



UNIwersytet
MIKOŁAJA KOPERNIKA
W TORUNIU
Wydział Nauk o Ziemi
i Gospodarki Przestrzennej

Marcin Sykuła

**Zmiany zasięgu gleb organicznych w krajobrazach młodoglacjalnych
w drugiej połowie XX wieku**

Changes in the range of organic soils in young glacial landscapes
in the second part of the XXth century

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

Toruń 2020

1. Wstęp i cel pracy	2
2. Przegląd literatury	5
2.1. Uwagi wstępne	5
2.2. Występowanie gleb organicznych	7
2.3. Znaczenie gleb organicznych oraz przyczyny i skutki ich przekształceń	11
3. Charakterystyka obszarów badawczych	15
3.1. Położenie geograficzne	15
3.2. Rzeźba terenu i litologia utworów powierzchniowych	20
3.3. Warunki wodne	23
3.4. Klimat	27
3.5. Szata roślinna	29
3.6. Działalność człowieka	30
3.7. Pokrywa glebowa	33
4. Metody badań	35
4.1. Analiza materiałów kartograficznych i teledetekcyjnych	35
4.1.1. Pozyskanie i przygotowanie materiałów kartograficznych i teledetekcyjnych	35
4.1.2. Analiza zmian użytkowania gleb organicznych	37
4.2. Prace terenowe	42
4.3. Prace laboratoryjne	43
4.4. Prace kameralne	43
5. Wyniki badań	46
5.1. Stan gleb organicznych w połowie XX wieku	46
5.1.1. Rozmieszczenie gleb organicznych według map glebowo-rolniczych	47
5.1.2. Przestrzenne zróżnicowanie miąższości utworów organicznych w analizowanych glebach ..	55
5.2. Zmiany sposobu użytkowania gleb organicznych jako wskaźnik ich przekształceń	57
5.3. Weryfikacja aktualnego stanu gleb organicznych w wybranych konturach	63
5.3.1. Lokalizacja odkrywek glebowych	63
5.3.2. Kryteria diagnostyczne gleb organicznych	65
5.3.1. Pozycja systematyczna badanych gleb	69
6. Dyskusja	79
7. Wnioski	87
Spis literatury	89
Spis tabel	106
Spis rycin	107
Spis załączników	109

1. Wstęp i cel pracy

(...)

Podnóża gór w rozległym grzęzną bagnie,
A z bagna zieje jad aż tu nad morze.

Osuszyć łęgi zgniłe, oto, czego pragnie
Ostatnia myśl ma, nim ręce założę.

Zdobywam przestrzeń dla miliona ludzi,

(...)

J.W. Goethe, Faust – część II, akt V
w przekładzie A.M. Swiniarskiego

Obszary występowania hydrogenicznych gleb organicznych funkcjonują w kolektywnej wyobraźni jako krajobraz skrajnie nieprzyjazny i wrogi. Moczary, grzęzawiska, bagniska, topiele, mokradła – terminy te niosą nieprzyjemne czy wręcz złowrogie konotacje. Jednak obszary te zapewniają również znaczne korzyści, które przyciągały człowieka od zarania dziejów. Wykorzystywano je do polowań oraz pozyskiwania surowców (drewna, ziół leczniczych itp.). Przez setki lat suche, mineralne wyspy otoczone rozległymi bagnami były cenione jako miejsca schronienia ludności. Niedostępność mokradeł, ich wrogość, skierowana była wtedy ku zagrożeniom z zewnątrz, stanowiąc ochronną barierę. W miarę rozwoju społeczeństw i wzrastającego głodu ziemi tereny bagiennicze zaczęto intensywnie meliorować pod uprawę i osuszać pod zabudowę, stawiając sobie za cel ujarzmienie niebezpiecznej przyrody. W XIX wieku pisano wręcz: *Ziemia nigdzie pewnie nie jest tak dalece nieużyta, ażeby stała pracą i przemysłem nie dała się w końcu zniewolić albo do płodności, albo do odkrycia bogactw chowanych w swem łonie. (...) I z tego to szczególnie względu człowiek słusznie się nazywać może panem ziemi; albowiem ta nigdzie mu nie odmawia posłuszeństwa, wszędzie musi go opatrywać w swoje dary* [Surowiecki 1811].

Dopiero ostatnie dziesięciolecia przeniosły uwagę badaczy ku wielofunkcyjnemu znaczeniu mokradeł w przyrodzie i konieczności ich ochrony [m.in. Novitski i in. 1996; Ilnicki 2002f; Łachacz 2004; Zając, Lipka 2005; Lipka, Stabryła 2012; Nyman 2013]. Obecnie szczególnie mocno podkreśla się ich wpływ na stosunki wodne danego obszaru, zwiększenie retencji wodnej, w tym tzw. małej retencji, sekwestrowanie węgla organicznego oraz zwiększanie geo- i bioróżnorodności [m.in. Tobolski 2000; Lal 2004; Kiryluk 2013; Gallego-Sala i in. 2018].

Wielowiekowe traktowanie bagien jako barierę rozwoju oraz będące jego konsekwencją działania człowieka spowodowały postępujący proces degradacji gleb organicznych, upośledzenie ich funkcji czy wręcz zanikanie ekosystemów bagiennych

[Jurczuk 2000; Piaścik, Gotkiewicz 2004; Säurich i in. 2019; Swindles i in. 2019]. Zmniejszenie możliwości retencyjnych danego obszaru czy uwolnienie węgla sekwestrowanego w mokradłach to zagadnienia szczególnie nurtujące w kontekście globalnych zmian klimatu, ryzyka pustynnienia jak również zmniejszających się zasobów wody [Suchożebrski 2018; IPCC 2019].

Jakkolwiek, mechanizmy procesu degradacji gleb organicznych zostały dobrze poznane i szeroko opisane w literaturze [np. Okruszko 1991; Piaścik, Gotkiewicz 1995; Piaścik, Gotkiewicz 2004], to rzeczywiste tempo, a także skala przestrzenna tego zjawiska są jak dotąd słabo poznane. Jak zauważa Mokma [2005] w wielu regionach Europy hydrogeniczne gleby organiczne, w wyniku ich intensywnego wykorzystywania, nie mogą być dalej klasyfikowane jako organiczne. Większość gleb organicznych na terenie Holandii, Niemiec czy Szwajcarii została stracona. Z powodu szybkiego tempa tego procesu ustalenie dokładnych zasobów gleb organicznych na danym obszarze może narażać na trudności.

W Polsce jednym z podstawowych materiałów kartograficznych wykorzystywanych do realizacji działań z zakresu gospodarki przestrzenią są mapy glebowo-rolnicze w skali 1:25 000 [Witek 1973; Jadczyżyn, Smreczak 2017]. Powstawały one głównie w latach 50. i 60. XX wieku, a więc w okresie który bezpośrednio poprzedza rozpoczęcie bardzo intensywnych prac melioracyjnych [Gotkiewicz i in. 1996; Siuta, Żukowski 2009]. Należy przypuszczać, że wspomniane mapy glebowo-rolnicze, w zakresie treści dotyczącej hydrogenicznych gleb organicznych, mogły wskutek intensywnego odwodnienia stracić na aktualności, co może być szczególnie zauważalne na obszarach o dużym udziale mokradeł. W przypadku Polski strefą o największym zagęszczeniu siedlisk hydrogenicznych jest obszar młodoglacjalny, czyli znajdujący się w zasięgu zlodowacenia wisły [Żurek 1987; Bednarek, Prusinkiewicz 1990; Lipka, Stabryła 2012]. Obszar ten jest zróżnicowany pod kątem rzeźby terenu i litologii, a więc czynników w znacznej mierze decydujących o stosunkach wodnych, kluczowych dla rozmieszczenia i funkcjonowania mokradeł.

Głównym celem niniejszej pracy jest określenie zmian zasięgu gleb organicznych w drugiej połowie XX wieku i na początku wieku XXI, oraz uwarunkowań tych zmian, w głównych typach krajobrazów młodoglacjalnych Polski. Do osiągnięcia celu pracy służą następujące zadania badawcze:

- analiza typologii i rozmieszczenia gleb organicznych w połowie XX wieku na podstawie map glebowo-rolniczych z lat 1957-1970 oraz archiwalnych zdjęć lotniczych z lat 50. i 60.;

- określenie zmian sposobu użytkowania gleb organicznych na początku XXI wieku, na podstawie analiz GIS z wykorzystaniem materiałów archiwalnych i współczesnych, w tym scen satelitarnych Sentinel-2;
- weryfikacja terenowa aktualnego stanu wybranych gleb oznaczonych na mapach glebowo-rolniczych jako organiczne oraz określenie ich aktualnych właściwości pod kątem cech diagnostycznych dla gleb organicznych;
- określenie wielkości zmian zasięgu gleb organicznych w ciągu ostatniego półwiecza.

Przebieg procesu decesji utworów organicznych był wielokrotnie podejmowany w badaniach naukowych i jest dobrze rozpoznany [m.in. Kowaliński 1964; Okruszko 1991; Marcinek, Spychalski 1998; Jurczuk 2000; Piaścik, Gotkiewicz 2004; Matyka-Sarzyńska, Sokołowska 2005; Roj-Rojewski 2007; Kalisz i in. 2010; Bieniek, Łachacz 2012b; Grzywna 2016; Glina i in. 2019]. Prowadzone dotychczas prace skupiały się jednak w większości na analizie pojedynczych obiektów badawczych. Nieliczne natomiast są opracowania oceniające zakres przestrzenny tego zjawiska w skali regionalnej, a także studia porównawcze.

Posiadanie wiedzy o aktualnym stanie gleb organicznych jest niezbędne w celu prowadzenia racjonalnych i zrównoważonych działań z zakresu gospodarki przestrzennej i ochrony środowiska. Obowiązująca w Polsce ustawa z dnia 3 lutego 1995 r. o ochronie gruntów rolnych i leśnych (Dz. U. z 2017 r. poz. 1161) określa ochronę gruntów (art. 3. ust. 1.) jako działania polegające na *zachowaniu torfowisk i oczek wodnych jako naturalnych zbiorników wodnych, a także zapobieganiu procesom degradacji*. Rola mokradeł jako tak zwanej małej retencji jest wyjątkowo istotna w krajobrazach rolniczych, gdzie zasoby wody są krytycznym czynnikiem dla uzyskania odpowiednich plonów. Ochrona siedlisk mokradłowych to także zmniejszanie ryzyka powodziowego, przeciwdziałanie erozji gleb, jak również szereg innych, mniej wymiernych funkcji jakie mokradła mają do zaoferowania człowiekowi. Ich ochrona jest więc niezbędna nie tylko z przyczyn ekologicznych czy klimatycznych, ale również gospodarczych i społecznych.

2. Przegląd literatury

2.1. Uwagi wstępne

Międzynarodowa terminologia dotycząca gleb organicznych oraz ich relacja do pojęć z zakresu siedlisk mokradłowych uważana jest za zawiłą i mogącą powodować dezorientację [Ilnicki 2002d; Joosten, Clarke 2002; Łachacz 2004]. Często też, nie do końca słusznie, niektóre terminy stosuje się wymiennie (np. mokradło – torfowisko). Niniejsza praca skupia się na glebach organicznych, jednak niemożliwe jest analizowanie zmian zasięgu gleb organicznych i ich uwarunkowań w oderwaniu od siedliska jakie tworzą. Zasadne jest więc usystematyzowanie pojęć, począwszy od najszerzego znaczeniowo pojęcia „mokradło”.

Artykuł 1 Konwencji Ramsarskiej nt. siedlisk wodno-błotnych o znaczeniu międzynarodowym mokradłem (obszarem wodno-błotnym) nazywa *tereny bagien, błot, torfowisk lub zbiorników wodnych, tak naturalnych, jak i sztucznych, słonawych lub słonych, łącznie z wodami morskimi, których głębokość podczas odpływu nie przekracza 6 metrów*. Jest to więc termin o szerokim znaczeniu, wybiegający poza zakres siedlisk gleb hydrogenicznych, a obejmujący również śródlądowe ekosystemy wodne i płytkie wody morskie.

Prusinkiewicz [1999] definiuje mokradło jako *siedlisko aktualnie uwodnione w takim stopniu, że decyduje to o występowaniu w nim hydrofilnej roślinności oraz o postępującej akumulacji glebowej materii organicznej*. Zbliżoną definicję podaje Okruszko [1983]. Tak przedstawione definicje zawężają termin mokradła do obszarów o nadmiernym uwilgotnieniu (uwodniony substrat glebowy) warunkującym z jednej strony występowanie roślinności higrofilnej (będącej, w odróżnieniu od definicji podanej w Konwencji Ramsarskiej, warunkiem *sine qua non*), z drugiej akumulację materii organicznej związanej z warunkami anaerobiozy. Niekiedy do grupy mokradeł zalicza się również siedliska przeobrażone w wyniku ich odwodnienia, co wskazuje na ich wartość przyrodniczą oraz możliwość potencjalnej renaturyzacji [Dembek i in. 1999].

Tak rozumiane mokradła stanowią obszary występowania gleb powstałych pod dominującym wpływem oddziaływania warunków wodnych – gleb hydrogenicznych. Jak zauważają Okruszko i Piaścik [1990] procesy glebowe zachodzące w obrębie gleb hydrogenicznych wynikają ze zróżnicowanego nasilenia aero- i anaerobiozy. Przy występowaniu warunków beztlenowych i przy udziale roślinności bagiennej dominującym procesem glebotwórczym jest proces akumulacji (sedentacji) materii organicznej – torfu, w przypadku zbiorników wodnych gytii, mułu limnetycznego lub wapienia jeziornego/łąko-

wego. Gdy warunki beztlenowe okresowo są przerywane i zastępowane warunkami tlenowymi, powstają utwory mułowe (telmatyczne) lub torfiaste. Gdy warunki anaerobowe występują jedynie okresowo, w glebie dominuje proces glejowy. Prowadzi on do powstania hydrogeniczných, mineralnych gleb glejowych nie będących przedmiotem zainteresowania niniejszej pracy, podobnie jak powstałe w wyniku dominacji w siedlisku procesu sedymentacji gleby napływowe (mady).

Poza fazą akumulacji materii organicznej w glebach hydrogeniczných może również występować faza decesji. Jest ona wywołana zmniejszeniem uwodnienia siedliska lub też jego odwodnieniem a konsekwencją przeobrażenie się utworów organicznych w utwory murszowe, murszowate lub murszaste, w zależności od stopnia degradacji i zawartości materii organicznej [Okruszko, Piaścik 1990]. Zawartość węgla organicznego (C_{org}) jest zresztą kluczowym kryterium wyróżniania utworów organicznych w większości współczesnych systemów klasyfikacji gleb. Wartość progowa jest różna w różnych opracowaniach. Systematyka gleb Polski wyd. 6. [SGP6 2019] przyjmuje 12% C_{org} , międzynarodowa klasyfikacja WRB [IUSS Working Group WRB 2015] podaje jako graniczną zawartość 20% C_{org} , z kolei opracowana przez Departament Rolnictwa Stanów Zjednoczonych klasyfikacja Soil Taxonomy [Soil Survey Staff 1999] wartością progową zawartości C_{org} (mieszczącą się w przedziale 12-18%) uzależnia od zawartości frakcji iłu. Analogiczne rozwiązanie było wykorzystywane w Systematyce Gleb Polski wyd. 5. [SGP5 2011]. Starsze systemy klasyfikacyjne często nie stosowały kryterium zawartości C_{org} , utwory organiczne opisując za pomocą ich cech morfologicznych [Musierowicz 1951; Witek 1965, 1973; Kuźnicki 1975].

Poza kryterium zawartości węgla organicznego większość systemów klasyfikacyjnych stosuje też kryterium graniczne miąższości utworów organicznych. Według obecnie stosowanych polskich systemów klasyfikacyjnych (SGP6, podział typologiczny gleb na mapach glebowo-rolniczych) mianem gleb organicznych określamy gleby, w których utwory organiczne (torfy, gytie, muły, mursze itp.) mają miąższość minimum 30 cm w wierzchniej warstwie profilu [Witek 1973; Kabała i in. 2019]. W przypadku klasyfikacji WRB, Soil Taxonomy oraz Systematyki gleb Polski wyd. 5. wymagana jest warstwa 40 cm utworów organicznych [Soil Survey Staff 1999; SGP5 2011; IUSS Working Group WRB 2015]. Systematyka gleb Polski wyd. 6 [SGP6 2019] w rzędzie gleb organicznych wyróżnia również gleby ściółkowe. Czynnikiem warunkującym ich powstawanie nie jest jednak nadmierne uwilgotnienie siedliska, a ograniczony rozkład materii organicznej w surowych warunkach klimatycznych, np. na terenach górskich. Gleby ściółkowe wyróżniają się odmiennymi wartościami progowymi zawartości węgla organicznego, czy miąższości

utworów organicznych. Na obszarze Niziu Środkowoeuropejskiego gleby tego typu mają marginalne znaczenie. Z tego powodu w niniejszej pracy gleby ściółkowe zostały pominięte, a w dalszej części rozprawy termin „gleby organiczne” będzie rozumiany jako gleby organiczne hydrogeniczne.

2.2. Występowanie gleb organicznych

Występowanie danego typu gleby na określonym terytorium uzależnione jest od zestawu różnych czynników wpływających na kierunek procesów zachodzących w siedlisku (tzw. czynniki glebotwórcze). Jedno z najpowszechniej znanych podejść do zagadnienia czynników glebotwórczych i ich wzajemnego powiązania przedstawił Jenny [1941] za pomocą równania:

$$S = f(c, o, r, p, t, \dots).$$

Użyte w równaniu oznaczenia są pierwszymi literami angielskich słów oznaczającymi (w kolejności) *S* – *soil*, glebę, która jest funkcją (*f* – *function*) następujących czynników: *c* (czasami zapisywane *cl*) – *climate*, klimatu, *o* – *organisms*, organizmów żywych, w tym człowieka, *r* – *relief*, rzeźby terenu, *p* – *parent material*, skały macierzystej, oraz *t* – *time*, czasu. Na końcu swojego równania Jenny pozostawił wielokropek, aby zaznaczyć, że rolę glebotwórczą mogą mieć też inne, niewymienione czynniki.

Równanie Jennego nie wymienia jako osobnego czynnika warunków wodnych, kluczowego kryterium powstawania gleb organicznych. Są one „ukryte” w innych czynnikach, głównie w warunkach klimatycznych (opady, jak również parowanie), a także rzeźbie terenu i skale macierzystej (kumulowanie się wody w zagłębieniach terenu, przepuszczalność utworów). Czynniki glebotwórcze są wzajemnie powiązane, jednak w przypadku gleb organicznych warunki wodne mają charakter nadrzędny, wynikający z pozostałych czynników lub wpływający na nie [Łachacz 2004].

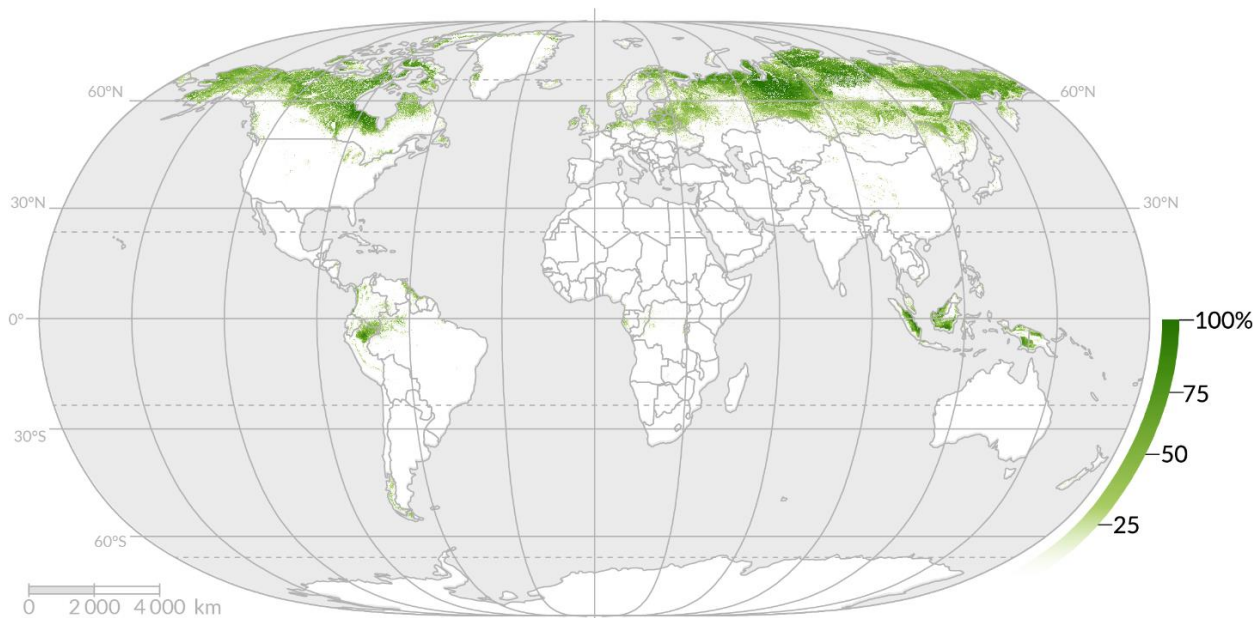
Klimat. Gleby organiczne mogą tworzyć się we wszystkich regionach klimatycznych, jednak niezbędne są warunki wodne umożliwiające akumulację martwej materii organicznej. Akumulacja materii organicznej zachodzi częściej w klimatach chłodnych i wilgotnych, gdzie jej dekompozycja jest spowolniona [Bridgham i in. 1995; IUSS Working Group WRB 2015]. Takie warunki panują w strefie borealnej Azji, Europy i Ameryki Północnej, gdzie średnie roczne opadów przewyższają potencjalną ewapotranspirację. W północnej części tej strefy występowanie gleb organicznych wyklucza zbyt krótki okres wegetacyjny utrudniający wytwarzanie biomasy.

Innym obszarem występowania gleb organicznych jest strefa klimatu równikowego wilgotnego, gdzie obfite opady zapewniają stopień uwilgotnienia odpowiedni do wytworzenia się warunków anaerobowych [Page i in. 2011; Posa i in. 2011]. W niższych szerokościach geograficznych strefy umiarkowanej, a także w strefie podzwrotnikowej gleby organiczne związane są głównie z dolinami rzecznyymi, równinami przybrzeżnymi i z obszarami charakteryzującymi się płytko występującym poziomem wód gruntowych. W regionach klimatu suchego oraz polarnego powstawanie gleb organicznych jest ograniczone przez warunki klimatyczne [Mokma 2005].

Organizmy żywe. Gleby organiczne powstają przy udziale specyficznej fauny i flory, przystosowanej morfologicznie i fizjologicznie do funkcjonowania w warunkach dużego uwodnienia siedliska. Rodzaj występujących organizmów żywych wynika z charakteru siedliska [Okruszko, Piaścik 1990; Tobolski 2000]. Jednocześnie szczątki organiczne odkładając się w warunkach anaerobowych po obumarciu organizmu tworzą **skałę macierzystą** gleb organicznych, a więc zaczynają tworzyć jedną ze składowych siedliska. Do organizmów żywych należy też zaliczyć działalność człowieka, która może mieć charakter degeneracyjny lub wspomagający akumulację materii organicznej [Piaścik, Gotkiewicz 1995; Bieniek, Łachacz 2012b; Kolli i in. 2012; Tobolski 2012; Renou-Wilson i in. 2019].

Rzeźba terenu. Topografia może mieć znaczący wpływ na formowanie się gleb organicznych, szczególnie na obszarach o umiarkowanym klimacie. Gleby organiczne występują w obniżeniach terenu, gdzie zbiera się woda z obszarów otaczających [Okruszko 1983], a także w miejscach o utrudnionym odpływie wód, czy na obszarach płaskich o płytko występującym zwierciadle wód gruntowych. Jak zauważa Mokma [2005] warunki klimatyczne warunkują występowanie gleb organicznych na poziomie regionalnym, natomiast rzeźba terenu determinuje ich rozmieszczenie w konkretnych krajobrazach.

Czas. Gleby organiczne, aby móc być za takie uważane, muszą mieć wytworzoną warstwę materiału organicznego o określonej miąższości, co wymaga odpowiednio długiego okresu funkcjonowania mokradła. Tempo akumulacji torfu i gytii dla Polski i Europy określił Żurek [1987] na podstawie miąższości profili datowanych metodą ^{14}C . Przy wykorzystaniu 111 profili autor stwierdził, że szybkość akumulacji torfu wynosiła średnio 0,56 mm w skali roku, a więc teoretycznie do wykształcenia się 30 cm warstwy utworów organicznych potrzebny jest okres ponad 55 lat. Zaznaczyć należy, że akumulacja torfu następuje szybciej w torfowiskach wysokich niż niskich, a także w klimacie umiarkowanym i borealnym niż w subarktycznym [Ovenden 1990; Gorham i in. 2003; Borren i in. 2004; Kleinen i in. 2012; Stivrins i in. 2017].



Ryc. 1. Predykcyjna mapa występowania gleb organicznych (Histosoli) na świecie. Intensywność zielonej barwy wskazuje na prawdopodobieństwo wystąpienia gleb organicznych, piksel 1 km. Na podstawie danych SoilGrids [Hengl i in. 2017].

Większość gleb organicznych na świecie powstała po ustąpieniu ostatniego zlodowacenia. W obszarach o wysokich szerokościach geograficznych występują one na terenach, które były przykryte lądolodem i ich formowanie rozpoczęło się po jego wycofaniu. Również niższe szerokości geograficzne były pod pośrednim wpływem zlodowaceń. Lądolód magazynował znaczne ilości wody, faza jego regresji spowodowała podnoszenie się poziomu morza. Dopiero jego ustabilizowanie ok. 8000-4000 lat temu umożliwiło znaczną akumulację materii organicznej [Mokma 2005; Yu i in. 2010].

Szacowana powierzchnia gleb organicznych na świecie wynosi około 325-375 mln ha [IUSS Working Group WRB 2015], z czego zdecydowana większość (80%) jest położona w północnych częściach Rosji, Kanady i Stanów Zjednoczonych [FAO and ITPS 2015; Minasny i in. 2019](ryc. 1). Pozostała część gleb organicznych występuje głównie na terenach nizinnych strefy umiarkowanej i w chłodnych obszarach górskich (północna Skandynawia, zachodnia Europa). Około 10% gleb organicznych występuje w tropikach, głównie w rejonie Indonezji oraz w Amazonii [Kolka i in. 2016]. Badania teledetekcyjne sugerują jednak, że powierzchnia gleb organicznych w obszarach tropikalnych może być znacząco niedoszacowana i wymaga dalszych badań [Gumbricht 2012; Leifeld, Menichetti 2018].

W Polsce gleby organiczne zajmują około 4% powierzchni [Bednarek, Skiba 2015]. Wyraźnie zaznacza się większy udział tych gleb w północnej części kraju, co wynika przede wszystkim z wzrastającej ku północy wilgotności klimatu oraz urozmaicenia rzeźby terenu, z licznymi zagłębieniami i rynnymi, ukształtowanej podczas ostatniego zlodowacenia [Żurek 1987; Bednarek, Prusinkiewicz 1990; Dembek 2000a; Bednarek,

Skiba 2015]. Wśród gleb organicznych Polski największy udział mają gleby torfowe torfowisk niskich i przejściowych. Ich najrozleglejsze kompleksy (powyżej 25 tys. ha) znajdują się w Kotlinie Biebrzańskiej, Dolinie Noteci, na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (Polesie Lubelskie), a także w Dolinie Dolnej Odry. Wśród kompleksów o powierzchni powyżej 10 tys. ha wymienić można doliny rzek: Narwi, Warty, Pisy, Obry czy Łeby [Jasnowski 1975; Ilnicki 2002c].

Gleby torfowe torfowisk wysokich mają zdecydowanie mniejszy udział w powierzchni gleb Polski [Bednarek, Prusinkiewicz 1990]. Występują na obszarach o typowo ombrofilnej gospodarce wodnej, głównie w pasie nadbałtyckim (Pomorze, Warmia i Mazury), na terenach pojeziernych (Pojezierze Bytowskie, Pojezierze Lubuskie, Mazury, Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie), a także na terenach podgórskich i górskich (Góry Izerskie, Karkonosze, Podhale i Tatry)[Ilnicki 2002d].

Poza torfowiskami gleby organiczne występują na obszarach gytiowisk, mułowisk oraz murszowisk. Występowanie gleb gytiowych związane jest z odkładaniem się szczątków organicznych w dnach niektórych jezior, stąd spotykane są one głównie w strefie młodoglacjalnej. Po odwodnieniu zbiorników wodnych, najczęściej w wyniku prac melioracyjnych mających na celu uzyskanie ziemi uprawnej poprzez obniżenie poziomu wody w jeziorach, następuje odsłonięcie gytiowiska, a osady je tworzące stają się skałą macierzystą dla gleb gytiowych. Gleby gytiowe występują głównie na obszarze pojezierzy regionu Mazurskiego i Pomorskiego [Ugla 1968; Gotkiewicz i in. 1995; Piaścik i in. 1998].

Gleby mułowe powstają w warunkach stałego zalewu (dna płytkich zbiorników wodnych, muł limnetyczny) lub na terenach okresowo zalewanych (doliny rzeczne i zalewane obniżenia terenu, muł telmatyczny). Muł jako utwór ma charakter pośredni pomiędzy torfem a gytą. Od torfu odróżnia się znacznym stopniem rozłożenia szczątków roślinnych oraz brakiem struktury włóknistej, charakterystycznej dla torfu. Często cechą mułów telmatycznych są wyczuwalne organoleptycznie domieszki frakcji mineralnych w masie mułu lub wręcz występowanie widocznych warstw mineralnych namułów. W stosunku do gytii muł odróżnia się rozłożoną, amorficzną substancją organiczną (humusem), podczas gdy gytia ma charakter detrytusu (szczątków roślinnych przekształconych przez faunę bentosu) [Okruszko 1969]. Występowanie gleb mułowych jest ściśle związane z miejscami powstawania mułów, a więc z dolinami rzecznyymi z długotrwałymi zalewaniami, zanikającymi starorzeczami, a niekiedy również w sztucznych zbiornikach, takich jak np. stawy młyńskie [Tobolski 2000; Roj-Rojewski, Banaszuk 2004; Mendyk i in. 2015].

W wyniku prac melioracyjnych, a także ogólnego obniżania się lustra wód gruntowych w Polsce znaczna część gleb organicznych ulega stopniowo przekształceniom w tzw.

gleby pobagiennie [Bednarek, Prusinkiewicz 1990]. Zanik warunków anaerobowych prowadzi do humifikacji i mineralizacji osadów organicznych, w wyniku czego w wierzchniej warstwie gleby powstaje warstwa murszu [Jurczuk 2000; Ilnicki, Szajdak 2016b]. Takie gleby nazywamy glebami murszowymi. W wyniku dalszej mineralizacji materii organicznej tworzą się z nich mineralne gleby murszowate [Kabała i in. 2019].

2.3. Znaczenie gleb organicznych oraz przyczyny i skutki ich przekształceń

Mokradła związane z glebami organicznymi, pełnią szereg istotnych funkcji. Łachacz [2004] wyróżnia następujące podstawowe funkcje mokradeł:

- globalne funkcje ekosystemowe;
- kształtowanie zjawisk hydrologicznych;
- zapewnienie jakości wody;
- stwarzanie siedlisk roślinom i zwierzętom;
- bezpośrednie wykorzystanie przez człowieka produktów ekosystemów;
- rekreacja, edukacja, ekoturystyka, estetyka, kształtowanie krajobrazu;
- unikalność, dziedzictwo przyrodnicze i kulturowe.

Obecnie szczególnie nacisk kładzie się na rolę mokradeł wobec globalnych zmian klimatu. Pomimo zajmowania niewielkich areałów w stosunku do ogółu obszarów lądowych (2,2-3,0%) gleby torfowe stanowią magazyn 1/3 zasobów węgla w utworach glebowych [Bohn 1978; Dean, Gorham 1998; Tubiello i in. 2016; Leifeld, Menichetti 2018]. Torfowiska są również ważnym źródłem emisji metanu [Roulet i in. 2007; Christensen i in. 2012], co ma znaczący wpływ na regulację klimatu [Frolking i in. 2006].

Równie istotna jest rola mokradeł w kształtowaniu stosunków wodnych w krajobrazie ich występowania. Torfowiska w swej objętości zawierają nawet 85-95% wody, skupiając globalnie około 10% zasobów wody słodkiej [Ilnicki 2002f; Tobolski 2007]. Rola torfowisk w aspekcie hydrologicznym przejawia się w retencjonowaniu wody (zmniejszanie prędkości przepływu i magazynowanie nadmiaru wody), funkcjonowaniu jako zbiorniki wody (przekazywanie wód opadowych do głębszych warstw geologicznych) czy zasilaniu w wodę obszarów przyległych (źródło wody gruntowej i powierzchniowej) [Oleszczuk, Brandyk 1997, za: Zajac, Lipka 2005; Vitt 2008]. Siedliska mokradłowe wpływają znacząco na jakość wody poprzez zjawiska sedymentacji i filtracji w głąb złoża, co skutkuje usunięciem zawiesin i związków chemicznych. Rozwój higrofilnej flory i fauny wpływa na usuwanie składników biogennych z wody, a także na zwiększanie ilości rozpuszczonego tlenu w wodzie. Zwraca się również uwagę na ochronną rolę roślinności

mokradeł przeciw eutrofizacji wody [Bardecki 1984; Glooschenko 1990; Lipka, Stabryła 2012]. Poprzez magazynowanie dużych ilości wody torfowiska, podobnie jak zbiorniki wód stojących, wpływają na mikroklimat otoczenia, co uwidacznia się poprzez zwiększenie wilgotności powietrza, częstsze przymrozki oraz zmniejszanie rocznej amplitudy temperatur [Ilnicki 2002f].

Mokradła są siedliskiem życia niezliczonej liczby organizmów, przyczyniając się do znacznego zwiększenia różnorodności biologicznej [Koprowski, Łachacz 2012b]. Nawet niewielkie obszary mokradeł cechują się znaczną bioróżnorodnością, tworzą też refugia dla licznych gatunków fauny [Ilnicki 2002f; Symonides 2010]. Jest to szczególnie istotne w krajobrazach silnie przekształconych przez człowieka – głównie pozbawionych lasów agrocenozach, w których mokradła stają się azylem różnorodności i znaczeniowo zbliżają się do terminu „trzeciego krajobrazu” Clémenta [2003].

Odrębną grupę stanowią funkcje, jakie mokradła stanowią dla działalności człowieka. Obszernie rolę torfowisk w życiu lokalnych społeczności przedstawił Ilnicki [2002d]. W przeszłości były wykorzystywane jako miejsce kultu, schronienia lub odosobnienia, obecnie są często użytkowane jako źródła surowców w różnych dziedzinach gospodarki, m.in. w rolnictwie, lecznictwie, przemyśle chemicznym, czy jako opał [Karliński 2019]. Część torfowisk jest w użytkowaniu rolniczym, jednak wymaga to wykonania intensywnych prac melioracyjnych [Ilnicki 2002a, 2002c; Joosten, Clarke 2002]. Obecnie coraz częściej zwraca się uwagę na konieczność przedłożenia czynników ekologicznych nad czynniki ekonomiczne w gospodarowaniu terenami mokradeł [Chapman i in. 2003; Bruisch 2020].

Gleby organiczne, w porównaniu do gleb mineralnych, cechują się bardzo dużą dynamiką zmian jakie zachodzą w ich morfologii jako rezultat zmian warunków wodnych, a w konsekwencji warunków bio-ekologicznych [Tomaszewski 1956]. Zmiana warunków wodnych może być wynikiem naturalnych procesów „starzenia się” obszarów młodogłajalnych [Liu i in. 2006; Langdon i in. 2012; Karasiewicz i in. 2014; Mendyk i in. 2016], jednak znacznie większy wpływ na gleby organiczne ma działalność człowieka, przejawiająca się głównie melioracjami odwodnieniowymi [Piaścik, Gotkiewicz 1995; Holden i in. 2004; Grzywna 2016].

Obniżenie poziomu wody gruntowej przerywa proces akumulacji materii organicznej i rozpoczyna niekorzystne procesy mineralizacji. W konsekwencji dochodzi do uruchomienia procesu murszowego, prowadzącego do powstania warstwy murszu [Bieniek, Łachacz 2012a; Ilnicki, Szajdak 2016b; Szajdak 2016; Oleszczuk, Truba 2013]. Proces ten przejawia się zarówno w zmianach morfologii jak i właściwości fizycznych

i chemicznych gleby. Tempo przemian, a także ich kierunek wynikają głównie z głębokości odwodnienia, rodzaju utworu glebowego, sposobu użytkowania, reliefu, charakterystyki podłoża oraz czasu [Jurczuk 2000; Piaścik, Gotkiewicz 2004; Bieniek, Grabowski 2007]

Pierwszym efektem odwodnienia widocznym w morfologii gleby jest postępująca kompaktacja materii organicznej oraz stopniowo zachodzące zmiany struktury gleby, od włóknistej lub amorficznej do gruzełkowej i ziarnistej. Zwiększa się gęstość objętościowa, a zmniejsza porowatość i wilgotność. Zmniejsza się również plastyczność gleby. Opisane przemiany można określić jako korzystne z punktu widzenia geologii inżynierskiej [Okruszko 1993; Myślińska 2001; Brandyk, Szatyłowicz 2002; Oleszczuk, Truba 2013].

Poza właściwościami fizycznymi zmianie ulegają również właściwości chemiczne. Mursze w odróżnieniu od torfów charakteryzują się większą zawartością kwasów humusowych, a mniejszą węglą organicznego, bituminów, celulozy i ligniny [Myślińska 2001; Ilnicki, Zeitz 2002; Szajdak 2016].

W wyniku procesów zagęszczania i biochemicznego rozkładu torfu, a także zaniku siły wyporu wody w górnych warstwach profilu, następuje osiadanie poziomego gruntu, którego tempo może przekraczać nawet 2 cm w skali roku [Ilnicki 1972; Gambolati i in. 2006; Grzywna 2016]. Jak zauważają Piaścik i Gotkiewicz [1995], obniżenie powierzchni torfowiska o 1 cm prowadzi do ubytku 15,5 t/ha materii organicznej, czemu towarzyszy uwalnianie dużych ilości mineralnego azotu. Zagadnienie emisji gazów cieplarnianych z torfowisk jest szczególnie istotne wobec globalnych zmian klimatu [m.in. Bohn 1978; Jurczuk 2012; Tubiello i in. 2016; Melillo i in. 2017].

Powyzsze procesy zachodzące w glebach organicznych po zmianie stosunków wodnych powodują upośledzenie lub wręcz zanik funkcji, jakie te gleby pełnią [Ilnicki, Zeitz 2002]. Zastąpienie procesu akumulacji materii organicznej procesem murszenia prowadzi do przekształcenia profilu glebowego, a w konsekwencji do ewolucji gleb w kierunku gleb mineralnych [Bieniek, Grabowski 2007; Bieniek, Łachacz 2012a; Mendyk 2013]. Piaścik i Gotkiewicz [1995] przedstawili schemat ewolucji gleb hydrogenicznych na odwodnionych torfowiskach w krajobrazie sandrowym (ryc. 2). Ewolucja od gleb organicznych do gleb mineralnych jest silnie związana z poziomem wód gruntowych oraz rzeźbą terenu. Na terenach o niewielkich deniwelacjach zmiana warunków wodnych nawet w niewielkim stopniu może obejmować znaczne obszary. Z kolei, w terenach bardziej urzeźbionych, najszybciej ewolucji (degradacji) ulegną gleby organiczne rozmieszczone w najwyższych położeniach terenowych, najbardziej narażonych na zmianę stosun-

ków wodnych. Dodatkowym aspektem modyfikującym ewolucję gleb w krajobrazach pagórkowatych są procesy stokowe, które mogą powodować przykrycie części torfowisk deluwiami, hamując proces ich degradacji.



Ryc. 2. Kierunek ewolucji gleb hydrogenicznych na odwodnionych torfowiskach w krajobrazie sandrowym [Piaścik, Gotkiewicz 1995]

Według danych szacunkowych, od roku 1900 na Ziemi utracono około 50% obszarów podmokłych. Jest to wartość podlegająca dyskusji. Według danych OECD w Europie Zachodniej, w wyniku intensywnych prac melioracyjnych, zanikło ok. 90% torfowisk [1995]. Davidson [2014] na podstawie analizy opublikowanych w literaturze danych o szerszym horyzoncie czasowym wykazał utratę około 83% powierzchni mokradeł od roku 1800. Z kolei Darrah i in. [2019] korzystając ze wskaźnika WET (*Wetland Extent Trends index*) ocenili skalę zaniku obszarów mokradłowych na około 35% w okresie 1970-2015. Zaznaczyć należy, że z powodu dużego zróżnicowania mokradeł ich badanie metodami teledetekcyjnymi jest utrudnione, a wyniki tych analiz muszą być traktowane jako szacunkowe [Gallant 2015; Hu i in. 2017; Davidson i in. 2018; Davidson, Finlayson 2018].

Na obszarze Polski pierwsze systematyczne prace odwodnieniowe i próby rolniczego zagospodarowania gleb organicznych odbywały się w XVIII i XIX wieku. Dotyczyło to głównie północnej i zachodniej części kraju, a dokonywała ich często osiedlająca się tu ludność Olenderska. Znaczna intensyfikacja prac nastąpiła w latach 60. i 70. XX wieku, kiedy na cele rolnicze odwodniono około 80% gleb torfowisk niskich [Czapłak, Dembek 2000; Ilnicki 2002a]. Można przypuszczać, że wywołało to znaczące zmiany we właściwościach gleb organicznych, a w konsekwencji także w ich typologii.

3. Charakterystyka obszarów badawczych

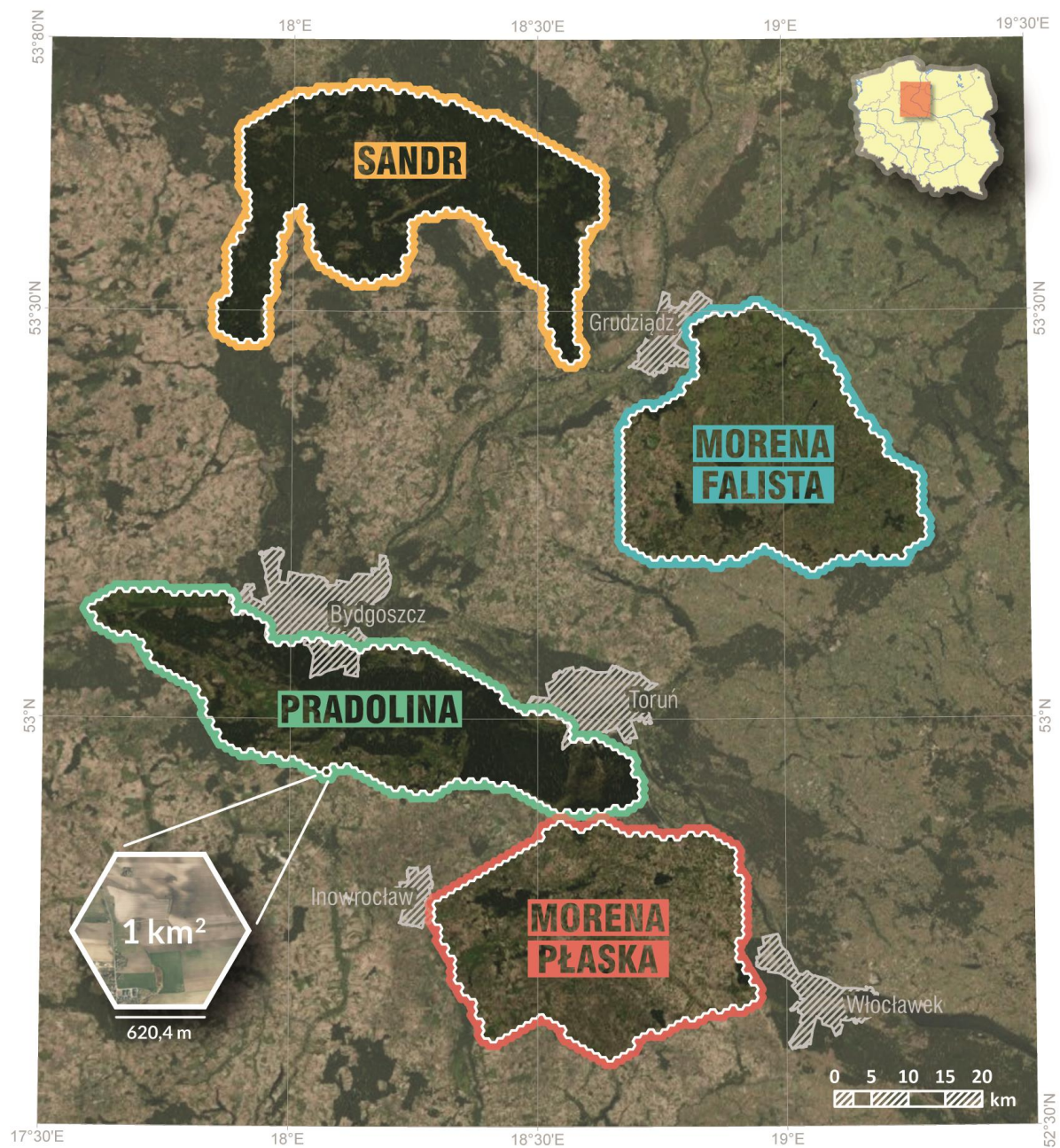
3.1. Położenie geograficzne

Badaniami objęto wybrane fragmenty obszaru młodoglacjalnego centralno-północnej Polski, a więc objętego zasięgiem lądolodu skandynawskiego podczas zlodowacenia wisły [Kostrzewski i in. 2008; Marks i in. 2016]. Wybrano cztery regiony różniące się niektórymi z czynników warunkujących występowanie gleb organicznych (budowa geomorfologiczna, rzeźba terenu, stosunki wodne, intensywność i charakter działalności człowieka), a jednocześnie zbliżone pod względem klimatu i wieku utworów organicznych (ryc. 3.):

- obszar z dominacją płaskich równin morenowych – obszar nazwany MORENA PŁASKA;
- obszar z dominacją falistych równin i pagórków morenowych – MORENA FALISTA;
- obszar z dominacją pradolinnych teras nadzalewowych – PRADOLINA;
- obszar z dominacją płaskich i falistych równin sandrowych – SANDR.

Każdy z wyznaczonych obszarów zajmuje powierzchnię 1000 km². Jednakowa powierzchnia obszarów ma ułatwić porównanie ich między sobą. Jednocześnie, znaczna jej wielkość, 1000 km², ma pozwolić na wychwycenie różnic pomiędzy analizowanymi typami krajobrazów młodoglacjalnych. Każdy obszar zbudowany jest z tysiąca pól o kształcie sześciokąta foremego (heksagonu) o długości boku 620,4 m i powierzchni 1 km². W analizach zmienności krajobrazu najczęściej wykorzystywanym kształtem pól podstawowych są kwadraty lub heksagony. Wybrano te drugie, ze względu na korzystniejszy stosunek obwodu do powierzchni oraz bardziej wyrównaną odległość z centroidu pola do jego granic (kształt heksagonu jest bliższy okręgowi niż kwadrat), co zapewnia wiarygodniejsze wyniki analiz [Birch i in. 2007; Kot 2018; Pindral i in. 2020].

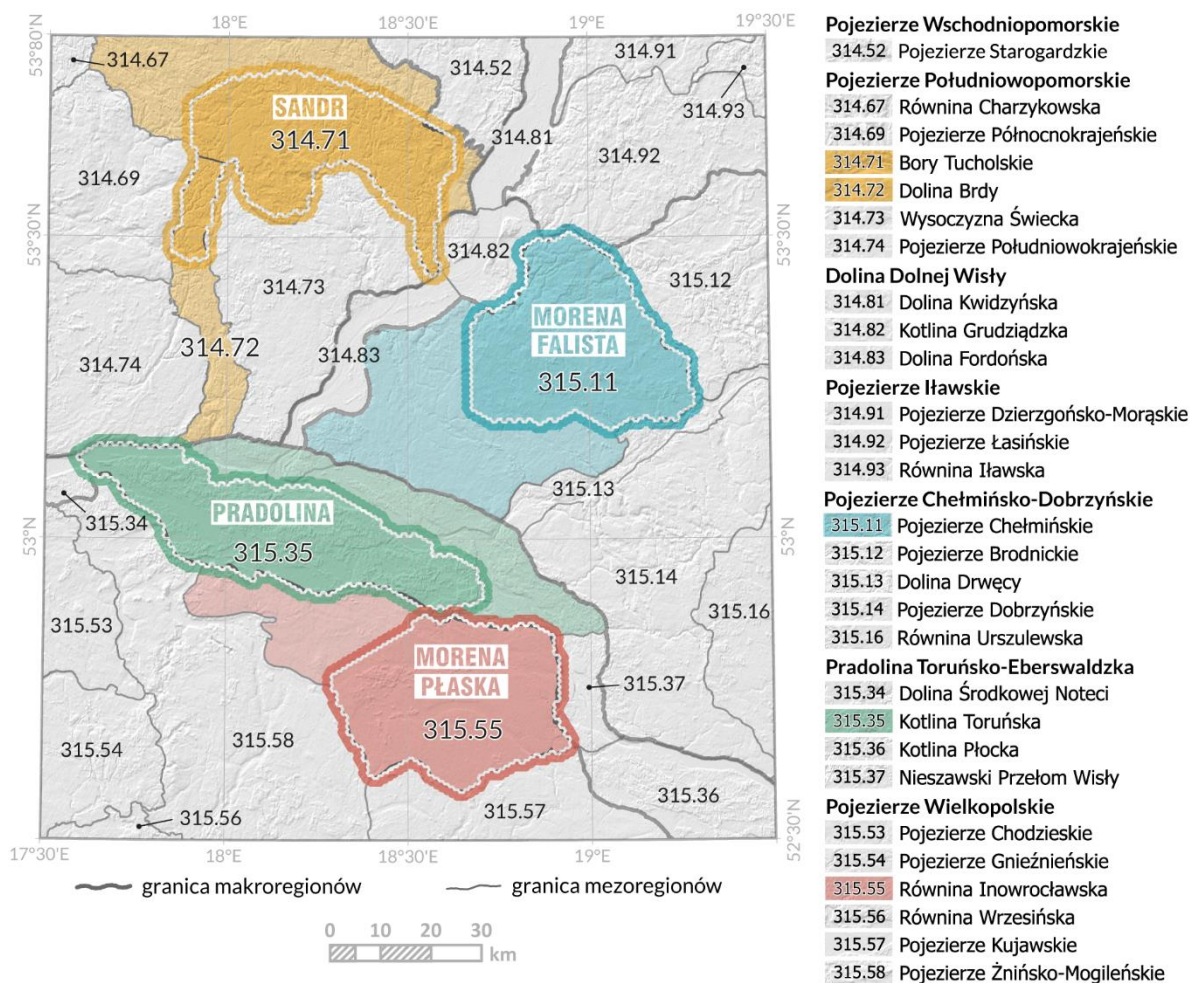
Wytyczone obszary nawiązują do regionalizacji fizycznogeograficznej Solona i in. [2018](ryc. 4), będącej rozwinięciem i uszczegółowieniem do skali 1:50 000 regionalizacji Kondrackiego [1977, 1988] oraz jej późniejszej modyfikacji przez Kondrackiego i Richlinga [1994]. W obu regionalizacjach za podstawę do delimitacji przyjęto litologię utworów powierzchniowych i rzeźbę terenu. W celu dokładniejszego opisanie zróżnicowania rozmieszczenia gleb organicznych w obszarach badawczych posłużono się mikroregionami fizycznogeograficznymi [Kot 2015b]. Jest to podział, który również opiera się na uszczegółowionym podziale Kondrackiego [2001], przy delimitacji mikroregionów poza rzeźbą terenu i litologią uwzględniający także pokrycie terenu.



Ryc. 3. Położenie obszarów badawczych

Przyjęty w pracy sposób opisu obszarów badawczych za pomocą regularnej siatki heksagonów o powierzchni 1 km^2 utrudnia precyzyjne śledzenie granic mezoregionów opartych o cechy przyrodnicze, a więc mających nieregularny przebieg. Jak zauważa Pietrzak [1998], granica to linia lub strefa która rozdziela obszary różniące się jedną lub wieloma cechami. Granice przyrodnicze rzadko mają charakter ostry, znacznie częściej tworzą węższą lub szerszą strefę przejściową [Armand 1980]. Specyfika środowiska GIS i wykorzystania warstw wektorowych, zarówno w opracowaniu Solona i in. [2018], jak i w niniejszej pracy, wymusza opisanie granic w sposób ścisły. Mając na uwadze powyższe, zdecydowano się na włączenie heksagonów w obszarach granicznych danego mezoregionu

w taki sposób, aby centroid heksagonu znajdował się wewnątrz opisywanego mezoregionu. W wyniku tej decyzji do obszarów badawczych częściowo włączano niewielkie fragmenty sąsiednich mezoregionów (teoretyczna maksymalna odległość od centroidu heksagonu wynosi 620,4 m). Jednocześnie takie rozwiązanie pozwala zachować w obszarach badawczych strefę graniczną mezoregionu, często charakteryzującą się specyficznymi warunkami topograficzno-wodnymi (np. spływ wód krawędzią wysoczyzny do obszaru pradolinowego).



Ryc. 4. Obszary badawcze na tle regionalizacji fizycznogeograficznej [Solon i in. 2018]

Obszar **MORENA PŁASKA** znajduje się w północno-wschodniej części makroregionu Pojezierze Wielkopolskie i obejmuje swym zasięgiem centralną i wschodnią część mezoregionu 315.55 Równina Inowrocławska [Solon i in. 2018]. Granicę północną i wschodnią obszaru wyznacza krawędź wysoczyzny morenowej (granica z mezoregionami 315.35 – Kotlina Toruńska od północy oraz 315.37 – Nieszawski Przełom Wisły od wschodu). Granicę południową stanowi granica z mezoregionem 315.57 – Pojezierze Kujawskie, a zachodnią granicę z mezoregionem 315.58 Pojezierze Żnińsko-Mogileńskie. Fragment północno-zachodni granicy poprowadzono na podstawie linii prostej pomiędzy

Inowrocławiem a miejscowością Kawęczyn. Taka decyzja wynika z ograniczenia obszarów badawczych do 1000 km². Obszar badań w całości zawiera mikroregion Równina Osiecińska oraz Region Bachorsko-Balczewski, a także południowo-zachodni fragment mikroregionu Wysoczyzna Inowrocławska [Kot 2015b](załącznik A1).

Całość obszaru administracyjnie należy do województwa kujawsko-pomorskiego, w powiatach: aleksandrowskim, inowrocławskim, radziejowskim i włocławskim. Na obszarze dominują użytki rolne, niewielkie fragmenty lasów znajdują się głównie w północno-zachodniej części obszaru, między Inowrocławiem a Dąbrową Biskupią [Kot 2015c]. Historycznie i etnograficznie obszar MORENA PŁASKA należy do Kujaw Czarnych [R. Galon 1929; Goszczyński i in. 2015; Okoniewska i in. 2015].

Obszar MORENA FALISTA jest zlokalizowany w północno-zachodniej części makroregionu Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie i obejmuje północno-wschodnią i centralną część mezoregionu 315.11 Pojezierze Chełmińskie, silniej urzeźbioną od części południowo-zachodniej [Molewski, Weckwerth 2017; Solon i in. 2018]. Granicę północno-zachodnią wyznacza krawędź Doliny Dolnej Wisły (314.82 Kotlina Grudziądzka), a północną i wschodnią dolina Osy i Lutryny, będąca również granicą mezoregionu z Pojezierzem Łasińskim (314.92) i Pojezierzem Brodnickim (315.12). Granica południowa obszaru w swej wschodniej części pokrywa się z granicą mezoregionu 315.13 Dolina Drwęcy. Od Miejscowości Wielkie Pułkowo poprowadzona jest równoleżnikowo (z niewielkimi odchyleniami wynikającymi z dopasowania granicy obszaru do granic mikroregionów). Na wysokości Jeziora Chełmżyńskiego granica odbija ku północy wzdłuż południka 18°40'25" E, ograniczającego obszar badań od zachodu. Obszar badań w całości zawiera mikroregiony Pojezierze Mełneńskie, Równina Ludowicko-Wrocka, Wysoczyzna Książęńska, a także znaczną część mikroregionu Pagórki Wąbrzeskie [Kot 2015b](załącznik A2).

Całość obszaru administracyjnie należy do województwa kujawsko-pomorskiego, w powiatach: grudziądzkim, wąbrzeskim i brodnickim, a także niewielkich fragmentach powiatu chełmińskiego, toruńskiego i golubsko-dobrzyńskiego. Podobnie jak w przypadku obszaru MORENA PŁASKA, w użytkowaniu terenu dominują użytki rolne, częstsze i bardziej rozproszone są natomiast użytki zielone, choć wciąż zajmują niewielkie areale. Większe powierzchnie leśne znaleźć można przy granicy obszaru z Kotliną Grudziądzką, a także w części południowej, w okolicach miejscowości Wąbrzeźno, Czystochleb i Dębowa Łąka [Kot 2015c]. Historycznie i etnograficznie obszar MORENA FALISTA należy do Ziemi Chełmińskiej [Biskup 1961; Okoniewska i in. 2015].

Obszar **PRADOLINA** znajduje się w centralno-wschodniej części silnie rozciągniętego równoleżnikowo makroregionu Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka. Obejmuje centralny i zachodni fragment mezoregionu 315.35 Kotlina Toruńska. Granicę południową i południowo-zachodnią wyznaczają mezoregiony Pojezierza Wielkopolskiego: 315.55 Równina Inowrocławska oraz 315.58 Pojezierze Żnińsko-Mogileńskie. Od zachodu obszar badań ogranicza mezoregion 315.34 Dolina Środkowej Noteci. Granica północna w swojej zachodniej części pokrywa się z granicą mezoregionu 314.74 Pojezierze Południowokrajńskie, następnie omija od południa zabudowaną część Bydgoszczy, włączając do obszaru badawczego lasy Puszczy Bydgoskiej znajdujące się w granicach administracyjnych miasta. Dalej granica opiera się na korycie Wisły i biegnie w kierunku Torunia, również omijając strefę intensywnej zabudowy miasta. Granica wschodnia obszaru sięga autostrady A1 oraz doliny rzeki Tażyny. Obszar badań obejmuje w całości mikroregiony Bory Chmielnicko-Wypaleniskie, Obniżenie Zielonki oraz Łąki Noteckie, większe fragmenty mikroregionów Dolina Kanału Bydgoskiego, Bory Bydgoskie oraz Bory Cierpickie, a także niewielkie fragmenty mikroregionu Dolina Solecka. Dodatkowo, w części południowo-zachodniej obszaru PRADOLINA znalazły się fragmenty dwóch mikroregionów, które odmiennie niż w pracy Solona i in. [2018] w regionalizacji Kota nie należą do mezoregionu Kotliny Toruńskiej: Lasy Szubińskie i Dolina Noteci [Kot 2015a, 2015b](załącznik A3). Jest to jedyna znacząca różnica pomiędzy obiema regionalizacjami występująca na przyjętych obszarach badawczych.

Całość obszaru administracyjnie należy do województwa kujawsko-pomorskiego, w powiatach: bydgoskim i m. Bydgoszcz, toruńskim i m. Toruń, inowrocławskim, żnińskim, nakielskim, a także niewielkim fragmencie powiatu aleksandrowskiego. W krajobrazie dominuje użytkowanie leśne, w części południowej i zachodniej można napotkać rozległe obszary łąk i pastwisk. Na południe od Torunia występuje specyficzny krajobraz bezleśny zwartych pagórków i wałów wydmy z roślinnością murawową (czynny poligon artyleryjski)[Kot 2015c]. Historycznie i etnograficznie obszar PRADOLINA należy do Kujaw Białych (Nadwiślańskich), a jego część leżąca na zachód od Bydgoszczy bywa zaliczana do Krajny [Geppert 1926; Galon 1929; Okoniewska i in. 2015].

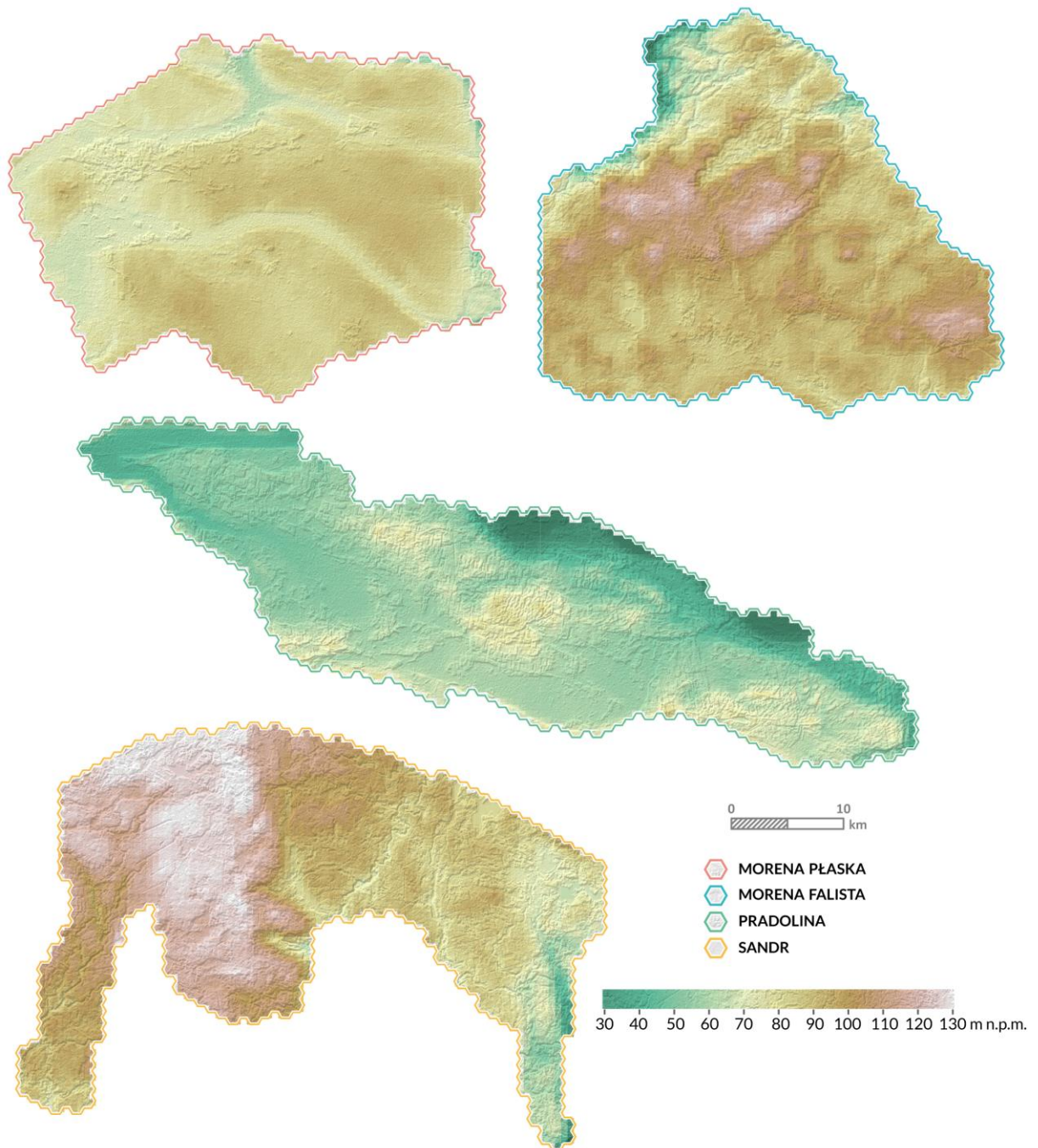
Obszar **SANDR** znajduje się we wschodniej części makroregionu Pojezierze Południowopomorskie i obejmuje fragmenty dwóch mezoregionów: południową część mezoregionu 314.71 Bory Tucholskie (równina sandrowa) oraz północną mezoregionu 314.72 Dolina Brdy (szlak sandrowy). Od strony południowej obszar graniczy z mezoregionem 314.73 Wysoczyzna Świecka, w części południowo-zachodniej sięga do północnego krańca Zalewu Koronowskiego w Dolinie Brdy. Od zachodu graniczy z mezoregionem

314.69 Pojezierze Północnokrajewskie, od Tucholi biegnie ku północy wzdłuż południka 17°54' do Fojutowa, następnie w kierunku północno-wschodnim do miejscowości Szlachta i Osieczna, po czym odbija ku południowemu wschodowi. Granica wschodnia w części północnej jest zbliżona do przebiegu autostrady A1, w części południowej granicę wyznacza krawędź Doliny Dolnej Wisły (mezoregiony 314.82 Kotlina Grudziądzka i 314.83 Dolina Fordońska)[Solon i in. 2018]. Na obszar badań składają się fragmenty mikroregionów Równina Legbądska, Równina Śliwicka, Równina Warlubska, Bory Lipińskie oraz Sandr Tucholski [Kot 2015b](załącznik A4).

Obszar badań niemal w całości należy administracyjnie do województwa kujawsko-pomorskiego, w powiatach świeckim i tucholskim. Niewielkie fragmenty na północy obszaru leżą w województwie pomorskim, w powiatach starogardzkim i chojnickim. W krajobrazie obszaru badawczego zdecydowanie dominuje użytkowanie leśne, jest to fragment jednego z największych w Polsce kompleksów borów sosnowych o nazwie Bory Tucholskie. Użytkowanie rolnicze ma zdecydowanie mniejsze znaczenie i ogranicza się do wysp morenowych, a także łąk i pastwisk na równinach zalewowych rzek [Kot 2015c]. Historycznie i etnograficznie obszar „Sandr” jest zaliczany w swej części zachodniej do Borów Tucholskich, a we wschodniej do Kociewia [Ellwart 2009; Okoniewska i in. 2015].

3.2. Rzeźba terenu i litologia utworów powierzchniowych

Dominujący wpływ na rzeźbę terenu obszarów badawczych miała ostatnia transgresja oraz deglacjacja lądolodu skandynawskiego – zlodowacenie wisły (ok. 115 do 11,7 tys. lat temu)[Andrzejewski 2001; Wysota i in. 2017]. Główne rysy rzeźby terenu oraz litologia powierzchniowa wykształciły się podczas subfazy kujawsko-dobrzyńskiej i krajeńsko-wąbrzeskiej (ok. 18 do 16 tys. lat temu). Znaczna transformacja pierwotnej rzeźby glacialnej związana jest z okresem po ustąpieniu lądolodu, a więc późnym glacjałem (ok. 14,7 do 11,7 tys. lat temu.). Związane jest to m.in. z degradacją brył martwego lodu, a także z postępującymi procesami fluwialnymi, eolicznymi, denudacyjnymi i biogenicznymi. Ocieplenie klimatu i rozwój roślinności, które miały miejsce od około 11,7 tys. lat temu, w holoenie, skutkowały znacznym osłabieniem naturalnych procesów kształtujących powierzchnię terenu. Był to okres, w którym przede wszystkim kształtowały się równiny zalewowe w obrębie den dolinnych, a także równiny biogeniczne w zagłębieniach terenu i misach stopniowo zanikających jezior. Około 7 tys. lat temu, a więc od momentu pojawienia się człowieka osiadłego, neolitycznego rolnictwa i hodowli, rozpoczęły się procesy przeobrażeń rzeźby terenu w wyniku antropopresji [Molewski, Weckwerth 2017].



Ryc. 5. Rzeźba terenu obszarów badawczych

Rzeźba oraz powierzchniowa budowa geologiczna obszaru **MORENA PŁASKA** zostały ukształtowane głównie podczas fazy leszczyńskiej i poznańskiej oraz kolejnych subfaz recesyjnych fazy poznańskiej [Andrzejewski 2001]. Jest to monotony obszar płaskiej, silnie zerodowanej równiny dennomorenowej, zbudowanej przeważnie z plejstoceńskich, słabo przepuszczalnych glin morenowych. Formami terenu, które nieco urozmaicają krajobraz tego obszaru są doliny marginalne utworzone przez działalność późnoplejstoceńskich wód roztopowych. Są to rozległe, ciągnące się równoleżnikowo formy, wcięte w wysoczyznę na głębokość od 5 do 12 m, wypełnione piaszczystymi i żwirowymi osadami akumulacji rzecznej [Andrzejewski 1984]. Obecnie rynny te są wykorzystywane przez

wody Kanału Bachorzy (między Kruszwicą a Brześciem Kujawskim) oraz Kanału Parchańskiego i Tążyny (między Inowrocławiem a Aleksandrowem Kujawskim). Pomędzy tymi dolinami znajdują się obszary równin zwydmionych z pojedynczymi dużymi wydmami [Molewski i in. 2015]. Wysokości bezwzględne obszaru wahają się od około 75-80 m n.p.m. w obrębie dolin wód roztopowych, do około 95 m na wysoczyźnie morenowej, na obszarach wydmowych sporadycznie przekraczając wartość 100 m (ryc. 4). Wysokości względne (deniwelacje) prawie na całym obszarze nie przekraczają 2 m, wyjątkiem są wspomniane obszary zwydmione oraz zbocza dolin wód roztopowych, gdzie wysokości względne przekraczają 5 m, a w pojedynczych przypadkach nawet 15 m [Molewski, Weckwerth 2017].

Obszar **MORENA FALISTA** został ukształtowany głównie podczas subfazy krajeńsko-wąbrzeskiej, młodszej w stosunku do subfazy kujawsko-dobrzyńskiej [Niewiarowski 1959]. W obrębie obszaru największe powierzchnie zajmuje falista morena denna zbudowana z glin lodowcowych, lokalnie przykrytych piaszczystymi osadami ablacyjnymi [Molewski 1994]. W południowej, południowo-zachodniej i centralnej części tego pola badawczego liczne są formy marginalne – ciągi wzgórz i pagórków moreny czołowej zbudowane z piasków, żwirów i glin spływowych (moreny północno- i południowowąbrzeskie)[Andrzejewski 2001]. Na południe od Wąbrzeźna występują, powiązane genetycznie z pagórkami moren czołowych, płaskie i faliste równiny sandrowe, zbudowane z osadów piaszczysto-żwirowych. W południowej części obszaru znaleźć można formy deglacjacji arealnej [Niewiarowski 1959], a więc kemy, ozy oraz moreny martwego lodu, zbudowane z piasków, mułków i żwirów [Molewski 1994]. Północna i zachodnia część pola badawczego jest silnie porozcinana rynnami subglacialnymi, a na całym terenie liczne są zagłębienia wytopiskowe. Formy te często są zajęte przez jeziora, co nadaje regionowi charakter pojezierny. Wysokości bezwzględne obszaru wahają się od 90 do 120 m n.p.m., najwyższymi wzniesieniami są pagórki moren czołowych (ryc. 4). Deniwelacje na większości powierzchni falistej moreny dennej przekraczają 2 m, w miejscach, gdzie występują moreny czołowe i rynny subglacialne są to wartości przekraczające 5 m, a nierzadko 15 m, głównie w północnej, silniej urzeźbionej części obszaru [Molewski, Weckwerth 2017].

Obszar **PRADOLINA**, obejmuje południową i zachodnią część Kotliny Toruńskiej. Kotlina ma szerokość do 25 km i wcina się w otaczające wysoczyzny na głębokość od 40 do 60 m [Molewski, Weckwerth 2017]. Zasadniczą część obszaru badań stanowią terasy pradolinne, zbudowane z plejstoceńskich piasków i żwirów rzecznych [Weckwerth 2010; Wysota i in. 2015]. Rozległe fragmenty teras w centralnej i wschodniej części obszaru zo-

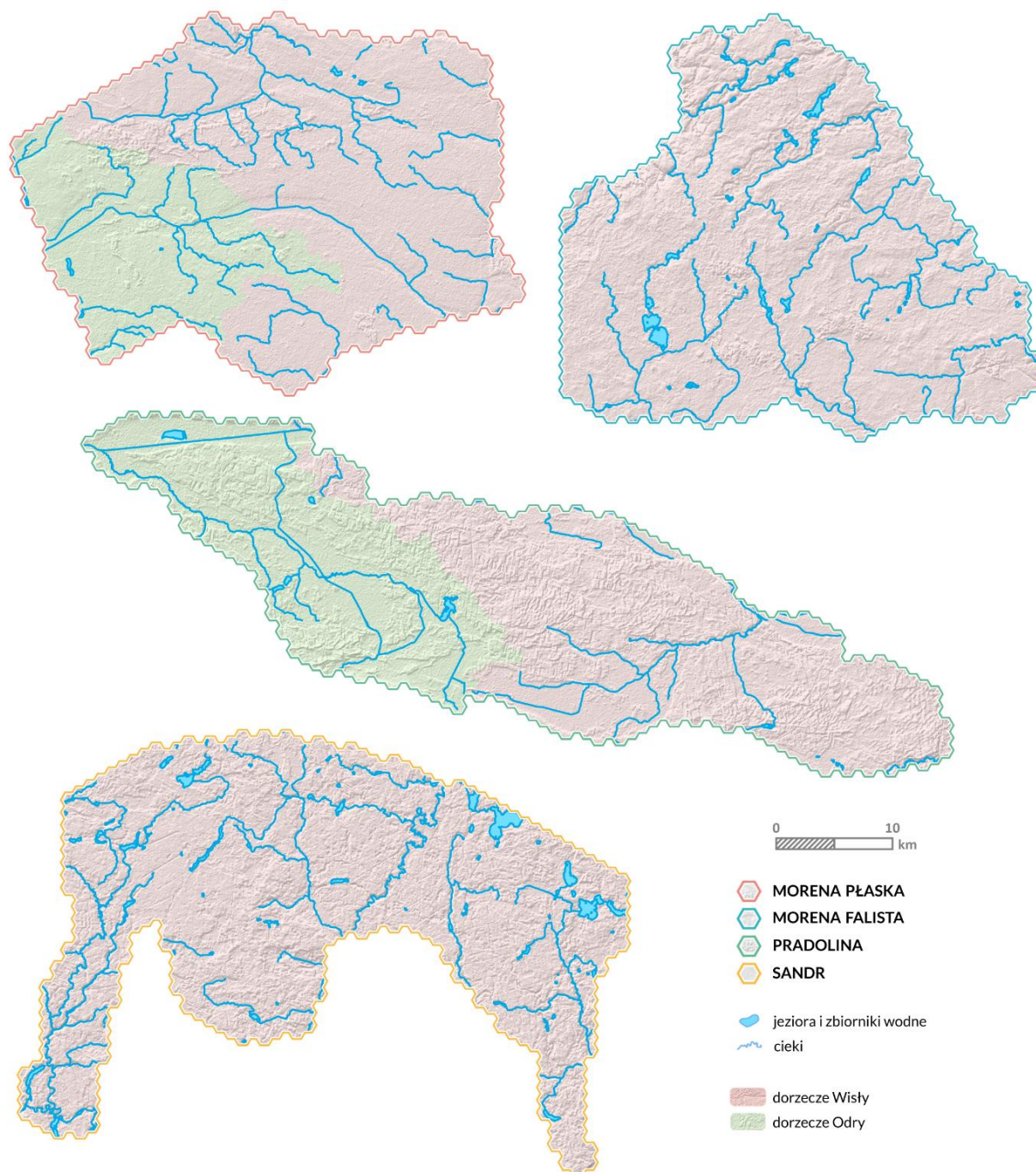
stały silnie przekształcone eolicznie podczas zimnych okresów późnego glacjału (dryasowych)[Andrzejewski 2001]. Jest to miejsce występowania jednego z największych pól wydmych Polski [Mrózek 1958]. Liczne wydmy paraboliczne, skierowane wypukłościami ku wchodowi, mają wysokości względne rzędu 10-25 m, a maksymalnie nawet 40-45 m. W części zachodniej oraz południowej znajdują się rozległe połacie równin biogenicznych (Dolina Noteci, Kanał Bydgoski, Obniżenie Zielonki). Północno-wschodnie fragmenty pola badawczego, między Bydgoszczą a Toruniem, związane są z erozyjno-akumulacyjnym działaniem wód Wisły. Wyróżnić możemy płaską równinę zalewową, wypełnioną namułami rzecznyymi oraz terasy rzeczne zbudowane z osadów piaskowo-żwirowych. Maksymalne wysokości bezwzględne pola badawczego przekraczają 105 m n.p.m. na polach wydmych (ryc. 4). Z kolei najniższą częścią obszaru jest równina zalewowa Wisły, leżąca na wysokości około 30 m n.p.m. [Weckwerth 2010; Molewski, Weckwerth 2017].

Najbardziej na północ wysunięty obszar badawczy SANDR zdominowany jest przez rozległą, piaszczystą równinę sandrową Borów Tucholskich. W kierunku południowym odchodzą od niej wąskie szlaki sandrowe, którymi obecnie płyną Brda (południowo-zachodnia część obszaru, fragment mezoregionu Dolina Brdy) oraz Wda i Mątawa (część południowo-wschodnia mezoregionu Bory Tucholskie)[Andrzejewski 2001]. Sandr Borów Tucholskich został ukształtowany głównie podczas fazy pomorskiej zlodowacenia wisły. Jest silnie porozcinany rynnami polodowcowymi, głównie o przebiegu południkowym, liczne są także zagłębienia wytopiskowe. Zarówno zagłębienia jak i rynny są często zajęte przez jeziora. Miejscami napotkać można wyspy morenowe, a także obszary piasków eolicznych, z pojedynczymi dużymi wydmy [Molewski i in. 2015; Wysota i in. 2015]. Wysokości bezwzględne pola badawczego wahają się od około 70 m n.p.m. w części południowo-wschodniej terenu, do około 125 m w części północno-zachodniej (ryc. 4). Deniwelacje na większości obszaru zawierają się w przedziale 2-5 m, w miejscach występowania rynien subglacjalnych mogą przekraczać 15 m [Molewski, Weckwerth 2017].

3.3. Warunki wodne

Obecny charakter sieci hydrograficznej obszarów badawczych jest rezultatem procesów, które kształtowały je po ustąpieniu lądolodu. System wód powierzchniowych ma ścisły związek z elementami rzeźby, takimi jak rynny subglacjalne, czy doliny wód roztopowych, które obecnie wykorzystuje [Molewski 1994]. Ogólną cechą regionu objętego badaniami jest występowanie korzystniejszych warunków wodnych (ilości i zasobności

wód powierzchniowych) w jego wschodniej i północnej części, natomiast część południowa i południowo-zachodnia jest pod tym względem zaliczana do najuboższych w skali kraju [Marszelewski 2001].



Ryc. 6. Hydrografia obszarów badawczych (na podstawie Mapy Podziału Hydrograficznego Polski - MPHP)

Obszar **MORENA PŁASKA** położony jest w około 70% w dorzeczu Wisły (ryc. 5). Jego zachodnia część leży w dorzeczu Odry (zlewnia Noteci). Dział wodny I rzędu rozdzielający oba dorzecza przebiega z północnego-zachodu ku południowemu wschodowi, w okolicy miejscowości Dobre odbijając w kierunku południowym. Dział wodny przebiega przez wypiętrzenie dna doliny Bachorzy, gdzie można zaobserwować zjawisko bifurkacji

[Molewski 2007a]. Obszar znajduje się pomiędzy dwiema największymi arteriami wodnymi regionu: Wisłą na wschodzie oraz Notecią na zachodnie. W obrębie samego obszaru MORENA PŁASKA sieć rzeczna nie jest zbyt silnie rozbudowana. Największą rzeką obszaru jest Tażyna, płynąca w jego północnej części. Duże znaczenie mają sztuczne ciek wodne: Kanał Bachorzy i Kanał Parchański. Jeziorność obszaru należy do najniższych w regionie. Niewielkie zbiorniki wodne znajdują się głównie w zagłębieniach wytopiskowych [Skowron, Kubiak-Wójcicka 2017].

Ważną rolę w kształtowaniu warunków wodnych w krajobrazie pełnią wody podziemne. Na obszarze MORENA PŁASKA retencja wody przeważa nad spływem i infiltracją. Wpływ na to ma występowanie słabo przepuszczalnych glin zwałowych, często przykrytych utworami piaszczysto-gliniastymi, a także niewielkie deniwelacje terenu. W okresach wilgotnych może wystąpić nadmiar wód podtapiających grunty lub zalewających znaczne powierzchnie [Celmer, Churski 1973].

Obszar MORENA FALISTA w całości leży w dorzeczu Wisły (ryc. 5). Sieć rzeczna analizowanego terenu cechuje się charakterystycznym układem odśrodkowym, co jest wynikiem wyniesienia centralnej części Pojezierza Chełmińskiego (ryc. 4). Wody odpływają w kierunku północno-wschodnim (dopływy Osy i Lutryny), południowym i południowo-zachodnim (dopływy Drwęcy) oraz zachodnim (dopływy Wisły). W obrębie pola badawczego brak jest dużych cieków wodnych, wśród znaczniejszych wymienić można Radzyńską Strugę, Bachę i Zgniłkę, a także sztuczny Kanał Siciński. Na obszarze występują liczne jeziora, jednak są to niezbyt duże zbiorniki. Zajmują one głównie obniżenia śródmorenowe a także rynny subglacjalne. Największe jeziora to Wieczno I i Wieczno II, znajdujące się na zachód od Wąbrzeźna oraz Jezioro Mełno, leżące na północny-wschód od Radzyna Chełmińskiego [Skowron, Kubiak-Wójcicka 2017].

Na obszarze MORENA FALISTA dominuje przewagą spływu powierzchniowego i podpowierzchniowego nad infiltracją i retencją. Dodatkowo w obniżeniach terenu w okresach wiosennych i po większych opadach mogą gromadzić się wody powierzchniowe, podtapiające lub zalewające grunty orne. Odmienna sytuacja ma miejsce na równinach sandrowych, gdzie infiltracja dominuje nad spływem [Celmer, Churski 1973].

Obszar PRADOLINA w większej części należy do dorzecza Wisły (ok. 60%), pozostała część znajduje się w dorzeczu Odry (zlewnia Noteci, ok. 40%) (ryc. 5). Dział wodny przebiega na linii północny-zachód – południowy-wschód, od zachodniej części Bydgoszczy do okolic Złotników Kujawskich. Jest to obszar najbardziej zróżnicowany pod względem warunków wodnych. Z jednej strony występują tu duże ciek: Wisła stanowiącą północno-wschodnią granicę pola badawczego, oraz Noteć w części zachodniej; duże znaczenie mają

również kanały: Bydgoski i Górny Kanał Noteci. Z drugiej strony rozległe obszary pól wydmych stanowią pustki hydrograficzne. Bardzo niska jest jeziorność regionu, większe zbiorniki znajdują się jedynie w jego zachodniej części (Jezioro Jezuićkie leżące pomiędzy Bydgoszczą a Nową Wsią Wielką oraz Jezioro Jezuićkie Małe leżące na zachód od miejscowości Białe Błota). Liczne są stawy gospodarcze w dolinie Noteci oraz Kanału Bydgoskiego. Wśród cieków wodnych, poza Wisłą i Notecią, należy wymienić płynące we wschodniej części obszaru Zieloną Strugę, Jezuićką Strugę oraz kanały: Gniewkowski i Chrońniański [Skowron, Kubiak-Wójcicka 2017].

Obszar PRADOLINA cechuje się dużymi potencjalnymi możliwościami retencji wód. Jednak warstwy powierzchniowe tego pola badawczego są silnie przepuszczalne. Duże znaczenie ma zatem głębokość zalegania wody gruntowej, a także możliwość jej podsiąkania i parowania. Możemy wyróżnić kilka stref:

- obszary płaskie z płytko zalegającą wodą gruntową (do 2 m), z licznymi ciekami i kanałami oraz mokradłami – głównie część zachodnia i południowa (dolina Noteci, dolina Kanału Bydgoskiego, obniżenie Zielonki);
- obszary z wodą gruntową zalegającą średnio głęboko (do 4 m), z nielicznymi ciekami i mokradłami (terasy niezwydmione);
- obszary z wodą gruntową zalegającą głęboko (ponad 4 m), „pustki hydrograficzne” (pola wydmy)[Celmer, Churski 1973].

Obszar SANDR w całości należy do dorzecza Wisły (ryc. 5). Sieć hydrograficzna pola badawczego bardzo silnie nawiązuje do form rzeźby terenu. Cieki regionu wykorzystują rynnę polodowcową, a jeziora poza rynnami również zagłębienia wytopiskowe. Sieć rzeczna jest dobrze rozwinięta, a główne rzeki to Brda w części zachodniej i Wda w części wschodniej. Są to jedne z najbardziej zasobnych w wodę rzek regionu (po Wiśle oraz Drwęcy)[Marszelewski 2001]. Wśród sztucznych cieków wymienić należy Wielki Kanał Brdy znajdujący się w zachodniej części obszaru, zbudowany w celu nawadniania łąk i pastwisk. Do największych jezior należą Jez. Kałębnie i Jez. Radodzierz w części północno-wschodniej, Jez. Okonińskie i Jez. Piaseczno w części centralnej, a także Jez. Okrągłe i Jez. Białe w części zachodniej.

Warunki wodne obszaru SANDR zależą w największej mierze od przepuszczalności utworów powierzchniowych i rzeźby terenu. Podobnie jak w przypadku pola PRADOLINA wyróżnić możemy kilka stref:

- obszary z wodą gruntową zalegającą średnio głęboko i głęboko (4 m i więcej), równiny sandrowe, zajmujące największe powierzchnie w regionie, jeziora i cieki zajmują głównie rynnę i zagłębienia wytopiskowe w obrębie równin;

- obszary z płytko zalegającą wodą gruntową (do 2 m), rozległe i płaskie zagłębienia wytopiskowe a także doliny Brdy i Wdy;
- obszary wysp morenowych, o utrudnionej infiltracji wglębnej [Celmer, Churski 1973].

3.4. Klimat

Obszary badawcze znajdują się w strefie klimatu umiarkowanego ciepłego, przejściowego między klimatem morskim a klimatem kontynentalnym [Wójcik, Ziemińska 1984]. Według uaktualnionej Mapy Klimatycznej Świata Köppena-Geigera [Kottek i in. 2006], wykonanej na podstawie danych meteorologicznych obejmujących okres 1951-2000, wszystkie obszary badawcze znajdują się w strefie klimatu umiarkowanego ciepłego, w pełni wilgotnego i z ciepłym latem. Również klasyfikacja IPCC [2006] umieszcza wszystkie cztery obszary w jednej strefie – strefie klimatu umiarkowanego chłodnego wilgotnego.

W celu przedstawienia dokładniejszej charakterystyki podstawowych elementów klimatu wykorzystano dane z lat 1982-2012, pochodzące z serwisu Climate-Data (climate-data.org). Wybrano sześć stacji pomiarowych znajdujących się w najbliższym sąsiedztwie obszarów badawczych: stacja Inowrocław na Równinie Inowrocławskiej, stacje Bydgoszcz oraz Toruń w Kotlinie Toruńskiej, stacja Kowalewo Pomorskie na Pojezierzu Chełmińskim, stacja Grudziądz w Kotlinie Grudziądzkiej (pomiędzy obszarami MORENA FALISTA i SANDR), a także stacja Żur na Wysoczyźnie Świeckiej, w bezpośrednim sąsiedztwie mezo-regionu Bory Tucholskie (tab. 1).

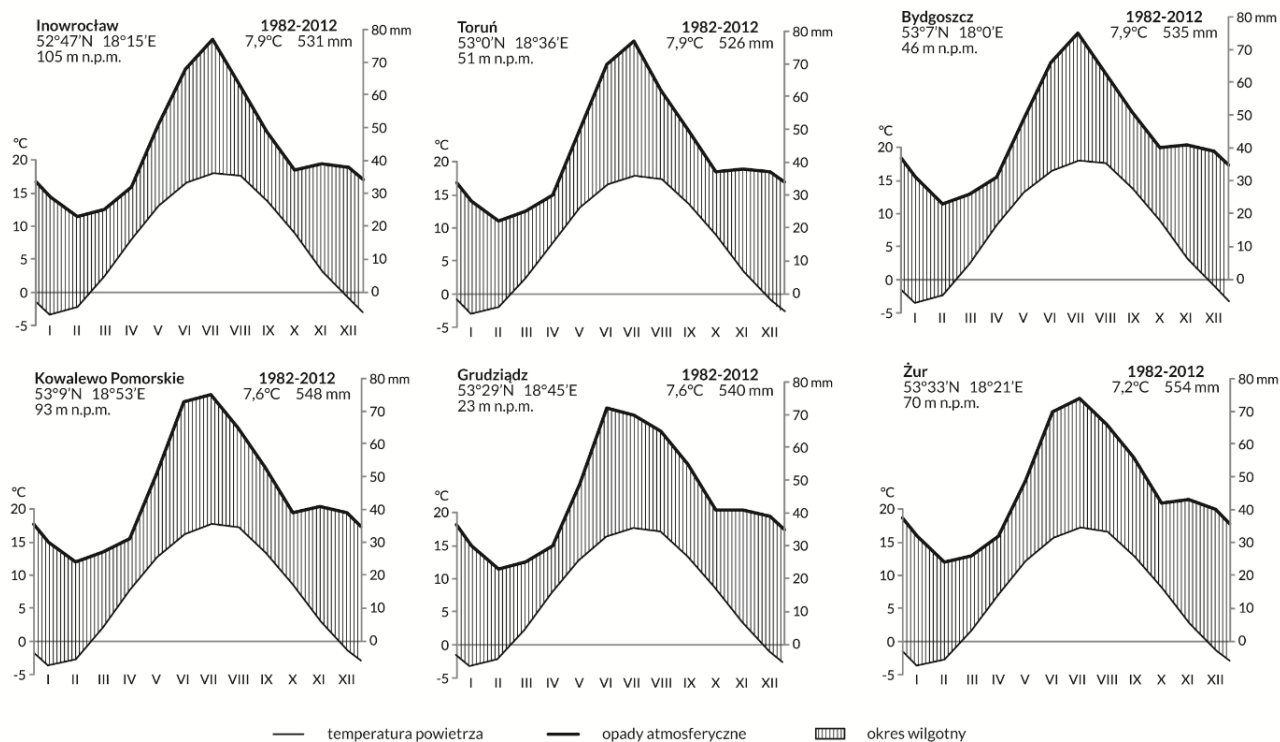
Tab. 1. Średnie miesięczne i roczne temperatury powietrza oraz sumy opadów atmosferycznych dla wybranych miejscowości z wielolecia 1982-2012 (dane za: climate-data.org; dostęp 17.07.2020)

Stacja pomiarowa	Element klimatu		Miesiąc												Średnia roczna
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Inowrocław	Temp.	[°C]	-3,4	-2,3	2,4	8,1	13,1	16,6	18,1	17,7	13,8	8,9	3,1	-1,1	7,9
	Opady	[mm]	29	23	25	32	51	68	77	63	49	37	39	38	531
Toruń	Temp.	[°C]	-3,0	-2,0	2,4	7,8	13,1	16,6	17,9	17,4	13,6	8,9	3,4	-0,9	7,9
	Opady	[mm]	28	22	25	30	50	70	77	62	50	37	38	37	526
Bydgoszcz	Temp.	[°C]	-3,5	-2,4	2,4	8,3	13,3	16,5	18,1	17,7	13,8	8,9	3,1	-1,1	7,9
	Opady	[mm]	31	23	26	31	49	66	75	63	51	40	41	39	535
Kowalewo Pomorskie	Temp.	[°C]	-3,7	-2,8	2,0	7,8	12,8	16,2	17,8	17,3	13,4	8,6	3,0	-1,4	7,6
	Opady	[mm]	30	24	27	31	51	73	75	65	53	39	41	39	548
Grudziądz	Temp.	[°C]	-3,4	-2,4	2,0	7,7	12,6	16,2	17,6	17,1	13,3	8,6	3,2	-1,2	7,6
	Opady	[mm]	30	23	25	30	49	72	70	65	55	41	41	39	540
Żur	Temp.	[°C]	-3,7	-2,7	1,7	7,2	12,2	15,8	17,3	16,6	12,9	8,2	2,7	-1,4	7,2
	Opady	[mm]	32	24	26	32	49	70	74	66	56	42	43	40	554

Średnia roczna temperatura dla wszystkich stacji była zbliżona. Wyższa była w stacjach znajdujących się bardziej na południe (Bydgoszcz, Toruń, Inowrocław) i wynosiła 7,9°C. Ku północy średnie roczne temperatury były niższe, osiągając 7,6°C na stacjach Kowalewo Pomorskie i Grudziądz, a najniższą wartość odnotowano na stacji Żur, 7,2°C. Najcieplejszym miesiącem na wszystkich stacjach był lipiec z temperaturami około 18°C. Wyjątkiem jest stacja Żur ze średnią temperaturą 17,3°C. Najzimniejszym miesiącem był styczeń z temperaturami średnimi w zakresie od -3,0°C (Toruń) do -3,7°C (Kowalewo Pomorskie, Żur).

Średnie roczne opady również cechowały się zróżnicowaniem pod względem szerokości geograficznej. Niższe były na południu (526 mm dla stacji Toruń, 531 mm dla stacji Inowrocław oraz 535 dla stacji Bydgoszcz), a wyższe w stacjach północnych (540 mm dla stacji Grudziądz, 548 mm dla stacji Kowalewo Pomorskie oraz 554 mm dla stacji Żur). We wszystkich stacjach dominowały opady półrocza letniego z maksymalnymi w lipcu (70-77 mm) a minimalnymi w lutym (22-24 mm). Wartości opadów na wszystkich stacjach są zdecydowanie niższe niż wartość średnia dla Polski (594 mm)[Czarnecka, Nidzgorzka-Lencewicz 2012].

Analiza diagramów Waltera (ryc. 6) pokazuje, że pomimo niskich opadów wszystkie stacje cechują się trwającym cały rok okresem wilgotnym. W glebach autogenicznych warunkuje to endoperkolatywny typ gospodarki wodnej.



Ryc. 7. Diagramy klimatyczne Waltera dla stacji omawianych w tekście (dane za: climate-data.org; dostęp 17.07.2020)

Z punktu widzenia analizowanego zagadnienia istotne są tendencje zmian klimatu od momentu udokumentowania gleb organicznych na mapach glebowo-rolniczych, a więc od lat 50. XX wieku. Jak wskazują badania prowadzone przez IMGW w ramach projektu KLIMAT [Marosz i in. 2011] w okresie 1951-2008 wzrost temperatury powietrza w pasie pojezierzy wynosi 0,25°C na 10 lat. Roczne sumy opadów, określone dla okresu 1961-2008, wskazują na brak zmian lub trend lekkiego wzrostu, nie są to jednak istotnie statystyczne różnice dla analizowanych w niniejszej pracy regionów. W ramach projektu KLIMAT wykorzystano dane ze stacji Toruń i Chojnice, badania prowadzone w oparciu o zbliżony zakres czasowy na innych stacjach rejonu (np. Bydgoszcz, Frydrychowo w dolinie Kanału Górnonoteckiego, Polanowice k. Kruszwicy) wskazują podobne trendy warunków klimatycznych [Bąk 2003; Łabędzki, Kasperska-Wołowicz 2005; Łaszycza, Kuśmierk-Tomaszewska 2013].

3.5. Szata roślinna

Obecny obraz pokrywy roślinnej jest wynikiem naturalnych wędrówek roślinności po ustąpieniu lądolodu zlodowacenia wisły oraz działalności człowieka. Późny plejstocen w regionie obszarów badawczych to okres dominacji roślinności tundrowej. W miarę ocieplania się klimatu tundra została zastąpiona przez lasy. Początkowo były to lasy sosnowe i brzożowe, później mieszane i liściaste [Walas 1973; Ceynowa-Giełdon 1984]. Początek rolnictwa, określane jako rewolucja neolityczna, rozpoczyna okres narastającej antropopresji. Rozległe połacie terenu w ciągu wieków zostały odlesione na cele rolnicze, niemal całkowicie usuwając zbiorowiska leśne z obszarów wysoczyzn morenowych (pola badawcze MORENA PŁASKA i MORENA FALISTA). Obecnie dominuje na tych terenach mozaika użytków rolnych z gruntami ornymi na wysoczyznach oraz z użytkami zielonymi w dolinach i w lokalnych zagłębieniach terenu. Odmienna sytuacja występuje na obszarach piasków sandrowych i eolicznych, a więc znacznych areałów w polach SANDR i PRADOLINA, w których dominują monokultury sosnowe.

Roślinność potencjalna, a więc taka która mogłaby zostać osiągnięta na drodze sukcesji, gdyby wykluczyć antropopresję, różni się w zależności od obszaru badawczego [Nienartowicz i in. 2015]. Dominującym zbiorowiskiem roślinnym na obszarze MORENA PŁASKA byłby grąd środkowoeuropejski w odmianie kujawskiej. Rejon występowania czarnych ziem kujawskich byłby porośnięty niżowym łęgowym lasem wiązowo-dębowym, a doliny wód roztopowych niżowymi łęgami olszowymi i jesionowo-olszowymi. Niewielkie powierzchnie piasków eolicznych powiązać należy z kontynentalnymi borami mieszanymi.

Subkontynentalne grądy lipowo-dębowo-grabowe w odmianie środkowopolskiej zdecydowanie dominowałyby w krajobrazie obszaru **MORENA FALISTA**. Towarzyszyłyby im kontynentalne bory mieszane sonowo-dębowe na piaskach sandrowych, a także olsy środkowoeuropejskie w podmokłych obniżeniach terenu.

Pola wydymowe obszaru **PRADOLINA** porastałyby kontynentalne śródlądowe bory sosnowe w kompleksie boru świeżego, a na pozostałych fragmentach teras nadzalewowych występowałyby kontynentalne bory mieszane. W dolinach Noteci i Kanału Bydgoskiego, podobnie jak w obniżeniu Zielonki, odnaleźlibyśmy niżowe łągi olszowe i jesionowo-olszowe. W części zachodniej obszaru mogłyby wystąpić również grądy środkowoeuropejskie w odmianie śląsko-wielkopolskiej.

Dominującym typem roślinności potencjalnej obszaru **SANDR** są kontynentalne sosnowo-dębowe bory mieszane. Na wyspach morenowych występowałyby grądy subkontynentalne lipowo-dębowo-grabowe w odmianie środkowopolskiej (w części wschodniej regionu) lub grądy środkowoeuropejskie w odmianie śląsko-wielkopolskiej (w części zachodniej). Liczne rynny i zagłębienia terenu zajmowałyby niżowe łągi olszowe i jesionowo-olszowe, a pokrywy piasków eolicznych suboceaniczne śródlądowe bory sosnowe w kompleksie boru świeżego [Nienartowicz i in. 2015].

3.6. Działalność człowieka

Wpływ działalności człowieka na krajobraz, bezpośredni lub pośredni, jest tak powszechny, że stopniowo odchodzi się od stosowania pojęcia krajobrazu pierwotnego czy naturalnego do opisu krajobrazów aktualnych. Krajobraz pierwotny to krajobraz miniony, paleokrajobraz [Degórski 2009; Degórska, Degórski 2019].

Dawniej uważano, że krajobraz wymaga zagospodarowania. Hładyłowicz [1932] opisuje relację człowieka z otaczającym środowiskiem wręcz jako konflikt: *Już pierwotny człowiek, jak stwierdza antropogeografia i prehistorja, zakładał swoje osiedla na ziemi bezleśnej, z puszcza zaś ustawicznie toczył walkę. (...) Ubywało lasów, które cięli i palili przybysze, a karczunki i spaleniska pokrywały się zielenią zbóż uprawnych. Ziemię bagniste osuszano i przemieniano w łąki i pastwiska. Dziki i pierwotny krajobraz puszczy zmieniał się pod wpływem działalności przybyszów w krajobraz kulturalny.* Opis ten wskazuje trzy przejawy działalności człowieka mające największy wpływ na zmiany w fizjonomii krajobrazów na terenie Polski: wylesienia, odwodnienia i działalność rolniczą. Intensywność tych zjawisk była zmienna w czasie i zróżnicowana regionalnie.

Początek oddziaływania człowieka na krajobraz należy wiązać z rewolucją neolityczną, czyli przejściem znacznej części społeczeństw od zbieractwa i łowiectwa do gospodarki produkcyjnej, a więc uprawy roślin i hodowli zwierząt. Wtedy to rozpoczęły się procesy wypalania pokrywy roślinnej w celu pozyskania terenów pod stałe osady, grunty orne, a w miarę wzrostu znaczenia hodowli również łąki i pastwiska [Kruk 1983]. Na przestrzeni wieków proces deforestacji przebiegał z różnym natężeniem. Początkowo były to niewielkie i nietrwałe odlesienia, a większe zmiany nastąpiły prawdopodobnie po okresie rzymskim. Około roku 1000 zbiorowiska naturalne (lasy, bagna, łąki naturalne oraz wody) szacowane są na około 80% powierzchni kraju, natomiast pod koniec XVIII wieku już tylko około 40% [Maruszczak 1999].

Proces deforestacji najdotkliwiej widoczny jest w obszarach MORENA PŁASKA i MORENA FALISTA, gdzie w miejscach występowania żyznych gleb wysoczyznowych lesistość na początku XX wieku nie przekraczała kilku procent [Ceynowa-Giełdon 1984; Degórska 2015]. Szczególnie na obszarze Równiny Inowrocławskiej odlesienia przeprowadzono na taką skalę, że *każden kawałek drzewa tak dalece staje się tu upragnionym, że go na wolnym powietrzu bez dozoru, prawie utrzymać niepodobna* [Kolberg 1867]. W ostatnich dziesięcioleciach można zauważyć wzrost powierzchni leśnej na obu tych obszarach [Degórska 2015; Kunz, Nienartowicz 2015]. Odlesione tereny stały się podstawą produkcji rolnej. W wyniku zabiegów agrotechnicznych następuje znaczne zintensyfikowanie procesów stokowych nazywanych denudacją antropogeniczną. Jest to zjawisko szczególnie widoczne w obszarach o zróżnicowanej rzeźbie terenu [Sinkiewicz 1998; Świtoniak, Bednarek 2014].

Gleby powstałe z ubogich piasków sandrowych i wydmych obszarów PRADOLINA i SANDR nie przedstawiają większej wartości dla rolnictwa. Na obu polach badawczych zdecydowanie dominuje użytkowanie leśne, w większości nieprzerwane od ponad 220 lat. Podobnie jak w przypadku terenów morenowych, tutaj także można zaobserwować wzrost powierzchni leśnych w ostatnich dziesięcioleciach [Giętkowski 2009; Kunz, Nienartowicz 2015; Stosik 2015]. Użytki rolne tych obszarów pokrywają znacznie mniejsze arealy i zajmują głównie bezleśne wyspy wokół miejscowości (grunty orne) oraz doliny rzeczne i obniżenia wytopiskowe (łąki i pastwiska).

Z punktu widzenia hydrologii obszarów badawczych wzrastający udział powierzchni zalesionych należy ocenić pozytywnie. Lasy pełnią szereg funkcji w kształtowaniu bilansu wodnego danego obszaru, a także pełnią funkcję ochronną ograniczając zjawisko erozji gleb [Budzyński 1970; Pierzgalski 2008].

Jeszcze większe znaczenie dla warunków wodnych mają prace melioracyjne. Polegają one głównie na odwadnianiu gruntów za pomocą drenowania lub systemu rowów. Na terytorium Polski intensywny rozwój melioracji rolnych przypada na XIX wiek, kiedy to pracami objęto znaczne obszary Kongresówki, ziemi Poznańskiej, Pomorza i Śląska. Ponowne ożywienie prac melioracyjnych przypada na lata 1926-1930. Późniejsze lata przyniosły kryzys rolnictwa. Kolejna intensyfikacja robót melioracyjnych nastąpiła dopiero po II wojnie światowej i trwała do lat 90. Od roku 1991 można zaobserwować stagnację w pracach melioracyjnych spowodowaną czynnikami gospodarczymi i ekologicznymi [Lipiński 2006; Hildebrandt-Radke, Przybycin 2011]. Według danych Ministerstwa Rolnictwa i Rozwoju Wsi na koniec 2004 roku melioracjami było objętych 4,7 mln. ha gruntów ornych oraz 1,9 mln. ha użytków zielonych. Łączna powierzchnia zmeliorowanych gruntów wyniosła 6,6 mln. ha, z czego na obszarze 1,4 mln. ha urządzenia melioracyjne wymagają odbudowy bądź modernizacji [RRW-10 2004].

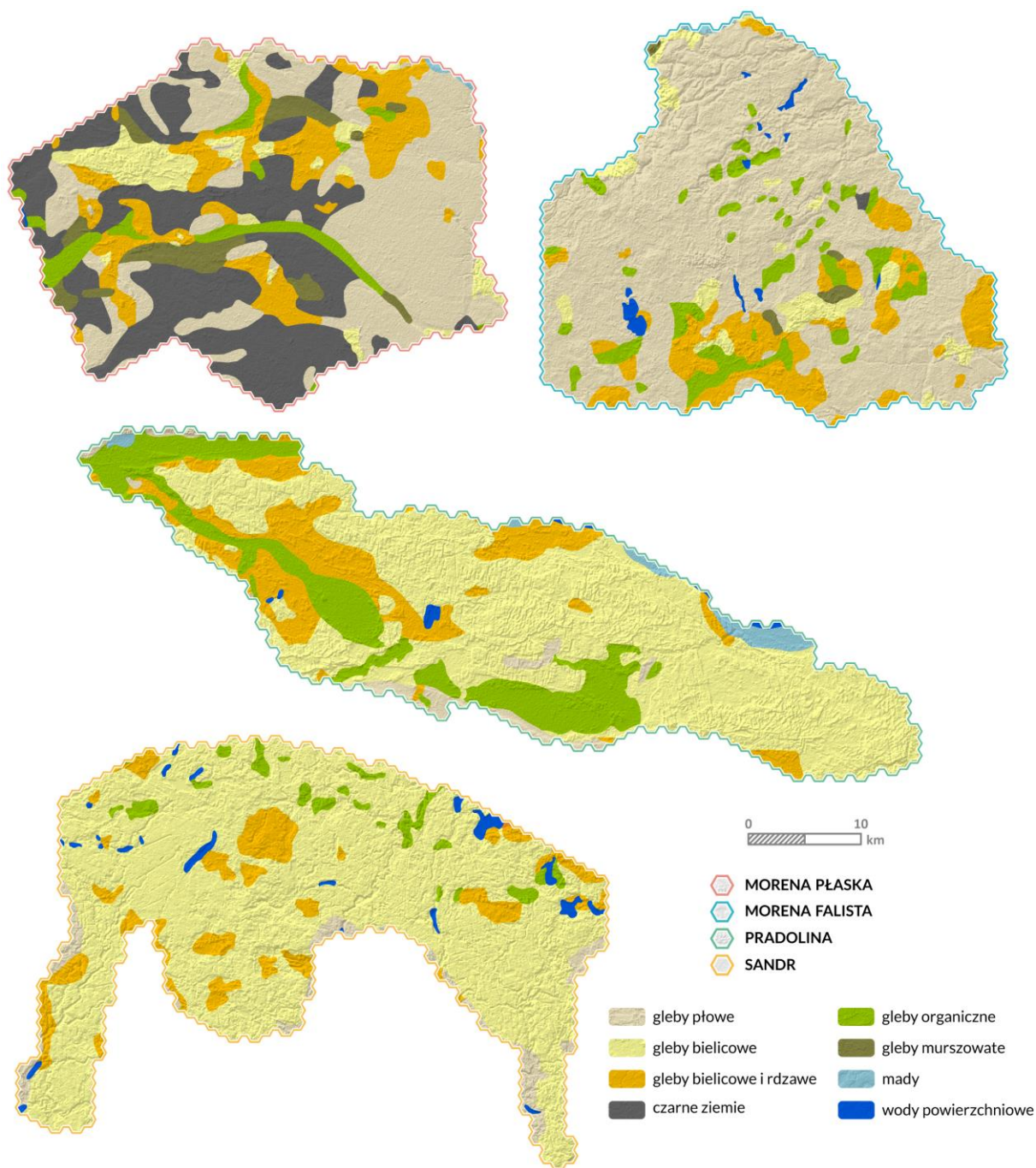
Wśród analizowanych obszarów znacznym melioracjom zostały poddane zwłaszcza regiony intensywnej produkcji rolnej: obszar MORENA PŁASKA i MORENA FALISTA. W XVII wieku rozpoczęto intensywne prace w dolinie Bachorzy. W wyniku tych prac poziom Gopła obniżył się o około 2,7 m [Mastyński 1956; Guldon 1963]. Ziemia Chełmińska, po poddaniu jej w XIX wieku intensywnej melioracji w celu zwiększenia powierzchni uprawowej, utraciła znaczną ilość niewielkich, naturalnych cieków, oczek wodnych i mokradeł [Jaworowski i in., za: Luc 2004]. Znaczne zmiany stosunków wodnych objęły również obszar PRADOLINA, gdzie prace melioracyjne prowadzono głównie w dolinie Noteci i obniżeniu Zielonki. Znaczne prace melioracyjne wykonano przy budowie Kanału Bydgoskiego [Guldon 1963]. Częściowo odmienny charakter miały prace melioracyjne na obszarze SANDR. Silnie przepuszczalne utwory powierzchniowe oraz występowanie mokradeł głównie w obrębie wąskich rynien oznaczały niewielką ilość naturalnych łąk. Ich powierzchnia była niewystarczająca dla hodowli bydła, mającego zapewnić pożywienie dla robotników leśnych. W latach 1840. władze pruskie rozpoczęły budowę Wielkiego Kanału Brdy, mającego na celu dostarczenie wody i stworzenie sztucznych łąk na piaskach sandrowych – tzw. Łąk Czerskich [Habel 2013]. W obrębie obszaru SANDR prowadzono również mniejsze prace odwodnieniowe, np. na podmokłym terenie o powierzchni ok. 500 ha w okolicach miejscowości Lipinki, zwanym Wilczym Moczarem [Karasiewicz 1926].

Ocena wpływu prac melioracyjnych na dany obszar nie jest jednoznaczna. Z jednej strony zauważa się korzyści gospodarcze: zwiększanie wartości produkcyjnej gleb, a w konsekwencji wzrost plonowania [Ostrowski 2011; Jankowska-Huflejt i in. 2013]. Z drugiej, zwraca się uwagę na negatywne skutki ekologiczne: przyspieszenie odpływu

wody, zmniejszenie retencji wody w glebie, przyspieszenie procesów murszenia i degradacji gleb organicznych [Jaworowski i in. 1996; Dembek 2002; Bartczak 2007].

3.7. Pokrywa glebowa

Bogactwo form rzeźby terenu, litologii, warunków wodnych, naturalnej roślinności, a także stopnia antropopresji składa się na zróżnicowaną pokrywę glebową regionu (ryc. 7). Główne jednostki glebowe występujące w obszarach badawczych zostały opisane na podstawie Mapy gleb Polski w skali 1:300 000 [Musierowicz 1961], po jej adaptacji do Systematyki gleb Polski, wydanie 6 [Sykuła i in. 2019].



Ryc. 8. Pokrywa glebowa obszarów badawczych w świetle reinterpretacji Mapy gleb Polski w skali 1:300 000 [Sykuła i in. 2019, zmienione]

Obszar **MORENA PŁASKA** to miejsce powszechnego występowania najżyźniejszych gleb regionu - czarnych ziem (ryc. 7). Gleby te wytworzyły się z glin lodowcowych w miejscach o słabym drenażu. Są intensywnie wykorzystywane rolniczo. W części wschodniej obszaru dominują gleby płowe, również przedstawiające wysoką wartość dla rolnictwa. Akcesorycznie wśród czarnych ziem i gleb płowych występować mogą gleby glejowe, nie wyróżnione na mapie [Bednarek, Świtoniak 2017]. W miejscach, gdzie gliny zwałowe są przykryte piaskami i żwirami występują gleby rdzawe, a na obszarach zwydmionych – gleby bielcowe. Z kolei obniżenia terenu oraz doliny wód roztopowych to miejsca występowania gleb organicznych, murszowatych i glejowych.

W pokrywie glebowej obszaru **MORENA FALISTA** dominują gleby płowe (ryc. 7). W obrębie terenów o falistej i pagórkowatej rzeźbie doszło do znacznych przekształceń w wyniku oddziaływania denudacji antropogenicznej [Sinkiewicz 1998]. Efektem tych przekształceń jest występowanie asocjacji gleb płowych, płowych ogłowionych i deluwialnych, nie wyróżnionych na Mapie gleb Polski 1:300 000 [Świtoniak 2014; Bednarek i in. 2015; Bednarek, Świtoniak 2017]. Na równinach sandrowych występują gleby rdzawe a w zagłębieniach terenu o utrudnionym drenażu gleby organiczne.

Dominującymi glebami obszaru **PRADOLINA** są gleby bielcowe występujące na ubogich piaskach wydmowych (ryc. 7). Płaskie powierzchnie teras nadzalewowych, zbudowanych z piasków glaciofluwialnych i fluwialnych, są obszarami występowania gleb rdzawych [Jankowski 2012; Bednarek, Świtoniak 2017; Sewerniak, Jankowski 2017]. W części południowej i zachodniej obszaru badań występują rozległe płaty gleb organicznych, związane z dolinami Noteci i Kanału Bydgoskiego oraz Zielonej Strugi. Na równinie zalewowej Wisły występują mady rzeczne. Do osobliwości tego obszaru należą śródwydmowe gleby wzbogacone w żelazo, opisywane przez Jankowskiego [2001].

Piaszczyste osady glaciofluwialne obszaru **SANDR** są skałą macierzystą dla gleb bielcowych i rdzawych (ryc. 7). Gleby te zdecydowanie dominują w tym polu badawczym. Wśród pozostałych gleb obszaru wymienić można gleby płowe występujące na wyspach morenowych, a także gleby organiczne zlokalizowane w dnach rynien i zagłębień wytopiskowych [Bednarek i in. 2015; Jankowski i in. 2015].

4. Metody badań

4.1. Analiza materiałów kartograficznych i teledetekcyjnych

4.1.1. Pozyskanie i przygotowanie materiałów kartograficznych i teledetekcyjnych

Prace związane z realizacją celu badawczego przebiegały w kilku etapach. Pierwszym było gromadzenie niezbędnych materiałów kartograficznych oraz teledetekcyjnych. Najważniejszym źródłem mapowym wykorzystanym w pracy, służącym do inwentaryzacji gleb organicznych w połowie XX wieku, są mapy glebowo-rolnicze w skali 1:25 000. Arkusze mapy, pokrywające swym zasięgiem terytorium obszarów badawczych, pochodzące z zasobów kartograficznych Katedry Gleboznawstwa i Kształtowania Krajobrazu UMK w Toruniu zostały zeskanowane i zapisane w formacie rastrowym, a następnie zarejestrowane w układzie współrzędnych w środowisku GIS. Skanowanie zostało wykonane na skanerze płaskim z rozdzielczością optyczną 400 ppi. Zeskanowane mapy zostały zaimportowane do oprogramowania ArcGIS Pro (ESRI) i poddane kalibracji. Kalibracja została przeprowadzona w oparciu o siatkę około 100 punktów kontrolnych GCP (*Ground Control Points*) na arkusz i transformację metodą *spline* [Affek 2012; Jaskulski i in. 2013]. Ilość punktów kontrolnych była zależna od nasycenia treści kalibrowanych map. Lokalizacja punktów kontrolnych była oparta o obiekty terenowe widoczne zarówno na mapie glebowo-rolniczej, jak i mapie topograficznej oraz numerycznym modelu terenu (dane udostępniane jako usługi WMS przez serwis www.geoportal.gov.pl). Po wprowadzeniu punktów kontrolnych program automatycznie wyliczał średni błąd kwadratowy RMS (*Root Mean-Square error*), pozwalający określić dokładność dopasowania całego skanu w stosunku do mapy topograficznej i numerycznego modelu terenu.

Kolejnym etapem pracy była dygitalizacja treści dotyczącej gleb organicznych, zawartej na mapie glebowo-rolniczej. Wyróżnić można dwa zakresy informacji występującej na mapie glebowo-rolniczej: (1) geometria konturów oraz (2) opis konturów (dane atrybutowe). Wektoryzacja geometrii prowadzona była w sposób manualny, z uwagi na lokalnie niską czytelność mapy, opisy atrybutowe przecinające granice konturów czy mechaniczne uszkodzenia materiałów analogowych. Równocześnie z procesem wektoryzacji prowadzono opis konturów w relacyjnej bazie danych – tabeli atrybutów (ryc. 9). Zachowano komplet informacji dotyczących gleb organicznych: kompleksy rolniczej przydatności (pole KOMPLEKS), typ gleby (TYP), podtyp gleby (PODTYP) oraz skład granulometryczny (pola PODLOZE1 – PODLOZE4).

OBJECTID	KOMPLEKS	TYP	PODTYP	PODLOZE1	PODLOZE2	PODLOZE3	PODLOZE4
43699	2z	M					:.ps
43719	2z	M				:pl	
43739	2z	T	n				
43800	2z	M			.gl		
43912	3z	T	n			:glp	
43927	3z	T	n				
43932	3z	E	mt				

Ryc. 9. Przykładowy fragment tabeli atrybutów opracowanej podczas dygitalizacji mapy glebowo-rolniczej w skali 1:25 000

Podczas wektoryzacji geometrii wykorzystano z funkcji automatycznego domykania kreślonego poligonu (*auto-complete polygon*). W celu wyeliminowania konturów o tych samych atrybutach graniczących ze sobą (np. w wyniku przecięcia konturu granicą gromady, a więc granicą arkusza) wykonano agregację obszarów (narzędzie *dissolve*). Kończącym etapem dygitalizacji była weryfikacja relacji topologicznych pomiędzy konturami gleb organicznych, co pozwoliło na eliminację duplikatów, luk, nałożeń oraz poligonów typu *sliver* [Rybaczuk 1993; Urbański 2011].

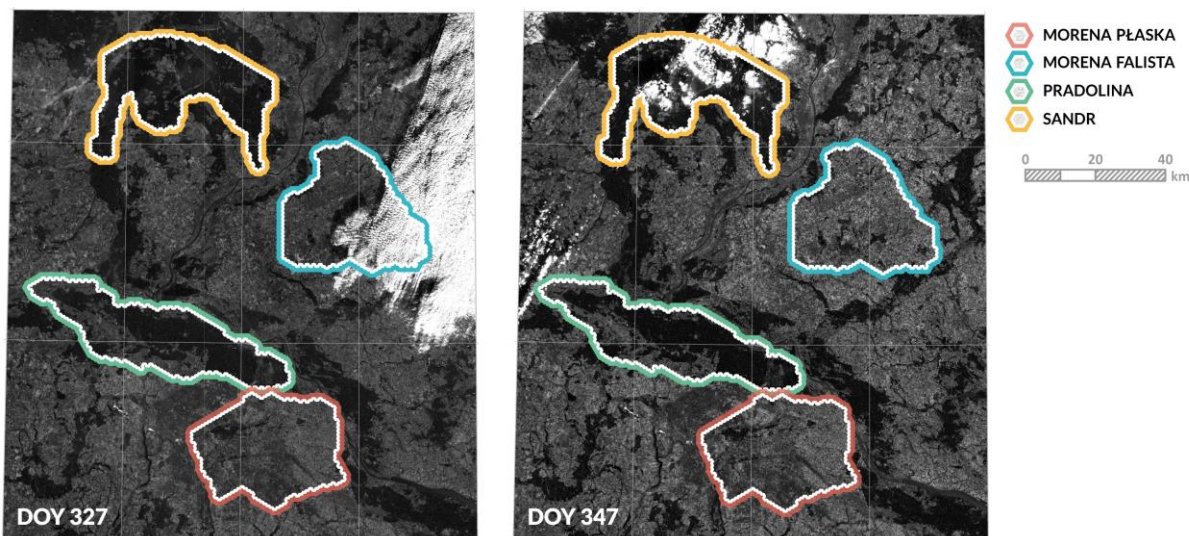
W celu ustalenia zmian przestrzennych, jakie nastąpiły w sposobie użytkowania gleb organicznych wykorzystano obrazy satelitarne wykonane przez satelitę Sentinel-2A w ramach programu Copernicus Europejskiej Agencji Kosmicznej. Sceny satelitarne misji wykonywane są przy użyciu 13-kanalowego skanera wielospektralnego MSI (*MultiSpectral Instrument*) o rozdzielczości przestrzennej od 10 do 60 m, w zależności od pasma. Szerokość pasa detekcyjnego wynosi 290 km. Wszystkie obszary badawcze mieszczą się w obrębie jednego pasa. Zobrazowania Sentinel poziomu 2A dostarczane są po wykonaniu kalibracji radiometrycznej obejmującej kalibrację detektorów, korekcję atmosferyczną oraz korekcję słoneczną i topograficzną.

W pracy wykorzystano zdjęcia pochodzące z dwóch okresów: jesieni oraz wiosny. Taki dobór dat związany jest z różnym stopniem rozwoju fenologicznego roślin w odmiennych porach roku (por. rozdz. 4.1.2.):

- dane obrazowe „Jesień” - zobrazowanie z 22 listopada 2016 (DOY 327; *Day Of Year*) dla obszarów MORENA PŁASKA, PRADOLINA, SANDR, oraz z 12 grudnia 2016 dla obszaru MORENA FALISTA (DOY 347);
- dane obrazowe „Wiosna” – zobrazowanie z 1 kwietnia 2017 dla wszystkich obszarów badawczych (DOY 91).

Materiał pobrano z serwisu Copernicus Open Access Hub (www.scihub.copernicus.eu). W przypadku danych obrazowych „Jesień” wykorzystano dwa terminy z powodu znacznego zachmurzenia występującego na obszarze MORENA FALISTA w zobrazowaniu DOY 327. Najbliższym bezchmurnym terminem dla tego obszaru jest DOY 347, jednakże

dla tego terminu zachmurzenie występuje w polu SANDR oraz na niewielkich fragmentach pola PRADOLINA (ryc. 10). Dane obrazowe „Wiosna” (DOY 91) są bezchmurne dla wszystkich obszarów badawczych.



Ryc. 10. Fragmenty zobrazowań Sentinel-2A w paśmie czerwonym (B04) dla terminów DOY 327 oraz DOY 347

Pozostałe materiały kartograficzne i teledetekcyjne mają głównie rolę pomocniczą i w większości nie obejmują swym zasięgiem całości obszarów badawczych. Zgromadzono następujące materiały:

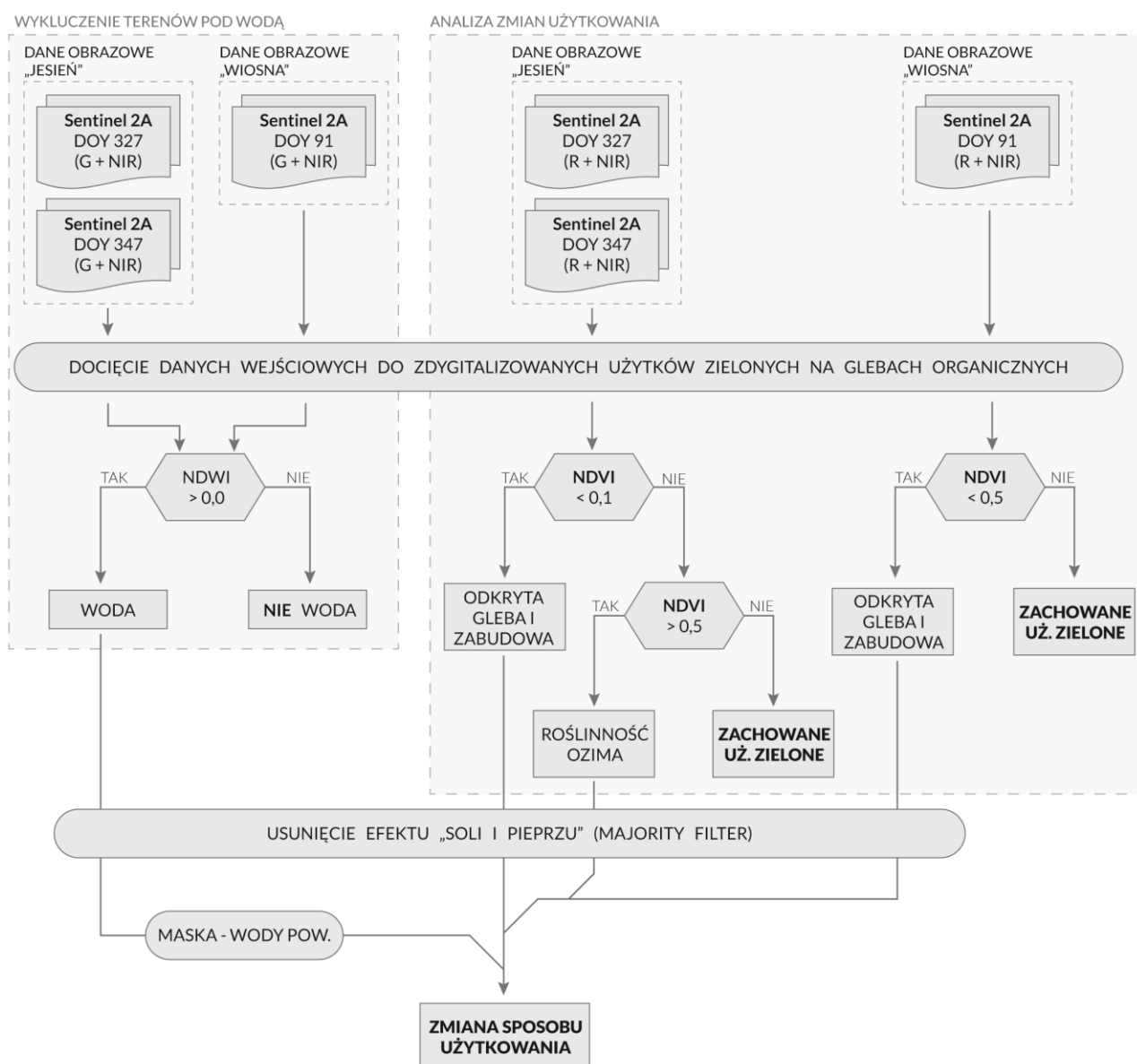
- Mapa Szczególna Województwa Płockiego i Ziemi Dobrzyńskiej Karola de Pertéasa, 1806 r.
- Topograficzna Karta Królestwa Polskiego (tzw. Mapa Kwatermistrzostwa) w skali 1:126 000, 1843 r.
- Niemieckie mapy topograficzne Messtischblatt (Meßtischblätter) w skali 1:25 000, 1936-1944 r.
- Archiwalne zobrazowania lotnicze z lat 1958-1970 udostępnione przez GU-GiK.
- Mapy glebowo-rolnicze w skali 1:5 000 dla miejsc wykonania odkrywek glebowych.

4.1.2. Analiza zmian użytkowania gleb organicznych

W celu oszacowania skali przestrzennej zmian, jakie zaszły w morfologii gleb organicznych, posłużono się analizą zmian sposobu użytkowania analizowanych gleb. Gleby organiczne, z racji swojego silnego uwilgotnienia, użytkowane są głównie jako łąki i pastwiska. Zmiana sposobu użytkowania na grunty orne, bądź tereny zabudowane oznacza, że pierwotne silne uwilgotnienie, niekorzystne z punktu widzenia uprawy roślin czy gruntoznawstwa inżynierskiego, uległo redukcji. Konsekwencją jest zastąpienie procesu

akumulacji materii organicznej procesami murszenia i humifikacji. Zmiana sposobu użytkowania jest traktowana w niniejszym opracowaniu jako pośredni wskaźnik przekształceń jakim uległy gleby organiczne.

Sposób określenia zmian sposobu użytkowania gleb organicznych przedstawia ryc. 11. Z procesu wyjęte zostały gleby organiczne które już na mapie glebowo-rolniczej były wykorzystywane jako grunty orne (kompleksy rolniczej przydatności 4-9). Zostały one jednak wzięte pod uwagę przy interpretacji wyników jako jeden z etapów ewolucji analizowanych gleb. Dane obrazowe zostały przygotowane poprzez ich docięcie do konturów użytków zielonych (narzędzie *clip raster*).



Ryc. 11. Schemat analizy zmian sposobu użytkowania gleb organicznych

DOY – day of year;

NDWI – normalized difference water index;

NDVI – normalized difference vegetation index;

G – green, kanał zielony (Sentinel-2A Band 3, dł. fali dla środka kanału 560,0 nm);

R – red, kanał czerwony (Sentinel-2A Band 4, dł. fali dla środka kanału 664,5 nm);

NIR – infrared, kanał bliskiej podczerwieni (Sentinel-2A Band 8, dł. fali dla środka kanału 835,1 nm)

Opracowana metoda składa się z kilku etapów: (1) wykluczenie terenów znajdujących się pod wodą, zarówno zbiorników wodnych jak i ewentualnych wód opadowych zalegających na powierzchni gruntu, z wykorzystaniem wskaźnika NDWI; (2) analiza właściwa zmian użytkowania z wykorzystaniem wskaźnika NDVI; (3) złączenie uzyskanych warstw wraz z ich obróbką i przekształceniem do postaci wektorowej.

Wykluczenie terenów pod wodą oparte jest o wskaźnik NDWI (Normalized Difference Water Index)[McFeeters 1996; Robak i in. 2016]. Wskaźnik obliczany jest za pomocą wzoru:

$$NDWI = \frac{G - NIR}{G + NIR}$$

gdzie:

NDWI – Normalized Difference Water Index;

G – kanał zielony (Sentinel-2A Band 3, długość fali dla środka kanału 560,0 nm);

NIR – kanał bliskiej podczerwieni (Sentinel-2A Band 8, długość fali dla środka kanału 835,1 nm).

Wskaźnik przyjmuje wartości w zakresie od -1,0 do +1,0. Wartości większe od 0,0 są interpretowane jako woda powierzchniowa. Wynikowy raster został przetworzony do postaci binarnej za pomocą narzędzia *reclassify* (1 – woda; 0 – „nie-woda”), następnie pozbawiono go tzw. efektu soli i pieprzu (*salt and pepper effect*) za pomocą narzędzia *majority filter* [Goodchild 1994]. Tak opracowana warstwa została wykorzystana jako maska wody, wykluczająca z analizy obszary pokryte wodą powierzchniową. Od czasu wykonania map glebowo-rolniczych część użytków zielonych mogła zostać przekształcona np. na stawy hodowlane, przykład takiej zmiany na znacznym obszarze dokumentuje ryc. 12. Woda opadowa zalegająca na powierzchni gruntu uniemożliwia stwierdzenie zmiany użytkowania za pomocą opisywanej metody.

Właściwa analiza zmian użytkowania wykorzystuje wskaźnik NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)[Jackson, Huete 1991; Belgiu, Csillik 2018]. Wskaźnik ten został opracowany do określania stanu rozwojowego oraz kondycji roślinności. Obliczany jest za pomocą wzoru:

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R}$$

gdzie:

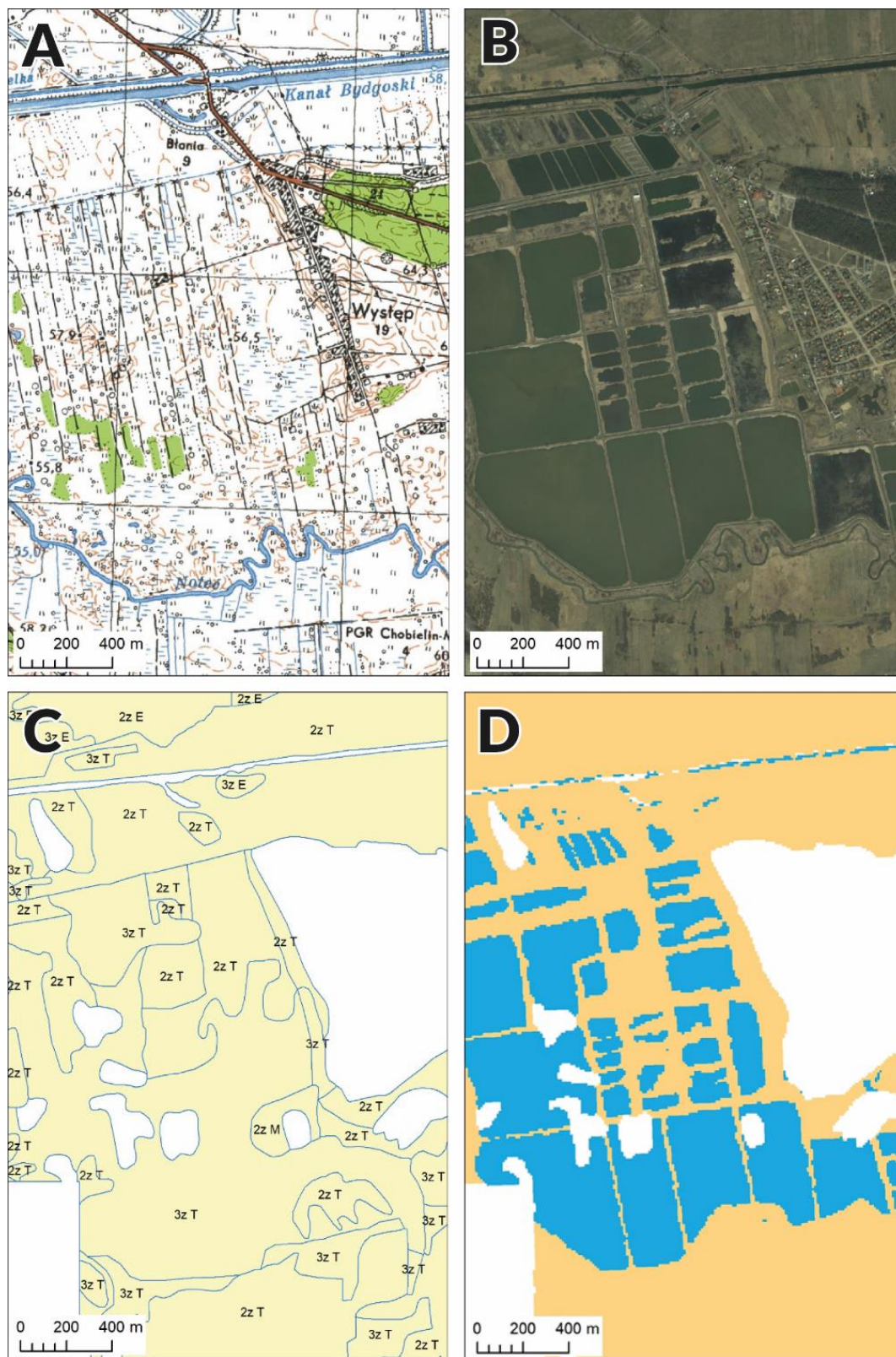
NDVI – Normalized Difference Vegetation Index;

NIR – kanał bliskiej podczerwieni (Sentinel-2A Band 8, długość fali dla środka kanału 835,1 nm);

R – kanał czerwony (Sentinel-2A Band 4, dł. fali dla środka kanału 664,5 nm).

Wskaźnik przyjmuje wartości w zakresie od -1,0 do +1,0. Niskie wartości (poniżej 0,1-0,2) charakterystyczne są dla obszarów pozbawionych roślinności. Wartości w zakre-

sie 0,2-0,3 zwykle interpretowane są jako roślinność trawiasta, krzewiasta lub inna, podana warunkom stresowym. Wysokie wartości odpowiadają terenom pokrytym bujną roślinnością o dobrej kondycji.



Ryc. 12. Przykład zmiany formy użytkowania terenu z użytków zielonych na zbiorniki wodne - stawy hodowlane w miejscowości Występ, powiat nakielski;
A - mapa topograficzna; **B** - ortofotomapa; **C** - zdigitalizowane kontury gleb organicznych z mapy glebowo-rolniczej; **D** - maska wody, wykonanie na podstawie danych Sentinel-2A, kolor niebieski - woda, kolor beżowy - „nie woda”, kolor biały - obszar nieobjęty analizą

Wykorzystane zdjęcia satelitarne wykonane zostały w różnych porach roku, a co za tym idzie obrazują inny okres rozwoju fenologicznego roślin i zróżnicowany etap prac polowych. W celu wychwycenia gruntów będących pod uprawą zastosowano następujące wartości progowe:

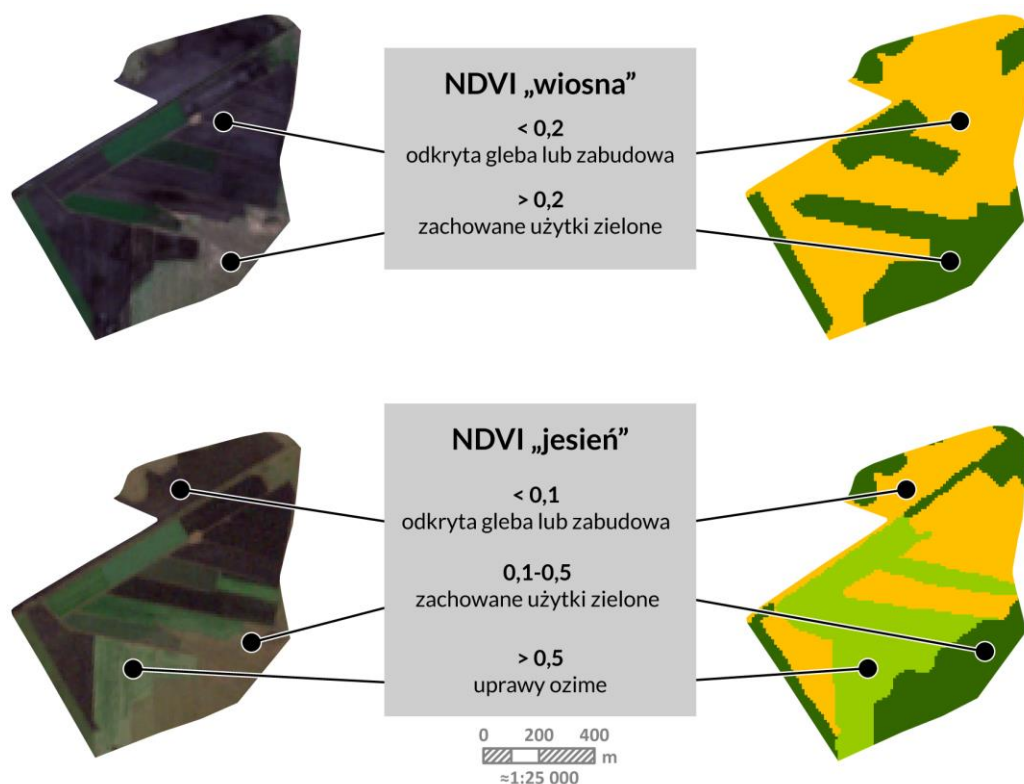
NDVI dla danych obrazowych „Wiosna”:

- poniżej 0,2 – zmiana sposobu użytkowania (odkryta gleba lub zabudowa);
- powyżej 0,2 – zachowane użytki zielone (ryc. 13).

NDVI dla danych obrazowych „Jesień”:

- poniżej 0,1 – zmiana sposobu użytkowania (odkryta gleba lub zabudowa);
- w zakresie 0,1-0,5 – zachowane użytki zielone;
- powyżej 0,5 – zmiana sposobu użytkowania (roślinność ozima odznaczająca się intensywnie zieloną barwą);

Na podstawie powyższych wartości progowych opracowano rastrowe mapy binarne za pomocą narzędzia *reclassify* (1 – zmiana sposobu użytkowania; 0 – brak zmiany), które następnie zsumowano za pomocą kalkulatora rastrow (*raster calculator*). Kolejnymi krokami była eliminacja efektu soli i pieprzu (narzędzie *majority filter*) oraz przekształcenie obrazu do formatu wektorowego. Otrzymana w ten sposób mapa wskazuje obszary, w których nastąpiła zmiana sposobu użytkowania gleb organicznych z użytków zielonych na inne formy.



Ryc. 13. Przykład zastosowania analizy NDVI dla jednego konturu (obszar MORENA PŁASKA). Z lewej zobrazowania satelitarne Sentinel 2A w barwach rzeczywistych (u góry DOY91, u dołu DOY327), z prawej wynik analizy.

4.2. Prace terenowe

Prace terenowe miały na celu weryfikację aktualnego stanu oraz pozycji systematycznej gleb w wybranych konturach, w których na podstawie analizy NDVI stwierdzono zmianę sposobu użytkowania. Wybór konturów do weryfikacji terenowej oparty został o następujące założenia:

- Miąższość utworów organicznych na mapie glebowo-rolniczej powinna mieścić się w zakresie 50-100 cm („dwie kropki” według legendy mapy). Jest to przedział zamknięty, dzięki czemu hipotetycznie najłatwiej możemy zaobserwować ewentualną redukcję miąższości utworu organicznego (przekroczenie granicznej wartości 50 cm). W konturach gleb, w których przejście z utworów organicznych do mineralnych następowało płytko, tj. do 50 cm („jedna kropka”) stwierdzić można by jedynie, czy utwory organiczne wciąż są obecne. Z kolei gleby w całym profilu zbudowane z utworu organicznego (powyżej 150 cm) są ujęte przedziałem otwartym. Brak górnej granicy przedziału sprawia, że nie jesteśmy w stanie określić nawet przybliżonej pierwotnej miąższości utworów organicznych, w konsekwencji wychwycenie zmian miąższości może być niemożliwe. Ostatni z wydzielanych na mapie glebowo-rolniczej przedziałów, 100-150 cm („trzy kropki”), jest przedziałem zamkniętym, jednak na analizowanym terenie występuje zbyt rzadko, aby móc wykorzystać go do weryfikacji terenowej (por. rozdz. 5.1.2.).
- Wybrane kontury powinny być oznaczone jako użytki zielone na mapie glebowo-rolniczej.
- Przynajmniej w części konturu powinna nastąpić zmiana sposobu użytkowania (według analizy NDVI).

Prace terenowe były wykonane w latach 2014-2017 w sezonach jesiennych. Wykonano łącznie 24 odkrywki glebowe, po 6 w każdym obszarze badawczym. Wyznaczenie dokładnego miejsca lokalizacji odkrywki w obrębie danego konturu poprzedzono wykonaniem serii wierceń sondażowych. Odkrywki kopano w możliwie najniższym położonym fragmencie konturu lub w jednym z obniżzeń terenu w przypadku, gdy kontur miał ich kilka. Takie miejsca, z uwagi na naturalny odpływ wody opadowej w ich kierunku, uznano za najbardziej prawdopodobne lokalizacje zachowania utworów organicznych. Dla każdej odkrywki sporządzono opis oraz dokumentację fotograficzną (Załącznik D). Próbki do badań laboratoryjnych o naruszonej strukturze pobrano do worków polietylenowych. Próbki o nienaruszonej strukturze pobrano do cylindrów o pojemności 100 cm³.

4.3. Prace laboratoryjne

Pobrano podczas prac terenowych materiał glebowy został przewieziony do laboratorium Katedry Gleboznawstwa i Kształtowania Krajobrazu UMK w Toruniu, obecnie Laboratorium Analiz Środowiskowych UMK. Próbki zostały przygotowane do analiz poprzez: wysuszenie, usunięcie świeżych korzeni, przesianie przez sito 2 mm oraz roztarcie części próbek w moździerzach. W tak przygotowanym materiale właściwości fizyczne i chemiczne zostały oznaczone za pomocą standardowych metod:

- zawartość węgla ogółem (TC) i azotu ogółem (TN) na makroanalizatorze elementarnym Vario Macro Cube CHN/CHNS;
- skład granulometryczny metodą areometryczną Bouyoucosa w modyfikacji Casagrande'a i Prószyńskiego, z rozdzieleniem frakcji piaskowych na sitach;
- pH metodą potencjometryczną w H₂O;
- 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:

- wilgotności aktualnej w procentach wagowych i objętościowych metodą suszarkowo-wagową;
- gęstości objętościowej metodą suszarkowo-wagową.

4.4. Prace kameralne

Prace kameralne polegały na zestawieniu otrzymanych wyników analiz, wykonaniu niezbędnych obliczeń, interpretacji zbioru uzyskanych danych oraz ich końcowej wizualizacji graficznej.

Zawartość węgla organicznego (C_{org}) uzyskano korygując zawartość węgla ogółem (TC) o węgiel nieorganiczny, zawarty w węglanach [Bhattacharyya i in. 2015]:

$$C_{org} = TC - (CaCO_3 \cdot 0,12)$$

gdzie:

C_{org} – zawartość węgla organicznego;

TC – zawartość węgla ogółem;

$CaCO_3$ – zawartość węglanów.

Porowatość ogólna została obliczona ze wzoru:

$$P[\%] = \frac{D_w - D}{D_w} \cdot 100$$

gdzie:

P – porowatość ogólna;

D_w – gęstość właściwa;

D – gęstość objętościowa.

Udział poszczególnych faz gleby został obliczony ze wzorów:

$$\text{Faza ciekła} = W_o$$

$$\text{Faza gazowa} = P - W_o$$

$$\text{Faza stała} = 100 - P$$

gdzie:

W_o – aktualna wilgotność wyrażona w % objętościowych;

P – porowatość ogólna.

Na podstawie uzyskanych wyników ustalona została ostateczna symbolika poziomów genetycznych badanych gleb, a także ich pozycja systematyczna zgodnie z Systematyką gleb Polski, wyd. 6 [SGP6 2019], z jednym odstępstwem od jej reguł. Przyrostek „p”, służący do opisu poziomów ornych, rozluźnionych lub spulchnionych przez orkę lub inne zabiegi uprawowe, zgodnie z SGP6 można stosować wyłącznie do opisu poziomów próchnicznych („Ap”). W niniejszej pracy przyrostek „p” został zastosowany również do innych poziomów powierzchniowych, jeśli zostały poddane orce (por. zał. D, profile MP-2, MP-4, MP-6, MF-3, PR-2). Zdecydowano się na takie podejście, ponieważ wśród kryteriów diagnostycznych poziomu murszik SGP6 wymienia m.in.: *W stanie odwodnionym ujawniają się spękania pionowe i/lub poziome oraz trwała pedogeniczna struktura agregatowa w $\geq 50\%$ objętości warstwy, oraz: Ma miąższość ≥ 10 cm.* Uprawa płużna może zaburzyć morfologię poziomu murszik, sprawiając, że spękania nie będą widoczne podczas badań terenowych, a minimalna miąższość poziomu, określona na co najmniej 10 cm, oznacza, że orka może objąć całość poziomu. Poza Systematyką gleb Polski, wyd. 6, przedstawiono również pozycję systematyczną gleb według międzynarodowej klasyfikacji WRB [IUSS Working Group WRB 2015] oraz ich aktualny stan zgodną z podziałem typologicznym stosowanym przy konstrukcji map glebowo-rolniczych [Witek 1973].

Dokumentacja analiz przestrzennych została zawarta w załącznikach w podziale na następujące zagadnienia:

- Rozmieszczenie gleb organicznych według map glebowo-rolniczych (zał. A1-A4);
- Miąższość utworów organicznych według map glebowo-rolniczych (zał. B1-B4);

- Porównanie sposobu użytkowania gleb organicznych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:25 000 (1957-1970) oraz zdjęciach satelitarnych Sentinel 2A (2016-2017; zał. C1-C4).

Szczegółową dokumentację opisową, fotograficzną i kartograficzną profili glebowych przedstawiono w załączniku D. Redakcja kartograficzna map wykonana została w oprogramowaniu ArcGIS Pro 2.6.2. wraz z rozszerzeniami Spatial Analyst, Image Analyst i Workflow Manager. Pozostałe ryciny opracowane zostały przy wykorzystaniu oprogramowania Adobe Illustrator CC 2020 (24.0.2).

5. Wyniki badań

5.1. Stan gleb organicznych w połowie XX wieku

W niniejszym rozdziale przedstawiono stan gleb organicznych w połowie XX wieku w oparciu o analizę map glebowo-rolniczych w skali 1:25 000. Legenda mapy wśród gleb organicznych wyróżnia:

- Gleby mułowe (oznaczone symbolem E), powstałe w wyniku działania dwóch procesów: namulania i torfotwórczego. Są to gleby zbudowane z dwóch lub kilku warstw naprzemiennie występujących utworów mułowych i torfowych. Gleby z przeważającym udziałem materiału mułowego oznaczano jako Emt (mułowo-torfowe), natomiast przy dominacji materiału torfowego, najczęściej silnie rozłożonego i jedynie przewarstwionego utworami mułowymi, stosowano symbol Etm (torfowo-mułowe).
- Gleby torfowe i murszowo-torfowe (oznaczone symbolem T), do których zaliczono gleby, w których w momencie klasyfikacji proces torfotwórczy był wciąż aktywny, a także gleby w których proces ten został zahamowany, ale masa torfowa została tylko słabo (płytko) zmurszała. Dodatkowo wydzielano dwa warianty gleb torfowych – gleby torfowisk niskich (oznaczane Tn) oraz gleby torfowisk wysokich i przejściowych (Tv).
- Gleby murszowo-mineralne (oznaczone symbolem M), w których utwór organiczny w całej swojej miąższości objęty został procesem murszenia. Symbolem M oznaczane były również gleby murszowate (zbudowane z utworów mineralnych), dla których oznaczono uziarnienie w całym profilu. Nie są one jednak przedmiotem badań niniejszej pracy.

W analizowanych obszarach badawczych bardzo nielicznie reprezentowane są gleby oznaczone jako Etm (torfowo-mułowe) oraz Tv (torfowe torfowisk wysokich i przejściowych; tab. 2). W związku z tym w poniższym rozdziale gleby organiczne będą omówione w trzech grupach typów: (1) mułowo-torfowe i torfowo-mułowe (E), (2) torfowe i murszowo-torfowe (T) oraz (3) murszowo-mineralne (M).

Tab. 2. Liczba konturów gleb organicznych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:25 000 w obszarach badawczych

Obszar badawczy	Typ gleby według map glebowo-rolniczych					Suma
	Emt	Etm	Tn	Tv	M	
MORENA PŁASKA	192	6	38	0	268	504
MORENA FALISTA	451	15	742	0	172	1380
PRADOLINA	177	0	355	0	264	796
SANDR	181	0	678	2	125	986

5.1.1. Rozmieszczenie gleb organicznych według map glebowo-rolniczych

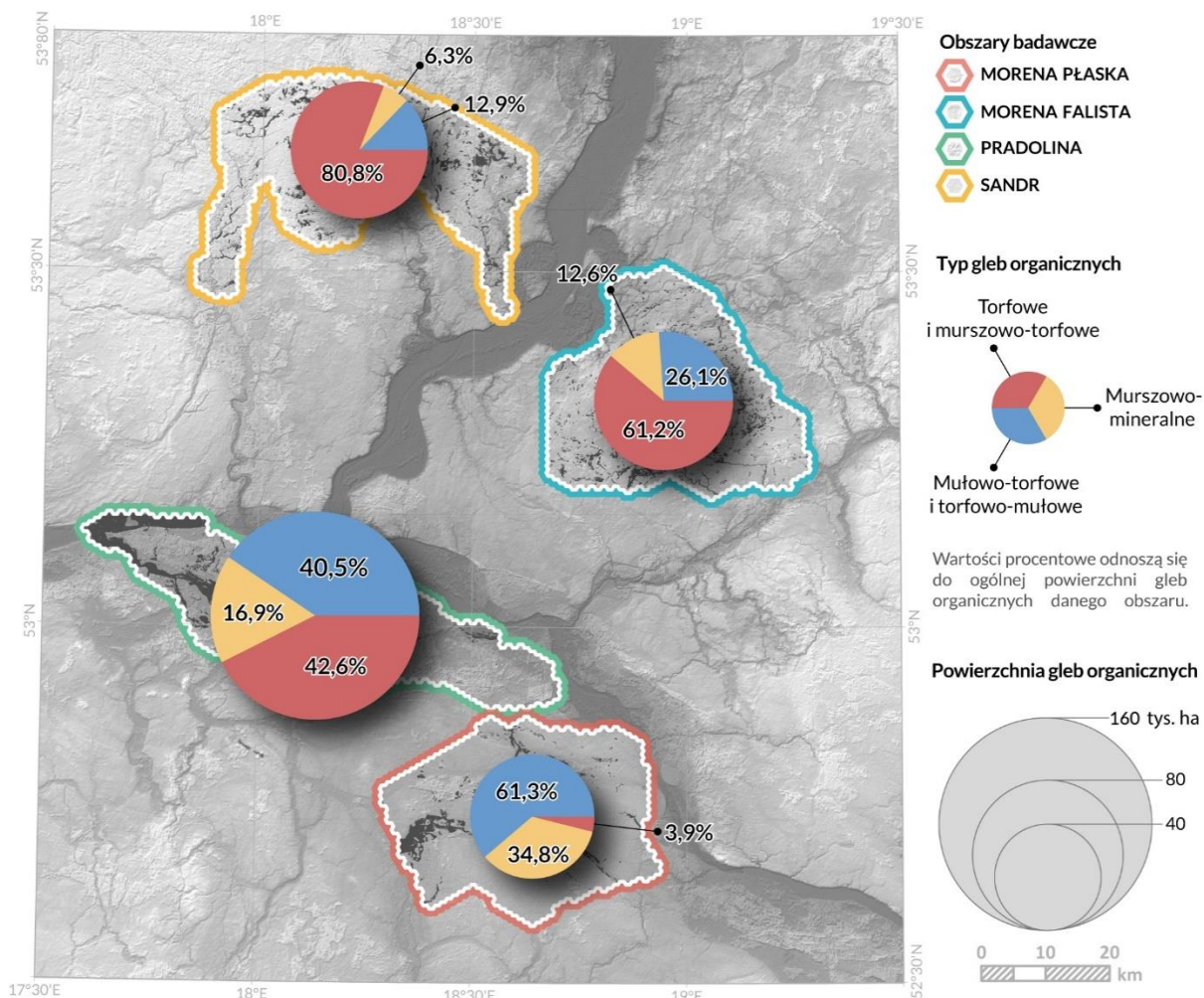
Występowanie gleb organicznych w obrębie analizowanych obszarów badawczych było zróżnicowane pod względem typologii, zajmowanych powierzchni oraz rozkładu przestrzennego. Według stanu zarejestrowanego na mapach największym sumarycznym arealem gleb organicznych cechował się obszar PRADOLINA, gdzie zinwentaryzowano ponad 153 tys. ha tych gleb, co stanowiło około 15,3% powierzchni obszaru (ryc. 14; tab. 3). W pozostałych polach badawczych udział gleb organicznych w ogólnej powierzchni był ponad dwukrotnie mniejszy: blisko 68 tys. ha (6,8% pow.) w polu MORENA FALISTA i ponad 66 tys. ha (6,6%) w obszarze SANDR. Najmniej gleb organicznych odnotowano na MORENIE PŁASKIEJ, gdzie zajmowały 54,5 tys. ha. (5,5%).

W połowie XX wieku ogólna liczba wydzielonych konturów gleb organicznych na obszarze MORENA PŁASKA wyniosła 504 i jest to najmniejsza wartość spośród analizowanych pól badawczych. Największą powierzchnię zajmowały gleby mułowo-torfowe i torfowo-mułowe (33,4 tys. ha; 61,3% powierzchni gleb organicznych obszaru). Duże areale zajmowały również gleby murszowo-mineralne (18,9 tys. ha; 34,8%), a zdecydowanie najmniej odnotowano gleb torfowych (2,1 tys. ha; 3,9%; ryc. 14; tab. 3).

Rozmieszczenie gleb organicznych pola badawczego MORENA PŁASKA nie było równomierne (ryc. 15). Największa ich koncentracja występowała w Dolinie Bachorzy, będącej granicą pomiędzy mikroregionem Równiny Osiecińskiej a Regionem Bachorsko-Balczewskim [Kot 2015b]. Dolinę można podzielić na dwie łukowato wygięte ku północy części. Pierwsza, zachodnia, ciągnie się od rynny jeziora Gopło na zachodzie po okolice miejscowości Konary na wschodzie. Dolina Bachorzy przyjmuje tutaj formę rozległego obniżenia zajmowanego przez największe powierzchniowo kontury gleb organicznych regionu (zał. A1). Łączna rozpiętość pasa tych gleb w przekroju poprzecznym doliny miejscami przekraczała 4 km. Dominowały tutaj gleby mułowe (E), niekiedy wypełniając dolinę na całej jej szerokości. Wzdłuż krawędzi doliny, w nieco wyższych położeniach terenowych, występowały gleby murszowo-mineralne, co zaznacza się szczególnie w północnej części Doliny Bachorzy oraz w jej części zachodniej, silniej drenowanej w kierunku doliny Noteci. Gleby torfowe reprezentowane były przez pojedyncze, niewielkie kontury.

Na wschód od miejscowości Konary znajduje się przewężenie Doliny Bachorzy, w którym występowały nieliczne gleby murszowo-mineralne. Nieco dalej w kierunku wschodnim od obszaru bifurkacyjnego, ponownie zaznaczała się dominacja gleb mułowych wzdłuż osi doliny, z niewielkim udziałem gleb murszowo-mineralnych w wyższych położeniach, przy zboczach doliny. Gleby mułowe ciągnęły się tu zwartym pasem o szerokości

sięgającej 1,5 km. Od drogi wojewódzkiej łączącej miejscowości Ujma Mała i Ujma Duża ku wschodowi gleby mułowe ustępowały glebom murszowo-mineralnym, co wiązać można ze wzrostem spadku doliny i silniejszym drenażem w kierunku doliny Zgłowiączki, wpadającej we Włocławku do Wisły. Podobnie jak w części zachodniej, gleby torfowe występowały tylko w pojedynczych konturach.



Ryc. 14. Powierzchnia oraz udział procentowy gleb organicznych w obszarach badawczych według map glebowo-rolniczych w skali 1:25 000

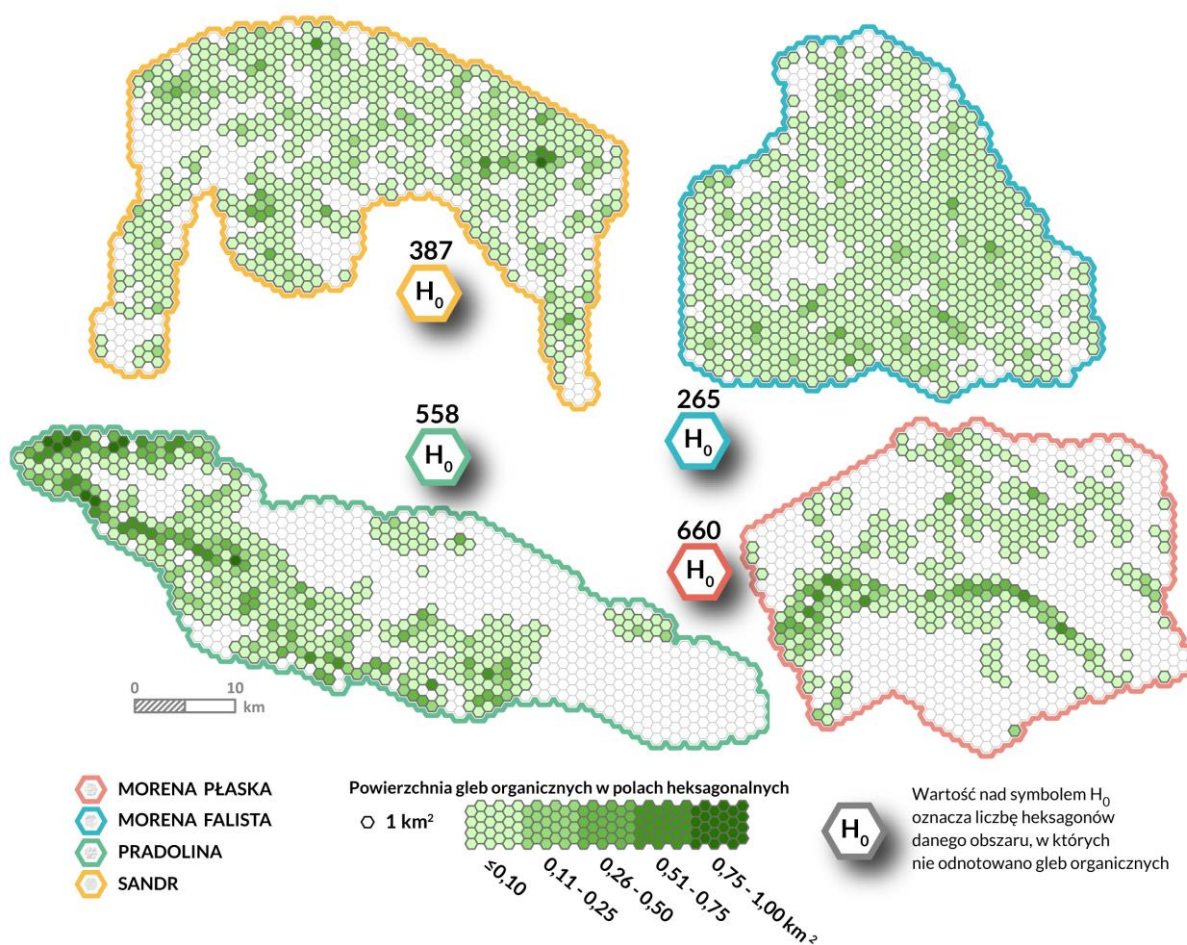
Niski udział gleb torfowych można tłumaczyć specyfiką Doliny Bachorzy. Agradacyjny charakter dna, widoczne na zdjęciach lotniczych swobodnie rozwijające się meandry, czy szerokość doliny w jej zachodniej części, nieadekwatna do istniejących w dolinie przepływów, świadczy według badań Molewskiego [2007a, 2007b] o jej obniżaniu, a co za tym idzie powstaniu rozlewisk i wystąpieniu dogodnych warunków do sedimentacji osadów mułowych.

Drugim największym miejscem koncentracji gleb organicznych była dolina Tążyny-Kanału Parchańskiego, a szczególnie jej część biegnąca południkowo, zajęta przez wody Tążyny. Podobnie jak w przypadku Doliny Bachorzy, wzdłuż osi formy dominowały gleby mułowe, niekiedy otoczone od strony zboczy doliny glebami murszowo-mineralnymi.

Gleby murszowo-mineralne oraz, w mniejszym stopniu, torfowe, występowały głównie we wschodniej części doliny Kanału Parchańskiego.

Pomiędzy opisanymi dolinami marginalnymi wód roztopowych, w centralnym obszarze Regionu Bachorsko-Balczewskiego, w dużym rozproszeniu występowały liczne, niewielkie kontury gleb murszowo-mineralnych, a także pojedyncze gleb torfowych i mułowych. Wśród pozostałych miejsc występowania gleb organicznych pola MORENA PŁASKA wymienić można doliny mniejszych cieków, mniejsze formy rynnowe, czy opisywane przez Molewskiego [2007a] ciągi zagłębień, będących prawdopodobnie śladami wielkoskalowych lineacji glacialnych.

W obszarze MORENA PŁASKA, będącym miejscem występowania rozległych płątów czarnych ziem, mających genezę pobagienną [Cieśla 1961; Łabaz, Kabała 2014], występowały także znaczne obszary pozbawione gleb organicznych (ryc. 15). Przykładami takich terenów są centralna część Równiny Osiecińskiej czy południowa część Wysoczyzny Inowrocławskiej (zał. A1). Również Region Bachorsko-Balczewski, w swej części wschodniej i południowo-wschodniej był pozbawiony gleb organicznych.



Ryc. 15. Stopień wypełnienia pól heksagonalnych o powierzchni 1 km² glebami organicznymi według map glebowo-rolniczych w skali 1:25 000

Tab. 3. Powierzchnie gleb organicznych w obszarach badawczych według map glebowo-rolniczych w skali 1:25 000

Obszar badawczy	Gleby organiczne ogółem		Gleby mułowo-torfowe i torfowo-mułowe (E)			Gleby torfowe i murszowo-torfowe (T)			Gleby murszowo-mineralne (M)		
	liczba konturów	powierzchnia	liczba konturów	powierzchnia	% gleb org. obszaru	liczba konturów	powierzchnia	% gleb org. obszaru	liczba konturów	powierzchnia	% gleb org. obszaru
	-	[tys. ha]	-	[tys. ha]	[%]	-	[tys. ha]	[%]	-	[tys. ha]	[%]
MORENA PŁASKA	504	54,50	198	33,39	61,3	38	2,14	3,9	268	18,97	34,8
MORENA FALISTA	1380	67,88	466	17,74	26,1	742	41,56	61,2	172	8,58	12,6
PRADOLINA	796	153,52	177	62,24	40,5	355	65,37	42,6	264	25,91	16,9
SANDR	986	66,23	181	8,52	12,9	680	53,51	80,8	125	4,20	6,3
Σ	3666	342,13	1022	121,89	35,2	1815	162,58	47,1	829	57,6	17,7

W obszarze MORENA PŁASKA najliczniej występowały kontury o niewielkiej powierzchni: 117 konturów poniżej 2 ha, łącznie 158,5 ha, 162 kontury o powierzchni 2-5 ha, łącznie 508,8 ha (tab. 4). W tych przedziałach zawiera się łącznie 12,2% powierzchni gleb organicznych w regionie. Sumarycznie największe powierzchnie zajmowały kontury duże i bardzo duże: blisko 1,7 tys. ha w przypadku konturów 50-150 ha oraz ponad 1 tys. ha w przypadku konturów większych niż 150 ha. Łącznie te przedziały obejmują ponad połowę powierzchni gleb organicznych obszaru (50,7%).

Według map glebowo-rolniczych pole badawcze MORENA FALISTA cechowało się najbardziej równomiernym rozmieszczeniem gleb organicznych (ryc. 15). Jedyne na 265 z 1000 heksagonalnych pól o powierzchni 1 km² nie wystąpiły kontury gleb organicznych. Większe powierzchnie pozbawione gleb organicznych występowały na wschód od Wąbrzeźna, a także przy krawędziach wysoczyzny: w zachodniej części Pojezierza Mełneńskiego i północnej Pagórków Wąbrzeskich oraz w południowo-wschodnich fragmentach Wysoczyzny Książęńskiej i Równiny Ludowicko-Wrockiej. Brak gleb organicznych w tych strefach jest związany z silnym drenażem w kierunku Kotliny Grudziądzkiej oraz dolin Drwęcy i Lutryny.

W polu MORENA FALISTA odnotowano największą łączną liczbę konturów gleb organicznych – 1380, a ich sumaryczna powierzchnia wyniosła blisko 68 tys. ha (tab. 3). Ponad połowę stanowiły gleby torfowe i murszowo-torfowe (ok. 41 tys. ha, 61,2% powierzchni gleb organicznych). Około 26% gleb organicznych tego regionu stanowiły gleby mułowe (blisko 18 tys. ha), a ponad 12,5% gleby murszowo-mineralne (858 ha).

W mikroregionach południowo-wschodnich, na Wysoczyźnie Książęńskiej oraz Równinie Ludowicko-Wrockiej, zauważyć można dominację gleb torfowych i torfowo-murszowych. Zajmowały one rynny i obniżenia w obrębie równin sandrowych, a także zagłębienia wytopiskowe (zał. A2)[Molewski i in. 2015]. W kierunku północnym i zachodnim wzrastał udział gleb mułowych, jednocześnie zmniejszała się ich powierzchnia i koncentracja, co jest szczególnie widoczne w mikroregionie Pojezierze Mełneńskie. Gleby murszowo-mineralne zajmowały większe areale jedynie na południe od Jeziora Wieczno II, często „otaczając” kontury gleb torfowych.

Pole badawcze MORENA FALISTA jest jedynym z analizowanych, w którym nie wystąpiły kontury gleb organicznych o powierzchni ponad 150 ha (tab. 4). Najliczniej występowały kontury małe oraz bardzo małe. Odnotowano 554 kontury w przedziale powierzchni od 2 do 5 ha. Ich łączna powierzchnia wyniosła blisko 1717 ha (25,5 % powierzchni gleb organicznych obszaru), co stanowi największą sumaryczną wartość. Znaczne powierzchnie zajmowały również kontury w przedziale 10-20 ha (1477 ha; 21,6%) oraz 5-10 ha

(1268 ha; 18,5%). Najmniej liczne były kontury o areale 50-150 ha (11 konturów; 11,7% powierzchni gleb organicznych), a najmniejszą łączną powierzchnię zajmowały kontury poniżej 2 ha (660,5 ha, 9,6%).

W połowie XX wieku obszar **PRADOLINA**, odznaczający się największym arealem gleb organicznych (ponad 15 tys. ha; tab. 3), cechował się także największym spolaryzowaniem ich rozmieszczenia (ryc. 15). Mikroregion Doliny Kanału Bydgoskiego był niemal w całości wypełniony konturami gleb organicznych (zał. A3). Znaczne arealy gleb organicznych znajdowały się też w mikroregionach Łąki Noteckie oraz Obniżenie Zielonki. Z drugiej strony, mikroregiony leżące na wschodzie i północy obszaru badawczego były niemal pozbawione gleb organicznych. Większe ich kompleksy występowały jedynie w obrębie terasy rzecznej doliny Wisły (północna część Borów Cierpickich oraz Dolina Sołecka), w dolinach cieków: Kanału Chrośnieńskiego (Bory Chmielnicko-Wypaleniskie) i płynącej na południe od Bydgoszczy Strugi Młyńskiej (Bory Bydgoskie), a także na zmeliorowanych mokradłach w okolicach miejscowości Białe Błota.

Ogólna liczba konturów gleb organicznych obszaru **PRADOLINA** wyniosła 796. Największe arealy zajmowały gleby torfowe (ponad 65 tys. ha, 42,6% powierzchni gleb organicznych obszaru; ryc. 14). Niewiele mniejszą powierzchnię odnotowano w przypadku gleb mułowych (ponad 62 tys. ha, 40,5%). Gleby murszowo-mineralne zajmowały najmniejsze arealy (blisko 26 tys. ha, 16,9%).

W polu badawczym **PRADOLINA** uwidaczniało się bardzo silne zróżnicowanie typologiczne gleb organicznych, w zależności od regionu występowania. Gleby mułowe tego obszaru zlokalizowane były głównie w Dolinie Kanału Bydgoskiego. Ciągnęły się zwartym pasem na długości około 25 km, pomiędzy Bydgoszczą a Nakłem. Szerokość pasa gleb mułowych w zachodniej części doliny przekraczała 3 km. Utwory organiczne zakumulowały się w starej rynnie pradoliny, w której nastąpiło zahamowanie swobodnego przepływu poprzez próg mineralny usypany przez rzekę Noteć. Początkowo powstało tu jezioro, a następnie mokradło zasilane wodami gruntowymi, sprzyjając akumulacji utworów mułowych i torfowych [Churski, Okruszko 1961; Okruszko, Churski 1962]. Innym rejonem zdominowanym przez gleby mułowe był mikroregion Obniżenie Zielonki, gdzie w rozległych, płaskodennych obniżeniach terenu w dolinie Zielonej Strugi powstały zwarte kontury o kilkusethektarowych powierzchniach.

Gleby torfowe i murszowo-torfowe przeważały w obrębie Łąg Noteckich, ciągnąc się pasem długim na ponad 60 km i o szerokości przekraczającej 2, a miejscami nawet 3 km. W Dolinie Kanału Bydgoskiego gleby tego typu występowały u podnóża zboczy doliny,

niejako otaczając od zewnątrz kontury gleb mułowych. Wśród innych miejsc występowania gleb torfowych wskazać można doliny mniejszych cieków (m.in. Gąsawki, Strugi Młyńskiej oraz Nowego Kanału Noteckiego), a także obniżenia w obrębie terasy rzecznej Wisły.

Gleby murszowo-mineralne towarzyszyły glebom torfowym i mułowym, często otaczając je w miejscach, gdzie warunki wodne uległy szybszym zmianom w wyniku melioracji. Widoczne jest to szczególnie w północno-wschodnich oraz wschodnich fragmentach mikroregionów Łąki Noteckie oraz Obniżenie Zielonki, a także w części południowej obszaru badań, w Dolinie Noteci i w Lasach Szubińskich.

Kontury gleb organicznych pola PRADOLINA należą do największych spośród analizowanych regionów. Aż 17 konturów przekraczało wartość 150 ha, stanowiąc łącznie 44,6% powierzchni gleb organicznych obszaru (ponad 6,8 tys. ha; tab. 4). Liczne były również kontury w przedziale 50-150 ha (33 kontury, blisko 2,8 tys. ha, 18,1%). Niewielki udział miały kontury o powierzchni poniżej 2 ha (115 konturów, ponad 140 ha, 0,9%) oraz 2-5 ha (287 konturów, ok. 843 ha, 5,5%). Są to najniższe wartości dla tych przedziałów spośród wszystkich obszarów badawczych.

Zgodnie z mapami glebowo-rolniczymi gleby organiczne obszaru SANDR występowały w liczbie 986 konturów i zajmowały łącznie ponad 66 tys. ha (ryc. 14; tab. 4). Zdecydowanie przeważały gleby torfowe, obejmując 80% powierzchni gleb organicznych obszaru (680 konturów, 53,5 tys. ha). Gleby mułowe obejmowały nieco ponad 8,5 tys. ha (12,9%) a murszowo-mineralne 4,2 tys. ha (6,3%). Powierzchnie gleb mułowych i murszowo-mineralnych były najniższe spośród wszystkich obszarów badawczych, zarówno pod względem wartości bezwzględnej areału jak i udziału procentowego.

Rozmieszczenie gleb organicznych pola badawczego SANDR wykazywało znaczną równomierność (ryc. 15). Region ten jest porozcinany gęstą siecią rynien subglacjalnych, w większości wyraźnie zarysowanych w terenie [Molewski i in. 2015]. W ich dnach występowały silnie rozciągnięte kontury gleb torfowych w części północnej regionu (na obszarze równiny sandrowej), a w części południowej (szlaki sandrowe w mikroregionach Sandru Tucholskiego i Borów Lipińskich, południowo-wschodni fragment Równiny Śliwickiej) wzrastał udział gleb mułowych. Poza rynnami polodowcowymi występowały rozległe kontury gleb torfowych zajmujące zagłębienia wytopiskowe, np. Wilcze Bagno, w Borach Lipińskich czy obniżenia w północnej części Równiny Legbądskiej (zał. A4). Gleby murszowo-mineralne reprezentowane były nielicznie, większe powierzchnie zajmując jedynie w dolinie Prusiny i jej dopływów. Obszary, gdzie nie występowały gleby organiczne zlokalizowane były w obrębie równin sandrowych w okolicach miejscowości Woziwoda, Okoniny, Zdroje, czy Rybno.

Tab. 4. Kontury gleb organicznych w obszarach badawczych według ich powierzchni, na podstawie map glebowo-rolniczych w skali 1:25 000

Obszar badawczy	Powierzchnia konturów	Liczba konturów	Gleby organiczne ogółem		Gleby mułowo-torfowe i torfowo-mułowe [E]		Gleby torfowe i murszowo-torfowe (T)		Gleby murszowo-miERALNE (M)	
			Powierzchnia łącznie	% pow. gleb org. obszaru	[ha]	[%]	[ha]	[%]	[ha]	[%]
			[ha]	-	[ha]	[%]	[ha]	[%]	[ha]	[%]
MORENA PŁASKA	< 2	117	158,5	2,9	39,7	25,1	12,5	7,9	106,2	67,0
	2-5	162	508,8	9,3	166,1	32,6	44,6	8,8	298,1	58,6
	5-10	95	610,3	11,4	267,8	43,9	40,5	6,6	302,0	49,5
	10-20	72	540,6	9,9	200,1	37,0	42,7	7,9	297,9	55,1
	20-50	31	863,9	15,8	604,5	70,0	74,1	8,6	185,3	21,4
	50-150	23	1679,0	30,8	971,5	57,9	0,0	0,0	707,5	42,1
	150 <	4	1089,4	19,9	1089,4	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Σ	504	5450,4	100,0	3339,1	61,3	214,3	3,9	1896,9	34,8
MORENA FALISTA	< 2	482	660,5	9,6	235,3	35,6	318,4	48,2	106,6	16,2
	2-5	554	1716,7	25,5	604,5	35,2	908,9	52,9	203,3	11,8
	5-10	191	1268,4	18,5	394,5	31,1	630,5	49,7	243,4	19,2
	10-20	111	1476,8	21,6	354,2	24,0	880,3	59,6	242,3	16,4
	20-50	31	886,4	13,1	96,2	10,9	727,9	82,1	62,3	7,0
	50-150	11	779,7	11,7	89,2	11,4	690,5	88,6	0,0	0,0
	150 <	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Σ	1380	6788,7	100,0	1773,9	26,1	4156,5	61,2	858,0	12,6
PRADOLINA	< 2	115	140,8	0,9	28,1	20,0	68,1	48,3	44,6	31,7
	2-5	287	842,7	5,5	162,6	19,3	359,0	42,6	321,1	38,1
	5-10	152	842,1	5,5	159,4	18,9	362,9	43,1	319,6	38,0
	10-20	117	1624,3	10,6	387,3	23,8	737,3	45,4	499,7	30,8
	20-50	75	2290,5	14,9	592,6	25,9	1052,2	45,9	645,8	28,2
	50-150	33	2771,0	18,1	943,6	34,1	1354,5	48,9	472,9	17,1
	150 <	17	6840,2	44,6	3949,7	57,7	2603,1	38,1	287,5	4,2
	Σ	796	15351,7	100,0	6223,2	40,5	6537,2	42,6	2591,3	16,9
SANDR	< 2	309	395,2	6,0	100,9	25,5	231,0	58,5	63,3	16,0
	2-5	369	1162,3	17,5	182,3	15,7	813,2	70,0	166,8	14,3
	5-10	155	1080,7	16,3	186,8	17,3	792,4	73,3	101,5	9,4
	10-20	96	1355,9	20,5	272,6	20,1	994,5	73,3	88,8	6,5
	20-50	46	1327,5	20,0	109,1	8,2	1218,4	91,8	0,0	0,0
	50-150	9	780,9	11,8	0,0	0,0	780,9	100,0	0,0	0,0
	150 <	2	520,2	7,9	0,0	0,0	520,2	100,0	0,0	0,0
	Σ	986	6622,6	100,0	851,7	12,9	5350,6	80,8	420,3	6,3

Najliczniej w polu badawczym SANDR występowały kontury o średniej wielkości, mieszczące się w przedziałach 10-20 ha (96 konturów o łącznej powierzchni około 13,6 tys. ha, 20,5% powierzchni gleb organicznych obszaru; tab. 4), oraz 20-50 ha (46 konturów, około 13,3 tys. ha, 20,0%). Nieliczne były duże kontury. Odnotowano 9 konturów w przedziale 50-150 ha (ponad 780 ha, 11,8% powierzchni) i 2 kontury przekraczające 150 ha (ok. 520 ha, 7,9%). Najmniejszy sumarycznie obszar, niecałe 400 ha (309 konturów, 6,0%), zajęły gleby w konturach mniejszych od 2 ha.

5.1.2. Przestrzenne zróżnicowanie miąższości utworów organicznych w analizowanych glebach

Mapy glebowo-rolnicze zawierają jedynie przybliżoną informację o miąższości poszczególnych utworów. Przyjęto trójstopniowy zapis, symbolizowany za pomocą kropek, oznaczający zmianę rodzaju utworu:

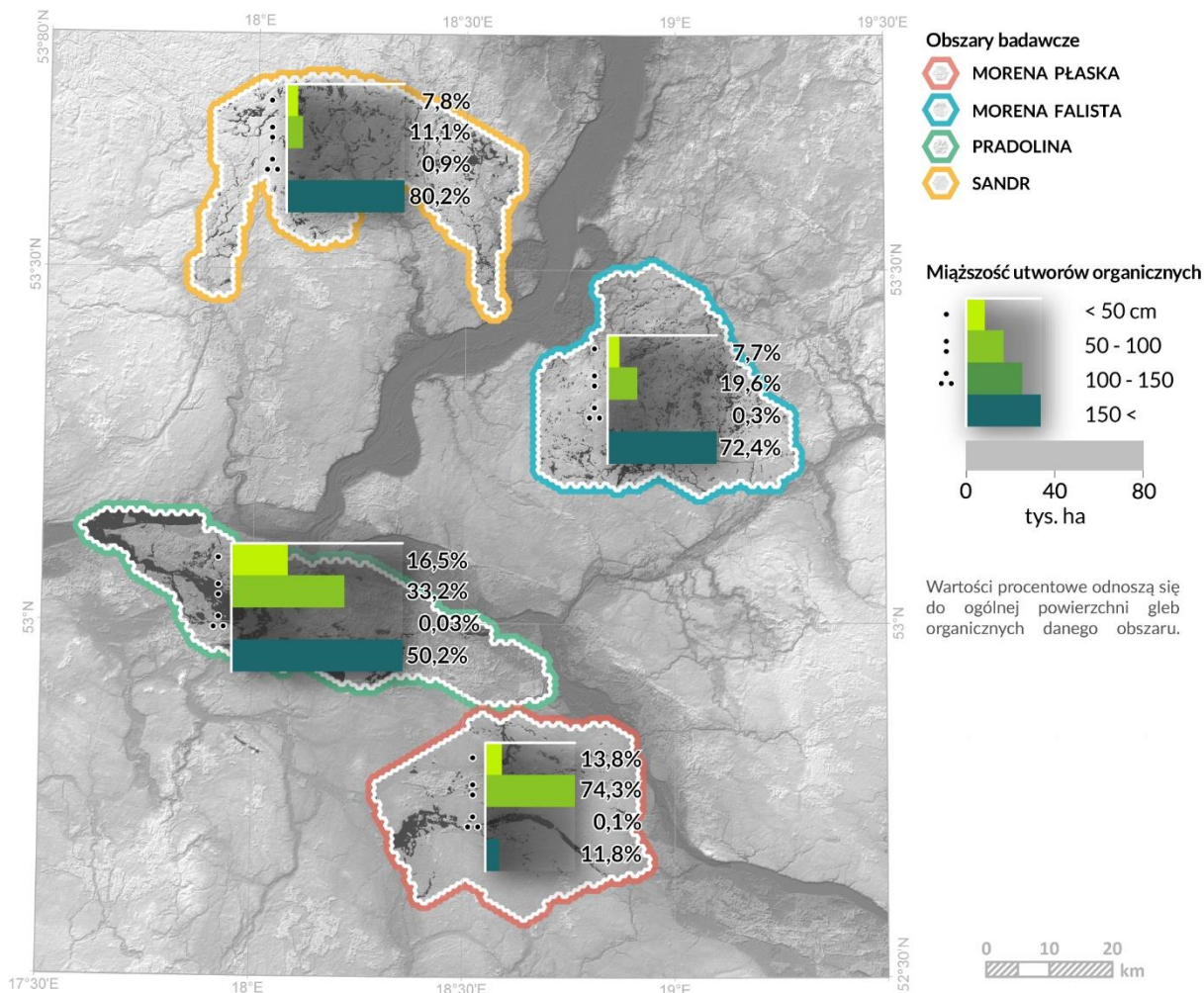
- następującą płytko, tj. nie głębiej niż 50 cm od powierzchni;
- : średnio głęboko, 50-100 cm od powierzchni;
- ∴ głęboko, 100-150 cm.

Ze względu na fakt, że dla utworów organicznych nie określa się uziarnienia, w przypadku ich występowania od powierzchni terenu zapis rozpoczyna się od kropek, po których wpisano symbol podścielającego utworu mineralnego. Gleby, w których miąższość utworów organicznych przekraczała 150 cm (głębokie) przedstawiono na mapie bez symbolu rodzaju utworów.

Udział gleb o poszczególnych miąższościach utworów organicznych w ogólnej powierzchni gleb organicznych obszarów badawczych przedstawia ryc. 16. We wszystkich analizowanych regionach zwraca uwagę bardzo niewielka reprezentacja konturów o miąższości utworów organicznych w przedziale 100-150 cm. Ich powierzchnia w żadnym polu nie przekracza 1%, a liczebność waha się od 1 konturu w obszarze MORENA PŁASKA do 7 w obszarze SANDR.

W trzech z czterech obszarów badawczych największe powierzchnie zajmowały gleby w całym profilu zbudowane z utworów organicznych. W polu SANDR obejmowały one ponad 80% powierzchni gleb organicznych, nieco mniej w polu MORENA FALISTA (72,4%), a w PRADOLINIE około połowę arealu analizowanych gleb (50,2%). Zdecydowanie odróżniała się MORENA PŁASKA, gdzie utwory organiczne o miąższości powyżej 150 cm obejmowały niecałe 12% powierzchni gleb organicznych. W tym obszarze zdecydowanie dominowały utwory organiczne o średniej miąższości, 50-100 cm (ponad 74% powierzchni

wszystkich gleb organicznych). W pozostałych polach przedział ten obejmował zdecydowanie mniejsze powierzchnie, 33,2% w PRADOLINIE, 19,6% w MORENIE FALISTEJ i 11,1% w polu SANDR. Niewielkie powierzchnie zajmowały kontury z płytkimi warstwami utworów organicznych (<50 cm), najczęściej w PRADOLINIE (16,5%), a najmniej w obszarach SANDR i MORENA FALISTA (niecałe 8%).



Ryc. 16. Miąszość utworów organicznych w obszarach badawczych, na podstawie map glebowo-rolniczych w skali 1:25 000

Dolina Bachorzy, będąca głównym miejscem występowania gleb organicznych w polu badawczym MORENA PŁASKA, była niemal w całości wypełniona utworami organicznymi o miąszości 50-100 cm (zał. B1). W jej środkowej, przewężonej części oraz we wschodnim fragmencie doliny występowały utwory płytkie, poniżej 50 cm miąszości. Utwory głębokie występowały głównie w dolinach mniejszych cieków, na obrzeżach obszaru badań. Izolowane kontury znajdujące się na północ od Doliny Bachorzy to w większości płytkie gleby organiczne.

W obrębie pola MORENA FALISTA gleby o miąszości utworów organicznych 50-100 cm występowały przede wszystkim w części południowo-zachodniej obszaru oraz w rejonie granicznym mikroregionów Pagórki Wąbrzeskie i Wysoczyzna Książęńska (zał. B2). Płytkie utwory organiczne związane były głównie z glebami murszowo-mineralnymi, często

otaczając kontury gleb torfowych o miąższości warstwy torfu w przedziale 50-100 cm. Gleby w całym profilu zbudowane z utworów organicznych występowały równomiernie we wszystkich mikroregionach pola badawczego.

W północno-zachodniej części obszaru PRADOLINA, w mikroregionie Dolina Kanału Bydgoskiego, niemal wszystkie kontury wykazywały się miąższością utworów organicznych przekraczającą 150 cm (zał. B3). W mikroregionie Łąk Noteckich dominowały kontury w przedziale 50-100 cm, widoczne były jednak strefy o innych miąższościach. Na zachód od miejscowości Tur, jak również w części południowo-wschodniej mikroregionu znajdowały się rozległe kontury gleb w całym profilu zbudowanych z utworów organicznych. W części północnej i wschodniej Łąk Noteckich występowały płytkie gleby murszowo-mineralne. W pozostałych mikroregionach PRADOLINY miąższość utworów organicznych była zróżnicowana.

W obrębie pola SANDR zauważalna jest zdecydowana dominacja utworów organicznych o miąższości ponad 150 cm (zał. B4). Jedynie w północnych fragmentach mikroregionów Równiny Śliwickiej, Równiny Legbądzkiej i Równiny Warlubskiej występowały nagromadzenia konturów w przedziałach do 50 cm i 50-100 cm. Na pozostałym obszarze występowały tylko pojedyncze kontury gleb o miąższości utworów organicznych poniżej 150 cm.

5.2. Zmiany sposobu użytkowania gleb organicznych jako wskaźnik ich przekształceń

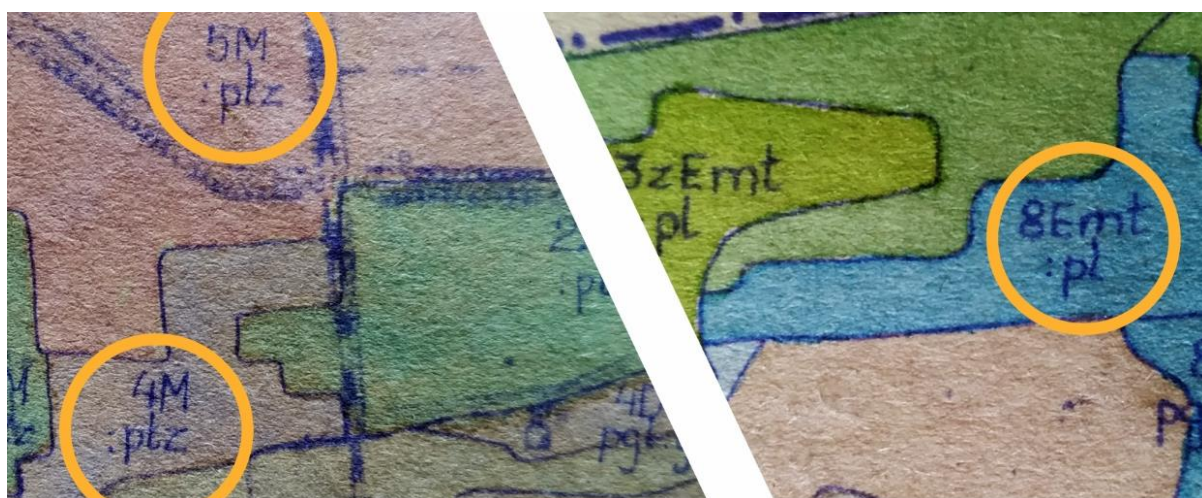
Ocena zmian zasięgu gleb organicznych może nastroczać trudności. Czaso- i kosztowność prac terenowych sprawia, że tego typu analizy są problematyczne do zrealizowania w skali regionalnej. Coraz szybszy rozwój narzędzi teledetekcyjnych i stopniowe „uwalnianie danych” przez instytucje rządowe może być częściowym rozwiązaniem tego problemu. Należy jednak pamiętać, że materiały teledetekcyjne odwzorowują przeważnie tylko wierzchnią warstwę gleby, przy założeniu, że nie jest ona pokryta roślinnością lub zasłonięta innymi materiałami. Korzystając ze zdjęć lotniczych, czy satelitarnych, nie ma możliwości opracowania w pełni wiarygodnych map gleb w rozumieniu gleboznawczym [Białousz 1999]. Aby określić zasięg zmian, jakim potencjalnie uległy gleby organiczne, wykorzystać można wskaźniki pośrednie. Takim wskaźnikiem, wykorzystanym w niniejszej pracy, jest zmiana sposobu użytkowania gleb organicznych z użytków zielonych na grunty orne oszacowana na podstawie map glebowo-rolniczych (1957-1970) i zdjęć satelitarnych Sentinel 2A z lat 2016-2017.

Tab. 5. Użytkowanie gleb organicznych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:25 000

Obszar badawczy	Gleby organiczne					Maska wód (NDWI)	Powierzchnia poddana analizie NDVI
	powierzchnia ogółem	powierzchnia użytków zielonych	powierzchnia gruntów ornych				
	[ha]	[ha]	[%]	[ha]	[%]		
MORENA PŁASKA	5449,9	4656,6	85,4	793,3	14,6	16,5	4640,1
MORENA FALISTA	6788,5	6749,2	99,4	39,3	0,6	3,6	6745,6
PRADOLINA	15352,7	15290,2	99,6	62,5	0,4	276,1	15014,1
SANDR	6623,2	6553,2	98,9	70,0	1,1	32,4	6520,8

Mapy glebowo-rolnicze, poza treścią ściśle związaną z klasyfikacją typologiczną gleb oraz budową ich profilu, przekazują informację o kompleksach przydatności rolniczej gleb. Mogą być one traktowane jako typy siedliskowe rolniczej przestrzeni produkcyjnej [Witek 1973]. Legenda do mapy glebowo-rolniczej wyróżnia 14 kompleksów gleb ornych (9 dla terenów nizinnych i wyżynnych, 4 dla terenów górskich oraz kompleks gleb ornych przydatnych pod użytki zielone) oraz 3 kompleksy trwałych użytków zielonych.

Według stanu zarejestrowanego na mapach glebowo-rolniczych w połowie XX wieku wśród gleb organicznych analizowanych obszarów zdecydowanie dominowały kompleksy użytków zielonych (tab. 5). Obejmowały one przeważnie ok. 99,0-99,5% powierzchni gleb organicznych danego obszaru. Wyjątkiem jest MORENA PŁASKA, gdzie ponad 14,5% powierzchni gleb organicznych było w użytkowaniu rolniczym. Były to kontury znajdujące się przede wszystkim w skrajnie wschodnich i zachodnich częściach Doliny Bachorzy (zał. C1). W większości należały do kompleksu 9 oraz 8, ale występowały także mniej liczne kontury kompleksów 6 i 5, a nawet pojedynczy kompleksu 4 (ryc. 17).



Ryc. 17. Przykładowe kontury gleb organicznych użytkowanych jako grunty orne, mapa glebowo-rolnicza w skali 1:25 000, arkusz Gromada Kruszwica (z lewej) oraz Gromada Krzywosądz (z prawej)

Wykorzystywanie gleb organicznych jako grunty orne świadczy o degradacji ich cech hydrogenicznych i ewolucji w kierunku gleb mineralnych [Ilnicki 1972; Jurczuk 2000; Piaścik, Gotkiewicz 2004]. Kontury te dokumentują gleby, które już podczas opracowywania mapy glebowo-rolniczej wykazywały zauważalne przekształcenia stosunków wodnych, a w konsekwencji utworu organicznego, umożliwiające ich wykorzystanie jako grunty orne, co świadczy o szerszym horyzoncie czasowym zagadnienia.

Analiza NDVI zobrazowań Sentinel 2A, której przebieg opisano w rozdziale 4.1.2., została przeprowadzona dla konturów gleb organicznych należących według map glebowo-rolniczych do kompleksów trwałych użytków zielonych, z wyłączeniem obszarów objętych maską wód powierzchniowych. Maską w większości pól badawczych wykluczyła niewielkie powierzchnie (3-32 ha). Wyjątkiem jest obszar PRADOLINA, w którym obszary pokryte wodą objęły ponad 275 ha. Za tak dużą wartość odpowiadają w głównej mierze utworzone w Dolinie Noteci i Kanału Bydgoskiego w latach 80. XX wieku kompleksy stawów hodowlanych w miejscowościach Występ (ryc. 12) oraz Lisi Ogon. Ogólną powierzchnię poddaną analizie w poszczególnych polach badawczych przedstawia tab. 5.

Tab. 6. Zmiany sposobu użytkowania w zależności od typu gleb organicznych

Obszar badawczy	Typ gleb	Użytki zielone		Zmiana użytkowania	
		1957-1970	2016-2017	[ha]	[%]
		[ha]	[ha]	[ha]	[%]
MORENA PŁASKA	mułowo-torfowe i torfowo- mułowe	3147,5	2264,4	883,0	28,1
	torfowe i murszowo-torfowe	213,8	187,1	26,7	12,5
	murszowo-mineralne	1278,9	889,3	389,5	30,5
	Σ	4640,1	3340,9	1299,2	28,0
MORENA FALISTA	mułowo-torfowe i torfowo- mułowe	1773,2	1360,6	412,6	23,3
	torfowe i murszowo-torfowe	4144,6	3483,9	660,6	15,9
	murszowo-mineralne	827,9	632,9	195,0	23,6
	Σ	6745,6	5477,4	1268,2	18,8
PRADOLINA	mułowo-torfowe i torfowo- mułowe	6081,1	5314,5	766,6	12,6
	torfowe i murszowo-torfowe	6387,2	5676,0	711,2	11,1
	murszowo-mineralne	2545,9	2219,9	326,0	12,8
	Σ	15014,1	13210,3	1803,8	12,0
SANDR	mułowo-torfowe i torfowo- mułowe	849,8	774,4	75,4	8,9
	torfowe i murszowo-torfowe	5312,6	4976,5	336,2	6,3
	murszowo-mineralne	358,4	333,3	25,1	7,0
	Σ	6520,8	6084,1	436,7	6,7

Szacowana powierzchnia objęta zmianą sposobu użytkowania była zróżnicowana w poszczególnych regionach. Największą skalę zjawiska odnotowano w obszarze MORENA PŁASKA, gdzie zmianę odnotowano na blisko 30% analizowanych gruntów (tab. 6). Obszar MORENA FALISTA charakteryzował się zmianą na niecałych 19% użytków zielonych. Mniejszy wynik uzyskano dla PRADOLINY (12%), a zdecydowanie najmniejszy dla pola SANDR (poniżej 7%).

We wszystkich obszarach badawczych najmniejsze zmiany odnotowano w przypadku użytków zielonych na glebach torfowych i torfowo-murszowych (tab. 6). Użytki zielone na glebach mułowych i murszowo-mineralnych cechowały się zbliżoną skalą zmian. Rozbieżność pomiędzy glebami torfowymi a mułowymi i murszowo mineralnymi większa była w polach badawczych MORENA PŁASKA i MORENA FALISTA, a mniejsza w obszarach SANDR i PRADOLINA.

Zmiany sposobu użytkowania użytków zielonych były zróżnicowane w zależności od powierzchni konturu. Procentowy udział gruntów, na których odnotowano zmianę użytkowania na ogół malał wraz ze wzrostem powierzchni konturów (tab. 7). Wyjątkiem jest obszar MORENA PŁASKA, gdzie dużą skalę zmian odnotowano zarówno dla konturów największych (powyżej 150 ha, zmiana na 33,4% gruntów), ale również średnich (10-20 ha, 33,0%) i małych (0-2 ha, 32,1%). Najmniejsze zmiany w tym polu badawczym wykazano w przedziale 20-50 ha (17,0%). W obszarze MORENA FALISTA stopień przekształceń malał od 23,6% dla najmniejszych konturów (o powierzchni 0-2 ha), do 13,4% dla konturów największych (50-150 ha). Podobna sytuacja, choć o dużo mniejszej skali, ma miejsce w polu SANDR, gdzie wartość procentowa przekształceń spada od 9,4% dla konturów o powierzchni 0-2 ha do 4,2% w konturach większych od 150 ha. W przypadku obszaru PRADOLINA stopień zmian jest bardziej wyrównany niż w innych obszarach. Jednak również tutaj odnotować można spadek powierzchni, jaka objęta została zmianą użytkowania od 13,7% dla konturów 0-2 ha do 9,2% w przypadku konturów 20-50 ha. W przypadku dużych konturów (50-150 oraz powyżej 150 ha) zaobserwować można większy stopień przekształceń (odpowiednio 13,4% i 12,8%).

Rozpatrując zagadnienie zmian użytkowania w zależności od miąższości utworów organicznych stwierdzić można, że największe zmiany dotknęły użytki zielone zlokalizowane na glebach cechujących się miąższością utworów organicznych w zakresie 100-150 cm (tab. 8). Jednak z racji ich niewielkiej reprezentacji w ogólnej powierzchni analizowanych konturów (poniżej 1% we wszystkich obszarach badawczych) należy uznać te wyniki za niemiarodajne. W dalszej części rozdziału zostały one pominięte.

Tab. 7. Zmiany sposobu użytkowania w zależności od powierzchni konturu

Obszar badawczy	Powierzchnia konturów	Użytki zielone		Zmiana użytkowania	
		1957-1970	2016-2017	[ha]	[%]
	[ha]	[ha]	[ha]	[ha]	[%]
MORENA PŁASKA	0 - 2	152,3	103,4	48,8	32,1
	2 - 5	465,1	334,6	130,5	28,1
	5 - 10	593,8	422,4	171,3	28,9
	10 - 20	386,2	258,7	127,4	33,0
	20 - 50	741,3	615,5	125,8	17,0
	50 - 150	1202,1	873,9	328,2	27,3
	150 <	1099,4	732,4	367,0	33,4
	Σ	4640,1	3340,9	1299,2	28,0
MORENA FALISTA	0 - 2	652,8	498,5	154,3	23,6
	2 - 5	1704,8	1361,4	343,4	20,1
	5 - 10	1260,7	1005,9	254,8	20,2
	10 - 20	1474,8	1190,6	284,1	19,3
	20 - 50	876,4	748,5	127,8	14,6
	50 - 150	776,2	672,4	103,8	13,4
	150 <	0,0	0,0	0,0	0,0
	Σ	6745,6	5477,4	1268,2	18,8
PRADOLINA	0 - 2	139,8	120,6	19,2	13,7
	2 - 5	820,6	733,4	87,2	10,6
	5 - 10	821,5	727,4	94,1	11,5
	10 - 20	1607,3	1423,4	183,8	11,4
	20 - 50	2290,5	2080,8	209,7	9,2
	50 - 150	2494,3	2159,8	334,5	13,4
	150 <	6840,2	5964,9	875,3	12,8
	Σ	15014,1	13210,3	1803,8	12,0
SANDR	0 - 2	381,1	345,3	35,7	9,4
	2 - 5	1126,1	1038,4	87,7	7,8
	5 - 10	1072,7	997,5	75,2	7,0
	10 - 20	1344,8	1259,2	85,6	6,4
	20 - 50	1327,5	1239,9	87,6	6,6
	50 - 150	748,5	705,4	43,1	5,8
	150 <	520,2	498,4	21,8	4,2
	Σ	6520,8	6084,1	436,7	6,7

W obszarze MORENA PŁASKA najbardziej znaczące zmiany odnotowano dla konturów o miąższości utworów organicznych w przedziale 50-100 cm (31,0%) oraz poniżej 50 cm (24,5%). Były to największe wartości ze wszystkich obszarów badawczych. W przypadku konturów głębokich gleb organicznych (ponad 150 cm) zmiany były najmniejsze (16,3%), jednak jest to nadal wartość znacząca w porównaniu do pozostałych obszarów badawczych.

Pole MORENA FALISTA cechuje się podobnym natężeniem zjawiska zmian sposobu użytkowania we wszystkich przedziałach miąższości (z wyłączeniem 100-150 cm). Wykazano zmianę 18,6-18,7% w przedziałach skrajnych (poniżej 50 oraz powyżej 150 cm), a nieco

większą wartość w przedziale 50-100 cm (19,6%). Zbliżone wartości dotyczą również obszaru PRADOLINA, gdzie płytkie i średnio głębokie gleby organiczne (miąższości poniżej 50 oraz 50-100 cm) zmieniły sposób użytkowania na niecałych 13% swojej powierzchni, a głębokie gleby (powyżej 150 cm miąższości) na nieco ponad 11%. W polu badawczym SANDR największą skalę zmian odnotowano w glebach płytkich (poniżej 50 cm utworów organicznych, 7,5%), a najmniejszą w glebach o średniej miąższości (50-100 cm, 4,7%). Gleby w całym swoim 150-cio centymetrowym profilu zbudowane z materiałów organicznych zmieniły sposób użytkowania na niecałych 7% powierzchni.

Zmiany sposobu użytkowania gleb organicznych były zróżnicowane przestrzennie w poszczególnych obszarach. W przypadku MORENY PŁASKIEJ wspomniane zmiany najsilniej wyraziły się w Dolinie Bachorzy, szczególnie w obszarach sąsiadujących z konturami gleb organicznych, które już na mapach glebowo-rolniczych oznaczone zostały jako nadające się do uprawy ornej (zał. C1), a także w centralnej, bifurkacyjnej części doliny. Duże zmiany odnotowano również w niewielkich, izolowanych konturach leżących na północ i południe od Doliny Bachorzy. Mniejszymi zmianami objęte zostały doliny Tążyny, a także innych, mniejszych cieków leżących przy granicy obszaru badań. Zmiany, jeśli już w nich następowały, to były zlokalizowane głównie na obrzeżach konturów, w nieco wyższych położeniach terenu.

Tab. 8. Zmiany sposobu użytkowania w zależności od miąższości utworu organicznego

Obszar badawczy	Miąższość utworów organicznych [cm]	Użytki zielone		Zmiana użytkowania	
		1957-1970 [ha]	2016-2017 [ha]	[ha]	[%]
MORENA PŁASKA	< 50	694,9	524,6	170,3	24,5
	50 - 100	3302,1	2280,1	1022,0	31,0
	100 - 150	6,8	3,9	2,9	42,4
	150 <	636,3	532,3	104,0	16,3
	Σ	4640,1	3340,9	1299,2	28,0
MORENA FALISTA	< 50	503,0	408,8	94,2	18,7
	50 - 100	1321,1	1062,7	258,3	19,6
	100 - 150	21,4	16,4	5,2	24,2
	150 <	4900,1	3989,6	910,4	18,6
	Σ	6745,6	5477,4	1268,2	18,8
PRADOLINA	< 50	2492,8	2176,3	316,5	12,7
	50 - 100	4977,4	4336,6	640,7	12,9
	100 - 150	5,1	3,9	1,1	22,3
	150 <	7538,8	6693,4	845,4	11,2
	Σ	15014,1	13210,3	1803,8	12,0
SANDR	< 50	470,9	435,6	35,2	7,5
	50 - 100	718,6	684,8	33,8	4,7
	100 - 150	60,6	57,6	3,0	5,0
	150 <	5270,7	4906,1	364,7	6,9
	Σ	6520,8	6084,1	436,7	6,7

W polu MORENA FALISTA najbardziej zauważalne zmiany objęły południowo-zachodnią część obszaru, o mniejszych deniwelacjach terenu (zał. C2). Pozostała część obszaru wykazuje się dużym rozproszeniem zmian sposobu użytkowania gleb organicznych. Niewielkie i izolowane kontury, jeśli wykazywały zmianę sposobu użytkowania, to często na większości swojej powierzchni. Występują jednak liczne kontury tego typu w których nie odnotowano zmiany sposobu ich użytkowania. W przypadku konturów występujących w rynnach subglacialnych bądź dolinach cieków zmiany występują głównie przy zewnętrznych częściach konturów, w oddaleniu od osi formy terenu. Również w przypadku średnich i dużych konturów zmiany użytkowania można zauważyć głównie na obrzeżach płątów gleb organicznych.

W obrębie obszaru PRADOLINA szczególnie silne zmiany użytkowania objęły kontury gleb organicznych w Dolinie Soleckiej (zał. C3). Dużą skalę zmian odnotowano także dla konturów w centralnej części Obniżenia Zielonki, na północ od miejscowości Broniewo, w zachodniej części Doliny Kanału Bydgoskiego oraz w centralnej części Łąk Noteckich, pomiędzy miejscowościami Dębinek i Annowo. W pozostałych częściach obszaru badawczego zmiany zachodziły na mniejszą skalę.

Jedynie większe areały ze zmienionym sposobem użytkowania gleb organicznych obszaru SANDR zlokalizowane są w jego północnej części. Występują w zwartych kompleksach gleb organicznych w okolicach miejscowości Rzepiczna, Szlachta, czy Śliwice. W pozostałej części obszaru badawczego zmiany sposobu użytkowania występują w dużym rozproszeniu i na ogół na niewielkich powierzchniach.

5.3. Weryfikacja aktualnego stanu gleb organicznych w wybranych konturach

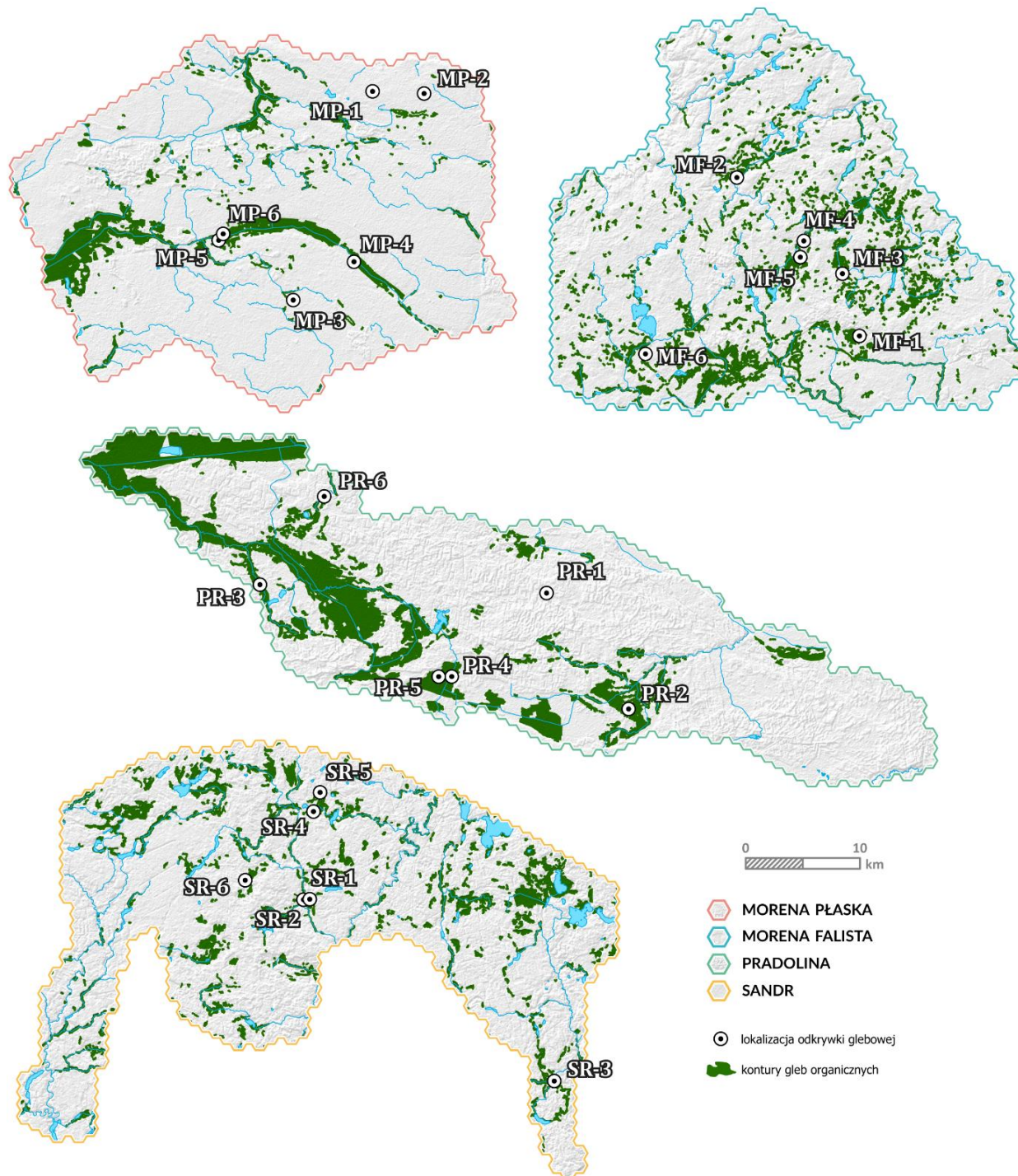
W niniejszym rozdziale wyniki badań terenowych i laboratoryjnych przedstawiono w ujęciu syntetycznym w odniesieniu do cech diagnostycznych dla gleb organicznych. Pełna dokumentacja terenowa oraz wyniki badań laboratoryjnych zawarte są w załączniku D.

5.3.1. Lokalizacja odkrywek glebowych

Odkrywki glebowe zlokalizowane są na gruntach ornych i użytkach zielonych, w różnych sytuacjach terenowych. Zasady wyboru do weryfikacji konturów gleb organicznych, widniejących na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:25 000, opisano w rozdziale 4.2.

Lokalizację odkrywek na obszarze MORENA PŁASKA przedstawia ryc. 18, a ich morfologię ryc. 20. Odkrywki MP-1 oraz MP-2 zlokalizowane są w północno-wschodniej części

poła badawczego, w niewielkich i izolowanych konturach gleb organicznych. Odkrywka MP-3 znajduje się w obrębie konturu ciągnącego się wzdłuż niewielkiego ciek, w południowej części obszaru. Pozostałe odkrywki lokalizowano w obrębie Doliny Bachorzy. Odkrywka MP-4 została wykonana w jej wschodniej części, a odkrywki MP-5 i MP-6 w centralnym, bifurkacyjnym fragmencie doliny.



Ryc. 18. Lokalizacja odkrywek glebowych w obszarach badawczych

Odkrywka MF-1 zlokalizowana jest w obrębie konturu wypełniającego niewielkie, bezodpływowe zagłębienie śródpolne, w bliskim sąsiedztwie kompleksu Łąk Gdańskich, w południowej części obszaru MORENA FALISTA (ryc. 18, 20). Odkrywka MF-2 znajduje się

w dnierynny polodowcowej, u podnóża jej południowego zbocza, około 3 km na zachód od miejscowości Radzyń Chełmiński. Rynna jest w dużej mierze wypełniona konturami gleb organicznych. Profile MF-3, MF-4 i MF-5 położone są w centralnej części obszaru badań, w obrębie konturów związanych z dolinami sztucznych cieków: Kanału Siecińskiego (MF-3) oraz Kanału Sicińskiego (MF-4, MF-5). Ostatnia odkrywka, MF-6, wykonana została w południowo-zachodniej części obszaru, w obrębie równiny zastoiskowej leżącej na zachód od miejscowości Ryńsk.

Odkrywka PR-1 znajduje się w centralnej części pola PRADOLINA (ryc. 18, 21). Wykonana została w obrębie jednego z nielicznych konturów w kompleksie Puszczy Bydgoskiej, w okolicach osady leśnej Trzcianka. Odkrywka PR-2 zlokalizowana jest w południowo-wschodniej części obszaru, pomiędzy miejscowościami Jezuicka Struga i Rojewice. Znajduje się tam rozległy kompleks użytków zielonych na glebach organicznych. Odkrywka PR-3 z kolei wykonana została w rozległym konturze leżącym w dolinie Gąsawki, lewego dopływu Noteci. Kontur umieszczony jest w południowo-zachodniej części pola badawczego. Kolejne odkrywki PR-4 oraz PR-5, wykonano w obrębie Łąk Dąbrowskich, w południowej części obszaru. Jest to rozległa równina biogeniczna w całości wypełniona konturami gleb organicznych. Ostatnia odkrywka reprezentująca krajobraz pradolinny, PR-6, zlokalizowana została w północno-zachodniej części obszaru, niedaleko miejscowości Białe Błota. Kontur gleby organicznej wypełnia obniżenie tu terenu, przez które przepływa Struga Młyńska.

Odkrywki SR-1 i SR-2 znajdują się w centralnej części obszaru SANDR (ryc. 18, 21). Kontur odkrywki SR-2 leży pomiędzy miejscowościami Łązek i Zazdrość, w zakolu rzeki Prusiny, natomiast odkrywka SR-1 zlokalizowana jest u wylotu rynny subglacialnej Jeziora Piaseczno, wpadającej do doliny Prusiny od wschodu. Odkrywka SR-3 znajduje się w południowo-wschodniej części obszaru, w okolicach miejscowości Ciemniki. Gleby organiczne wypełniają tu intensywnie zmeliorowane obniżenie leżące na połączeniu dwóch rynien subglacialnych. Odkrywki SR-4 i SR-5 zlokalizowano w części północnej pola badawczego, w okolicach miejscowości Linówek. Odkrywka SR-4 znajduje się pomiędzy jeziorami Trzcianno i Trzcianek, natomiast SR-5 w obniżeniu terenu na północ od Linówka.

Szczegółowa lokalizacja odkrywek wraz z opisem morfologii profili glebowych zawarta jest w załączniku do niniejszej pracy (zał. D).

5.3.2. Kryteria diagnostyczne gleb organicznych

W rozdziale 2.1. omówiono najczęściej stosowane kryteria jakie muszą zostać spełnione, aby daną glebę zaklasyfikować jako organiczną: (A) próg minimalnej zawartości

C_{org} , po przekroczeniu którego możemy stwierdzić występowanie utworu organicznego; (B) próg miąższości utworu organicznego, pozwalający na zaklasyfikowanie danej gleby jako organiczną; a także (C) charakter morfologiczny utworu organicznego, pozwalający na przypisanie gleby do danego typu gleb organicznych. Zaznaczyć należy, że podczas prac nad mapą glebowo-rolniczą wykorzystywano jedynie kryterium rodzaju utworu organicznego, określanego organoleptycznie oraz jego miąższość [Witek 1965, 1973].

Spośród 6 analizowanych gleb w obszarze **MORENA PŁASKA** tylko jeden profil, MP-4, zdecydowanie przekroczył próg 12% zawartości C_{org} , będący wartością graniczną dla gleb organicznych w Systematyce gleb Polski wyd. 6 (ryc. 19A; pełna informacja na temat zawartości C_{org} w poszczególnych poziomach znajduje się w tab. 1, w zał. D). Odnotowano w nim jednak spadek miąższości utworu organicznego z przedziału 50-100 cm (dolna granica dla oznaczenia „:” na mapie glebowo-rolniczej; ryc. 19B) do poniżej 50 cm, a nawet poniżej 30 cm (wartość progowa SGP6). Pozostałe profile tego obszaru cechują się zawartością C_{org} zbliżoną do wartości progowej: 11,3-11,5% C_{org} w profilach MP-1, MP-3 i MP-5, lub nieznacznie ją przekraczając: 12,2-12,8% C_{org} w profilach MP-2 i MP-6. W obu tych profilach odnotowano spadek miąższości utworu organicznego poniżej 50 cm, a w przypadku profilu MP-2 nawet poniżej 30 cm (ryc. 19B).

Wszystkie profile pola badawczego **MORENA PŁASKA** cechują się zmianą charakteru poziomu diagnostycznego. W profilach MP-1, MP-2, MP-3 oraz MP-4 obecnie w ogóle nie występuje diagnostyczny poziom organiczny, natomiast w profilach MP-4 i MP-6 utwór mułowo-torfowy uległ przekształceniu w murszowy, o czym świadczy pedogeniczna struktura oraz znaczny stopień humifikacji materii organicznej (ryc. 19C). Również wybrane właściwości fizyczne poziomów powierzchniowych analizowanych gleb sugerują ich mineralno-próchniczny lub mineralno-organiczny charakter [Skawina i in. 1993]. Wartości gęstości objętościowej wahają się w granicach 0,82-1,26 g·cm⁻³, są więc bliższe glebom mineralnym (tab. 2 w zał. D). Porowatość ogólna, tylko w jednym przypadku przekraczająca 60% (poziom powierzchniowy profilu MP-4), również wskazuje na znaczne przekształcenie materiałów pierwotnie silnie organicznych.

Połowa profili zlokalizowanych w obszarze **MORENY FALISTEJ** przekracza próg 20% zawartości C_{org} w poziomie powierzchniowym (25,6% w profilu MF-1, 34,7% w profilu MF-4, 37,0% w profilu MF-5). Profil MF-3 z wynikiem zawartości C_{org} blisko 16% nie przekracza progu określonego w klasyfikacji WRB, jednak spełnia kryterium w obecnie stosowanej Systematyce gleb Polski (ryc. 19A). Jedynie w dwóch profilach tego pola badawczego zawartości węgla organicznego nie pozwalają na zaklasyfikowanie ich jako gleby organiczne: MF-2 i MF-6. Profil MF-2 wykazuje najmniejszą ogólną zawartość C_{org} spośród

wszystkich analizowanych poziomów powierzchniowych (2,21%). Jest to najprawdopodobniej spowodowane lokalizacją konturu bezpośrednio u podnóża zbocza rynny polodowcowej o wysokości około 10 m i domieszką mineralnego materiału deluwialnego (zał. D, s. 19-20).

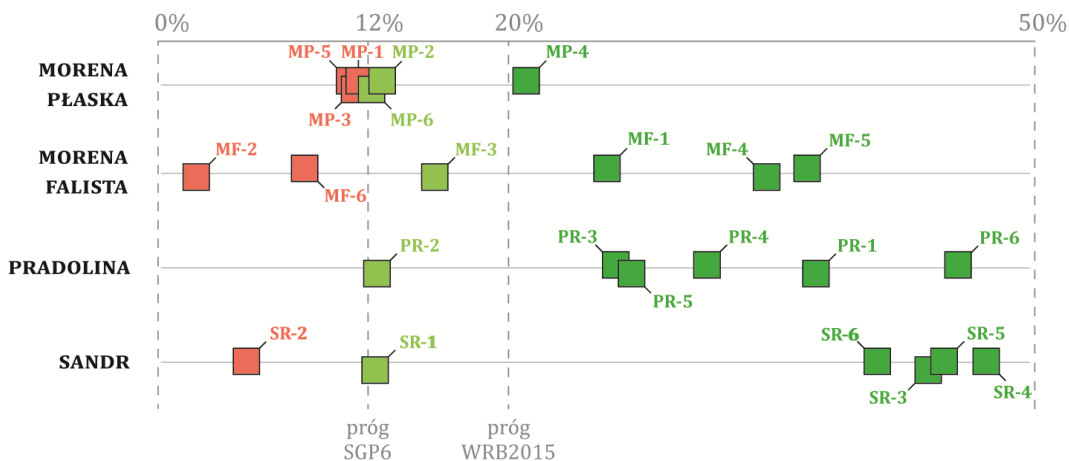
Profile MF-4 i MF-5 zachowały miąższość utworów organicznych w przedziale 50-100 cm. Dodatkowo, w profilu MF-4 nie stwierdzono zmiany charakteru utworu organicznego, natomiast w profilu MF-5 odnotowano nawet zmianę z utworu murszowego na torfowy (ryc. 19B, 19C). Wizja lokalna oraz analiza materiałów kartograficznych i teledetekcyjnych każą wiązać tę zmianę nie z ponownym zatorfieniem konturu, a raczej z wykonaniem odkrywki glebowej w innym miejscu niż podczas prac nad mapą glebowo-rolniczą. W profilach MF-1 oraz MF-3 nastąpiła redukcja miąższości utworów organicznych poniżej 50 cm, jednak w obu przypadkach gleby obecnie spełniają kryteria gleb organicznych stawiane przez SGP6. Zauważono postępujące murszenie torfu, a w rezultacie zmianę charakteru materiału. Wartości gęstości objętościowej i porowatości ogólnej potwierdzają postępującą transformację materiałów organicznych. Najniższą gęstość objętościową odnotowano w przypadku profilu MF-5 ($0,23 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, porowatość 89%; tab. 2 w zał. D), natomiast największą w profilu MF-2 ($1,15 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, porowatość 55%).

Wszystkie analizowane gleby w obszarze PRADOLINA wykazują zawartość C_{org} w poziomach powierzchniowych wystarczającą do stwierdzenia utworów organicznych według SGP6 (ryc. 19A). Najniższą wartość odnotowano w profilu PR-2 (12,5%), w pozostałych przypadkach zawartość węgla organicznego wahała się od ok. 26-27% (PR-3, PR-5), do 37% (PR-1), a nawet do ponad 45% (PR-6). Dwa ostatnie wymienione profile zachowały również miąższość torfu w przedziale 50-100 cm. W pozostałych miąższość uległa redukcji, w profilach PR-2 i PR-5 wciąż jest wystarczająca do zaklasyfikowania gleb jako organiczne. Profile PR-3 i PR-4 mają miąższość utworów organicznych poniżej 30 cm.

We wszystkich analizowanych glebach pola PRADOLINA występowały utwory organiczne. W połowie z nich charakter utworu organicznego jest zgodny z przedstawionym na mapach glebowo-rolniczych (PR-1, PR-4, PR-6; ryc. 19C). Występuje w tych profilach warstwa utworu torfowego, jednak znajduje się ona pod warstwą cechującą się mniejszą zawartością C_{org} , wyższą gęstością objętościową oraz niższą porowatością ogólną (tab. 1 i 2 w zał. D). Taka sytuacja, zmurszenie wierzchniej warstwy gleby torfowej, mogła mieć miejsce już podczas tworzenia map glebowo-rolniczych. Jednak w związku z przyjętą metodyką prac nad wykonaniem map taka informacja nie mogła zostać zawarta w opisie konturu [Witek 1965]. W profilach PR-2, PR-3 oraz PR-5 utwory mułowe i torfowe zostały zastąpione murszowymi.

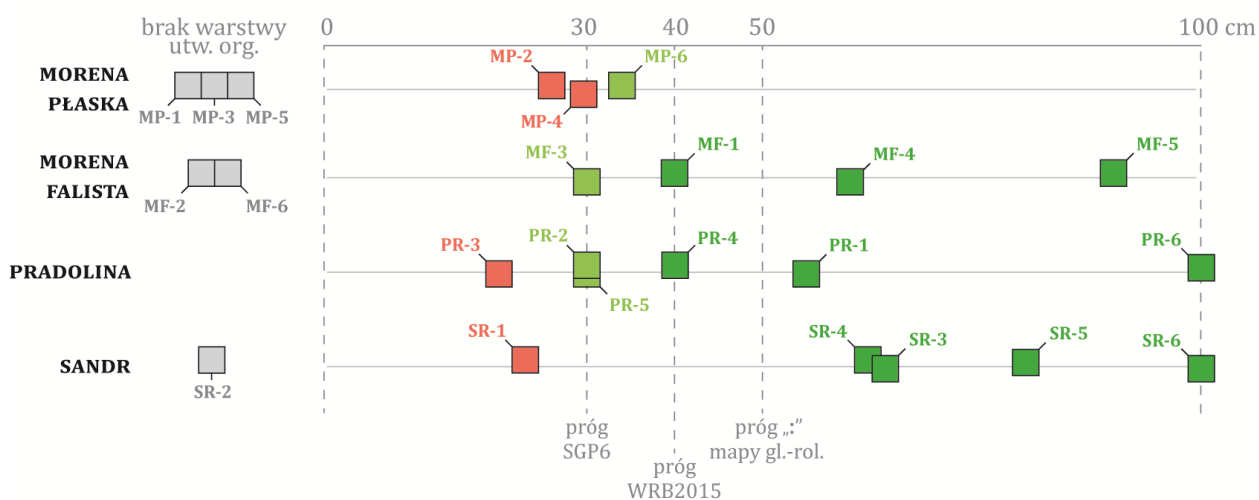
A

Zawartość C_{org} w poziomach powierzchniowych*



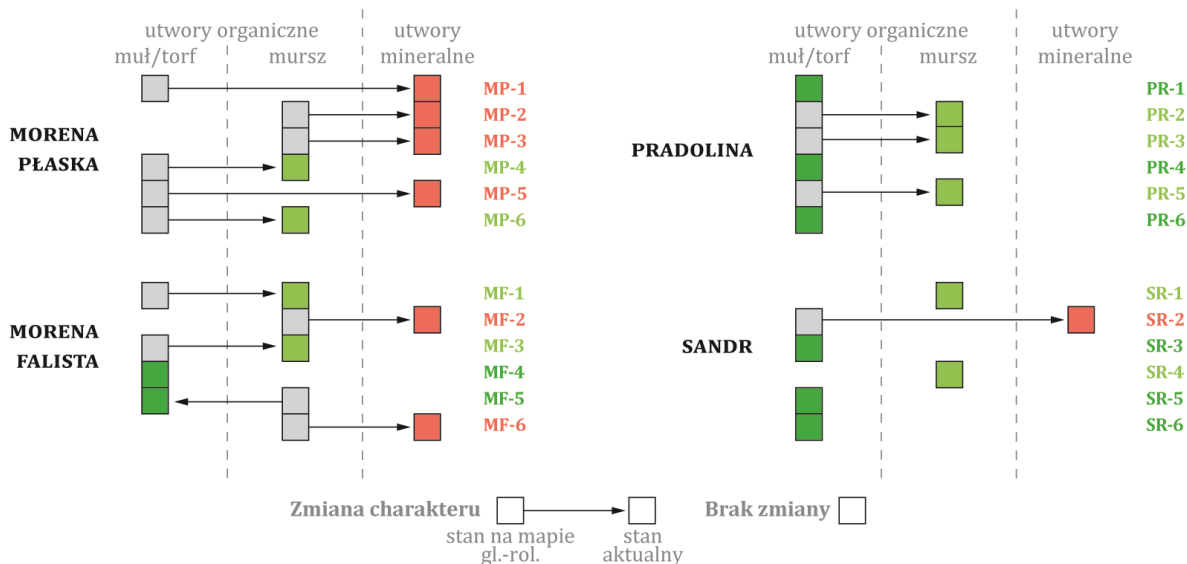
B

Miąszość utworów organicznych**



C

Charakter morfologiczny poziomu organicznego



*w przypadku, gdy pod powierzchniowym poziomem mineralnym (np. murszastym) znajdował się poziom organiczny, przedstawiono wartość dla poziomu organicznego; jeśli poziom organiczny składał się z kilku warstw przedstawiono najwyższą zawartość C_{org}

**jeżeli w profilu glebowym natrafiono na wodę gruntową, występującą płycej niż spąg warstwy utworów organicznych, za miąższość warstwy przyjęto poziom wody gruntowej (MF-4, MF-5, SR-6)

Ryc. 19. Kryteria diagnostyczne gleb organicznych w analizowanych profilach glebowych
 A - kryterium zawartości C_{org} ; B - kryterium miąższości utworów organicznych; C - kryterium morfologiczne

Cztery z sześciu profili wykonanych w obszarze SANDR charakteryzują się zawartością węgla organicznego przekraczającą 40% (SR-3, SR-4, SR-5 i SR-6; ryc. 19A). Profil SR-1 cechuje się zawartością 12,4% C_{org} , przekracza więc nieznacznie próg 12%. Jedynym profilem, który nie spełnia tego wymogu jest SR-2 (ok. 5% C_{org}). Cztery profile z najwyższym procentowo udziałem węgla organicznego zachowały miąższość utworów organicznych powyżej 50 cm (ryc. 19B). W profilu SR-1 warstwa utworów organicznych uległa decesji i obecnie jej miąższość wynosi tylko 23 cm.

Pięć spośród sześciu profili w polu SANDR zachowało charakter materiału organicznego zgodny z mapą glebowo-rolniczą (ryc. 19C). Potwierdzeniem są wartości gęstości objętościowej utworów organicznych w zakresie od 0,14 do 0,77 $g \cdot cm^{-3}$ (tab. 2 w zał. D), a także porowatość ogólna przekraczająca w większości profili tego obszaru 90%. Wyjątkiem jest tu poziom murszowy profilu SR-1, w którym porowatość ogólna wyniosła nieznacznie ponad 66%. Profil ten zawiera jednak ponad 12% C_{org} . Jedynie w profilu SR-2 dawny utwór mułowo-torfowy wykazuje obecnie cechy utworu mineralnego.

5.3.1. Pozycja systematyczna badanych gleb

Zastosowanie zróżnicowanych kryteriów definiowania gleb organicznych w różnych systemach klasyfikowania gleb może prowadzić do niejednoznaczności w ich wydzieleniu oraz nazewnictwie. W niniejszym podrozdziale podano pozycję systematyczną badanych gleb zarówno według klasyfikacji przyjętej do konstrukcji map glebowo-rolniczych [Witek 1965, 1973], jak i obecnie obowiązującej Systematyki gleb Polski wyd. 6 [SGP6 2019] oraz aktualnej wersji międzynarodowej klasyfikacji WRB [IUSS Working Group WRB 2015]. Tabele 9-12 przedstawiają pozycję systematyczną analizowanych gleb według wymienionych systemów klasyfikacyjnych.

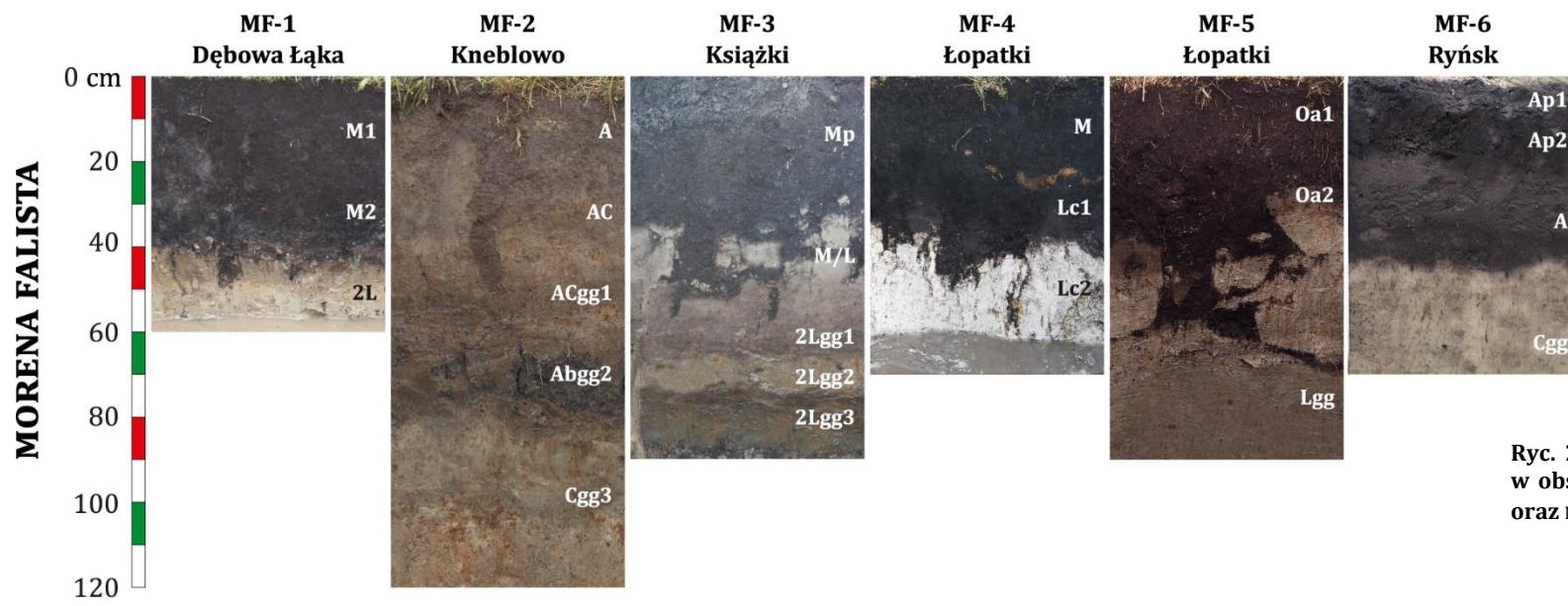
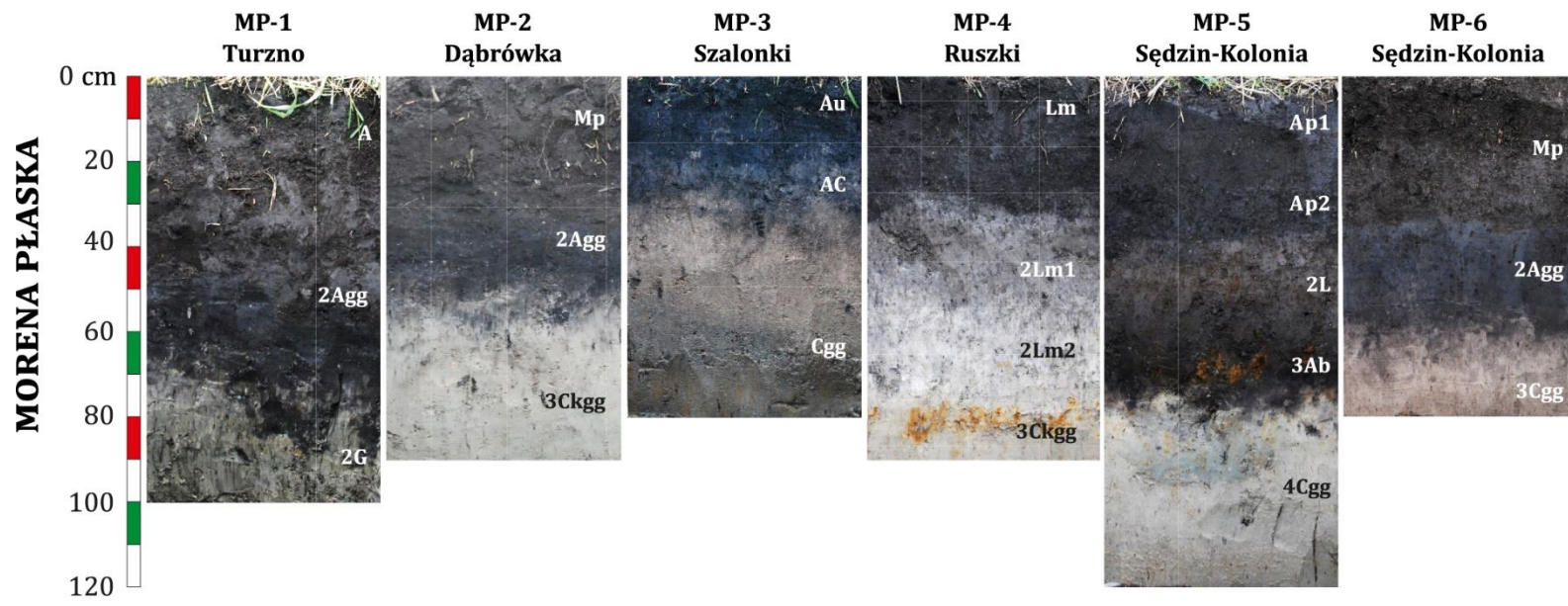
Odpowiednikami gleb oznaczonych na mapie glebowo-rolniczej (MGR25) symbolem Emt, określającym gleby mułowo-torfowe, w Systematyce gleb Polski wyd. 6, są gleby mułowo torfowe, będące podtypem gleb limnowych [Świtoniak i in. 2019]. Z kolei gleby oznaczone na MGR25 symbolem T, a więc gleby torfowe, w SGP6 odpowiadają typowi gleb torfowych. Dalszy podział na podtypy wymagałby posiadania informacji o stopniu rozłożenia torfu (gleby torfowe fibrowe/hemowe/saprowe) lub występowania w profilu innego materiału, np. naniesionego materiału mineralnego. Podobnie wygląda sytuacja w przypadku gleb określonych symbolem M, a więc gleb murszowo-mineralnych. Zgodnie z SGP6, należałoby je zaklasyfikować do typu gleb murszowych. Przypisanie danej glebie podtypu wymagałoby posiadania informacji o materiale organicznym podścielającym warstwę murszu. Jest to jednak niemożliwe, brak takiej informacji na MGP25.

W obszarze **MORENA PŁASKA** jedynie profile MP-4 oraz MP-6 spełniają zarówno kryterium zawartości C_{org} jak i miąższości utworów organicznych stawiane przez SGP6. W przypadku profilu MP-4 pierwotnie zaznaczony na mapie glebowo-rolniczej torf obecnie nie został stwierdzony, natomiast w jego miejscu występuje utwór mułowy. Gleba została więc zaklasyfikowana jako gleba mułowa (limnowęgłanowa, odwodniona). Profil MP-6, w związku z zaawansowanym zmurszeniem wierzchniej warstwy gleby, został zaklasyfikowany do podtypu gleb murszowych płytkich (węglanowych, odwodnionych). Pozostałe gleby obszaru **MORENA PŁASKA** zostały określone jako mineralne i zaklasyfikowane jako: czarne ziemie (MP-1, MP-5), gleby glejowe (MP-2) lub gleby murszowate (MP-3; tab. 9).

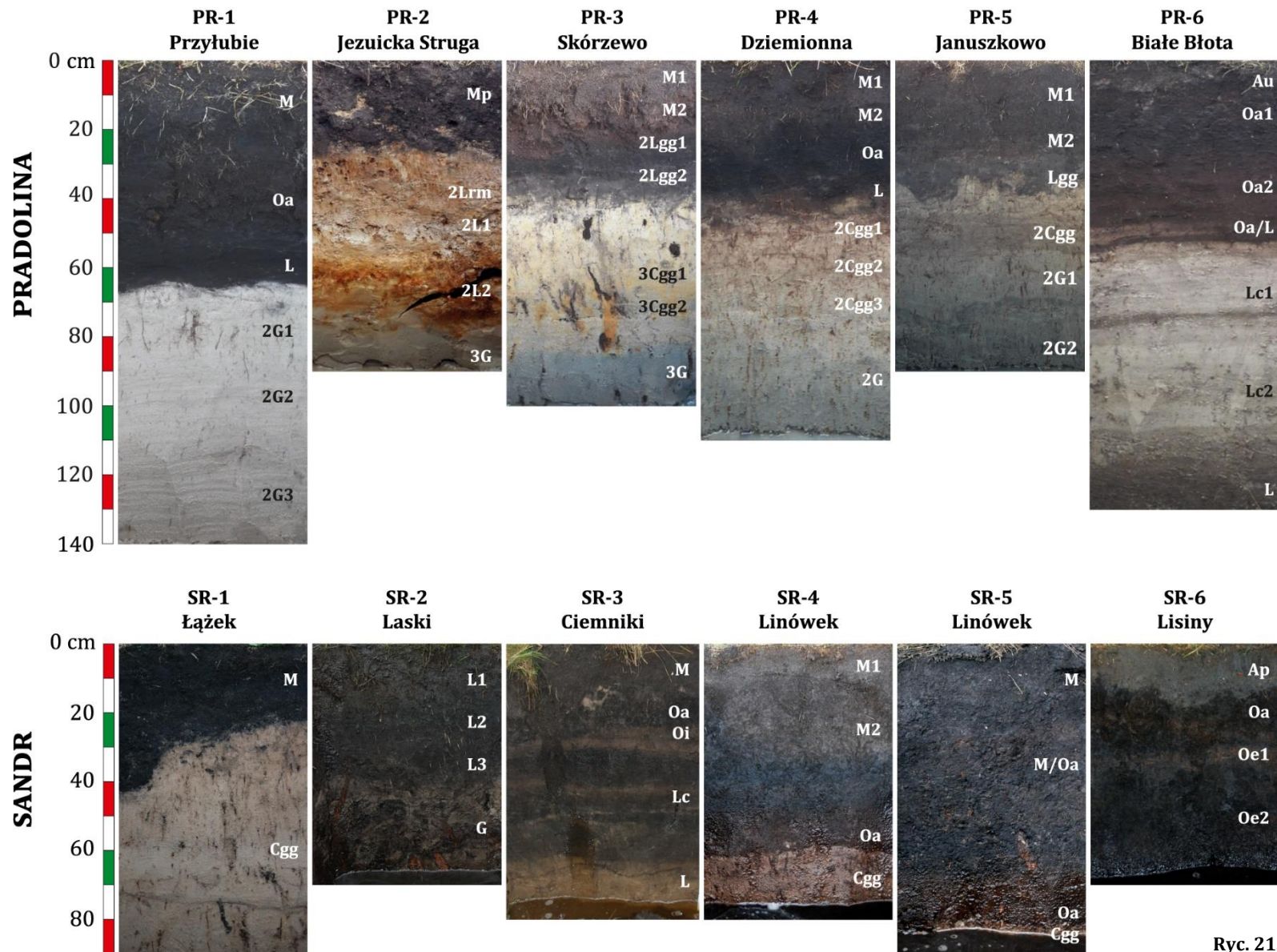
Stosując podział typologiczny przyjęty na MGR25 i uwzględniając aktualny stan gleby, jedynie profil MP-4 zaklasyfikowany został jako Emt, zgodnie z opisem konturu. Profil MP-6 określony został jako gleba organiczna, jednak nie mułowo-torfowa, jak wskazuje mapa, a jako gleba murszowo-mineralna. Pozostałe profile zostały zaklasyfikowane jako gleby mineralne – czarne ziemie właściwe (D - MP-1, MP-2, MP-5), a cechujący się piaszczystym uziarnieniem profil MP-3 jako czarna ziemia zdegradowana (Dz; uziarnienie poszczególnych profili przedstawia tab. 3 w zał. D).

Żaden z profili obszaru **MORENA PŁASKA** nie spełnia kryteriów określonych dla Histosoli w klasyfikacji WRB [IUSS Working Group WRB 2015]. Cztery z sześciu profili zostały zaklasyfikowane jako silnie próchniczne Gleysole (MP-1, MP-2, MP-3, MP-6), pozostałe profile natomiast jako Phaeozem (MP-5) oraz Regosol (MP-4).

Cztery z sześciu profili pola **MORENA FALISTA** spełniają kryteria gleb organicznych stawiane przez SGP6. Trzy z nich, widniejące na materiale źródłowym jako gleby torfowe, aktualnie nie spełniają wymogów tego typu. Ich poziomami diagnostycznymi są obecnie poziomy murszowe. Profile MF-1, MF-3 zostały zaklasyfikowane jako gleby murszowe płytkie, a profil MF-4, w związku z obecnością warstwy gytii podścielającej poziom murszowy, jako gleba murszowa gytiova. W przypadku profilu MF-5 stwierdzono „bardziej organiczny” typ gleby niż wynikałoby z opisu konturu MGR25. Gleba oznaczona na MGR25 jako murszowa, podczas weryfikacji terenowej została zaklasyfikowana według SGP6 jako gleba torfowa saprowa gytiova (odwodniona). Jak zaznaczono w podrozdziale 5.3.2. prawdopodobnie nie wynika to z postępującego procesu torfotwórczego, a z wykonania odkrywki w innym miejscu niż podczas opracowywania mapy glebowo-rolniczej.



Ryc. 20. Morfologia analizowanych gleb w obszarach MORENA PŁASKA (górny rząd) oraz MORENA FALISTA (dolny rząd)



Ryc. 21. Morfologia analizowanych gleb w obszarach PRADOLINA (górny rząd) oraz SANDR (dolny rząd)

Tab. 9. Pozycja systematyczna gleb obszaru badawczego MORENA PŁASKA

Profil	Stan na mapach glebowo-rolniczych 1970		Zawartość C _{org} w poziomie powierzchniowym	Miąższość utworów organicznych (SGP6)	Stan aktualny 2016		
	MGR25	SGP6	[%]	[cm]	MGR25	SGP6	WRB 2015
MP-1 Turzno	2z Emt :p _p Gleba mułowo-torfowa	Gleba mułowa torfowa	11,5 (A)	-	8 D gl:gcp:gc Czarna ziemia właściwa	Czarna ziemia podmokła (przykryta, głęboko próchniczna, odwodniona)	Eutric Chernic Gleysol (Aric, Colluvic, Drainic, Hyperhumic, Loamic, Epigeoabruptic, Pachic)
MP-2 Dąbrówka	3z M :gl Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa	12,8 (Mp)	26	8 D gl:p _p Czarna ziemia właściwa	Gleba gruntowo-glejowa murszowa, próchniczna (węglanowa, odwodniona)	Eutric Chernic Gleysol (Endoarenic, Aric, Drainic, Epigeoabruptic, Hyperhumic, Anoloamic, Amphiraptic, Pachic)
MP-3 Szalunki	3z M :gl Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa	11,4 (Au)	-	9 Dz p _p :pl Czarna ziemia zdegradowana	Gleba murszowata podmokła (odwodniona)	Eutric Chernic Gleysol (Arenic, Drainic, Humic, Greyzemic)
MP-4 Ruszki	2z Emt :ps Gleba mułowo-torfowa	Gleba mułowa torfowa	21,0 (Lc)	30	8 Emt :gc:p _p Gleba mułowo-torfowa	Gleba mułowa (limnowęglanowa, odwodniona)	Calcaric Endogleyic Regosol (Aric, Drainic, Epigeoabruptic, Humic, Amphiraptic, Episiltic, Histic, Limic)
MP-5 Sędzin-Kolonia	2z Emt :p _p Gleba mułowo-torfowa	Gleba mułowa torfowa	7,86 (Ap1) 11,3 (Ap2)	-	8 D gl:gc:pl Czarna ziemia właściwa	Czarna ziemia typowa (limnowęglanowa, przykryta, odwodniona)	Epicalcaric Endogleic Chernic Phaeozem (Endoarenic, Aric, Colluvic, Epigeoabruptic, Hyperhumic, Pachic, Anoloamic, Amphiraptic, Drainic)
MP-6 Sędzin-Kolonia	3z Emt :p _p Gleba mułowo-torfowa	Gleba mułowa torfowa	12,2 (Mp)	34	8 M :gl:p _p Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa płytka (węglanowa, odwodniona)	Eutric Epicalcaric Chernic Gleysol (Endoarenic, Aric, Drainic, Hyperhumic, Anoloamic, Amphiraptic)

Tab. 10. Pozycja systematyczna gleb obszaru badawczego MORENA FALISTA

Profil	Stan na mapach glebowo-rolniczych 1970		Zawartość C _{org} w poziomie powierzchniowym	Miąższość utworów organicznych (SGP6)	Stan aktualny 2016		
	MGR25	SGP6	[%]	[cm]	MGR25	SGP6	WRB 2015
MF-1 Dębowa Łąka	2z Tn :płz Gleba torfowa	Gleba torfowa	24,7 (M1) 25,6 (M2)	40	2z M :płz Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa płytka (węglanowa, odwodniona)	Eutric Rheic Murshic Histosol (Endocalcaric, Limnic, Epiraptic)
MF-2 Kneblowo	2z M :płz Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa	2,21 (A)	-	8 G ps:gc:ps Gleba glejowa	Gleb deluwialna właściwa próchniczna gruntowo-glejowa (odwodniona)	Eutric Oxygleyic Mollic Gleysol (Colluvic, Drainic, Humic, Anoloamic)
MF-3 Książki	2z Tn :gl Gleba torfowa	Gleba torfowa	15,8 (M)	30	8 M :płi Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa płytka (odwodniona)	Eutric Chernic Gleysol (Aric, Drainic, Hyperhumic, Limnic, Siltic, Epiraptic)
MF-4 Łopatki	2z Tn :wł Gleba torfowa	Gleba torfowa	26,7 (M) 34,7 (Lc1) 14,1 (Lc2)	> 60	2z Emt :ga Gleba mułowo-torfowa	Gleba murszowa gytiowa (węglanowa, odwodniona)	Eutric Rheic Murshic Histosol (Calcaric, Limnic)
MF-5 Łopatki	2z M :płi Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa	20,4 (Oa1) 37,0 (Oa2) 12,5 (Lgg)	90	2z Emt :ga Gleba mułowo-torfowa	Gleba torfowa saprowa gytiowa (odwodniona)	Eutric Histic Gleysol (Siltic Drainic, Limnic)
MF-6 Ryńsk	2z M :pl Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa	7,92 (Ap1) 8,39 (Ap2)	-	8 M ps:pl Gleba murszowata	Czarna ziemia podmokła (odwodniona)	Eutric Mollic Gleysol (Arenic, Aric, Drainic, Hyperhumic)

Tab. 11. Pozycja systematyczna gleb obszaru badawczego PRADOLINA

Profil	Stan na mapach glebowo-rolniczych 1970		Zawartość C _{org} w poziomie powierzchniowym	Miąszość utworów organicznych (SGP6)	Stan aktualny 2016		
	MGR25	SGP6	[%]	[cm]	MGR25	SGP6	WRB 2015
PR-1 Przyłubie	3z Tn :pl Gleba torfowa	Gleba torfowa	24,8 (M) 37,5 (Oa)	55	3z Tn :pl Gleba murszowo-torfowa	Gleba torfowa saprowa murszowa	Eutric Rheic Murshic Sapric Histosol
PR-2 Jezuicka Struga	3z Emt :pl Gleba mułowo-torfowa	Gleba mułowa torfowa	12,5 (Mp)	30	8 M ·pli:pl Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa płytka (węglanowa, odwodniona)	Eutric Calcaric Chernic Gleysol (Anosiltic, Endoarenic, Aric, Hyperhumic, Drainic, Petrogleyic)
PR-3 Skórzewo	3z Tn :pl Gleba torfowa	Gleba torfowa	26,1 (M1) 21,9 (M2)	20	2z M ·pli:pl Gleba murszowo-mineralna	Gleba gruntowo-glejowa murszowa (odwodniona)	Eutric Histic Gleysol (Katoarenic, Drainic, Limnic, Amphiraptic)
PR-4 Dziemionna	2z Tn :pl Gleba torfowa	Gleba torfowa	20,6 (M1) 29,3 (M2) 31,3 (Oa)	40	2z Tn ·pl Gleba murszowo-torfowa	Gleba torfowa saprowa murszowa (odwodniona, płytka)	Eutric Rheic Murshic Histosol
PR-5 Januszkowo	2z Emt :pl Gleba mułowo-torfowa	Gleba mułowa torfowa	12,1 (M1) 27,0 (M2)	30	2z M ·pl Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa płytka (odwodniona)	Eutric Histic Gleysol (Katoarenic, Drainic)
PR-6 Białe Błota	3z Tn :ga Gleba torfowa	Gleba torfowa	6,61 (Au) 40,3 (Oa1) 45,6 (Oa2) 32,9 (Oa/Lm)	47	3z Tn :ga·pli Gleba torfowa	Gleba natorfowa saprowa (gytiowa, węglanowa, odwodniona)	Eutric Rheic Drainic Sapric Histosol (Endocalcaric)

Tab. 12. Pozycja systematyczna gleb obszaru badawczego SANDR

Profil	Stan na mapach glebowo-rolniczych 1970		Zawartość C _{org} w poziomie powierzchniowym	Miąszość utworów organicznych (SGP6)	Stan aktualny 2016		
	MGR25	SGP6	[%]	[cm]	MGR25	SGP6	WRB 2015
SR-1 Przytubie	2z M :ps Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa	12,4 (M)	23	2z M :pl Gleba murszowo-mineralna	Gleba gruntowo-glejowa murszowa (odwodniona)	Eutric Gleysol (Pantoarenic, Drainic, Humic)
SR-2 Laski	3z Emt :pl Gleba mułowo-torfowa	Gleba mułowa torfowa	5,07 (L1)	-	2z G pl:ps Gleba glejowa	Gleba gruntowo-glejowa próchniczna (odwodniona)	Epieutric Endostryic Reductigleyic Gleysol (Katoarenic)
SR-3 Ciemniki	3z Emt :wł Gleba mułowo-torfowa	Gleba mułowa torfowa	17,5 (M) 39,6 (Oa) 43,9 (Oi)	30	2z Emt :ga:pl Gleba mułowo-torfowa	Gleba torfowa saprowa murszowa (gytiowa, odwodniona)	Eutric Rheic Drainic Sapric Histosol (Limnic, Endomineralic)
SR-4 Linówek	2z M :pl Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa	14,5 (M1) 47,2 (M2) 32,5 (Oa)	62	2z M :pl Gleba murszowo-mineralna	Gleba murszowa saprowa (odwodniona)	Eutric Rheic Murshic Histosol
SR-5 Linówek	2z Tn :pl Gleba torfowa	Gleba torfowa	38,8 (M) 42,4 (M/Oa) 44,8 (Oa)	80	2z Tn :pl Gleba murszowo-torfowa	Gleba murszowa saprowa (odwodniona)	Eutric Rheic Murshic Histosol
SR-6 Lisiny	2z Tn :pl Gleba torfowa	Gleba torfowa	6,18 (Au) 25,4 (Oa) 41,0 (Oe1) 31,4 (Oe2)	> 60	2z Tn :.pl Gleba murszowo-torfowa	Gleba natorfowa saprowa (odwodniona)	Eutric Rheic Drainic Histosol (Areninovic)

Wszystkie profile obszaru MORENA FALISTA zmieniły swoją pozycję w typologii MGR25. Profil MF-6 co prawda jest oznaczony literą M, jednak na mapie glebowo-rolniczej należy to interpretować jako glebę murszowo-mineralną, a obecnie jako glebę murszową, mineralną w całym profilu. Pozostałe gleby oznaczone jako murszowo-mineralne zostały opisane jako gleba glejowa (MF-2) oraz mułowo-torfowa (MF-5). Profile opisane na materiale źródłowym jako gleby torfowe zostały obecnie zaklasyfikowane jako gleby murszowo-mineralne (MF-1, MF-3) lub mułowo-torfowe w przypadku profilu MF-4, w którym stwierdzono występowanie warstw osadów limnicznych.

Dwa profile obszaru spełniają kryteria Histosoli według klasyfikacji WRB (MF-1, MF-4). Pozostałe gleby, cechujące się zbyt małą zawartością C_{org} lub zbyt małą miąższością warstwy utworów organicznych, zostały przypisane do grupy Gleysoli.

W obszarze PRADOLINA pięć z analizowanych sześciu gleb spełnia kryteria gleb organicznych określone w SGP6. Trzy profile zostały zaklasyfikowane do typu gleb torfowych: gleba torfowa saprowa murszowa w przypadku profili PR-1 i PR-4, oraz gleba natorfowa saprowa (gytiowa, węglanowa, odwodniona) w przypadku profilu PR-6. Kolejne dwa profile tego pola badawczego, PR-2 oraz PR-5, z racji występowania materiału diagnostycznego murszik, zostały opisane jako gleby murszowe płytkie. Pozostały profil PR-3, niepełniający kryterium miąższości utworów organicznych, został przypisany do podtypu gleb gruntowo-glejowych murszowych (odwodnionych).

Korzystając z kryteriów stosowanych na MGR25 stwierdzono, że połowa z badanych profili obszaru PRADOLINA zachowała pierwotny charakter utworu torfowego, a w konsekwencji zostały przypisane do tego samego typu gleb organicznych, co ponad pół wieku temu. W profilach PR-1 oraz PR-6 zachowana została również miąższość utworów organicznych przekraczająca 50 cm, czego nie można powiedzieć o profilu PR-4, gdzie łączna miąższość warstw torfu i murszu wyniosła 29 cm. Pozostałe profile uległy większym przekształceniom, czego konsekwencją jest zmiana pozycji systematycznej z gleb mułowo torfowych (PR-2, PR-5) lub torfowych (PR-3) do gleb murszowo-mineralnych z miąższością warstwy murszu mniejszą niż 50 cm.

Trzy profile obszaru spełniają kryteria Histosoli według klasyfikacji WRB (PR-1, PR-4, PR-6). Pozostałe profile, w związku z niewystarczającą miąższością utworów organicznych (PR-3, PR-5), bądź też zbyt małą zawartością węgla organicznego (PR-2) zostały zaklasyfikowane jako Gleysole.

W obszarze SANDR kryteria gleb organicznych SGP6 zostały spełnione w czterech z sześciu profili. W dwóch przypadkach są to gleby torfowe: profil SR-3 opisany jako gleba

torfowa saproa murszowa (gytiowa, odwodniona), a także SR-6, opisany jako gleba natorfowa saproa (odwodniona). Profile SR-4 i SR-5 zostały zaklasyfikowane jako gleby murszowe saprowe (odwodnione). Ostatnie dwie gleby tego obszaru zostały określone jako gleby mineralne, z powodu niewystarczającej miąższości utworów organicznych (SR-1) lub zbyt małej zawartości węgla organicznego (SR-2). Zaklasyfikowano je odpowiednio jako glebę gruntowo-glejową murszową (odwodnioną) oraz glebę gruntowo-glejową próchniczną (odwodnioną).

W przypadku dwóch konturów, SR-4 i SR-5, zachował aktualność kompletny zapis z MGR25, zarówno pod względem typu gleby jak i miąższości utworów organicznych. W profilu SR-6 odnotowano nawet większą miąższość torfu niż ta zarejestrowana na mapie. Podobnie jak w przypadku profilu MF-5, za taki stan rzeczy odpowiada najprawdopodobniej wykonanie odkrywki w innym miejscu niż podczas prac nad mapą glebowo-rolniczą. Profile SR-1 i SR-3 zachowały przynależność do typu gleb określonego na materiałach źródłowych, w obu przypadkach odnotowano jednak spadek miąższości utworów organicznych poniżej 50 cm. Jedynym profilem w polu SANDR, w którym stwierdzono zmianę typu gleby, jest profil SR-2. Gleba oznaczona na MGR25 jako mułowo-torfowa obecnie nie może być tak opisana i została zaklasyfikowana do typu gleb glejowych.

Cztery z analizowanych profili na obszarze SANDR spełniają kryteria Histosoli według WRB (SR-3, SR-4, SR-5, SR-6). Dwa pozostałe profile, niespełniające kryterium zawartości C_{org} , zostały zaklasyfikowane do grupy Gleysoli.

6. Dyskusja

Zjawisko zaniku gleb organicznych nie jest dobrze rozpoznane w aspekcie zmian przestrzennych. Dotychczasowe opracowania skupiały się głównie na przemianach fizyko-chemicznych zachodzących w glebach organicznych [np. Ilnicki 1972; Jurczuk 2000; Kalbitz, Geyer 2002; Gambolati i in. 2006; Bieniek, Łachacz 2012b; Szajdak 2016], a obecnie również na relacji gleby organiczne – zmiany klimatu [np. Camill, Clark 1998; Joosten 2010; Leifeld, Menichetti 2018; Leifeld i in. 2019; Renou-Wilson i in. 2019; Günther i in. 2020]. Prace rozpatrujące zmiany powierzchni i sposobu użytkowania gleb organicznych dotyczą na ogół pojedynczych obiektów [np. Lipka i in. 2005, 2017; Evrendilek i in. 2011; Koprowski i in. 2012; Grzywna 2016; Markiewicz i in. 2017; Glina i in. 2019], a opracowania o skali regionalnej lub ponadregionalnej rzadko dotyczą *stricte* gleb organicznych, a częściej zmian powierzchni siedlisk mokradłowych [np. Adam i in. 2010; Gallant 2015; Davidson i in. 2018; Davidson, Finlayson 2018; Darrah i in. 2019; Xi i in. 2020]. Jak zaznaczają często sami autorzy, przedstawiane wyniki tych opracowań należy traktować jako szacunkowe. Niniejsza praca stara się połączyć podejście teledetekcyjne oraz badania terenowe i laboratoryjne, aby opisywane zjawisko pokazać wieloaspektowo, poprzez analizę zarówno cech bezpośrednich – zmian właściwości gleb, czy zaniku utworów organicznych (zmniejszania się miąższości utworów i spadku zawartości węgla organicznego), jak i cech pośrednich – zmian form użytkowania terenu gleb organicznych w skali regionalnej.

Przedstawione w rozdziale 5 wyniki dokumentują znaczną skalę zmian, jakim uległy gleby organiczne w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat w obszarach młodoglacjalnych. Wyniki wykorzystanej analizy zmian sposobu użytkowania gleb organicznych są zróżnicowane w poszczególnych obszarach badawczych, od niecałych 7% w obszarze SANDR i 12% w obszarze PRADOLINA, po blisko 19% w polu MORENA FALISTA oraz 28% w obszarze MORENA PŁASKA. Stwierdzone różnice w natężeniu zjawiska zmian sposobu użytkowania gleb organicznych w zależności od ich rozmieszczenia, struktury typologicznej oraz miąższości utworów w poszczególnych typach krajobrazu potwierdzają zasadność uwzględniania regionalizacji fizycznogeograficznej przy analizie przestrzennej przekształceń gleb organicznych [Okruszko i in. 1991; Gotkiewicz i in. 1996; Dembek 2000a, 2000b; Ilnicki 2002d].

Badania terenowe oraz analizy laboratoryjne wykonane dla poszczególnych profili glebowych wykazały, podobnie jak analizy przestrzenne, większą skalę przekształceń gleb organicznych w obszarach morenowych, intensywnie wykorzystywanych rolniczo, a

mniejszą w obszarach sandru i pradoliny, gdzie dominuje gospodarka leśna lub rozległe kompleksy łąk i pastwisk. Spośród wszystkich dwudziestu czterech analizowanych profili, w sześciu (MP-1, MP-3, MP-5, MF-2, MF-6, SR-2) nie stwierdzono obecnie występowania utworów organicznych, a w kolejnych czterech (MP-2, MP-4, PR-3, SR-1) miąższość warstwy organicznej została określona na mniej niż 30 cm, czyli poniżej wartości po przekroczeniu której Ilnicki i Szajdak [2016a] opisują końcowy etap zanikania torfowiska. Również wybrane właściwości fizyczne utworów pierwotnie organicznych we wszystkich profilach pola MORENA PŁASKA, czterech w polu MORENA FALISTA, trzech w polu PRADOLINA i w jednym z pola SANDR wskazują na postępującą degradację gleb. Wartości gęstości objętościowej oraz porowatości bliższe są wartościom podawanym w literaturze dla utworów murszowych (profile MP-4, MP-6, MF-1, MF-3, PR-2, PR-3, PR-5) lub mineralnych (MP-1, MP-2, MP-3, MP-5, MF-2, MF-6, SR-2) [np. Okruszko 1993; Skawina i in. 1993; Brandyk, Szatyłowicz 2002; Bieniek, Łachacz 2012a; Ilnicki, Szajdak 2016b; Szajdak 2016]. W tym aspekcie ponownie wyróżniają się obszary SANDR i PRADOLINA, w których ponad połowa profili zachowała charakter utworu organicznego.

W celu wyjaśnienia różnic w nasileniu zmian zasięgu gleb organicznych w analizowanych obszarach młodogłacjalnych należy rozpatrzyć szereg uwarunkowań. Konwencja Ramsarska wśród czynników mających wpływ na siedliska wodno-błotne wyróżnia dwie główne kategorie: czynniki naturalne oraz działalność człowieka [Ramsar Convention Secretariat 2010; Xu i in. 2019]. Pod pojęciem „czynniki naturalne” kryją się głównie procesy związane z warunkami klimatycznymi. Jednakże wpływ działalności człowieka na zmianę klimatu, który drastycznie zmienił charakter podczas rewolucji przemysłowej, okazał się tak znaczący, że obecnie trudno traktować klimat jako czynnik *stricte* naturalny [Oreskes 2005; Scotese 2015].

Pomimo wzrastającej w skali globalnej średnich rocznych temperatur na terenie Europy w ostatnich dziesięcioleciach można odnotować spowolnienie tempa zaniku mokradeł, na co wskazują prace m. in. Heathwaite'a [1993], czy Davidsona [2014]. Również w tych pracach wykazano, że proces zanikania mokradeł następował jeszcze przed 1950 rokiem. W przypadku niniejszej pracy, na podobne wnioski naprowadzić może analiza archiwalnych materiałów kartograficznych, której przykład prezentuje ryc. 22. Rycina pokazuje szereg różnowiekowych materiałów kartograficznych i teledetekcyjnych dla otoczenia profilu MP-1 (MORENA PŁASKA). Według Mappy Szczegulnej Województwa Płockiego i Ziemi Dobrzyńskiej Karola de Pertéesa profil ten na początku XIX wieku otoczony był lasem (można domniemywać, że podmokłym). W roku 1843 Topograficzna Karta Króle-

stwa Polskiego sytuuje go w zakrzaczeniach, a niemieckie mapy topograficzne Messtischblatt z pierwszej połowy XX wieku wskazują na użytkowanie łąkowe. Kolejną zmianę sposobu użytkowania terenu w bezpośrednim otoczeniu profilu można zauważyć na ortofotomapach z początku XXI wieku. Ciekawostką jest mapa glebowo-rolnicza w skali 1:5 000 pozyskana ze starostwa powiatowego w Aleksandrowie Kujawskim, która dla analizowanego konturu przedstawia zapis *Zz Emt pgl_p*, a więc gleby mułowo-torfowej, w której nie ma warstwy utworów organicznych. Przyczyny pojawienia się takiego zapisu są niejasne, możliwy jest błąd redakcyjny przy dygitalizacji mapy, lub też jej nieprawidłowa aktualizacja. O ile w profilu faktycznie nie występuje obecnie warstwa utworów organicznych (Zał. D), to za nieprawidłową należy uznać klasyfikację typologiczną, a także określenie kompleksu rolniczej przydatności gleby w konturze. W momencie wykonywania odkrywki glebowej MP-1 na części analizowanego konturu, na mapach opisanego jako „użytki zielone średnie”, uprawiane były buraki cukrowe.

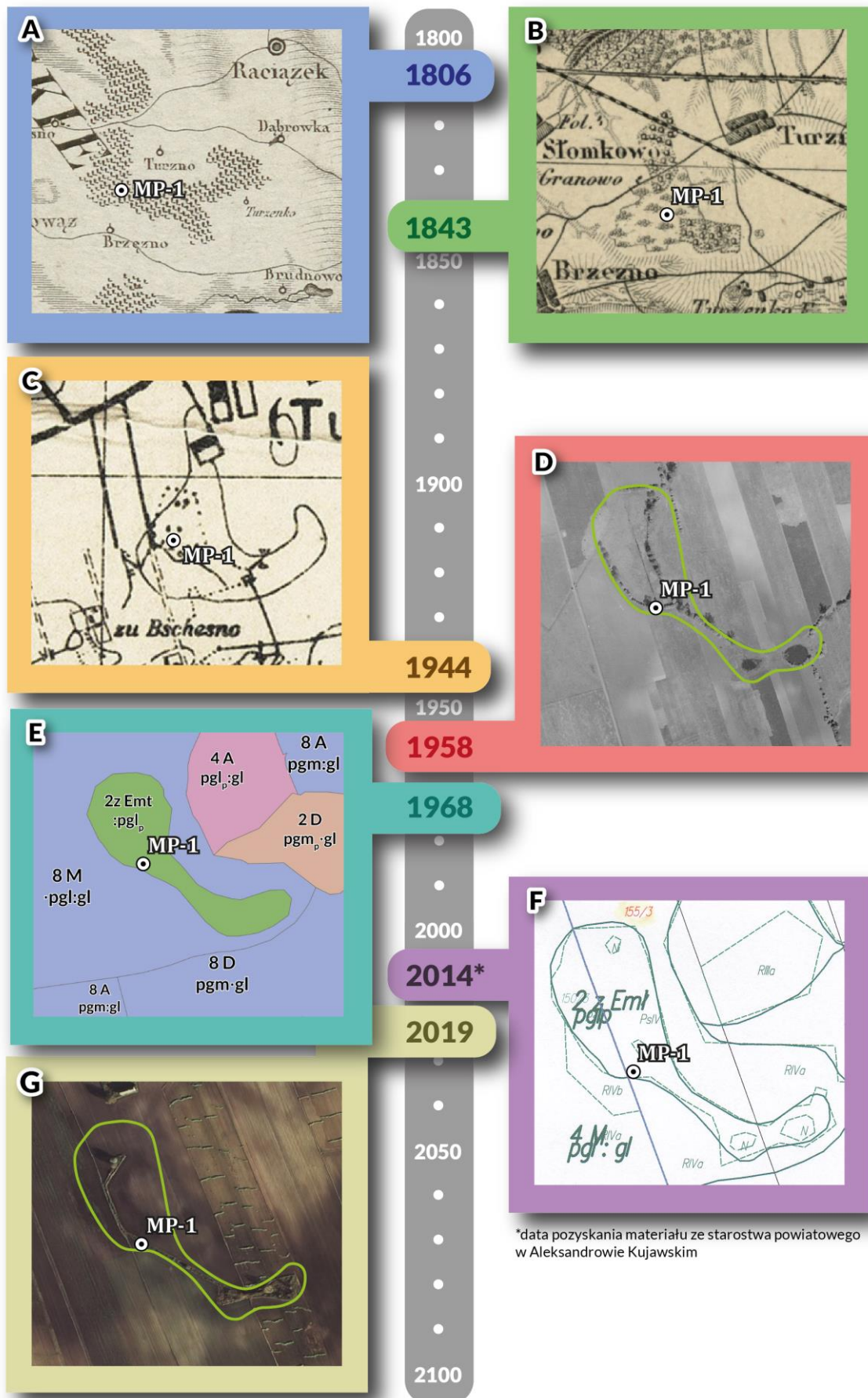
Przyjąć należy, że ulegające zmianie warunki klimatyczne z pewnością mają wpływ na postępujący proces zaniku gleb organicznych [Erwin 2009; Withey, van Kooten 2011; Mitsch i in. 2013]. Nie tłumaczą jednak różnic w tempie tego zjawiska w analizowanych obszarach badawczych. Jak wykazano w rozdziale 3.4., średnie roczne temperatury powietrza oraz sumy opadów są zbliżone we wszystkich analizowanych obszarach, a więc w dalszej części dyskusji zostaną pominięte. Wśród pozostałych czynników mogących różnicować poszczególne obszary badawcze najistotniejszym wydają się być warunki wodne, które są zależne w dużej mierze także od lokalnej topografii, litologii oraz gospodarczej aktywności człowieka [Winter 2000; Fan, Miguez-Macho 2011].

Kluczowe dla zachowania dobrej kondycji gleb organicznych jest utrzymanie odpowiedniego uwilgotnienia siedliska. W przypadku analizowanych obszarów zasadniczą kwestią w tym aspekcie jest działalność człowieka, a ściślej melioracje odwodnieniowe oraz intensywne rolnictwo. Krótko po wykonaniu prac odwodnieniowych następuje ubytek znacznej objętości wody zarówno z porów glebowych, jak i warstw wodonośnych związanych z terenami podmokłymi [Ilnicki 2002a; Mioduszewski 2006]. Następuje obniżenie poziomu wód gruntowych w obszarze siedliska jak i jego bezpośrednim otoczeniu, które potęgowane jest przez dodatni trend zmian temperatur [Frydel, Miler 2014]. Zjawisko to może być szczególnie dotkliwe w obszarach o niewielkich deniwelacjach terenu, a więc w polu badawczym MORENA PŁASKA oraz na rozległych obszarach łąkowych w polu PRADOLINA, gdzie nawet niewielka zmiana wysokości zalegania wód gruntowych może objąć znaczne obszary. W połączeniu z faktem, że gleby organiczne tych pól badawczych mają na ogół mniejszą miąższość utworów organicznych niż w obszarach MORENA

FALISTA, czy SANDR (por. rozd. 5.1.2.), trwałe obniżenie zwierciadła wód gruntowych może skutkować mineralizacją materii organicznej w całej objętości warstwy.

Zasadniczy dla zachowania gleb organicznych jest sposób ich użytkowania [Okruszko 1991; Ilnicki, Szajdak 2016a]. Uprawa roślin polowych oraz warzyw wymaga odwodnienia na znaczną głębokość. Dodatkowo systemy nawadniające zasilane głównie wodami gruntowymi mogą nasilać zjawisko obniżania zwierciadła wód gruntowych [Bouarfa, Kuper 2012; Rauba 2019]. Badania prowadzone przez Okruszkę [1991], a także Bieńka i in. [2005] wskazują, że w warunkach podobnego stopnia odwodnienia proces murszenia zachodzi najintensywniej na gruntach ornych, a z mniejszym nasileniem w przypadku łąk, zakrzewień czy lasów, co tłumaczy większą skalę zaniku mokradeł oraz gleb organicznych w krajobrazie obszarów MORENA PŁASKA i MORENA FALISTA, a mniejszą w obszarach PRADOLINA i SANDR. Jak zaznaczono w rozdziale 3.6, specyficzny charakter prac melioracyjnych w polu SANDR, lokalnie mający na celu nawodnienie i utworzenie sztucznych łąk, mógł przyczynić się do lepszego zachowania gleb organicznych. Znaczący wpływ działalności rolniczej na zanik powierzchni mokradeł i wód powierzchniowych w obszarach młodoglacjalnych wskazują także Pieńkowski [2000], Bosiacka i Pieńkowski [2004], oraz Koprowski i in. [2012].

Różnicę w skali zaniku gleb organicznych w krajobrazach rolniczych (większe nasilenie zjawiska w obszarze MORENA PŁASKA, mniejsze w obszarze MORENA FALISTA) wyjaśnić można odmienną rzeźbą terenu. Charakterystyczne dla moreny płaskiej rozległe, płytkie zagłębienia terenowe, były z pewnością chętnie odwadniane, a zachodzące w nich zmiany stosunków wodnych uwidaczniały się szybko i na dużych przestrzeniach. Duża liczba relatywnie małych, bezodpływowych obniżeń w krajobrazie moreny nie była meliorowana z przyczyn ekonomicznych, dzięki czemu mokradła mogły zachować się do współczesnych czasów. Również Marszelewski [2005] zauważył mniejszą skalę zaniku jezior położonych w głębokich rynnach, niż w przypadku jezior płytkich. Zaznaczyć należy, że w krajobrazie rolniczym o urozmaiconej rzeźbie istotny wpływ na skalę zmian powierzchni mokradeł może mieć denudacja antropogeniczna. Piaścik i Sowiński [2002] opisali ewolucję gleb obniżeń śródmorenowych, w których denudacja może prowadzić do zamulenia gleb torfowo-murszowych materiałem mineralnym z otaczających terenów, a w konsekwencji do powstania gleb namurszowych i deluwialnych. Przykładem takiego zjawiska w niniejszej pracy może być profil MF-2, reprezentujący glebę deluwialną właściwą próchniczną gruntowo-glejową (odwodnioną). Wyodrębnienie gleb deluwialnych czy namurszowych w celu opisanie skali tego procesu jest jednak niemożliwe przy użyciu zaproponowanej analizy NDVI, nie było też przedmiotem tej pracy.



Ryc. 22. Położenie profilu MP-1 na tle materiałów kartograficznych i teledetekcyjnych
 A – Mapa szczególna województwa Płockiego i Ziemi Dobrzyńskiej; B – Topograficzna Karta Królestwa Polskiego, Kol. II, Sek II; C – Messtischblatt, arkusz 3178 Alexandrow; D – zdjęcie lotnicze z 1958 roku (GUGiK); E – zdigitalizowana mapa glebowo-rolnicza 1:25 000, arkusze grom Raciazek; i grom. Koneck; F – mapa glebowo-rolnicza 1:5 000, arkusz obręb Turzno; G – ortofotomapa z roku 2019 (GUGiK)

W przypadku obszarów o dominującym pokryciu leśnym wykazano większe natężenie zjawiska zmian powierzchni gleb organicznych w obszarze PRADOLINA niż w obszarze SANDR. W przypadku pola SANDR gleby organiczne były dużo bardziej rozproszone, na ogół wśród lasów, z rzadka tylko tworząc większe kompleksy. Częste były też silnie wydłużone kontury w rynnach subglacjalnych. Z kolei w obszarze PRADOLINA dominują zwarte, rozległe kompleksy gleb organicznych związane z dolinami Noteci i Kanału Bydgoskiego oraz z Obniżeniem Zielonki, często otoczonych polami uprawnymi. Pieńkowski [2000] analizując zanikanie oczek wodnych w krajobrazach młodoglacjalnych, wykazał intensywniejsze zanikanie oczek graniczących bezpośrednio z polami, a w dużo mniejszym stopniu tych otoczonych drzewami. Wyniki niniejszej pracy zdają się świadczyć, że w przypadku siedlisk podmokłych zależność jest podobna, jednak taką tezę należałoby potwierdzić dodatkowymi analizami przestrzennymi, np. poprzez analizę dominującego pokrycia terenu w bezpośrednim sąsiedztwie konturów gleb organicznych.

Na tempo zanikania gleb organicznych mogą mieć wpływ również inne przejawy działalności człowieka, takie jak intensyfikacja osadnictwa czy eksploatacja torfu. W analizowanych obszarach, w przyjętym przedziale czasowym, nie nastąpiło znaczne nasilenie osadnictwa, a większe aglomeracje są usytuowane poza granicami obszarów badawczych. Wyjątkiem jest obszar PRADOLINA, którego fragmenty administracyjnie należą do Bydgoszczy i Torunia. Znajdują się one jednak w części północnej obszaru badań, w której występuje tylko znikoma część konturów gleb organicznych. Eksploatacja torfu również zdaje się mieć minimalne znaczenie dla analizowanych obszarów w przyjętym przedziale czasowym. W województwie kujawsko-pomorskim brak jest większych zakładów torfowych [Ilnicki 2002b], a analiza NDWI nie wykazała wzrostu powierzchni wód powierzchniowych związanych z wypełnionymi wodą torfiankami, jak np. opisywane przez Koprowskiego i Łachacza [2012a] torfianki w krajobrazie Pojezierza Dobrzyńskiego.

Odrębnym zagadnieniem wymagającym rozpatrzenia jest wiarygodność materiałów źródłowych. Opisana w rozdziale 5. zastanawiająco niska reprezentacja konturów o miąższości utworów organicznych w przedziale 50-100 cm, podobnie jak nieliczne występowanie gleb torfowo-mułowych (Etm), czy wreszcie wskazany na ryc. 22 kontur gleby mułowo-torfowej zbudowanej w całości, według opisu na mapie glebowo-rolniczej w skali 1:5 000, z utworów mineralnych nasuwają pytanie, czy zasięgi konturów zostały określone prawidłowo. Analizie w niniejszej pracy poddano rozległy obszar 4000 km², na którym zinwentaryzowano ponad 3660 konturów o powierzchni przekraczającej 342 tys. ha. Tak rozległy obszar siłą rzeczy nie mógł być kartowany przez jeden zespół badaczy, co

pozwała wykluczyć stały błąd odautorski. Porównanie materiału źródłowego z archiwalnymi zdjęciami lotniczymi dostępnymi dla wybranych fragmentów obszarów badawczych również pozwala wykluczyć błędne opisanie granic konturów. Pomimo pewnych nieścisłości można więc uznać mapę glebowo-rolniczą jako cenne archiwalne źródło informacji o glebach organicznych, przydatne również dla innych zastosowań [n.p. Doroszewski i in. 2012; Bielska i in. 2015; Jadczyzyn, Smreczak 2017; Pindral, Świtoniak 2017].

Uzyskane podczas analizy zmian sposobu użytkowania gleb organicznych wyniki są niższe od danych szacunkowych podawanych w literaturze. Darrah i in. [2019] szacują utratę powierzchni siedlisk mokradłowych w Europie dla okresu 1970-2015 na około 35%, również praca Davidsona [2014] wskazuje podobną skalę zmian. Wykorzystana w niniejszej pracy analiza NDVI, w zaproponowanej formie, skoncentrowana jest na wychwyceniu tych konturów, które zmieniły swój sposób użytkowania. Gleby, na których stwierdzono przekształcenie użytków zielonych w grunty orne podczas weryfikacji terenowej wykazywały zaawansowaną degradację materii organicznej i obecnie klasyfikowane są jako gleby mineralne. Faktyczny zasięg procesu zaniku gleb organicznych z pewnością jest większy i obejmuje również obszary, które nie zmieniły formy użytkowania, wykorzystywane jako użytki zielone zarówno w czasach tworzenia map glebowo-rolniczych jak i obecnie. Potwierdzają to przeprowadzone badania terenowe, w których do weryfikacji w terenie wybierano kontury, które zmieniły sposób użytkowania chociaż na części swojej powierzchni. Odkrywki wykonywane były w najgłębszych obniżeniach, a więc w najwilgotniejszych fragmentach poszczególnych konturów, niekiedy w miejscach wciąż użytkowanych jako trwałe użytki zielone. Procesy degradacji gleb organicznych były jednak widoczne również w przypadku części z tych profili (np. profile MP-3, MF-1, MF-2, MF-4, PR-3, PR-5, SR-1, SR-2).

Niedoszacowanie faktycznego zjawiska zanikania gleb organicznych wydaje się największym mankamentem przyjętej w pracy metody. Większość metod teledetekcyjnych stosowanych w analizach siedlisk mokradłowych wychwytyje zmiany ilościowe, pomijając „jakość” gleby organicznej [Gallant 2015; Darrah i in. 2019], a analiza NDVI, będąca jedynie pośrednim wskaźnikiem procesów zachodzących w glebie, nie jest wyjątkiem. Pomimo niedoszacowania skali przestrzennej zjawiska zaniku gleb organicznych przyjęta metoda wydaje się być niezwykle przydatnym narzędziem, które może służyć do wskazywania i monitoringu konturów gleb organicznych udokumentowanych na mapach glebowo-rolniczych, które wymagają weryfikacji terenowej i aktualizacji. Wyniki badań pokazują, że łączne wykorzystanie materiałów kartograficznych i teledetekcyjnych a także

badań terenowych i laboratoryjnych, może prowadzić do uzyskania pełniejszych rezultatów niż wykorzystanie tylko jednego zestawu danych, co potwierdzają też prace innych badaczy [np. Dąbrowska-Zielińska i in. 2009; Yoshino i in. 2010; Aitkenhead 2017].

Posiadanie aktualnej wiedzy o siedliskach mokradłowych jest niezwykle istotne z punktu widzenia gospodarowania przestrzenią, a także ekologii i ochrony bioróżnorodności [Joosten, Clarke 2002; Clarke, Rieley 2010; Biancalani, Avagyan 2014]. Opracowania kartograficzne stanowią jedno z najważniejszych źródeł danych służących zarówno badaczom jak i planistom, czy decydującym. Wyniki niniejszej pracy i zaproponowana metodologia mogą być przydatne dla monitorowania obszarów najbardziej narażonych na degradację gleb organicznych. Nie mniej istotne wydają się implikacje administracyjne. Jak wykazano, określone zmiany w glebach organicznych mają przełożenie na sposób gospodarowania przestrzenią, a co za tym idzie również na finanse publiczne poprzez niezgodne ze stanem faktycznym naliczanie podatku rolnego. Opracowane ponad 50 lat temu mapy glebowo-rolnicze, jakkolwiek wciąż stanowiące cenne źródło informacji, wymagają aktualizacji treści, na co wskazują również inni autorzy [Koćmit, Podlasiński 2002; Eckes, Gołda 2007; Pindral, Świtoniak 2017; Świtoniak i in. 2019].

Postępujące globalne zmiany klimatu i obserwowana tranzycja gleb organicznych od głównych zbiorników węgla organicznego do jego emitentów wymaga coraz lepszych narzędzi do monitoringu mokradeł [Zimmermann i in. 2007; Klemas 2013; Wu 2017]. Przyjęta w niniejszej rozprawie metoda analizy zaniku gleb organicznych, przydatna do celów planistycznych, czy administracyjnych, wskazuje jednoznacznie obszary gleb organicznych, które zostały bezpowrotnie utracone. Należałoby wypracować rozwiązanie mogące wskazać obszary o mniejszym stopniu przekształceń. Wśród potencjalnych kierunków rozwoju należy rozważyć wykorzystanie modeli matematycznych i statystycznych integrujących dane terenowe, laboratoryjne, kartograficzne i teledetekcyjne (DSM – *Digital Soil Mapping*) [Dobos i in. 2006; Minasny, McBratney 2016], w tym również metody uczenia maszynowego i sieci neuronowych [Bodaghabadi i in. 2015; Aitkenhead, Coull 2016].

7. Wnioski

Wieloaspektowe analizy gleb organicznych, prowadzone w wybranych obszarach reprezentujących główne typy krajobrazów młodoglacjalnych, zarówno w skali regionalnej jak i lokalnej, pozwoliły na sformułowanie następujących wniosków:

1. Powierzchnie zajmowane przez gleby organiczne w latach 70. XX wieku były zróżnicowane w zależności od obszaru badań. Najmniejszy łączny areal gleb organicznych odnotowano w obszarze MORENA PŁASKA (5,5% obszaru), nieco większy w polu SANDR (6,6%) i MORENA FALISTA (6,8%), a zdecydowanie największy w PRADOLINIE (15,4%).
2. Obszary badawcze były zróżnicowane pod kątem typologii gleb organicznych. Gleby oznaczone na mapach glebowo-rolniczych jako torfowe zajmowały blisko 81% w obszarze SANDR, ponad 61% w obszarze MORENA FALISTA i około 43% w PRADOLINIE, a tylko niecałe 4% w obszarze MORENA PŁASKA. W tym ostatnim dominowały gleby mułowe (ponad 61%), które w pozostałych obszarach zajmowały od niecałych 12% (SANDR) do ponad 40% (PRADOLINA). W większości obszarów najmniejsze areale zajmowały gleby murszowo-mineralne, obejmując 6-17%. Wyjątkiem był obszar MORENA PŁASKA, gdzie gleby tego typu obejmowały blisko 35% arealu gleb organicznych.
3. Kontury gleb organicznych wykazywały różny stopień koncentracji, nawiązujący do rzeźby terenu. W obszarach PRADOLINA i MORENA PŁASKA występowały głównie w rozległych formach dolinnych, takich jak dolina Noteci czy Kanału Bachorze. W pozostałych obszarach gleby organiczne rozmieszczone były bardziej równomiernie, zajmując głównie niewielkie obniżenia terenu oraz rynny subglacjalne.
4. Na podstawie analizy NDVI stwierdzono znaczny stopień zmian sposobu użytkowania gleb organicznych, świadczący o ich mineralizacji. W obszarze morena płaska blisko 30% dawnych użytków zielonych, zlokalizowanych na konturach gleb organicznych, jest obecnie użytkowanych jako grunty orne. W innych obszarach zjawisko to ma mniejszą, choć wciąż znaczącą skalę (7-19%).
5. Bardziej podatne na zmiany użytkowania są kontury o niewielkiej powierzchni (poniżej 2 ha). W przypadku konturów dużych i bardzo dużych (powyżej 50 ha) zmiany, jeśli następowały, obejmowały rozległe obszary, co wpłynęło na również wysoki stopień zmian użytkowania.

6. Weryfikacja terenowa wybranych konturów gleb organicznych potwierdziła dużą skalę zmian, jakim uległy te gleby. W 16 z 24 profili udokumentowano zmniejszenie miąższości utworów organicznych w porównaniu ze stanem zarejestrowanym na mapach glebowo-rolniczych. W 14 profilach stwierdzono również zmianę charakteru utworów organicznych i ich szybką ewolucję w kierunku mineralnych poziomów próchnicznych.
7. Spośród 24 badanych gleb, reprezentujących zasięgi gleb organicznych na mapach glebowo-rolniczych, jedynie 15 spełnia obecnie kryteria gleb organicznych według Systematyki gleb Polski [2019]. W większości z nich odnotowano jednak spadek miąższości utworów organicznych oraz zmianę ich charakteru z torfów i mułów na mursze. Pozostałe gleby ewoluowały w kierunku gleb gruntowo-glejowych, czarnych ziem lub gleb deluwialnych. Stosując kryteria wydziałania gleb organicznych obowiązujące w latach 60.-70., podczas prac nad mapami glebowo-rolniczymi, do analizowanych gleb jako organiczne można obecnie zaliczyć 17 z 24 profili.
8. Badania terenowe potwierdzają skuteczność wykorzystania zdjęć satelitarnych i analizy NDVI do monitorowania zmian sposobu użytkowania gleb organicznych, a w konsekwencji wskazywania obszarów w analizowanych typach krajobrazów młodoglacjalnych, gdzie gleby organiczne mogą ulegać szybkiej ewolucji w kierunku gleb mineralnych. Różnice w rozmieszczeniu, składzie typologicznym, oraz stopniu zmian użytkowania gleb organicznych potwierdzają zasadność uwzględniania regionalizacji geograficznej przy analizie przestrzennej przekształceń gleb organicznych.

Spis literatury

- Adam E., Mutanga O., Rugege D. 2010. Multispectral and hyperspectral remote sensing for identification and mapping of wetland vegetation: A review. *Wetlands Ecology and Management*, 18(3), 281–296. DOI: 10.1007/s11273-009-9169-z
- Affek A. 2012. Kalibracja map historycznych z zastosowaniem GIS. *Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego*, 16, 48–62.
- Aitkenhead M. J. 2017. Mapping peat in Scotland with remote sensing and site characteristics. *European Journal of Soil Science*, 68(1), 28–38. DOI: 10.1111/ejss.12393
- Aitkenhead M. J., Coull M. C. 2016. Mapping soil carbon stocks across Scotland using a neural network model. *Geoderma*, 262, 187–198. DOI: 10.1016/j.geoderma.2015.08.034
- Andrzejewski L. 1984. Dolina Zgłowiączku - jej geneza oraz rozwój w późnym glacie i holocenie. *Dokumentacja Geograficzna*, 3, ss. 84.
- Andrzejewski L. 2001. Ukształtowanie powierzchni terenu oraz budowa geologiczna. W: *Przyroda województwa kujawsko-pomorskiego*, Przystalski A. (red.). Kujawsko-Pomorski Urząd Wojewódzki i Wojewódzki Konserwator Przyrody, Bydgoszcz, 9-14.
- Armand D. L. 1980. Nauka o krajobrazie. Podstawy teorii i metody logiczno-matematyczne. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, ss. 335.
- Bąk B. 2003. Warunki klimatyczne Wielkopolski i Kujaw. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 03(Zesz.Spec.(09)), 11–38.
- Bardecki M. J. 1984. What value wetlands? *Journal of Soil & Water Conservation*, 39(3), 166–169.
- Bartczak A. 2007. Wieloletnia zmienność odpływu rzeczny z dorzecza Zgłowiączki. IGiPZ PAN, Warszawa, ss. 164.
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z. 1990. Ogólna charakterystyka pokrywy glebowej Polski. W: *Geografia gleb*. Bednarek R., Prusinkiewicz Z. (red.), Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 180-266.
- Bednarek R., Skiba S. 2015. Geografia gleb Polski. W: *Gleboznawstwo*. Mocek A. (red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 411-419.
- Bednarek R., Świtoniak M. 2017. Gleby. W: *Dzieje regionu kujawsko-pomorskiego*, Radziński A. (red.). Województwo Kujawsko-Pomorskie i Towarzystwo Naukowe Organizacji i Kierownictwa „Dom Organizatora”, Toruń, 87-94.
- Bednarek R., Świtoniak M., Mendyk Ł. 2015. Typy i podtypy gleb. W: *Atlas województwa kujawsko-pomorskiego*, Koziel Z., Sobiech M., Adamczyk A. (red.). Wyd. UMK, Toruń, 54-55.
- Belgiu M., Csillik O. 2018. Sentinel-2 cropland mapping using pixel-based and object-based time-weighted dynamic time warping analysis. *Remote Sensing of Environment*, 204, 509–523. DOI: 10.1016/j.rse.2017.10.005
- Bhattacharyya T., Ray S. K., Maurya U. K., Chandran P., Pal D. K., Durge S. L., Nimkar A. M., Sheikh S. M., Kuchankar H. W., Telpande B., Dongre V., Kolhe A. 2015. Carbon and nitrogen estimation in soils: Standardizing methods and internal standards for C/N analyzer. *Journal of the Indian Chemical Society*, 92(2), 263–269.
- Białousz S. 1999. Zastosowania teledetekcji w badaniach pokrywy glebowej. W: *Gleboznawstwo*, Zawadzki S. (red.). PWRiL, Warszawa, 511-538.
- Biancalani R., Avagyan A. 2014. Towards climate-responsible peatlands management Mitigation of Climate Change in Agriculture Series (MICCA). FAO, Rzym, ss. 117.

- Bielska A., Turek A., Maciejewska A., Bożym K. 2015. Problematyka ochrony gruntów rolnych w procesie suburbanizacji. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 4(1), 1035–1045.
- Bieniek A., Grabowski K. 2007. Skutki ewolucji gleb murszowych w krajobrazie sandrowym na przykładzie obiektu Głuch. *Soil Science Annual*, 58(1), 5–11.
- Bieniek A., Łachacz A. 2012.a. Ewolucja gleb murszowych w krajobrazie sandrowym. W: *Wybrane problemy ochrony mokradeł*, Łachacz A. (red.). Uniwersytet Warmińsko-Mazurski, Olsztyn, 111-131.
- Bieniek A., Łachacz A. 2012.b. Transformations of peat soils exposed to drainage in Łyna River Valley. W: *Necessity of peatland protection*, Szajdak L. W., Gaca W., Meysner T., Styła K., Szczepański M. (red.). Institute for Agricultural and Forest Environment, Polish Academy of Sciences, Poznań, 203-222.
- Bieniek B., Bieniek A., Helińska A. 2005. Mineralizacja organicznych związków azotowych w glebach murszowych różnie użytkowanych. *Zeszyty problemowe postępów nauk rolniczych*, 505, 69–75.
- Birch C. P. D., Oom S. P., Beecham J. A. 2007. Rectangular and hexagonal grids used for observation, experiment and simulation in ecology. *Ecological Modelling*, 206, 347-359. DOI: 10.1016/j.ecolmodel.2007.03.041
- Biskup M. 1961. Ziemia Chełmińska w przeszłości. Wybór tekstów źródłowych. Towarzystwo Naukowe w Toruniu, Toruń, ss. 322.
- Bodaghabadi M. B., Martinez-Casasnovas J. A., Salehi M. H., Mohammadi J., Esfandiarpour Borujeni I., Toomanian N., Gandomkar A. 2015. Digital Soil Mapping Using Artificial Neural Networks and Terrain-Related Attributes. *Pedosphere*, 25(4), 580–591. DOI: 10.1016/S1002-0160(15)30038-2
- Bohn H. L. 1978. On organic soil carbon and CO₂. *Tellus*, 30(5), 472–475. DOI: 10.3402/tellusa.v30i5.10391
- Borren W., Bleuten W., Lapshina E. D. 2004. Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of western Siberia. *Quaternary Research*, 61(1), 42–51. DOI: 10.1016/j.yqres.2003.09.002
- Bosiacka B., Pieńkowski P. 2004. Analiza przekształceń oczek wodnych oraz ocena walorów przyrodniczych śródpolnych zbiorników w centralnej części Równiny Nowogardzkiej. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 04(2a[11]), 335–349.
- Bouarfa S., Kuper M. 2012. Groundwater in irrigation systems: From menace to mainstay. *Irrigation and Drainage*, 61(SUPPL.1), 1–13. DOI: 10.1002/ird.1651
- Brandyk T., Szatyłowicz J. 2002. Właściwości fizyczne torfu. W: *Torfowiska i torf*, Ilnicki P. (red.). Wyd. Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego, Poznań, 408-432.
- Bridgham S. D., Johnston C. A., Pastor J., Updegraff K., Bridgham S. D., Johnston C. A., Pastor J., Updegraff K. 1995. Potential Feedbacks of Northern Wetlands on Climate Change An outline of an approach to predict climate-change impact. *BioScience*, 45(4), 262–274.
- Bruisch K. 2020. Nature mistaken: Resource-making, emotions and the transformation of peatlands in the russian empire and the soviet union. *Environment and History*, 26(3), 359–382. DOI: 10.3197/096734018X15254461646567
- Budzyński M. 1970. Rola lasu w gospodarce wodnej w świetle najnowszych badań. *Gospodarka Wodna*, 8–9, 297–301.
- Camill P., Clark J. S. 1998. Climate change disequilibrium of boreal permafrost peatlands caused by local processes. *American Naturalist*, 151(3), 207–222. DOI: 10.1086/286112

- Celmer T., Churski Z. 1973. Wody. W: *Województwo bydgoskie. Krajobraz, dzieje, kultura, gospodarka*, Swiniarski A. (red.). Wyd. Nauk. PWN, Poznań, 36-46.
- Ceynowa-Giełdon M. 1984. Roślinność. W: *Województwo toruńskie. Przyroda - ludność i osadnictwo - gospodarka*, Galon R. (red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa-Poznań-Toruń, 207-239.
- Chapman S., Buttler A., Francez A. J., Laggoun-Défarge F., Vasander H., Schloter M., Combe J., Grosvernier P., Harms H., Epron D., Gilbert D., Mitchell E. 2003. Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance: A conflict between economy and ecology. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 1(10), 525–532. DOI: 10.1890/1540-9295(2003)001[0525:EONPAB]2.0.CO;2
- Christensen T. R., Jackowicz-Korczyński M., Aurela M., Crill P., Heliasz M., Mastepanov M., Friborg T. 2012. Monitoring the multi-year carbon balance of a subarctic peat mire with micrometeorological techniques. *Ambio*, 41(SUPPL.3), 207–217. DOI: 10.1007/s13280-012-0302-5
- Churski T., Okruszko H. 1961. Torfowiska w dorzeczu górnej Noteci. *Przegląd Geograficzny*, 33(3), 477–498.
- Cieśla W. 1961. Właściwości chemiczne czarnych ziem kujawskich na tle środowiska geograficznego. Wyd. Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Poznań, ss. 91.
- Clarke D., Rieley J. 2010. Strategy for Responsible Peatland Management. 6 Edition International Peatland Society. Jyväskylä, ss. 44.
- Clément G. 2003. Manifeste du Tiers Paysage. Sujet, Paryż, ss. 25.
- Czaplak I., Dembek W. 2000. Torfowiska Polski jako źródło emisji dwutlenku węgla. *Zeszyty Edukacyjne Wydaw. IMUZ*, 6, 61–71.
- Czarnecka M., Nidzgorska-Lencewicz J. 2012. Wieloletnia zmienność sezonowych opadów w polsce. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 12(2(38)), 45–60.
- Dąbrowska-Zielińska K., Gruszczyńska M., Lewiński S., Hościło A., Bojanowski J. 2009. Application of remote and in situ information to the management of wetlands in Poland. *Journal of Environmental Management*, 90(7), 2261–2269. DOI: 10.1016/j.jenvman.2008.02.009
- Darrah S. E., Shennan-Farpón Y., Loh J., Davidson N. C., Finlayson C. M., Gardner R. C., Walpole M. J. 2019. Improvements to the Wetland Extent Trends (WET) index as a tool for monitoring natural and human-made wetlands. *Ecological Indicators*, 99(October 2018), 294–298. DOI: 10.1016/j.ecolind.2018.12.032
- Davidson N. C. 2014. How much wetland has the world lost? Long-term and recent trends in global wetland area. *Marine and Freshwater Research*, 65(10), 934–941. DOI: 10.1071/MF14173
- Davidson N. C., Finlayson C. M. 2018. Extent, regional distribution and changes in area of different classes of wetland. *Marine and Freshwater Research*, 69(10), 1525–1533. DOI: 10.1071/MF17377
- Davidson N. C., Fluet-Chouinard E., Finlayson C. M. 2018. Global extent and distribution of wetlands: Trends and issues. *Marine and Freshwater Research*, 69(4), 620–627. DOI: 10.1071/MF17019
- Dean W. E., Gorham E. 1998. Magnitude and significance of carbon burial in lakes, reservoirs, and peatlands. *Geology*, 26(6), 535–538. DOI: 10.1130/0091-7613(1998)026<0535:MASOCB>2.3.CO;2
- Degórska B. 2015. Transformacja krajobrazu wschodnich Kujaw w kontekście zmian użytkowania ziemi i osadnictwa (1770-1970). Wyd. Akad. SEDNO Spółka z o.o, Warszawa, ss. 221.

- Degórska B., Degórski M. 2019. Całościowe ujęcie krajobrazu, wybrane podejścia i problemy badawcze. *Przegląd Geograficzny*, 91(3), 325–347.
DOI: 10.7163/PrzG.2019.3.2
- Degórski M. 2009. Krajobraz jako odbicie przyrodniczych i antropogenicznych procesów zachodzących w megasystemie środowiska geograficznego. *The Problems of Landscape Ecology*, XXIII, 53–60.
- Dembek W. 2000.a. Mokradła na tle regionalizacji fizycznogeograficznej Polski. Wyd. IMUZ, Falenty, ss. 135.
- Dembek W. 2000.b. Wybrane aspekty zróżnicowania torfowisk w młodo- i staroglacjalnych krajobrazach Polski wschodniej. Wyd. IMUZ, Falenty, ss. 175.
- Dembek W. 2002. Wetlands in Poland: present threats and perspectives for protection. *Journal of Water and Land Development*, 6, 3–17.
- Dembek W., Okruszko H., Oświt J., Szewczyk M. 1999. Mokradła - czym są obecnie? W: *Aktualna problematyka ochrony mokradeł. Mater. Semin. 43*. Wyd. IMUZ, Falenty, 29-38.
- Dobos E., Carré F., Hengl T., Reuter H. I., Tóth G. 2006. Digital Soil Mapping as a support to production of functional maps. EUR 22123 EN. Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburg ss. 68.
- Doroszewski A., Jadczyszyn J., Kozyra J., Pudełko R., Stuczyński T., Mizak K., Łopatka A., Koza P., Górski T., Wróblewska E. 2012. Podstawy systemu monitoringu suszy rolniczej. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 12(38), 77–91.
- Eckes T., Gołda T. 2007. Podstawowe różnice pomiędzy treścią istniejących dokumentacji glebowych a stanem faktycznym., *Geomatics and Environmental Engineering*, 1(3), 115–128.
- Ellwart J. 2009. Kociewie i Bory Tucholskie. Wydawnictwo Region, Gdynia, ss. 209.
- Erwin K. L. 2009. Wetlands and global climate change: The role of wetland restoration in a changing world. *Wetlands Ecology and Management*, 17(1), 71–84.
DOI: 10.1007/s11273-008-9119-1
- Evrendilek F., Berberoglu S., Karakaya N., Cilek A., Aslan G., Gungor K. 2011. Historical spatiotemporal analysis of land-use/land-cover changes and carbon budget in a temperate peatland (Turkey) using remotely sensed data. *Applied Geography*, 31(3), 1166–1172. DOI: 10.1016/j.apgeog.2011.03.007
- Fan Y., Miguez-Macho G. 2011. A simple hydrologic framework for simulating wetlands in climate and earth system models. *Climate Dynamics*, 37(1), 253–278.
DOI: 10.1007/s00382-010-0829-8
- FAO and ITPS 2015. Status of the World's Soil Resources (SWSR) – Main Report. Food and Agriculture Organization of the United Nations and Intergovernmental Technical Panel on Soils, Rzym, ss. 650. DOI: 978-92-5-109004-6
- Frolking S., Roulet N., Fuglestedt J. 2006. How northern peatlands influence the Earth's radiative budget: Sustained methane emission versus sustained carbon sequestration. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 111(1), 1–10.
DOI: 10.1029/2005JG000091
- Frydel K., Miler A. T. 2014. Zmiany stanów wód gruntowych na tle zmian klimatycznych w nadleśnictwie Kaliska. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, II(3), 743–755.
- Gallant A. L. 2015. The challenges of remote monitoring of wetlands. *Remote Sensing*, 7(8), 10938–10950. DOI: 10.3390/rs70810938

- Gallego-Sala A. V., Charman D. J., Brewer S., Page S. E., Prentice I. C., Friedlingstein P., Moreton S., Amesbury M. J., Beilman D. W., Björck S., Blyakharchuk T., Bochicchio C., Booth R. K., Bunbury J., Camill P., Carless D., Chimner R. A., Clifford M., Cressey E., Courtney-Mustaphi C., de Vleeschouwer F., de Jong R., Fialkiewicz-Koziel B., Finkelstein S. A., Garneau M., Githumbi E., Hribljan J., Holmquist J., Hughes P. D. M., Jones C., Jones M. C., Karofeld E., Klein E. S., Kokfelt U., Korhola A., Lacourse T., Le Roux G., Lamentowicz M., Large D., Lavoie M., Loisel J., Mackay H., MacDonald G. M., Makila M., Magnan G., Marchant R., Marcisz K., Martínez Cortizas A., Massa C., Mathijssen P., Mauquoy D., Mighall T., Mitchell F. J. G., Moss P., Nichols J., Oksanen P. O., Orme L., Packalen M. S., Robinson S., Roland T. P., Sanderson N. K., Sannel A. B. K., Silva-Sánchez N., Steinberg N., Swindles G. T., Turner T. E., Uglow J., Väliranta M., van Bellen S., van der Linden M., van Geel B., Wang G., Yu Z., Zaragoza-Castells J., Zhao Y. 2018. Latitudinal limits to the predicted increase of the peatland carbon sink with warming. *Nature Climate Change*, 8(10), 907–913. DOI: 10.1038/s41558-018-0271-1
- Galon R. 1929. Kujawy „Białe” i „Czarne”. Szkic morfologiczny. *Badania geograficzne nad Polską Północno-Zachodnią*, 4–5, 47–76.
- Gambolati G., Putti M., Teatini P., Gasparetto Stori G. 2006. Subsidence due to peat oxidation and impact on drainage infrastructures in a farmland catchment south of the Venice Lagoon. *Environmental Geology*, 49(6), 814–820. DOI: 10.1007/s00254-006-0176-6
- Geppert I. 1926. Dzieje Ziemi Nakielskiej aż do pierwszego rozbioru Polski. W: *Krajna i Nakło: studja i rozprawy wydane z okazji pięćdziesięciolecia gimnazjum imienia Bolesława Krzywoustego w Nakle*. Wydział Powiatowy w Wyrzysku, Wyrzysk, ss 282.
- Giętkowski T. 2009. Zmiany lesistości Borów Tucholskich w latach 1938 – 2000. *Promotio Geographica Bydgosiensia*, 4, 149–162.
- Glina B., Sykuła M., Mendyk Ł. 2019. Land use changes and landscape pattern dynamics of a peatland area under diversified human impact: the Grójec Valley (Central Poland). *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, 16(1), 21–30. DOI: 10.2478/bgeo-2019-0002
- Glooschenko V. 1990. Effect of Peatland on Water Quality, Fish and Wildlife Habitat in Canada, a Review. W: *Wetland Ecology and Management: Case Studies. Tasks for vegetation science, vol 25*, D. F. Whigham, R. E. Good, J. Kvet (red.). Springer, Dordrecht, 85-94. DOI: https://doi.org/10.1007/978-94-009-2115-3_10
- Goodchild M. F. 1994. Integrating GIS and remote sensing for vegetation analysis and modeling: methodological issues. *Journal of Vegetation Science*, 5(5), 615–626. DOI: 10.2307/3235878
- Gorham E., Janssens J. A., Glaser P. H. 2003. Rates of peat accumulation during the postglacial period in 32 sites from Alaska to Newfoundland, with special emphasis on northern Minnesota. *Canadian Journal of Botany*, 81(5), 429–438. DOI: 10.1139/b03-036
- Goszczyński W., Knieć W., Czachowski H. 2015. Lokalność okiem etnografa: kulturowa i społeczna charakterystyka wsi w województwie kujawsko-pomorskim. W: *Lokalne horyzonty zdarzeń. Lokalność i kapitał społeczny w kulturze (nie)ufności na przykładzie wsi kujawsko-pomorskiej*. Wyd. Muzeum Etnograficznego w Toruniu, Toruń, 53-74.
- Gotkiewicz J., Morze A., Piaścik H. 1995. Rozmieszczenie i charakterystyka torfowisk i gytiewisk w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich. *Acta Academiae Agriculturae ac Technicae Olstenensis. Agricultura*, 60, 25–34.

- Gotkiewicz J., Okruszko H., Smołucha J. 1996. Powstawanie i przeobrażanie się gleb hydrogenicznych w krajobrazie młodoglacjalnym Pojezierza Mazurskiego i Równiny Sępolskiej. *Zeszyty problemowe postępów nauk rolniczych*, 431, 181–201.
- Grzywna A. 2016. Zanikanie powierzchni torfowiska na odwodnionych użytkach zielonych polesia lubelskiego. *Acta Sci. Pol. Formatio Circumiectus*, 15(1), 81–89. DOI: doi.org/10.15576/ASP.FC/2016.15.1.81
- Guldon Z. 1963. Kształtowanie się regionu kujawskiego w XII-XVIII wieku. *Literatura Ludowa. Kujawy*, 2–3, 7–8.
- Gumbricht T. 2012. Mapping global tropical wetlands from earth observing satellite imagery. *Working Paper 103*. CIFOR, Bogor, Indonesia, ss. 47.
- Günther A., Barthelmes A., Huth V., Joosten H., Jurasinski G., Koebisch F., Couwenberg J. 2020. Prompt rewetting of drained peatlands reduces climate warming despite methane emissions. *Nature Communications*, 11(1), 1–5. DOI: 10.1038/s41467-020-15499-z
- Habel M. 2013. Degradacja środowiska przyrodniczego i walorów turystycznych Wielkiego Kanału Brdy. *Journal of Health Sciences.*, 3(14), 75–81.
- Heathwaite A. L. 1993. Disappearing peat - regenerating peat? The impact of climate change on British peatlands. *The Geographical Journal*, 159(2), 203–208.
- Hengl T., Jesus J. M. D., Heuvelink G. B. M., Ruiperez M., Kilibarda M., Blagoti A., Shangguan W., Wright M. N., Geng X., Bauer-Marschallinger B., Guevara M. A., Vargas R., Macmillan R. A., Batjes N. H., Leenaars J. G. B., Ribeiro E., Wheeler I., Mantel S., Kempen B. 2017. SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. *PLoS ONE*, 12(2), 1–40. DOI: 10.1371/journal.pone.0169748
- Hildebrandt-Radke I., Przybycin J. 2011. Zmiany sieci hydrograficznej i zalesienia a melioracje regionu środkowej Obry (centralna Wielkopolska) w świetle danych historycznych i materiału kartograficznego. *Przegląd Geograficzny*, 83(3), 323–342. DOI: 10.7163/PrzG.2011.3.2
- Hładyłowicz K. J. 1932. *Zmiany krajobrazu i rozwój osadnictwa w Wielkopolsce od XIV do XIX wieku z dodatkiem 2 map*. Kasa im. Rektora J. Mianowskiego, Lwów, ss. 256.
- Holden J., Chapman P. J., Labadz J. C. 2004. Artificial drainage of peatlands: hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. *Progress in Physical Geography*, 28(1), 95–123. DOI: 10.1191/0309133304pp403ra
- Hu S., Niu Z., Chen Y. 2017. Global Wetland Datasets: a Review. *Wetlands*, 37(5), 807–817. DOI: 10.1007/s13157-017-0927-z
- Ilnicki P. 1972. Osiedlenie powierzchni torfowisk niskich w dolinie Noteci będących w długotrwałym rolniczym użytkowaniu w zależności od ich budowy i intensywności odwodnienia. *Rozprawy - Wyższa Szkoła Rolnicza w Szczecinie*, 30, ss. 63.
- Ilnicki P. 2002.a. Odwodnienie i melioracja torfowisk. W: *Torfowiska i torf*. Ilnicki P. (red.). Wyd. Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego, Poznań, 221–255.
- Ilnicki P. 2002.b. Przemysłowa eksploatacja torfowisk. W: *Torfowiska i torf*. Ilnicki P. (red.). Wyd. Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego, Poznań, 340–359.
- Ilnicki P. 2002.c. Rolnicze wykorzystanie torfowisk. W: *Torfowiska i torf*. Ilnicki P. (red.). Wyd. Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego, Poznań, 263–273.
- Ilnicki P. 2002.d. Rozmieszczenie torfowisk w Polsce. W: *Torfowiska i torf*. Ilnicki P. (red.). Wyd. Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego, Poznań, 83–94.
- Ilnicki P. 2002.e. Terminologia dotycząca torfowisk. W: *Torfowiska i torf*. Ilnicki P. (red.). Wyd. Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego, Poznań, 30–38.

- Ilnicki P. 2002.f. Znaczenie torfowisk. W: *Torfowiska i torf*. Ilnicki P. (red.), Wyd. Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego, Poznań, 22-29.
- Ilnicki P., Szajdak L. W. 2016.a. Zasady racjonalnego wykorzystania torfowisk w rolnictwie i sposoby zahamowania procesu zanikania torfowisk. W: *Zanikanie torfowisk*. Ilnicki P., Szajdak L. W. (red.). Wyd. Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Poznań, 264-276.
- Ilnicki P., Szajdak L. W. 2016.b. Zmiana właściwości fizycznych torfu i murszu w odwodnionych torfowiskach. W: *Zanikanie torfowisk*, Ilnicki P., Szajdak L. W. (red.). Wyd. Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Poznań, 51-146.
- Ilnicki P., Zeitz J. 2002. Irreversible Loss of Organic Soil Functions after Reclamation. W: *Organic Soils and Peat Materials for Sustainable Agriculture*, Parent L. E., Ilnicki P. (red.). CRC Press and IPS, Boca Raton, 15-32.
- IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change 2006. IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories Vol. 4. Hayama.
- IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change 2019. Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems. [Shukla P.R., Skea J., Calvo Buendia E., Masson-Delmotte V., Pörtner H.-O., Roberts D.C, Zhai P., Slade R., Connors S., van Diemen R., Ferrat M., Haughey E., Luz S., Neogi S., Pathak M., Petzold J., Portugal Pereira J., Vyas P., Huntley E., Kissick K., Belkacemi M., Malley J., (red.)]. In press.
- IUSS Working Group WRB 2015. World reference base for soil resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. FAO, Rzym, ss. 192.
- Jackson R. D., Huete A. R. 1991. Interpreting vegetation indices. *Preventive Veterinary Medicine*, 11, 185-200.
- Jadczyzyn J., Smreczak B. 2017. Mapa glebowo-rolnicza w skali 1: 25 000 i jej wykorzystanie na potrzeby współczesnego rolnictwa. *Studia i raporty IUNG-PIB*, 51(5), 9-27.
- Jankowska-Huflejt H., Prokopowicz J., Lipiński J. 2013. Gospodarcze i ekologiczne skutki melioracji torfowisk w otoczeniu mineralnych gleb gruntów ornych o różnej jakości. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 13(2(42)), 33-52.
- Jankowski M. 2001. Warunki występowania, właściwości i geneza gleb śródwydmowych wzbogaconych w żelazo. *Soil Science Annual*, 52, 49-63.
- Jankowski M. 2012. Lateglacial soil paleocatena in inland-dune area of the Toruń Basin, Northern Poland. *Quaternary International*, 265, 116-125.
DOI: 10.1016/j.quaint.2012.02.006
- Jankowski M., Świtoniak M., Mendyk Ł. 2015. Stan pokrywy glebowej Tucholskiego Parku Krajobrazowego. W: *Stan poznania środowiska przyrodniczego Tucholskiego Parku Krajobrazowego i Rezerwatu Biosfery Bory Tucholskie*, Kunz M. (red.). Polskie Wydawnictwa Reklamowe, Toruń, 31-43.
- Jaskulski M., Łukasiewicz G., Nalej M. 2013. Porównanie metod transformacji map historycznych. *Roczniki Geomatyki*, 11(4 (61)), 41-57.
- Jasnowski M. 1975. Torfowiska i tereny bagienne w Polsce. W: *Bagna kuli ziemskiej*, Kac N. J. (red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 356-390.
- Jaworowski P., Sobków C., Czarnecki A., Celmer T., Szablowski J. 1996. Melioracje wodne, ich wpływ na środowisko przyrodnicze i gospodarkę rolną. Wyd. UMK, Toruń, ss. 214.

- Jenny H. 1945. *Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology Geographical Review* (T. 35). Dover Publications, ss. 336. DOI: 10.2307/211491
- Joosten H. 2010. The Global Peatland Carbon dioxide Picture. *Quaternary Science Reviews*, 1–10. DOI: 10.1016/j.quascirev.2011.01.018
- Joosten H., Clarke D. 2002. Wise use of mires and peatlands - Background and principles including a framework for decision-making. International Mire Conservation Group and International Peat Society, Saarijärvi, ss. 304.
- Jurczuk S. 2000. Wpływ regulacji stosunków wodnych na osiadanie i mineralizację gleb organicznych. *Bibi. Wiad. IMUZ*, 96, ss. 120.
- Jurczuk S. 2012. Emisja dwutlenku węgla ze zmeliorowanych gleb organicznych w Polsce. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, T. 12, z.(39), 63–76.
- Kabała C., Charzyński P., Chodorowski J., Drewnik M., Glina B., Greinert A., Hulisz P., Jankowski M., Jonczak J., Łabaz B., Łachacz A., Marzec M., Mendyk Ł., Musiał P., Musielok Ł., Smreczak B., Sowiński P., Świtoniak M., Uzarowicz Ł., Waroszewski J. 2019. Polish soil classification, 6th edition - Principles, classification scheme and correlations. *Soil Science Annual*, 70(2), 71–97. DOI: 10.2478/ssa-2019-0009
- Kalbitz K., Geyer S. 2002. Different effects of peat degradation on dissolved organic carbon and nitrogen. *Organic Geochemistry*, 33(3), 319–326. DOI: 10.1016/S0146-6380(01)00163-2
- Kalisz B., Łachacz A., Glazewski R. 2010. Transformation of some organic matter components in organic soils exposed to drainage. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry*, 34(3), 245–256. DOI: 10.3906/tar-0905-33
- Karasiewicz K. 1926. *Bory Tucholskie*. Polskie Towarzystwo Księgarni Kolejowych RUCH S.A., Kraków, ss. 103.
- Karasiewicz M. T., Hulisz P., Noryśkiewicz A. M., Krześlak I., Świtoniak M. 2014. The record of hydroclimatic changes in the sediments of a kettle-hole in a young glacial landscape (north-central Poland). *Quaternary International*, 328–329(1), 264–276. DOI: 10.1016/j.quaint.2013.09.045
- Karliński L. 2019. Torfowiska - zagrożenia i ochrona. *Aura*, 10, 6–10. DOI: 10.15199/2.2019.10.1
- Kiryłuk A. 2013. Rola Torfowisk W Ochronie Zasobów Przyrodniczych I Wodnych Na Obszarze Powiatu Białostockiego. *Ekonomia i Środowisko*, 4(47), 38–50.
- Kleinen T., Brovkin V., Schuldt R. J. 2012. A dynamic model of wetland extent and peat accumulation: Results for the Holocene. *Biogeosciences*, 9(1), 235–248. DOI: 10.5194/bg-9-235-2012
- Klemas V. 2013. Using remote sensing to select and monitor wetland restoration sites: An overview. *Journal of Coastal Research*, 29(4), 958–970. DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-12-00170.1
- Koćmit M., Podlasiński M. 2002. O potrzebie aktualizacji opracowań glebowo-kartograficznych dla młodoglacjalnych terenów urzeźbionych w aspekcie tworzenia cyfrowej bazy danych o glebach. *Zeszyty problemowe postępów nauk rolniczych*, 487, 119–127.
- Kolberg O. 1867. *Kujawy, część I*. Wydawnictwo Muzyczne Ludowa Spółdzielnia Wydawcza, Warszawa, ss. 354.
- Kolka R., Bridgham S. D., Ping C. L. 2016. Soils of peatlands: Histosols and gelisols. W: *Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification: Second Edition*, Vepraskas M. J., Craft C. L. (red.). CRC Press/Lewis Publishing, Boca Raton, 277–309. DOI: 10.1201/b18996-13

- Kolli R., Kukk L., Astover A. 2012. The management and protection of peat and peaty soils: an ecosystem approach. W: *Necessity of peatland protection*, Szajdak L. W., Gaca W., Meysner T., Styła K., Szczepański M. (red.). Institute for Agricultural and Forest Environment, Polish Academy of Sciences, Poznań, 281-296.
- Kondracki J. 1977. Regiony fizycznogeograficzne Polski. Wyd. UW, Warszawa ss. 178.
- Kondracki J. 1988. Geografia fizyczna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa ss. 463.
- Kondracki J. 2001. Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa ss. 441.
- Kondracki J., Richling A. 1994. Mapa 53.3. Regiony fizycznogeograficzne. W: *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*. IGiPZ PAN, Główny Geodeta Kraju, PPWK im. E. Romera, Warszawa.
- Koprowski J., Łachacz A. 2012.a. Potorfia w krajobrazie rolniczym Pojezierza Dobrzyńskiego. *Wybrane problemy ochrony mokradeł*, (3p), 91-110.
- Koprowski J., Łachacz A. 2012.b. Przekształcenia przyrody nieożywionej i ożywionej. W: *Przekształcenia środowiska Pojezierza Dobrzyńskiego. Wykorzystanie w badaniach dawnych planów i map*. Wydawnictwo Mantis, Olsztyn, 68-162.
- Koprowski J., Łachacz A., Pieńkowski P., Szpigiel M. 2012. Przekształcenia śródpolnych mokradeł pojezierza dobrzyńskiego w świetle archiwalnych materiałów kartograficznych. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 12(3), 123-138.
- 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. Present-day morphosystem of young glacial zone. *Landform Analysis*, 7, 7-11.
- Kot R. 2015.a. Mezoregiony fizycznogeograficzne. W: *Atlas województwa kujawsko-pomorskiego*, Kozieł Z., Sobiech M., Adamczyk A. (red.). Wyd. UMK, Toruń, 59.
- Kot R. 2015.b. Mikroregiony fizycznogeograficzne. W: *Atlas województwa kujawsko-pomorskiego*, Kozieł Z., Sobiech M., Adamczyk A. (red.). Wyd. UMK, Toruń, 60-61.
- Kot R. 2015.c. Odmiany krajobrazów naturalnych. W: *Atlas województwa kujawsko-pomorskiego*, Kozieł Z., Sobiech M., Adamczyk A. (red.). Wyd. UMK, Toruń, 80-81.
- Kot R. 2018. A comparison of results from geomorphological diversity evaluation methods in the Polish Lowland (Toruń Basin and Chełmno Lakeland). *Geografisk Tidsskrift - Danish Journal of Geography*, 118(1), 17-35. DOI: 10.1080/00167223.2017.1343673
- Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F. 2006. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263. DOI: 10.1127/0941-2948/2006/0130
- Kowaliński S. 1964. Gleby murszowe i ich przeobrażenia pod wpływem uprawy płużnej. *Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, ser. B*, 124, ss. 139.
- Kruk J. 1983. Zarys rozwoju rolnictwa neolitycznego w środowisku dorzecza górnej Wisły. W: *Człowiek i środowisko w pradziejach*, Kozłowski J. K., Kozłowski S. K. (red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 267-275.
- Kunz M., Nienartowicz A. 2015. Zmiany powierzchni leśnej w okresie XVIII-XXI wiek. W: *Atlas województwa kujawsko-pomorskiego*, Kozieł Z., Sobiech M., Adamczyk A. (red.). Wyd. UMK, Toruń, 67.
- Kuźnicki F. 1975. Systematyka i charakterystyka gleb Polski. W: *Podstawy Gleboznawstwa*, Kuźnicki F. (red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 107-153.
- Lal R. 2004. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science*, 304(5677), 1623-1627. DOI: 10.1126/science.1097396

- Langdon P. G., Brown A. G., Caseldine C. J., Blockley S. P. E., Stuijts I. 2012. Regional climate change from peat stratigraphy for the mid- to late Holocene in central Ireland. *Quaternary International*, 268, 145–155. DOI: 10.1016/j.quaint.2011.11.018
- Leifeld J., Menichetti L. 2018. The underappreciated potential of peatlands in global climate change mitigation strategies. *Nature Communications*, 9(1071), 1–7. DOI: 10.1038/s41467-018-03406-6
- Leifeld J., Wüst-Galley C., Page S. 2019. Intact and managed peatland soils as a source and sink of GHGs from 1850 to 2100. *Nature Climate Change*, 9(12), 945–947. DOI: 10.1038/s41558-019-0615-5
- Lipiński J. 2006. Zarys rozwoju oraz produkcyjne i środowiskowe znaczenie melioracji w świetle badań. *Acta Sci. Pol., Formatio Circumiectus*, 5(1), 3–15.
- Lipka K., Stabryła J. 2012. Wielofunkcyjność mokradeł w Polsce i świecie. W: *Wybrane problemy ochrony mokradeł*, Łachacz A. (red.). Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie, Olsztyn, 7-16.
- Lipka K., Zając E., Hlotov V., Siejka Z. 2017. Disappearance rate of a peatland in Dublany near Lviv (Ukraine) drained in 19th century. *Mires and Peat*, 19(September 2017), 1-15. DOI: 10.19189/MaP.2017.OMB.279
- Lipka K., Zając E., Wdowik W. 2005. Wpływ użytkowania na zanikanie gleb torfowomurszowych w dolinie rzeki Mrowli. *Zeszyty problemowe postępów nauk rolniczych*, 507(2), 349–355.
- Liu C., Xie G., Huang H. 2006. Shrinking and drying up of Baiyangdian Lake wetland: A natural or human cause? *Chinese Geographical Science*, 16(4), 314–319. DOI: 10.1007/s11769-006-0314-9
- Luc M. 2004. Przemiany wybranych elementów środowiska przyrodniczego zlewni Strugi Toruńskiej od końca XVIII do początku XXI wieku. W: *Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego: funkcjonowanie i monitoring geosystemów w warunkach narastającej antropopresji*, Kejna M., Uscka J. (red.). Oficyna Wydawnicza TURPRESS, Toruń, 401-417.
- Łabaz B., Kabąła C. 2014. Origin, properties and classification of „black earths” in Poland. *Soil Science Annual*, 65(2), 80–90. DOI: 10.2478/ssa-2014-0012
- Łabędzki L., Kasperska-Wołowicz W. 2005. Zmienność warunków meteorologicznych i ewapotranspiracji użytków zielonych w dolinie górnej Noteci w latach 1972-2003. W: *Rola stacji terenowych w badaniach geograficznych*, Krzemień K., Trepiańska J., Bokwa A. (red.). IGiGP UJ, Kraków, 225-238.
- Łachacz A. 2004. Mokradła w krajobrazie - wybrane pojęcia. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, T. 4, z. 2(11), 295–301.
- Łaszycza E., Kuśmierk-Tomaszewska R. 2013. Ocena warunków termicznych w rejonie Bydgoszczy na przykładzie stacji Bydgoszcz-Szwederowo. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 1(II), 73–88.
- Marcinek J., Spychalski M. 1998. Degradacja gleb organicznych Doliny Obry po ich odwodnieniu i długoletnim rolniczym użytkowaniu. *Problemy Postępów Nauk Rolniczych*, 460, 219–236.
- Markiewicz M., Gonet S. S., Marszelewski W., Mendyk Ł., Sykuła M. 2017. Differentiation of soils and land use changes in the vicinity of the disappeared Gardeja lake (Northern Poland). *Soil Science Annual*, 68(3), 115–124. DOI: 10.1515/ssa-2017-0014

- 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), 403–427. DOI: 10.1515/agp-2016-0018
- Marosz M., Wójcik R., Biernacik D., Jakusik E., Pilarski M., Owczarek M., Miętus M. 2011. Zmienność klimatu Polski od połowy XX wieku. Rezultaty projektu KLIMAT. *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 51–66.
- Marszelewski W. 2001. Warunki hydrologiczne. W: *Przyroda województwa kujawsko-pomorskiego*, Przystalski A. (red.). Kujawsko-Pomorski Urząd Wojewódzki i Wojewódzki Konserwator Przyrody, Bydgoszcz, 15-22.
- Marszelewski W. 2005. Zmiany warunków abiotycznych w jeziorach Polski północno-wschodniej. Wyd. UMK, Toruń ss. 288.
- Maruszczak H. 1999. Wpływ rolniczego użytkowania ziemi na środowisko przyrodnicze w czasach historycznych. W: *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Starkel L. (red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 189-202.
- Mastyński Z. 1956. Pogorszenie się stosunków wodnych na terenie południowej części woj. Bydgoskiego w świetle danych historycznych, statystycznych i kartograficznych. *Zeszyty problemowe postępów nauk rolniczych*, 7, 25–40.
- Matyka-Sarzyńska D., Sokołowska Z. 2005. Właściwości fizykochemiczne utworów murszowych o różnym stopniu wtórnego przeobrażenia. *Acta Agrophysica*, 123, 5-69.
- McFeeters S. K. 1996. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17(7), 1425–1432. DOI: 10.1080/01431169608948714
- Melillo J. M., Frey S. D., DeAngelis K. M., Werner W. J., Bernard M. J., Bowles F. P., Pold G., Knorr M. A., Grandy A. S. 2017. Long-term pattern and magnitude of soil carbon feedback to the climate system in a warming world. *Science*, 358(6359), 101–105. DOI: 10.1126/science.aan2874
- Mendyk Ł. 2013. Antropogeniczne przekształcenia gleb hydrogenicznych w obszarach młodoglacjalnych na przykładzie Pojezierza Brodnickiego. W: *Środowisko geograficzne w badaniach młodych geografów*, Jakiel M. (red.). IGiGP UJ, Kraków, 93-102.
- Mendyk Ł., Markiewicz M., Bednarek R., Świtoniak M., Gamrat W. W., Krześlak I., Sykuła M., Gersztyn L., Kupniewska A. 2016. Environmental changes of a shallow kettle lake catchment in a young glacial landscape (Sumowskie Lake catchment), North-Central Poland. *Quaternary International*, 418, 116–131. DOI: 10.1016/j.quaint.2015.10.008
- Mendyk Ł., Świtoniak M., Bednarek R., Falkowski A. 2015. Genesis and classification of the soils developed from the sediments of the former Oleszek mill pond basin (the Chełmińskie Lakeland, N Poland). *Soil Science Annual*, 66(1), 29–35. DOI: 10.1515/ssa-2015-0016
- Minasny B., Berglund Ö., Connolly J., Hedley C., de Vries F., Gimona A., Kempen B., Kidd D., Lilja H., Malone B., McBratney A., Roudier P., O'Rourke S., Rudiyanto, Padarian J., Poggio L., ten Caten A., Thompson D., Tuve C., Widyatmanti W. 2019. Digital mapping of peatlands – A critical review. *Earth-Science Reviews*, 196(May), 102870. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.05.014
- Minasny B., McBratney A. B. 2016. Digital soil mapping: A brief history and some lessons. *Geoderma*, 264, 301–311. DOI: 10.1016/j.geoderma.2015.07.017

- Mioduszeński W. 2006. The protection of wetlands as valuable natural areas and water cycling regulators. *Journal of Water and Land Development*, 10(10), 67–78. DOI: 10.2478/v10025-007-0006-6
- Mitsch W. J., Bernal B., Nahlik A. M., Mander Ü., Zhang L., Anderson C. J., Jørgensen S. E., Brix H. 2013. Wetlands, carbon, and climate change. *Landscape Ecology*, 28(4), 583-597. DOI: 10.1007/s10980-012-9758-8
- Mokma D. L. 2005. Organic soils. W: *Encyclopedia of Soils in the Environment*, Hillel D., Hatfield J., Powlson D., Rosentweig C., Scow K., Singer M., Sparks D. (red.). Elsevier, Amsterdam, 118-129. DOI: 10.1016/B0-12-348530-4/00034-5
- Molewski P. 1994. Środowisko fizycznogeograficzne grodzisk. W: *Wczesnośredniowieczne grodziska ziemi chełmińskiej*, Chudziakowa J. (red.). Wyd. UMK, Toruń, 15-24.
- Molewski P. 2007.a. Neotektoniczne i glacydynamiczne uwarunkowania wykształcenia plejstocenu Wysoczyzny Kujawskiej. Wyd. UMK, Toruń, ss. 139.
- Molewski P. 2007.b. Nowe spojrzenie na morfogenezę dolin Bachorzy i Parchańskiej (Wysoczyzna Kujawska). *Słupskie Prace Geograficzne*, 4, 93–101.
- Molewski P., Weckwerth P. 2017. Ukształtowanie powierzchni terenu i geneza rzeźby. W: *Dzieje regionu kujawsko-pomorskiego*, Radziwiński A. (red.). Województwo Kujawsko-Pomorskie i Towarzystwo Naukowe Organizacji i Kierownictwa „Dom Organizatora”, Toruń, 56-67.
- Molewski P., Weckwerth P., Juśkiewicz W. 2015. Mapa geomorfologiczna. W: *Atlas województwa kujawsko-pomorskiego*, Koziół Z., Sobiech M., Adamczyk A. (red.). Wyd. UMK, Toruń, 32-33.
- Mrózek W. 1958. Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej. W: *Wydmy śródlądowe Polski cz. II*, Galon R. (red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 7-59.
- Musierowicz A. 1951. Klasyfikacje gleb. W: *Gleboznawstwo ogólne*. Wójcik Z. (red.). PWRiL, Warszawa, 435-463.
- Musierowicz A. (Red.) 1961. Mapa Gleb Polski 1:300 000. Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa, Warszawa.
- Myślińska E. 2001. Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, ss. 208.
- Nienartowicz A., Kamiński D., Kunz M. 2015. Potencjalna roślinność naturalna. W: *Atlas województwa kujawsko-pomorskiego*, Koziół Z., Sobiech M., Adamczyk A. (red.). Wyd. UMK, Toruń, 68.
- Niewiarowski W. 1959. Formy polodowcowe i typy deglacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis*, ser. C, 4(1), ss. 170.
- Novitski R. P., Smith R. D., Fretwell J. D. 1996. Wetland Functions, Values, and assessment. W: *National Water Summary on Wetland Resources. USGS Water Supply Paper 2425*, Fretwell J. D., Williams J. S., Redman P. J. (red.). Geological Survey (U.S.), 79-80.
- Nyman J. A. 2013. Ecological Functions of Wetlands. W: *Wetlands*, LePage B. A. (red.). Springer, Dordrecht, 115-128. DOI: 10.1007/978-94-007-0551-7
- OECD 1995. Guidelines for aid agencies for improved conservation and sustainable use of tropical and subtropical wetlands. OECD Development Assistance Committee, Paryż, ss. 69.
- Okoniewska T., Trapszyc A., Rosik K. 2015. Mapa etnograficzna. W: *Atlas województwa kujawsko-pomorskiego*, Koziół Z., Sobiech M., Adamczyk A. (red.). Wyd. UMK, Toruń, 19.
- Okruszko H. 1969. Powstawanie mułów i gleb mułowych. *Soil Science Annual*, 20(1), 25–49.

- Okruszko H. 1983. Zróżnicowanie warunków hydrologicznych mokradeł w aspekcie ich melioracji. *Wiadomości IMUZ*, 15(1), 13–31.
- Okruszko H. 1991. Przeobrażanie się mokradeł pod wpływem odwodnienia. *Zeszyty problemowe postępów nauk rolniczych*, 372, 251–269.
- Okruszko H. 1993. Transformation of fen-peat soils under impact of draining. *Zeszyty problemowe postępów nauk rolniczych*, 406, 3–73.
- Okruszko H., Churski T. 1962. Związek między rodzajem torfowiska a geomorfologią terenu na przykładzie doliny Noteci. *Roczniki Nauk Rolniczych*, Ser. F t.(2), 311–392.
- Okruszko H., Piaścik H. 1990. Gleby hydrogeniczne w Systematyce gleb Polski. W: *Charakterystyka gleb hydrogenicznych*. Wyd. ART, Olsztyn, 9-54.
- Okruszko H., Piaścik H., Gotkiewicz J., Bieniek A. 1991. Zróżnicowanie siedlisk hydrogenicznych w różnych typach krajobrazów młodoglacjalnych. *Biul.Inf.ART w Olsztynie*, 31, 77–88.
- Oleszczuk R., Truba M. 2013. The analysis of some physical properties of drained peat-moorsh soil layers. *Land Reclamation*, 45(1), 41–48.
- Oreskes N. 2005. The Scientific Consensus on Climate Change. *Science*, 306(January), 1686–1686.
- Ostrowski K. 2011. Rola urządzeń melioracji szczegółowych w rolnictwie i środowisku przyrodniczym. *Wiadomości Melioracyjne i Łąkarskie*, 54(4), 155–160.
- Ovenden L. 1990. Peat accumulation in northern wetlands. *Quaternary Research*, 33(3), 377–386. DOI: 10.1016/0033-5894(90)90063-Q
- Page S. E., Rieley J. O., Banks C. J. 2011. Global and regional importance of the tropical peatland carbon pool. *Global Change Biology*, 17, 798–818. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2010.02279.x
- Piaścik H., Gotkiewicz J. 1995. Procesy degradacji na odwodnionych torfowiskach terenów młodoglacjalnych. *Zeszyty problemowe postępów nauk rolniczych*, 418, 185-190.
- Piaścik H., Gotkiewicz J. 2004. Przeobrażenia odwodnionych gleb torfowych jako przyczyna ich degradacji. *Soil Science Annual*, LV(2), 331–338.
- Piaścik H., Gotkiewicz J., Lemkowska B., Morze A. 1998. Rozmieszczenie i charakterystyka torfowisk i gytiowisk na Pojezierzu Ełckim. *Acta Academiae Agriculturae ac Technicae Olstenensis. Agricultura*, 65, 69–77.
- Piaścik H., Sowiński P. 2002. Wpływ denudacji antropogenicznej na rozwój gleb obniżen śródmorenowych w krajobrazie Pojezierza Mazurskiego. *Zeszyty problemowe postępów nauk rolniczych*, 487, 249–257.
- Pieńkowski P. 2000. Disappearance of ponds in the younger pleistocene landscapes of Pomerania. *Journal of Water and Land Development*, 4, 55–68.
- Pierzgalski E. 2008. Relacje między lasem a wodą - przegląd problemów. *Studia i Materiały Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej*, 10(2), 13–23.
- Pietrzak M. 1998. Syntezy krajobrazowe. Założenia, problemy, zastosowania. Wyd. Nauk. Bogucki, Poznań, ss. 168.
- Pindral S., Kot R., Hulisz P., Charzyński P. 2020. Landscape metrics as a tool for analysis of urban pedodiversity. *Land Degradation and Development*, 31, 2281-2294. DOI: 10.1002/ldr.3601
- Pindral S., Świtoniak M. 2017. The usefulness of soil-agricultural maps to identify classes of soil truncation. *Soil Science Annual*, 68(1), 2–10. DOI: 10.1515/ssa-2017-0001
- Posa M. R. C., Wijedasa L. S., Corlett R. T. 2011. Biodiversity and conservation of tropical peat swamp forests. *BioScience*, 61(1), 49–57. DOI: 10.1525/bio.2011.61.1.10

- Prusinkiewicz Z. 1999. Środowisko i gleby w definicjach. Oficyna Wydawnicza TURPRESS, Toruń, ss. 477.
- Ramsar Convention Secretariat 2010. Impact assessment: Guidelines on biodiversity-inclusive environmental impact assessment and strategic environmental assessment. *Ramsar handbooks for the wise use of wetlands*, 16, ss. 67.
- Rauba E. 2019. Opłaty za usługi wodne w rolnictwie w świetle polskiego prawa i wymagań Unii Europejskiej. *Roczniki Naukowe Ekonomii Rolnictwa i Rozwoju Obszarów Wiejskich*, 105(2), 130–139. DOI: 10.22630/rnr.2018.105.2.22
- Renou-Wilson F., Moser G., Fallon D., Farrell C. A., Müller C., Wilson D. 2019. Rewetting degraded peatlands for climate and biodiversity benefits: Results from two raised bogs. *Ecological Engineering*, 127(August 2017), 547–560. DOI: 10.1016/j.ecoleng.2018.02.014
- Robak A., Gadawska A., Milczarek M., Lewiński S. 2016. Wykrywanie wody na zdjęciach optycznych Sentinel-2 na podstawie wskaźników wodnych. *Teledetekcja Środowiska*, 55 (2016/2), 59–72.
- Roj-Rojewski S. 2007. Wpływ procesu murszenia na właściwości fizyczne gleb mułowo-murszowych w Kotlinie Biebrzy Dolnej. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 7(2b (21)), 143–153.
- Roj-Rojewski S., Banaszuk H. 2004. Typologia i sekwencja gleb mułowych i mad na tle mikrorzeźby tarasów zalewowych Narwi i Biebrzy. *Soil Science Annual*, 55(4), 115-127.
- Roulet N. T., Lafleur P. M., Richard P. J. H., Moore T. R., Humphreys E. R., Bubier J. 2007. Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland. *Global Change Biology*, 13(2), 397–411. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2006.01292.x
- RRW-10 2004. Sprawozdanie ze stanu ilościowego i utrzymania urządzeń melioracyjnych za rok 2004 – stan na dzień 31 grudnia. MRiRW, Warszawa.
- Rybaczuk K. 1993. Using information based rules for sliver polygon removal in GISs. *W: Geographic Information Systems, Spatial Modelling and Policy Evaluation*, Fischer M. M., Nijkamp P. (red.). Springer, Berlin, Heidelberg, 85-102. DOI: 10.1007/978-3-642-77500-0_6
- Säurich A., Tiemeyer B., Don A., Fiedler S., Bechtold M., Amelung W., Freibauer A. 2019. Drained organic soils under agriculture — The more degraded the soil the higher the specific basal respiration. *Geoderma*, 355(August), 113911. DOI: 10.1016/j.geoderma.2019.113911
- Scotese C. R. 2015. Some thoughts on global climate change: The transition for Icehouse to Hothouse conditions. PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Sewerniak P., Jankowski M. 2017. Topographically-controlled site conditions drive vegetation pattern on inland dunes in Poland. *Acta Oecologica*, 82(July), 52–60. DOI: 10.1016/j.actao.2017.06.003
- SGP5, Systematyka gleb Polski. Wydanie piąte. 2011. *Soil Science Annual*, 62(3), ss. 194.
- SGP6, Systematyka gleb Polski, wyd. 6. 2019. Wyd. Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, Polskie Towarzystwo Gleboznawcze. Komisja Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb, Wrocław-Warszawa, ss. 292.
- Sinkiewicz M. 1998. Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski północnej. Wyd. UMK, Toruń, ss. 103.

- Siuta J., Żukowski B. 2009. Rozwój i potencjalne zagrożenia agroekosystemów. Część II. Agroekologiczna efektywność drenowania gleb zwięzłych. *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych*, 41, 596–613.
- Skawina T., Kossowski J., Stępniewski W. 1993. Fizyczne właściwości gleb. W: *Gleboznawstwo*, Dobrzański B., Zawadzki S. (red.). PWRiL, Warszawa, 90-154.
- Skowron R., Kubiak-Wójcicka K. 2017. Hydrologia i zasoby wodne. W: *Dzieje regionu kujawsko-pomorskiego*, Radziwiński A. (red.). Województwo Kujawsko-Pomorskie i Towarzystwo Naukowe Organizacji i Kierownictwa „Dom Organizatora”, Toruń, 77-86.
- Soil Survey Staff 1999. Soil Taxonomy A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys Agriculture Handbook (T. 436). United States Department of Agriculture, Washington, ss. 886. DOI: 10.1007/BF01574372
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W. 2018. Physico-geographical mesoregions of poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica*, 91(2), 143–170. DOI: 10.7163/GPol.0115
- Stivrins N., Ozola I., Gałka M., Kuske E., Alliksaar T., Andersen T. J., Lamentowicz M., Wulf S., Reitalu T. 2017. Drivers of peat accumulation rate in a raised bog: Impact of drainage, climate, and local vegetation composition. *Mires and Peat*, 19, 1–19. DOI: 10.19189/MaP.2016.OMB.262
- Stosik T. 2015. Udział różnych użytków rolnych w utrzymaniu otwartego krajobrazu wysp bezleśnych w Borach Tucholskich. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 1(1), 47–57.
- Suchożebrski J. 2018. Zasoby wodne Polski. W: *Zarządzanie zasobami wodnymi w Polsce*. Global Compact Network Poland, Warszawa, 92-96.
- Surowiecki W. J. 1811. O rzekach y spławach Kraiów Xięstwa Warszawskiego z zlecenia JW. Łubieńskiego Ministra Sprawiedliwości Cz. 1. w Drukarni Rządowej, Warszawa, ss. 205.
- Swindles G. T., Morris P. J., Mullan D. J., Payne R. J., Roland T. P., Amesbury M. J., Lamentowicz M., Turner T. E., Gallego-Sala A., Sim T., Barr I. D., Blaauw M., Blundell A., Chambers F. M., Charman D. J., Feurdean A., Galloway J. M., Gałka M., Green S. M., Kajukało K., Karofeld E., Korhola A., Lamentowicz Ł., Langdon P., Marcisz K., Mauquoy D., Mazei Y. A., McKeown M. M., Mitchell E. A. D., Novenko E., Plunkett G., Roe H. M., Schoning K., Sillasoo Ü., Tsyganov A. N., van der Linden M., Väliranta M., Warner B. 2019. Widespread drying of European peatlands in recent centuries. *Nature Geoscience*, 12(11), 922–928. DOI: 10.1038/s41561-019-0462-z
- Sykuła M., Jankowski M., Mendyk Ł., Dąbrowski M., Jasińska J., Michalak J., Michalski A., Pindral S., Bednarek R. 2019. Wczoraj i dziś Mapy gleb Polski 1:300 000 - próba adaptacji do Systematyki gleb Polski 2019 (SGP6). W: *30. Kongres Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego - Gleba źródłem życia*, Bartmiński P., Dębicki R. (red.). Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Lublin, 108-109.
- Symonides E. 2010. Znaczenie powiązań ekologicznych w krajobrazie rolniczym. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, T. 10, z.(32), 249–263.
- Szajdak L. W. 2016. Zmiana właściwości chemicznych, biochemicznych oraz mineralizacja torfu i murszu. W: *Zanikanie torfowisk*, Ilnicki P., Szajdak L. W. (red.). Wyd. Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Poznań, 147-198.

- 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. DOI: 10.1016/j.catena.2013.12.015
- Świtoniak M., Bednarek R. 2014. Denudacja antropogeniczna. W: *Antropogeniczne przekształcenia pokrywy glebowej Brodnickiego Parku Krajobrazowego*, Świtoniak M., Jankowski M., Bednarek R. (red.). Wyd. UMK, Toruń, 57-84.
- Świtoniak M., Kabała C., Podlasiński M., Smreczak B. 2019. Proposal of the correlation between cartographic units on the agricultural soil map and types and subtypes of Polish Soil Classification (6th edition, 2019). *Soil Science Annual*, 70(2), 98–114. DOI: 10.2478/ssa-2019-0010
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, ss. 508.
- Tobolski K. 2007. Problematyka torfowisk na obszarach leśnych. *Studia i Materiały Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej*, 2/3(16), 541–549.
- Tobolski K. 2012. Ochrona europejskich torfowisk. W: *Wybrane problemy ochrony mokradel*, Łachacz A. (red.). Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie, Olsztyn, 17-56.
- Tomaszewski J. 1956. Gleby błotne i środowisko. *Soil Science Annual*, 5, 73–99.
- Tubiello F. N., Biancalani R., Salvatore M., Rossi S., Conchedda G. 2016. A worldwide assessment of greenhouse gas emissions from drained organic soils. *Sustainability (Switzerland)*, 8(4), 1–13. DOI: 10.3390/su8040371
- Ugla H. 1968. Bagienne i murszowe gleby gytiowiska Gązwa. *Soil Science Annual*, 18(2), 369–414.
- Urbański J. 2011. GIS w badaniach przyrodniczych. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, ss. 252.
- Vitt D. H. 2008. Peatlands. W: *Encyclopedia of Ecology*, Jorgenster S. E., Fath B. D. (red.). Elsevier Science, 2656-2664. DOI: 10.1016/B978-008045405-4.00318-9
- Walas J. 1973. Świat roślinny. W: *Województwo bydgoskie. Krajobraz, dzieje, kultura, gospodarka*, Swiniarski A. (red.). Wyd. Nauk. PWN, Poznań, 54-63.
- Weckwerth P. 2010. Evolution of the Toruń Basin in the Late Weichselian. *Landform Analysis*, 14(January 2010), 57–84.
- Winter T. C. 2000. The vulnerability of wetlands to climate change: A hydrologic landscape perspective. *Journal of the American Water Resources Association*, 36(2), 305–311. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2000.tb04269.x
- Witek T. 1965. Treść i metody sporządzania wielkoskalowych map glebowo-rolniczych. *Soil Science Annual*, XV(Dod.), 99–117.
- Witek T. 1973. Mapy glebowo-rolnicze oraz kieunki ich wykorzystania. Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa, Puławy ss. 74.
- Withey P., van Kooten G. C. 2011. The effect of climate change on optimal wetlands and waterfowl management in Western Canada. *Ecological Economics*, 70(4), 798–805. DOI: 10.1016/j.ecolecon.2010.11.019
- Wójcik G., Ziemińska H. 1984. Klimat. W: *Województwo toruńskie. Przyroda - ludność i osadnictwo - gospodarka*, Galon R. (red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa-Poznań-Toruń, 83-107.
- Wu Q. 2017. GIS and Remote Sensing Applications in Wetland Mapping and Monitoring. W: *Comprehensive Geographic Information Systems (T. 3)*. Huang B. (red.). Elsevier, Oxford, 140-157. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10460-9

- Wysota W., Krawiec A., Sobiech M. 2017. Budowa i historia geologiczna. W: *Dzieje regionu kujawsko-pomorskiego*, Radzimiński A. (red.). Województwo Kujawsko-Pomorskie i Towarzystwo Naukowe Organizacji i Kierownictwa „Dom Organizatora”, Toruń, 27-46.
- Wysota W., Sobiech M., Krawiec A. 2015. Mapa geologiczna utworów powierzchniowych. W: *Atlas województwa kujawsko-pomorskiego*, Kozieł Z., Sobiech M., Adamczyk A. (red.). Wyd. UMK, Toruń, 22-23.
- Xi Y., Peng S., Ciais P., Chen Y. 2020. Future impacts of climate change on inland Ramsar wetlands. *Nature Climate Change*. DOI: 10.1038/s41558-020-00942-2
- Xu T., Weng B., Yan D., Wang K., Li X., Bi W., Li M., Cheng X., Liu Y. 2019. Wetlands of international importance: Status, threats, and future protection. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 16(10). DOI: 10.3390/ijerph16101818
- Yoshino K., Ishida T., Nagano T., Setiawan Y. 2010. Landcover pattern analysis of tropical peat swamp lands in Southeast Asia. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Archives*, 38, 941–946.
- Yu Z., Loisel J., Brosseau D. P., Beilman D. W., Hunt S. J. 2010. Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, 37(13), 1–5. DOI: 10.1029/2010GL043584
- Zajac E., Lipka K. 2005. Wielofunkcyjność torfowisk w środowisku przyrodniczym. *Aura*, 4, 7–9.
- Zimmermann N. E., Washington-Allen R. A., Ramsey R. D., Schaepman M. E., Mathys L., Kötz B., Kneubühler M., Edwards T. C. 2007. Modern Remote Sensing for Environmental Monitoring of Landscape States and Trajectories. W: *A Changing World. Landscape Series, vol 8*. Kienast F., Wildi O., Ghosh S. (red.). Springer, Dordrecht, 65–91. DOI: 10.1007/978-1-4020-4436-6_6
- Żurek S. 1987. Złóża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa, ss. 85.

Spis tabel

- Tab. 1. Średnie miesięczne i roczne temperatury powietrza oraz sumy opadów atmosferycznych dla wybranych miejscowości z wielolecia 1982-2012 (dane za: climate-data.org; dostęp 17.07.2020)
- Tab. 2. Liczba konturów gleb organicznych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:25 000 w obszarach badawczych
- Tab. 3. Powierzchnie gleb organicznych w obszarach badawczych według map glebowo-rolniczych w skali 1:25 000
- Tab. 4. Kontury gleb organicznych w obszarach badawczych według ich powierzchni, na podstawie map glebowo-rolniczych w skali 1:25 000
- Tab. 5. Użytkowanie gleb organicznych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:25 000
- Tab. 6. Zmiany sposobu użytkowania w zależności od typu gleb organicznych
- Tab. 7. Zmiany sposobu użytkowania w zależności od powierzchni konturu
- Tab. 8. Zmiany sposobu użytkowania w zależności od miąższości utworu organicznego
- Tab. 9. Pozycja systematyczna gleb obszaru badawczego MORENA PŁASKA
- Tab. 10. Pozycja systematyczna gleb obszaru badawczego MORENA FALISTA
- Tab. 11. Pozycja systematyczna gleb obszaru badawczego PRADOLINA
- Tab. 12. Pozycja systematyczna gleb obszaru badawczego SANDR

Spis rycin

- Ryc. 1. Predykcyjna mapa występowania gleb organicznych (Histosoli) na świecie. Intensywność zielonej barwy wskazuje na prawdopodobieństwo wystąpienia gleb organicznych, piksel 1 km, na podstawie danych SoilGrids [Hengl i in. 2017]
- Ryc. 2. Kierunek ewolucji gleb hydrogenicznych na odwodnionych torfowiskach w krajobrazie sandrowym [Piaścik, Gotkiewicz 1995]
- Ryc. 3. Położenie obszarów badawczych
- Ryc. 4. Obszary badawcze na tle regionalizacji fizycznogeograficznej [Solon i in. 2018]
- Ryc. 5. Rzeźba terenu obszarów badawczych
- Ryc. 6. Hydrografia obszarów badawczych (na podstawie Mapy Podziału Hydrograficznego Polski - MPHP)
- Ryc. 7. Diagramy klimatyczne Waltera dla stacji omawianych w tekście (dane za: climate-data.org; dostęp 17.07.2020)
- Ryc. 8. Pokrywa glebowa obszarów badawczych w świetle reinterpretacji Mapy gleb Polski w skali 1:300 000 [Sykuła i in. 2019, zmienione]
- Ryc. 9. Przykładowy fragment tabeli atrybutów opracowanej podczas dygitalizacji mapy glebowo-rolniczej w skali 1:25 000
- Ryc. 10. Fragmenty zobrażeń Sentinel-2A w paśmie czerwonym (B04) dla terminów DOY 327 oraz DOY 347
- Ryc. 11. Schemat analizy zmian sposobu użytkowania gleb organicznych
- Ryc. 12. Przykład zmiany formy użytkowania terenu z użytków zielonych na zbiorniki wodne - stawy hodowlane w miejscowości Występ, powiat nakielski
- Ryc. 13. Przykład zastosowania analizy NDVI dla jednego konturu (obszar MORENA PŁASKA).
- Ryc. 14. Powierzchnia oraz udział procentowy gleb organicznych w obszarach badawczych według map glebowo-rolniczych w skali 1:25 000
- Ryc. 15. Stopień wypełnienia pól heksagonalnych o powierzchni 1 km² glebami organicznymi według map glebowo-rolniczych w skali 1:25 000
- Ryc. 16. Miąższość utworów organicznych w obszarach badawczych, na podstawie map glebowo-rolniczych w skali 1:25 000

- Ryc. 17. Przykładowe kontury gleb organicznych użytkowanych jako grunty orne, mapa glebowo-rolnicza w skali 1:25 000
- Ryc. 18. Lokalizacja odkrywek glebowych w obszarach badawczych
- Ryc. 19. Kryteria diagnostyczne gleb organicznych w analizowanych odkrywkach
- Ryc. 20. Morfologia analizowanych gleb w obszarach MORENA PŁASKA oraz MORENA FALISTA
- Ryc. 21. Morfologia analizowanych gleb w obszarach PRADOLINA oraz SANDR
- Ryc. 22. Położenie profilu MP-1 na tle materiałów kartograficznych i teledetekcyjnych

Spis załączników

Załącznik A1	Rozmieszczenie gleb organicznych według map glebowo-rolniczych – MORENA PŁASKA
Załącznik A2	Rozmieszczenie gleb organicznych według map glebowo-rolniczych – MORENA FALISTA
Załącznik A3	Rozmieszczenie gleb organicznych według map glebowo-rolniczych – PRADOLINA
Załącznik A4	Rozmieszczenie gleb organicznych według map glebowo-rolniczych – SANDR
Załącznik B1	Miąższość utworów organicznych według map glebowo-rolniczych – MORENA PŁASKA
Załącznik B2	Miąższość utworów organicznych według map glebowo-rolniczych – MORENA FALISTA
Załącznik B3	Miąższość utworów organicznych według map glebowo-rolniczych – PRADOLINA
Załącznik B4	Miąższość utworów organicznych według map glebowo-rolniczych – SANDR
Załącznik C1	Porównanie sposobu użytkowania gleb organicznych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:25 000 (1957-1970) oraz zdjęciach satelitarnych Sentinel 2A (2016-2017) – MORENA PŁASKA
Załącznik C1	Porównanie sposobu użytkowania gleb organicznych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:25 000 (1957-1970) oraz zdjęciach satelitarnych Sentinel 2A (2016-2017) – MORENA FALISTA
Załącznik C1	Porównanie sposobu użytkowania gleb organicznych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:25 000 (1957-1970) oraz zdjęciach satelitarnych Sentinel 2A (2016-2017) – PRADOLINA
Załącznik C1	Porównanie sposobu użytkowania gleb organicznych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:25 000 (1957-1970) oraz zdjęciach satelitarnych Sentinel 2A (2016-2017) – SANDR
Załącznik D	Dokumentacja opisowa, fotograficzna, kartograficzna i laboratoryjna profili glebowych