8,82	10,11	21,80	55,90
20-b	0,00	1,19	0,89	7,23	16,44	22,77	51,49
28-b	1,10	1,00	2,79	9,96	14,04	19,22	51,89
4-c		0,69	2,87	17,82	18,61	21,58	38,42
12-c		0,00	3,07	17,13	15,94	22,28	41,58
20-c		0,00	1,39	9,11	19,11	23,76	46,63
28-c		0,00	2,38	14,26	18,61	23,66	41,09
4-d			5,80	17,20	16,80	24,70	35,50
12-d			2,90	17,90	16,70	21,30	41,20
20-d			2,60	9,60	17,60	20,60	49,60
28-d			4,81	15,25	18,25	21,77	39,92
4-e				11,68	13,17	23,75	51,40
12-e				13,76	12,36	20,74	53,14
20-e				14,30	17,10	17,30	51,30
28-e				20,70	18,60	18,10	42,60
4-f				22,18	15,78	21,08	40,96
12-f				14,70	15,40	18,80	51,10
20-f				9,39	14,59	18,58	57,44
28-f				21,02	19,42	19,02	40,54
4-g					38,06	20,88	41,06
12-g					35,16	20,08	44,76
20-g					22,48	21,18	56,34
28-g					40,74	21,42	37,84
4-h						61,64	38,36
12-h						53,25	46,75
20-h						42,70	57,30
28-h						64,60	35,40
Płowe (poziom orny)							
5-a	31,18	1,81	2,96	6,96	12,46	19,07	25,57
13-a	9,62	3,65	5,69	11,77	16,46	23,65	29,15
21-a	9,20	4,72	9,12	15,71	18,28	18,63	24,36
29-a	1,17	0,45	3,36	9,13	17,08	29,60	39,22
5-b	12,97	0,70	3,39	13,97	20,36	22,26	26,35
13-b	17,10	4,73	8,55	20,42	23,54	11,77	13,88
21-b	16,75	4,81	8,43	20,46	23,07	11,63	14,84
29-b	9,27	0,00	9,07	12,76	18,25	26,02	24,63
5-c		16,05	18,05	19,74	19,14	12,96	14,06
13-c		4,12	12,15	17,27	24,00	20,88	21,59
21-c		12,32	14,13	17,54	21,04	18,04	16,93
29-c		20,08	8,25	18,59	26,54	11,63	14,91

Próbka	Zawartość frakcji agregatów o różnych rozmiarach, %						
	>7 mm	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25mm
5-d			31,56	20,34	16,43	15,13	16,53
13-d			18,40	22,50	19,90	21,20	18,00
21-d			14,87	15,87	21,76	20,76	26,75
29-d			10,73	19,26	20,66	21,06	28,28
5-e				43,66	17,08	18,78	20,48
13-e				52,25	15,88	18,48	13,39
21-e				23,98	17,48	25,17	33,37
29-e				23,33	21,73	23,63	31,31
5-f				59,28	13,97	10,68	16,07
13-f				40,36	14,09	18,08	27,47
21-f				29,86	20,04	20,84	29,26
29-f				31,87	18,08	19,98	30,07
5-g					54,10	25,70	20,20
13-g					48,55	24,08	27,37
21-g					34,40	31,10	34,50
29-g					39,80	28,50	31,70
5-h						57,92	42,08
13-h						61,34	38,66
21-h						67,10	32,90
29-h						57,10	42,90
Płowe (poziom podorny)							
6-a	0,00	0,37	2,02	10,82	22,83	32,13	31,84
14-a	0,00	0,00	0,56	6,55	19,17	25,89	47,83
22-a	0,00	0,62	3,92	16,26	22,25	26,87	30,09
30-a	0,00	0,00	0,72	2,87	13,84	29,91	52,66
6-b	3,97	0,00	3,13	15,05	17,14	30,83	29,89
14-b	0,00	0,00	0,00	7,91	16,63	26,98	48,48
22-b	25,38	2,22	2,32	15,31	27,69	15,81	11,28
30-b	0,00	0,00	0,50	4,12	12,15	30,12	53,11
6-c		5,41	7,51	22,42	20,52	23,02	21,12
14-c		0,00	1,30	16,67	22,75	25,45	33,83
22-c		0,30	3,01	20,66	28,08	19,86	28,08
30-c		0,00	0,50	5,81	20,34	28,26	45,09
6-d			12,85	19,32	22,11	23,71	22,01
14-d			0,00	14,15	17,30	22,12	46,44
22-d			5,92	18,48	21,18	25,27	29,15
30-d			0,20	5,49	14,99	25,47	53,85
6-e				24,38	27,07	24,88	23,68
14-e				27,87	22,28	16,98	32,87
22-e				31,57	28,17	16,58	23,68
30-e				5,79	12,39	23,78	58,04
6-f				36,24	21,72	22,22	19,82
14-f				27,23	16,22	19,42	37,14
22-f				30,27	21,82	20,62	27,29
30-f				8,91	14,71	26,13	50,25
6-g					66,27	19,22	14,51
14-g					60,30	22,80	16,90
22-g					48,60	24,90	26,50
30-g					25,77	24,18	50,05

Próbka	Zawartość frakcji agregatów o różnych rozmiarach, %						
	>7 mm	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25mm
6-h						69,60	30,40
14-h						53,60	46,40
22-h						63,90	36,10
30-h						45,00	55,00
Deluwialne czarnoziemne (poziom orny)							
7-a	6,85	1,84	7,25	16,19	26,44	25,60	15,83
15-a	28,72	2,94	8,12	15,33	18,16	18,13	8,59
23-a	58,78	3,46	2,62	10,39	10,96	9,11	4,67
31-a	43,12	4,56	3,18	8,95	12,53	6,18	21,48
7-b	11,14	4,08	5,77	15,72	22,49	33,33	7,46
15-b	4,38	4,38	13,13	17,51	26,07	26,97	7,56
23-b	30,16	6,39	8,93	14,48	13,10	13,79	13,15
31-b	21,35	5,12	13,1	15,22	19,86	12,11	13,24
7-c		0,89	5,95	16,87	17,96	28,87	29,46
15-c		11,09	4,00	4,20	12,19	29,37	39,16
23-c		26,60	12,20	22,00	21,60	9,30	8,30
31-c		15,23	9,21	9,15	14,31	17,65	34,45
7-d			10,21	23,42	19,12	25,13	22,12
15-d			26,00	25,50	17,40	18,60	12,50
23-d			39,40	26,40	17,60	8,60	8,00
31-d			24,11	23,42	18,5	16,21	17,76
7-e				35,30	20,40	20,60	23,70
15-e				38,16	22,98	20,18	18,68
23-e				35,26	18,88	21,68	24,18
31-e				33,58	24,12	20,73	21,57
7-f				38,94	21,12	21,82	18,12
15-f				69,63	13,39	7,69	9,29
23-f				58,60	17,70	14,10	9,60
31-f				41,57	22,65	17,23	18,55
7-g					58,20	23,90	17,90
15-g					64,60	22,10	13,30
23-g					52,30	25,30	22,40
31-g					59,62	21,6	18,78
7-h						72,57	27,43
15-h						74,23	25,77
23-h						75,40	24,60
31-h						73,48	26,52
Deluwialne czarnoziemne (poziom podorny)							
8-a	0,00	0,54	0,78	9,33	36,26	27,91	25,18
16-a	0,16	0,16	8,16	26,91	31,36	17,97	15,29
24-a	33,12	1,82	3,88	15,12	15,16	15,41	15,49
32-a	9,43	2,15	5,21	14,63	28,21	19,21	21,16
8-b	12,88	6,64	10,16	18,41	18,21	18,41	15,29
16-b	0,00	0,61	6,06	43,13	25,86	13,84	10,51
24-b	32,50	4,80	8,10	10,70	15,00	13,40	15,50
32-b	1,23	2,51	4,67	28,94	16,55	13,84	32,26
8-c		24,72	17,62	29,03	16,32	5,01	7,31
16-c		5,89	13,89	45,35	20,48	5,69	8,69
24-c		27,73	23,52	13,71	15,92	8,91	10,21

Próbka	Zawartość frakcji agregatów o różnych rozmiarach, %						
	>7 mm	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25mm
32-c		16,38	15,94	23,91	17,72	8,97	17,08
8-d			44,14	27,63	13,11	6,91	8,21
16-d			11,21	36,84	19,82	18,02	14,11
24-d			46,55	15,78	17,28	9,89	10,49
32-d			18,91	28,15	16,21	11,21	25,52
8-e				50,05	26,33	11,81	11,81
16-e				71,77	13,41	6,31	8,51
24-e				46,10	17,70	16,60	19,60
32-e				53,14	12,95	12,35	21,56
8-f				79,80	7,20	5,00	8,00
16-f				53,10	24,30	15,30	7,30
24-f				60,70	18,60	12,50	8,20
32-f				58,52	15,68	12,45	13,35
8-g					76,40	15,50	8,10
16-g					73,80	21,10	5,10
24-g					61,70	22,50	15,80
32-g					64,28	16,61	19,11
8-h						80,00	20,00
16-h						73,90	26,10
24-h						71,30	28,70
32-h						76,13	23,87

1* - numer próbki glebowej; a** - rozmiar agregatów w stanie powietrzno suchym (przed analizą) (a - >10 mm; b - 10-7 mm, c - 7-5 mm; d - 5-3 mm; e - 3-2 mm; f - 2-1 mm; g - 1-0,5 mm; h - 0,5-0,25 mm)

Zał. 12. Skład agregatowy gleb po dynamicznym działaniu wody (obliczenie na podstawie danych zał. 11), %

Gleba*	Poziom glebowy	Zawartość frakcji agregatów o różnych rozmiarach, %							
		>7 mm	7-5 mm	5-3 mm	3-1 mm	1-0,5 mm	0,5-0,25 mm	<0,25 mm	MWD _{wet}
Katena 1									
A	0-30	0,39	3,11	4,34	16,85	19,68	25,53	30,09	1,44
	30-40	0,00	0,02	1,37	9,26	17,16	26,67	45,52	0,8
B	0-30	0,69	0,43	2,87	13,59	21,45	25,67	35,30	1,27
	30-40	0,00	0,32	1,79	11,84	16,76	28,02	41,28	0,99
C	0-30	9,80	2,24	6,32	18,25	18,07	22,17	23,15	3,05
	30-40	0,40	0,67	3,01	15,23	24,44	30,90	25,35	1
D	0-30	2,98	1,01	4,22	17,98	23,74	30,57	19,51	1,87
	30-40	1,34	3,42	7,71	23,90	26,20	22,40	15,03	1,31
Katena 2									
A	0-30	0,32	0,62	2,34	13,25	17,61	25,23	40,63	1,03
	30-40	0,32	0,40	1,53	7,33	12,72	23,17	54,52	1,01
B	0-30	3,61	1,62	5,01	17,11	19,45	22,23	30,97	2,61
	30-40	0,00	0,15	1,24	9,25	13,73	25,40	50,23	0,88
C	0-30	3,70	1,68	5,26	19,06	21,74	25,53	23,03	2,07
	30-40	0,00	0,00	0,28	11,70	21,49	26,57	39,97	0,78
D	0-30	10,23	2,63	5,80	19,79	20,89	23,30	17,37	2,92
	30-40	0,04	0,72	5,44	33,38	26,98	20,95	12,49	1,41
Katena 3									
A	0-30	1,37	0,32	1,91	11,01	18,61	25,22	41,57	1,46
	30-40	0,00	0,78	1,07	10,90	19,61	26,12	41,53	0,99
B	0-30	0,38	1,25	3,08	12,13	21,11	26,13	35,92	1,41
	30-40	0,00	0,12	0,72	6,65	14,18	23,62	54,71	0,79
C	0-30	4,21	3,05	6,36	15,47	19,30	25,35	26,26	2,2
	30-40	2,68	0,42	2,20	16,53	24,35	26,76	27,07	1,22
D	0-30	18,58	4,38	7,07	19,25	17,75	20,11	12,85	4,89
	30-40	12,08	3,91	9,27	19,47	19,39	20,39	15,50	3,89
Katena 4									
A	0-30	2,22	1,21	2,34	7,80	17,20	24,37	44,85	2,1
	30-40	0,16	0,00	1,05	8,32	12,52	29,50	48,45	0,88
B	0-30	0,58	0,79	1,01	10,05	17,59	27,17	42,80	1,05

	30-40	0,12	0,57	1,48	10,00	16,28	28,64	42,93	0,94
C	0-30	1,28	2,21	3,83	13,48	19,73	27,59	31,88	1,33
	30-40	0,00	0,00	0,32	3,91	14,20	29,25	52,32	0,64
D	0-30	4,40	1,21	3,34	12,59	14,88	17,96	12,29	3,22
	30-40	0,46	1,38	4,38	19,09	17,73	14,45	9,17	2,2

* gleby A – regosole próchniczne (węglanowe); B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne próchniczne

ZaŁ. 13. Właściwości gleb obszaru badań Orzechowo (punkty sondazowe)

Gleba*	Nazwa	Szerokość geograficzna	Długość geograficzna	H [%]	N śr. [%]	SOC, %	CaCO ₃ , %	Piasek, %	Pył, %	İ, %	İ nie związany, %	Dyspersja**, sek	PAD*, %.
A	1K01	53°12'52.18"N	18°48'24.33"E	0,328	0,065	0,72	7,7	57	28	15	7,8	243,7	36,21
	1K02	53°12'46.07"N	18°48'19.95"E	0,328	0,074	0,62	8,2	58	27	15	8,8	218,4	37,05
	1K03	53°12'54.84"N	18°48'19.33"E	0,394	0,076	0,61	8	57	27	16	9,9	202,7	38,44
	1K04	53°12'52.83"N	18°48'22.27"E	0,312	0,060	0,75	6,3	59	26	15	7,5	290,9	35,28
	1K05	53°12'57.19"N	18°48'14.11"E	0,303	0,056	0,68	7,3	61	25	14	7,2	273,6	34,77
	1K06	53°12'49.91"N	18°48'18.07"E	0,317	0,070	0,33	10,4	59	26	15	11,7	121,1	39,88
	1K07	53°12'52.57"N	18°48'20.29"E	0,324	0,066	0,76	7	58	27	15	7,4	269,7	35,60
	1K08	53°12'48.03"N	18°48'13.91"E	0,369	0,078	0,62	8,5	56	28	16	9,8	187,9	38,66
	1K09	53°12'51.11"N	18°48'22.71"E	0,277	0,041	0,39	9,4	57	28	15	11,1	158,5	39,00
	1K10	53°12'50.29"N	18°48'12.41"E	0,344	0,075	0,65	4,6	55	28	17	10,5	293,2	37,81
B	2K01	53°12'46.52"N	18°47'58.11"E	0,388	0,093	0,84	0,1	55	26	19	10,6	411,8	37,17
	2K02	53°12'52.49"N	18°47'53.30"E	0,385	0,082	0,74	0,2	62	20	18	10,6	420,2	36,34
	2K03	53°12'54.16"N	18°48'25.62"E	0,390	0,086	0,79	0,1	61	22	17	9,1	449,1	34,56
	2K04	53°12'52.72"N	18°48'17.20"E	0,400	0,072	0,68	1	57	23	20	13,2	347,1	40,01
	2K05	53°12'43.09"N	18°48'3.03"E	0,457	0,112	1,03	0,1	56	23	21	10,7	387,9	39,00
	2K06	53°12'46.48"N	18°48'2.75"E	0,422	0,103	0,92	0,2	56	27	17	7,8	458,3	33,88
	2K07	53°12'47.99"N	18°48'5.89"E	0,433	0,110	0,98	0,5	56	28	16	6,2	475,5	32,26
	2K08	53°12'43.73"N	18°48'15.07"E	0,376	0,095	0,83	0,2	62	23	15	6,7	491,7	31,49
	2K09	53°12'57.95"N	18°48'18.68"E	0,387	0,063	0,60	1,1	56	24	20	14	336,3	40,52
	2K10	53°12'42.20"N	18°48'2.74"E	0,407	0,106	0,97	0,5	62	22	16	6,3	474,5	32,31
C	3K01	53°12'55.31"N	18°47'56.77"E	0,212	0,068	0,69	0,3	67	27	6	-0,9	664,3	19,30
	3K02	53°12'38.80"N	18°48'8.57"E	0,38	0,137	1,39	0,1	61	26	13	-0,9	590,1	25,39
	3K03	53°12'54.36"N	18°48'3.70"E	0,21	0,074	0,75	0,2	76	16	8	0,5	631,1	21,80
	3K04	53°12'38.99"N	18°48'5.04"E	0,461	0,118	1,11	0,1	55	25	20	8,9	416,5	37,10
	3K05	53°12'43.07"N	18°48'12.99"E	0,294	0,110	1,10	0,1	67	23	10	-1	625,6	22,68
	3K06	53°12'46.60"N	18°47'55.80"E	0,21	0,070	0,70	0,2	71	22	7	0	647,4	20,63
	3K07	53°12'50.68"N	18°48'6.50"E	0,207	0,071	0,69	0,7	73	22	5	-1,9	672,6	18,07
	3K08	53°12'39.25"N	18°48'11.08"E	0,351	0,131	1,26	n.d.	63	25	12	-0,6	601,9	24,62
	3K09	53°12'57.42"N	18°48'10.20"E	0,223	0,079	0,77	n.d.	67	25	8	0,3	639,4	21,58
	3K10	53°12'46.52"N	18°47'51.50"E	0,268	0,086	0,80	n.d.	69	19	12	4	558,2	27,20
	4K01	53°12'51.51"N	18°47'52.43"E	0,252	0,095	0,96	n.d.	66	24	10	0,4	615,4	23,41
	4K02	53°12'45.10"N	18°48'1.75"E	0,27	0,108	1,03	n.d.	66	30	4	-6,3	748,1	14,33
	4K03	53°12'47.93"N	18°48'0.21"E	0,222	0,082	0,77	n.d.	62	31	7	-0,7	660,4	20,13
	4K04	53°13'0.06"N	18°48'1.82"E	0,346	0,133	1,31	n.d.	63	28	9	-4,1	669,7	19,99
	4K05	53°12'45.74"N	18°48'15.88"E	0,233	0,087	0,81	n.d.	71	20	9	0,9	622,2	22,80

Gleba*	Nazwa	Szerokość geograficzna	Długość geograficzna	H [%]	N śr. [%]	SOC, %	CaCO ₃ , %	Piasek, %	Pył, %	Ił, %	Ił nie związany, %	Dyspersja**, sek	PAD*, %.
A	1K01	53°12'52.18"N	18°48'24.33"E	0,328	0,065	0,72	7,7	57	28	15	7,8	243,7	36,21
	1K02	53°12'46.07"N	18°48'19.95"E	0,328	0,074	0,62	8,2	58	27	15	8,8	218,4	37,05
	1K03	53°12'54.84"N	18°48'19.33"E	0,394	0,076	0,61	8	57	27	16	9,9	202,7	38,44
	1K04	53°12'52.83"N	18°48'22.27"E	0,312	0,060	0,75	6,3	59	26	15	7,5	290,9	35,28
	1K05	53°12'57.19"N	18°48'14.11"E	0,303	0,056	0,68	7,3	61	25	14	7,2	273,6	34,77
	1K06	53°12'49.91"N	18°48'18.07"E	0,317	0,070	0,33	10,4	59	26	15	11,7	121,1	39,88
	1K07	53°12'52.57"N	18°48'20.29"E	0,324	0,066	0,76	7	58	27	15	7,4	269,7	35,60
	1K08	53°12'48.03"N	18°48'13.91"E	0,369	0,078	0,62	8,5	56	28	16	9,8	187,9	38,66
	1K09	53°12'51.11"N	18°48'22.71"E	0,277	0,041	0,39	9,4	57	28	15	11,1	158,5	39,00
	1K10	53°12'50.29"N	18°48'12.41"E	0,344	0,075	0,65	4,6	55	28	17	10,5	293,2	37,81
	4K06	53°12'43.89"N	18°48'4.70"E	0,303	0,114	1,11	n.d.	59	30	11	-0,1	608,7	24,01
	4K07	53°12'48.20"N	18°48'18.08"E	0,253	0,094	0,89	n.d.	65	25	10	1,1	608,8	23,80
	4K08	53°12'53.30"N	18°48'23.76"E	0,249	0,093	0,84	n.d.	68	26	6	-2,4	688,0	18,29
	4K09	53°12'56.31"N	18°48'19.22"E	0,285	0,102	0,99	n.d.	65	26	9	-0,9	639,3	21,79
	4K10	53°12'42.32"N	18°48'16.70"E	0,344	0,142	1,34	n.d.	58	33	9	-4,4	672,5	19,82
D	5K01	53°12'52.93"N	18°48'10.96"E	0,379	0,155	1,59	0,7	63	31	6	-9,9	737,1	14,46
	5K02	53°12'55.05"N	18°48'23.55"E	0,468	0,191	2,04	n.d.	54	36	10	-10,4	718,1	17,34
	5K03	53°12'40.60"N	18°48'0.42"E	0,592	0,294	3,07	0,7	53	35	12	-18,7	751,7	14,82
	5K04	53°12'39.93"N	18°48'2.37"E	1,058	0,554	6,45	0,6	58	37	5	-59,5	900,0	1,93
	5K05	53°12'55.37"N	18°48'6.42"E	0,489	0,235	2,52	0,2	62	32	6	-19,2	841,3	8,95
	5K06	53°12'55.66"N	18°48'24.38"E	0,541	0,227	2,51	n.d.	49	40	11	-14,1	741,7	16,14
	5K07	53°12'56.65"N	18°47'54.30"E	0,359	0,167	1,77	0,2	68	24	8	-9,7	728,1	16,07
	5K08	53°12'59.44"N	18°48'13.88"E	0,345	0,110	1,00	1,1	59	29	12	2	542,4	26,68
	5K09	53°13'1.08"N	18°47'59.99"E	0,478	0,204	2,15	0,2	63	28	9	-12,5	743,2	15,38
	5K10	53°12'59.22"N	18°48'1.30"E	0,502	0,180	1,94	0,1	56	28	16	-3,4	579,4	26,64

*gleby A – regosole próchniczne (węglanowe); B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne czarnoziemne; ** obliczono na podstawie równania liniowej regresji

Zał. 14. Współczynnik erozyjności K ($t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$)

Gleba	Indeks miejsca pobrania próbki	SOC, %	Piasek, %	Pył, %	ł, %	Współczynnik K $t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$
A*	1	0,7	56	25	19	0,0321
	5	0,71	62	21	17	0,0298
	9	0,52	59	29	14	0,0343
	13	0,59	60	24	17	0,0316
	1K01	0,72	57	28	15	0,0336
	1K02	0,62	58	27	15	0,0334
	1K03	0,61	57	27	16	0,0335
	1K04	0,75	59	26	15	0,0324
	1K05	0,68	61	25	14	0,0321
	1K06	0,33	59	26	15	0,0334
	1K07	0,76	58	27	15	0,0329
	1K08	0,62	56	28	16	0,0340
	1K09	0,39	57	28	15	0,0345
1K10	0,65	55	28	17	0,0339	
B	2	0,61	60	26	15	0,0327
	6	0,78	51	30	20	0,0343
	10	0,87	60	23	18	0,0300
	14	0,82	58	24	19	0,0308
	2K01	0,84	55	26	19	0,0320
	2K02	0,74	62	20	18	0,0291
	2K03	0,79	61	22	17	0,0300
	2K04	0,68	57	23	20	0,0311
	2K05	1,03	56	23	21	0,0292
	2K06	0,92	56	27	17	0,0320
	2K07	0,98	56	28	16	0,0321
	2K08	0,83	62	23	15	0,0304
	2K09	0,60	56	24	20	0,0319
2K10	0,97	62	22	16	0,0290	
C	3	0,81	71	23	7	0,0296
	7	0,85	63	25	12	0,0314
	11	1,1	70	21	10	0,0269
	15	1	62	27	11	0,0314
	3K01	0,69	67	27	6	0,0330
	3K02	1,39	61	26	13	0,0280
	3K03	0,75	76	16	8	0,0248
	3K04	1,11	55	25	20	0,0296
	3K05	1,10	67	23	10	0,0285
	3K06	0,70	71	22	7	0,0298
	3K07	0,69	73	22	5	0,0293
	3K08	1,26	63	25	12	0,0284
	3K09	0,77	67	25	8	0,0316
	3K10	0,80	69	19	12	0,0280
	4K01	0,96	66	24	10	0,0301
	4K02	1,03	66	30	4	0,0326
	4K03	0,77	62	31	7	0,0349
	4K04	1,31	63	28	9	0,0295
	4K05	0,81	71	20	9	0,0282
4K06	1,11	59	30	11	0,0321	
4K07	0,89	65	25	10	0,0311	

Gleba	Indeks miejsca pobrania próbki	SOC, %	Piasek, %	Pył, %	łł, %	Współczynnik K $t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$
	4K08	0,84	68	26	6	0,0317
	4K09	0,99	65	26	9	0,0309
	4K10	1,34	58	33	9	0,0315
D	4	1,25	65	27	9	0,0292
	8	2,1	60	32	9	0,0278
	12	4,29	63	31	7	0,0270
	16	1,77	57	34	11	0,0291
	5K01	1,59	63	31	6	0,0290
	5K02	2,04	54	36	10	0,0297
	5K03	3,07	53	35	12	0,0289
	5K04	6,45	58	37	5	0,0297
	5K05	2,52	62	32	6	0,0277
	5K06	2,51	49	40	11	0,0310
	5K07	1,77	68	24	8	0,0251
	5K08	1,00	59	29	12	0,0325
	5K09	2,15	63	28	9	0,0263
5K10	1,94	56	28	16	0,0266	

* gleby A – regosole próchniczne (węglanowe); B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne czarnoziemne

Zał. 15. Klasyfikacja odporności struktury gleb obszaru młodogłacjalnego na podstawie różnych współczynników

Gleba	Poziom	Współczynniki, dane pomiarowe					Współczynniki, ocena punktowa				
		MSA _{>1}	MSA _{>0,25}	MWD _{wet}	Czas rozpadu agregatów , sek	PAD , %	MSA _{>1}	MSA _{>0,25}	MWD _{wet}	Czas rozpadu agregatów , sek	PAD , %
Katena 1											
A*	0-30	8,9	78,31	1,44	147,7	21,77	2	4	3	1	3
	30-40	1,76	57,75	0,8	26	40,63	1	2	2	1	1
B	0-30	5,03	62,65	1,27	373,9	37,63	1	3	2	2	2
	30-40	2,52	58,52	0,99	154,4	41,24	1	2	2	1	1
C	0-30	22,54	75,73	3,05	691,8	22,08	3	4	5	3	3
	30-40	3,44	72,86	1	255,8	20,79	1	4	3	1	3
D	0-30	14	83,37	1,87	421,1	16,54	2	5	4	2	4
	30-40	8,56	79,74	1,31	363	20,43	2	4	3	2	3
Katena 2											
A	0-30	3,44	56,59	1,03	256,6	43,73	1	2	3	1	1
	30-40	2,42	44,69	1,01	21	56,86	1	1	3	1	1
B	0-30	19,51	75,02	2,61	519,9	25,22	3	4	5	3	3
	30-40	1,65	45,51	0,88	19,5	54,30	1	1	3	1	1
C	0-30	14,73	74,57	2,07	491,1	25,44	2	4	5	3	3
	30-40	0,49	53,77	0,78	20,4	46,08	1	2	2	1	1
D	0-30	13,65	82,36	2,92	876,9	17,03	2	5	5	4	4
	30-40	7,63	86,32	1,41	809,9	11,17	2	5	4	4	4
Katena 3											
A	0-30	6,01	59,70	1,46	137,90	41,24	1	2	4	1	1
	30-40	2,67	64,92	0,99	24,8	34,97	1	3	3	1	2
B	0-30	8,55	73,65	1,41	371,9	26,05	2	4	4	2	3
	30-40	0,92	42,12	0,79	12,9	57,68	1	1	2	1	1
C	0-30	17,52	74,80	2,2	817,5	23,64	4	4	5	4	3
	30-40	5,2	71,06	1,22	260,3	27,01	1	4	3	1	3

Gleba	Poziom	Współczynniki, dane pomiarowe					Współczynniki, ocena punktowa				
		MSA _{>1}	MSA _{>0.25}	MWD _{wet}	Czas rozpadu agregatów , sek	PAD , %	MSA _{>1}	MSA _{>0.25}	MWD _{wet}	Czas rozpadu agregatów , sek	PAD , %
D	0-30	46,16	91,16	4,89	900	3,78	5	5	5	5	5
	30-40	33,35	84,72	3,89	900	11,77	4	5	5	5	4
Katena 4											
A	0-30	10,14	55,81	2,1	294,4	44,75	2	2	5	1	1
	30-40	0,93	59,14	0,88	51,5	40,26	1	2	3	1	1
B	0-30	2,69	55,52	1,05	234,8	44,57	1	2	3	1	1
	30-40	3,24	53,08	0,94	15,2	46,71	1	2	3	1	1
C	0-30	7,72	67,76	1,33	462,3	31,22	2	3	4	2	2
	30-40	0,67	47,44	0,64	25,1	52,41	1	1	2	1	1
D	0-30	14,50	76,52	3,22	889	10,98	2	4	5	4	4
	30-40	12,90	63,75	2,2	457,9	13,68	2	3	5	3	4

* gleby A – regosole; B – płowe zerodowane; C – płowe; D – deluwialne próchniczne

Załącznik 16. Macierz korelacji pomiędzy właściwościami gleby a współczynnikami wodoodporności agregatów, obliczonych na podstawie danych dynamicznego działania wody

	WSA _{>0.25}	WSA _{>1}	DMW wet	PAD, %
Regosole				
Piasek, %	-0.26	-0.44	-0.40	0.26
Pył, %	0.07	0.50	0.33	-0.04
Ił, %	-0.31	-0.49	-0.44	0.31
Zawartość węgla organicznego, %	0.51	0.73	0.60	-0.51
pH _{Cl}	0.27	-0.54	-0.75	-0.27
CaCO ₃ , %	-0.34	-0.42	-0.33	0.34
Gleby płowe zerodowane				
Piasek, %	0.75	0.85	0.90	-0.75
Pył, %	-0.61	-0.37	-0.39	0.60
Ił, %	0.57	0.74	0.80	-0.57
Zawartość węgla organicznego, %	0.80	0.60	0.62	-0.79
pH _{Cl}	0.71	0.50	0.55	-0.71
CaCO ₃ , %	0.19	-0.09	-0.01	-0.18
Gleby płowe				
Piasek, %	0.24	0.20	0.21	-0.20
Pył, %	-0.90	-0.62	-0.62	0.97
Ił, %	-0.37	-0.32	-0.27	0.40
Zawartość węgla organicznego, %	0.82	0.75	0.69	-0.77
pH _{Cl}	0.54	0.45	0.49	-0.73
CaCO ₃ , %	0.63	0.31	0.32	-0.81
Deluwialne próchniczne				
Piasek, %	-0.15	-0.32	-0.16	0.04
Pył, %	-0.63	-0.26	-0.19	0.53
Ił, %	-0.11	-0.69	-0.64	0.35
Zawartość węgla organicznego, %	0.42	0.91	0.81	-0.59
pH _{Cl}	-0.08	0.08	-0.10	0.23
CaCO ₃ , %	-0.06	-0.06	-0.39	0.29

* bardzo silna korelacja, r^2 0.8–1.0 (pogrubienie); silna korelacja (dodatnia i ujemna), r^2 0.6–0.79 (pogrubiona kursywa)

PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE WŁAŚCIWOŚCI STRUKTURY W GLEBACH WYSOCZYŹN MORENOWYCH PRZEKSZTAŁCONYCH DENUDACJĄ ANTROPOGENICZNĄ NA PRZYKŁADZIE POJEZIERZA CHEŁMIŃSKIEGO

Hanna Radziuk

Pytania dotyczące racjonalnego gospodarowania glebami są obecnie odzwierciedleniem zjawisk i tendencji występujących w polityce rolnej Unii Europejskiej. Powszechne zrozumienie roli gleby w funkcjonowaniu krajobrazów powoduje szczególną uwagę co do zachowania jej naturalnych właściwości i określenia występujących zagrożeń. Zapotrzebowanie systemowe na ochronę gleb jako najważniejszego składnika krajobrazu, dodatkowo podkreśla szczególną rolę struktury gleb – właściwości, która wywiera znaczny wpływ na większość procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych zachodzących zarówno w glebach naturalnych, jak i zmienionych pod wpływem działalności człowieka.

Struktura gleby jest bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na podatność gleb na erozję. Badania struktury gleb, chociaż liczne, często pomijają kwestie przestrzenne i nie pozwalają na odtworzenie pełnego obrazu przemian struktury w obszarach ze skomplikowaną pokrywą glebową. Ponadto prace nad strukturami gleb skupiają się na różnych środowiskach glebowych, a stosowanie niejednorodnej metodyki badań na różnych etapach nie pozwala na porównywanie wyników i tworzenie satysfakcjonujących map przestrzennej zmienności właściwości struktury. Celem pracy było określenie zróżnicowania właściwości struktury gleb w obszarach młodogłacjalnych, narażonych na denudację antropogeniczną oraz wizualizacja tego zróżnicowania za pomocą aktualnych narzędzi kartograficznych i oprogramowania GIS. Rezultatem badań stała się kompleksowa ocena wodoodporności struktury gleb wysoczyzny morenowej pagórkowatej. Ocena została oparta na wynikach badań terenowych i laboratoryjnych i potwierdziła wstępną hipotezę, że denudacja antropogeniczna w dużym stopniu wpływa na zróżnicowanie struktury w pedonach splotonych i niesplotonych. W glebach wysoczyzny morenowej pagórkowatej, przekształconych denudacją antropogeniczną, jakość struktury i jej odporność na działanie wody jest zróżnicowana w zależności od podstawowych właściwości gleb związanych z procesami stokowymi. W każdej grupie gleb związanej z innym rodzajem/stopniem przekształceń denudacyjnych wiodący jest inny czynnik, który decyduje o zachowaniu agregatów struktury przy kontakcie z wodą. W regosolach jest to zawartość węglanów wtórnych, w glebach płowych zerodowanych – zawartość cząstek iłu. Obydwa czynniki mają wpływ negatywny i znacząco zwiększają podatność tych gleb na erozję. W glebach płowych niezerodowanych i deluwialnych czarnoziemnych czynnikiem najważniejszym jest zawartość węgla organicznego. Kolejne etapy przekształceń gleb – od nie zerodowanych do całkowicie zerodowanych – powodują coraz silniejszą podatność na erozję. Jednak trzeba podkreślić, że brak różnic pomiędzy regosolami i glebami płowymi zerodowanymi w potencjalnej erozyjności wskazuje na zwiększone ryzyko erozji już w momencie włączenia poziomu Bt w poziom orny. Dalsza denudacja prowadząca do wyjścia na powierzchnię skały macierzystej Ck nie powoduje już znaczącego zwiększenia potencjalnej erozyjności. Przy tym w poziomach podornych wszystkich gleb oprócz deluwialnych czarnoziemnych wodoodporność struktury jest bardzo słaba. Zagłębienie orki w obszarach z przekształconą pokrywą glebową w kierunku splotenia profili glebowych może znacznie obniżyć wodoodporność struktury warstw powierzchniowych i powodować przyspieszenie erozji.

SPATIAL VARIATION OF STRUCTURE PROPERTIES IN SOILS OF MORAINÉ
UPLANDS TRANSFORMED BY ANTHROPOGENIC DENUDATION ON THE EXAMPLE OF
CHEŁMNO LAKE DISTRICT

Hanna Radziuk

Problem of rational soil management reflects trends in the agricultural policy of the European Union. The widespread understanding of the role of soil in the functioning of landscapes causes special attention to the protection of its natural properties and the identification of existing threats. The systemic requirement to protect soils as the most important component of the landscape leads to further emphasizing of the specific role of soil structure as a property that has a significant impact on most of the processes occurring in soils.

Soil structure is a key factor affecting the susceptibility of soils on erosion. Soil structure studies, although numerous, often ignore spatial issues and do not allow to reconstruct a detailed picture of structure transformations in areas with heterogeneous soil cover. In addition, studies of soil structures focus on a range of soil environments. Moreover, the use of non-uniform research methodologies at different stages does not allow to compare of results and create of satisfying maps of spatial variation in structure properties. The aim of the study was to determine the variation of soil structure properties in young hummocky moraine uplands exposed to anthropogenic denudation, and to visualize this variation using current cartographic tools and GIS software. The result of the research became a comprehensive assessment of the water resistance of the soil structure. The assessment was based on the results of field and laboratory experiments and it confirmed the basic hypothesis that anthropogenic denudation largely influences the variability of structure in eroded and non-eroded pedons. In the soils transformed by anthropogenic denudation, the quality of the structure and its resistance to water impact varies depending on the basic properties of the soils linked to slope processes. In each group of soils associated with a different type/degree of anthropogenic denudation, a different factors are leading. That determines the behaviour of soil aggregates during their contact with water. In Eutric Regosols it is the content of secondary carbonates, and in Haplic Luvisols is the content of clay particles. Both factors have a negative effect and significantly increase the susceptibility of these soils to erosion. In non-eroded Luvisols and Phaeozems and Mollic Gleysols, the most important factor is the soil organic carbon content. Further stages of soil transformation - from non-eroded to completely eroded - lead to increasingly strong susceptibility to erosion. However, it should be emphasized that the lack of differences between Eutric Regosols and Haplic Luvisols in potential erosivity indicates an increased risk of erosion already at the time of incorporation of the Bt horizon into the arable layer. Further denudation leading to shallowing of the Ck parent material no longer causes an acceleration of erosivity. At the same time, in the subsoils of all pedons apart from the Phaeozems, the water resistance of the structure to erosion is very poor. Ploughing depth in areas with transformed soil cover in a direction of shallowing soil profiles can significantly reduce the water resistance of the surface layers structure and cause an acceleration of erosion.