

# **ROZPRAWY NR 166**

Mirosław Kobierski

# MORFOLOGIA, WŁAŚCIWOŚCI ORAZ SKŁAD MINERALNY GLEB PŁOWYCH ZERODOWANYCH W WYBRANYCH OBSZARACH MORENOWYCH WOJEWÓDZTWA KUJAWSKO-POMORSKIEGO

BYDGOSZCZ - 2013

## REDAKTOR NACZELNY prof. dr hab. inż. Józef Flizikowski

# REDAKTOR DZIAŁOWY prof. dr hab. inż. Małgorzata Zalewska

OPINIODAWCY prof. dr hab. Renata Bednarek prof. dr hab. Cezary Kabała

# OPRACOWANIE REDAKCYJNE I TECHNICZNE mgr Dorota Ślachciak, mgr inż. Tomasz Szałajda

© Copyright Wydawnictwa Uczelniane Uniwersytetu Technologiczno-Przyrodniczego Bydgoszcz 2013

Utwór w całości ani we fragmentach nie może być powielany ani rozpowszechniany za pomocą urządzeń elektronicznych, mechanicznych, kopiujących, nagrywających i innych bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

## ISBN 978-83-61314-75-2 ISSN 0209-0597

Wydawnictwa Uczelniane Uniwersytetu Technologiczno-Przyrodniczego ul. Ks. A. Kordeckiego 20, 85-225 Bydgoszcz, tel. 52 3749482, 3749426 e-mail: wydawucz@utp.edu.pl http://www.wu.utp.edu.pl

Wyd. I. Nakład 86 egz. Ark. aut. 6,5. Ark. druk. 6,9. Zamówienie nr 11/2013 Oddano do druku i druk ukończono w czerwcu 2013 Uczelniany Zakład Małej Poligrafii UTP Bydgoszcz, ul. Ks. A. Kordeckiego 20

# Spis treści

W	ykaz symboli i skrótów	4						
1.	Wstęp i cel pracy							
2.	Przegląd literatury	7						
	2.1. Charakterystyka zagrożeń erozyjnych gleb uprawnych	7						
	2.2. Geneza i kryteria klasyfikacji gleb płowoziemnych	11						
3.	Charakterystyka obszaru badań i jego lokalizacja	15						
4.	Metody badań							
5.	Wyniki badań	21						
6.	Dyskusja wyników	75						
7.	Wnioski	88						
Bil	bliografia	89						
Str	treszczenia104							
Za	ałącznik 1. Opis cech mikromorfologicznych 107							

<ul> <li>= Fe<sub>d</sub>-Fe<sub>o</sub> – żelazo krystaliczne – crystalline iron         <ul> <li>wolne tlenki żelaza – free iron oxides</li> <li>amorficzne tlenki żelaza – amorphous iron oxides</li> </ul> </li> <li>= Fe<sub>t</sub>-Fe<sub>d</sub> – żelazo krzemianowe – silicate iron         <ul> <li>całkowita zawartość żelaza – total content of iron</li> <li>kwasowość hydrolityczna – hydrolytic acidity</li> <li>straty prażenia – loss-on-ignition</li> <li>gęstość upakowania – packed density</li> <li>kwasowość wymienna – exchangeable acidity</li> <li>suma zasadowych kationów wymiennych – sum of base cations</li> </ul> </li> </ul>
<ul> <li>– suma zasadowych katolow wymiennych – sum or base catolis</li> <li>– błąd standardowy – standard error</li> </ul>
<ul> <li>frakcja iłowa ogółem – total content of clay fraction</li> </ul>
<ul> <li>stopień wysycenia kationami o charakterze zasadowym (%)- base saturation</li> </ul>
R – Basic Cation Saturation Ratio
<ul> <li>– The Food and Agriculture Organization of the United Nations – Organizacja Narodów Zjednoczonych do Spraw Wyżywienia i Rolnictwa</li> </ul>
<ul> <li>Główny Urząd Statystyczny – Central Statistical Office</li> </ul>
G – Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa – Institute of Soil Science and Plant Cultivation
ERA – Pan-European Soil Erosion Risk Assessment
SLE – Revised Universal Soil Loss Equation
E – Universal Soil Loss Equation

# Wykaz symboli i skrótów – List of symbols and abbreviations

# 1. WSTĘP I CEL PRACY

Obszar województwa kujawsko-pomorskiego z charakterystyczną młodoglacjalną rzeźba terenu, znajduje się w zasięgu zlodowacenia Wisły. Spośród wszystkich typów gleb w regionie najwieksza powierzchnie zajmuja gleby płowe powstałe z glin zwałowych, zasobnych w węglan wapnia [Bednarek i Prusinkiewicz 2001]. Gleby te – położone na falistych wysoczyznach morenowych – podlegają denudacji antropogenicznej. W trakcie jej przebiegu dochodzić może do spływu powierzchniowego, erozji żłobinowej i wawozowej, powierzchniowych ruchów masowych, sufozii, deflacii, erozii uprawowej, strat gleby wynoszonej z plonami roślin okopowych oraz zubożenia w składniki pokarmowe. Całokształt tych procesów prowadzi czesto do redystrybucji materiału glebowego wzdłuż stoku oraz akumulacji u jego podnóża, co skutkuje trwałymi zmianami w budowie profilowej oraz pogorszeniem cech użytkowych gleb, zwłaszcza w strefie wierzchowinowej [Turski i in. 1987, 1991, 1992; Lindstrom i in. 1992; Govers i in. 1994: Marcinek 1994: Lobb i in. 1995: Reiman 1997: Koćmit 1998: Reiman i in. 1998; Sinkiewicz 1998; Quine 1999; Van Muysen i in. 1999; Van Oost i in. 2000a, b, 2005, 2006, 2009; Kaźmierowski 2001; Koćmit i in. 2001a, b; Kosmas i in. 2001; Lal 2001; Marcinek i Komisarek 2001, 2004; Steegen i Govers 2001; De Alba i in. 2004; Holland 2004; Jones i in. 2004; Paluszek i Słowińska-Jurkiewicz 2004; Heckrath i in. 2005; Rejman i Paluszek 2005; Stasik i Szafrański 2005; Podlasiński 2006; Poręba 2006; Stach 2006; Papiernik i in. 2007; Świtoniak 2007; Lenart 2008; Paluszek i Żembrowski 2008; Zhang i in. 2008; Paluszek 2010; Rybicki 2010; Turski 2010; Świtoniak i in. 2012].

Tempo spłycenia profilu gleb uprawnych w wyniku denudacji antropogenicznej zależy od rzeźby terenu, kształtu stoku, jego nachylenia, natężenia opadów atmosferycznych, pierwotnej miąższości gleb i jej podatności erozyjnej, ale przede wszystkim od okresu i sposobu użytkowania. Znajduje to swoje odzwierciedlenie w składzie granulometrycznym, zawartości materii organicznej oraz innych właściwościach fizycznych, chemicznych i składzie mineralnym, różnicujących się w zależności od przebiegu i intensywności wykonywanych zabiegów uprawowych [Józefaciuk i Józefaciuk 1979, 1995, 1996a, b, 1999; Koreleski 1992; Renard i in. 1997; Rejman i Usowicz 1998, 2002; Van der Knijff i in. 2000; Grimm i in. 2001, 2002; Lindstrom i in. 2001; Poesen i in. 2001; Stasik i Szafrański 2001a, b; Gobin i in. 2002; Święchowicz 2002; Van Rompaey i in. 2003; Kirkby i in. 2004; Papiernik i in. 2005; Rejman 2006; Ruysschaert i in. 2006; Rejman i in. 2008; Rejman i Smetanová 2010; Panagos i in. 2012].

Na powierzchni licznie występujących moren falistych w obrębie województwa kujawsko-pomorskiego, widoczna jest mozaikowa zmienność pokrywy glebowej, którą tworzą gleby o naturalnej sekwencji poziomów genetycznych w profilu oraz gleby o różnym stopniu zerodowania [Sinkiewicz 1998; Szrejder 1998; Stasik i Szafrański 2005; Świtoniak 2007; Bednarek i in. 2009; Świtoniak 2011]. Dotyczy to głównie gleb płowych, których profile zostały przekształcone w wyniku kilkusetletniego rolniczego użytkowania [Sinkiewicz 1998]. W najnowszym V wydaniu systematyki gleb Polski [Systematyka gleb Polski 2011] niewiele jest odniesień do gleb o podobnym typie prze-kształceń oraz brak odrębnej jednostki dla gleb płowych zerodowanych. Procesom de-nudacji podlegać może większość gleb wyróżnionych w rzędzie gleb płowoziemnych. W opisie tych gleb widnieje zapis: "W glebach uprawnych bardzo często poziom Ap jest zmieszany przez orkę z poziomem Et i wówczas gleba może mieć budowę: Ap-Bt-C.

Niekiedy na skutek erozji powierzchniowej i antropogenicznej na terenach falistych i pagórkowatych na wypukłych elementach rzeźby poziomy powierzchniowe ulegają denudacji, a część odsłoniętego poziomu iluwialnego (Bt) jest włączona do poziomu uprawnego [Ap(Bt)]" [Systematyka gleb Polski 2011].

Trudno jednoznacznie oddzielić wpływ erozji uprawowej od efektów wywołanych procesami erozji wodnej lub eolicznej bez systematycznej dokumentacji zachodzących przeobrażeń. Naturalne procesy stokowe zintensyfikowane przebiegiem erozji uprawowej, zaznaczają się najwyraźniej w morfologii profili glebowych [Govers i in. 1994; Rejman 1997, 2006; Sinkiewicz 1998; Lobb i in. 1999; Van Muysen i in. 1999; Van Oost i in. 2000b, 2006, 2009; Lindstrom i in. 2001; Stasik i Szafrański 2001a, b, 2005; De Alba i in. 2004; Paluszek i Słowińska-Jurkiewicz 2004; Heckrath i in. 2005; Stach 2006; Świtoniak 2007; Paluszek i Żembrowski 2008].

Podstawą niniejszego opracowania były wyniki prac terenowych oraz analiz właściwości fizycznych, chemicznych, składu minerałów ilastych i badania mikromorfologiczne materiału glebowego 12 profili gleb płowych zerodowanych, dotychczas opisywanych na mapach glebowo-rolniczych jako gleby brunatne z powodu niepełnego rozpoznania ich genezy i morfologii. Określenie stopnia przeobrażeń gleb podlegających denudacji antropogenicznej na falistych wysoczyznach morenowych pozwala uniknąć błędów w ich klasyfikacji.

Wielu gleboznawców wskazuje na rozbieżności pomiędzy treścią map gleboworolniczych istniejących od lat sześćdziesiątych XX wieku a rzeczywistym stanem pokrywy glebowej oraz dostrzega potrzebę ich aktualizacji. Podjęte w pracy zagadnienia pozwolą na pełniejsze rozpoznanie skali tych potrzeb.

Nadrzędnym celem pracy było określenie przynależności systematycznej badanych gleb na podstawie ich morfologii oraz wyników kompleksowych analiz laboratoryjnych. Podstawowym kryterium pozwalającym jednoznacznie odróżnić gleby brunatne od gleb płowych jest obecność w profilu glebowym poziomu diagnostycznego *argic* [Systematyka gleb Polski 2011]. Poziom ten jest poziomem podpowierzchniowym, jednakże w glebach podlegających denudacji może występować zarówno na powierzchni gleby, jak i bezpośrednio pod poziomem orno-próchnicznym. Poziom diagnostyczny *argic* musi wykazywać specyficzne cechy iluwiacji frakcji iłowej [IUSS WRB 2006]. Iluwialny charakter wzbogacenia poziomu Bt potwierdza wyższa zawartość frakcji iłowej drobnej (<0,2 µm) oraz jej udział we frakcji iłowej (<2,0 µm) – w porównaniu z poziomem nadległym – oraz obecność nacieków ilastych w kanalikach i porach, miejscami wzbogaconych w żelazo, w obrazie cienkościennych szlifów mikroskopowych.

Mikromorfologiczna i mineralogiczna ocena materiału glebowego pozwoli na prawidłowe rozpoznanie genezy badanych gleb. Na podstawie pozostałych wyników badań oraz danych literaturowych określony zostanie stopień ich zerodowania. Przesłankami do wyboru zastosowanych w pracy metod badawczych były najnowsze trendy w badaniach gleboznawczych, określających mineralny skład gleby jako najbardziej obiektywny składnik substratu glebowego. W Polsce niewiele jest prac badawczych, w których opisywane są aktualne właściwości gleb w aspekcie ich składu mineralnego.

Badania terenowe oraz część analiz laboratoryjnych wykonano w ramach projektu badawczego, obejmującego gleby uprawne 3 mezoregionów: Pojezierza Krajeńskiego, Chodzieskiego i Chełmińskiego. Projekt finansowany był przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego (nr 0700/P06/2003/25).

# 2. PRZEGLĄD LITERATURY

#### 2.1. Charakterystyka zagrożeń erozyjnych gleb uprawnych

W obrebie województwa kujawsko-pomorskiego tereny w strefach krawedziowych dolin Wisły, Brdy, Drwecy, północnych zboczy pradoliny Noteci oraz w środkowo-zachodniej części Pojezierza Chełmińskiego określono jako obszary narażone na silna i intensywna erozje wodna. Józefaciuk i Józefaciuk [1995], charakteryzujac obszary zagrożone erozją wodną określili szereg naturalnych elementów środowiska, warunkujacych jej występowanie i nasilenie. W tym celu opracowane zostały dane klimatyczne dotyczace wielkości, nateżenia i intensywności opadów atmosferycznych, erozyjności deszczu oraz dane dotyczące ekstremalnych warunków wilgotnościowych, czasu zalegania pokrywy śniegowej, wymakania roślin w zastojskach wodnych, a także nasłonecznienia, występowania suszy meteorologicznej i okresów z silnymi wiatrami. O nasileniu erozii decvduja czynniki o charakterze naturalnym, takie jak: ukształtowanie terenu, warunki klimatyczne, szata roślinna, budowa profilu glebowego, uziarnienie materiału glebowego, oraz czynniki antropogeniczne: wylesienie, wadliwy system uprawy, źle przeprowadzone zabiegi melioracyjne, nieracjonalne nawożenie, monokultura upraw, wadliwe scalanie gruntów. Ocena rzeźby terenu zagrożonego erozia dotyczy określonego obszaru zlewni. W ramach oceny określone zostaje położenie fizjograficzne i hydrograficzne badanej zlewni. Na podstawie mapy topograficznej lub pomiarów geodezyjnych opracowywana jest szczegółowa ocena spadków, kształtu, długości i ekspozycji stoków. Kryteria wyznaczania spadków terenu na mapie odnosza sie do określonej klasy nachyleń [Józefaciuk i Józefaciuk 1995]. Zasięgi gleb o zróżnicowanej podatności na spłukiwanie powierzchniowe określone zostają na podstawie rodzaju i gatunku gleb. W grupie gleb bardzo silnie podatnych na spłukiwanie powierzchniowe znalazły się gleby wytworzone z lessów oraz gleby pyłowe wodnego pochodzenia. W IUNG w Puławach opracowano metode kartowania potencjalnej erozji wodnej uwzględniając nachylenie terenu, podatność gleb na zmywy powierzchniowe oraz wielkość opadu rocznego [Józefaciuk i Józefaciuk 1992, 1995, 1996a, b; 1999]. Wyróżniono 5 stopni nasilenia erozją oraz określono 3 stopnie pilności ochrony przed erozją wodna. Według danych przedstawionych przez Józefaciuka i Józefaciuk [1992] gleby płowe o uziarnieniu gliny lekkiei, znajdujące sie na stokach o nachyleniu od 3-6°, charakteryzują się 1. stopniem nasilenia erozją (erozją słaba), natomiast gleby na stokach o nachyleniu  $6-10^{\circ} - 2$ . stopniem (erozja umiarkowana). Erozja słaba powoduje tylko niewielkie powierzchniowe zmywy gleby, natomiast umiarkowana – wyraźne zmywanie poziomu orno-próchnicznego i pogorszenie właściwości gleby. Pełna regeneracja ubytków na zerodowanej powierzchni nie zawsze jest możliwa po zastosowaniu uprawy konwencjonalnej. Stopień 3. nasilenia erozją może doprowadzać do całkowitego zredukowania poziomu orno-próchnicznego oraz pozostałych poziomów solum, a w konsekwencji do zaniku budowy właściwej dla określonego typu gleb. W stopniu 4. i 5. (erozja silna, bardzo silna) może dojść do zniszczenia całego profilu gleby, a nawet części podłoża, co powoduje zmiany pokrywy glebowej o charakterze typologicznym.

Struktura użytkowania gleb w Polsce sprzyja ograniczeniu zagrożenia erozją wodną powierzchniową [Wawer i Nowocień 2006, 2007, 2008]. Zmniejszył się w Polsce udział powierzchni o najwyższych stopniach zagrożenia erozją wodną powierzchniową z potencjalnego 16,5% [Józefaciuk i Józefaciuk 1995] do aktualnego 7,1% [Wawer i Nowocień 2006]. Na podstawie aktualnego zagrożenia erozją wodną powierzchniową w województwie kujawsko-pomorskim stwierdzono, że 1. stopień zagrożenia dotyczył 1,2% powierzchni województwa (224 tys. km<sup>2</sup>), 2. stopień – 11, 3%, natomiast stopnie 3.-5. obejmowały 7,6% (1357 tys. km<sup>2</sup>) powierzchni województwa.

Rolnicze użytkowanie gleb znacznie nasiliło procesy erozyjne, których skutki widoczne sa w pokrywie glebowej wiekszości krajów UE, stanowiac poważne zagrożenie dla zachowania równowagi w agroekosystemach. Straty materiału glebowego większe niż 1 Mg·ha<sup>-1</sup>·rok<sup>-1</sup>, zachodzące w wyniku erozji przez okres 50-100 lat, uznawane są za zmiany nieodwracalne [Grimm i in. 2001, 2002; Gobin i in. 2002]. Najwiekszy zasieg przestrzenny dotyczy zmian cech morfologicznych i właściwości wodnych gleb powodowanych przebiegiem erozji wodnej i uprawowej. Zabiegi uprawowe modyfikują pokrywę glebowa terenów użytkowanych rolniczo w znacznie wiekszym stopniu aniżeli erozia wodna [Lindstrom i in. 1992; Govers i in. 1994; Lobb i in. 1999; Van Muysen i in. 1999; Van Oost i in. 2000a, b; 2005; Papiernik i in. 2007]. Erozja uprawowa gleb jest identyfikowana jako jeden z głównych elementów procesu redystrybucji materiału glebowego w terenie urzeźbionym i dotyczy mechanicznego przemieszczania gleby na stokach przez odkładnice pługa oraz inne narzędzia rolnicze [Govers i in. 1994; Lobb i in. 1995; Heckrath i in. 2005; Podlasiński 2006; Van Oost i in. 2006]. Ilość materiału przemieszczanego w trakcie erozji uprawowej jest mierzona na poletkach eksperymentalnych poprzez umieszczenie w warstwie płużnej specjalnych markerów [Rejman i Paluszek 2005, Rejman 2006, Stach 2006] oraz dzięki wykorzystywaniu substancji barwiących lub izotopu cezu <sup>137</sup>Cs [Quine 1999; Heckrath i in. 2005; Poreba 2006]. Podatność gleb na erozję uprawową zależy od uziarnienia, typu i trwałości struktur agregatowych, zawartości materii organicznej oraz retencji wody. Rejman [2006] wskazuje na dominujący wpływ erozji uprawowej powodującej przekształcenia gleb na zbocząch krótkich oraz przewage erozji wodnej na zboczach długich. Nowym czynnikiem zwiększającym ryzyko erozji uprawowej jest zastosowanie ciągników o wiekszej mocy oraz cieżkich wieloskibowych pługów lub tzw. agregatów uprawowych. Skutkuje to przemieszczeniem wiekszej masy gleby na większa odległość przy wzmożonej predkości przeprowadzanych zabiegów uprawowych [Van Oost i in. 2006]. Reiman i Smetanowavá [2010] stwierdzili, że przy nachyleniu stoku powyżej 5% zawsze nastepuje przemieszczanie czastek glebowych w dół stoku. Redystrybucja materiału glebowego w wyniku erozji uprawowej powoduje często właczenie poziomów podpowierzchniowych do warstwy ornej [De Alba i in. 2004; Papiernik i in. 2005; Paluszek 2010]. Degradacja powierzchniowej warstwy gleby dokonuje się również z powodu strat materiału glebowego wynoszonego z plonem roślin, głównie buraków cukrowych, ziemniaków i warzyw korzeniowych [Poesen i in. 2001; Ruysschaert i in. 2006]. Poesen i in. [2001] podaja, że w zależności od składu granulometrycznego i uwilgotnienia gleby wraz z plonem roślin okopowych wynoszonych jest blisko 5 ton materiału glebowego z powierzchni hektara w ciągu roku. Ilości wynoszonego materiału glebowego są zbliżone do efektów pozostałych form erozji, zwłaszcza, jeśli dotyczy to gleb średnich i ciężkich [Stach 2006].

W wielu europejskich ośrodkach naukowych przygotowywane są ekspertyzy pozwalające prognozować wielkość erozji wodnej [Renard i in. 1997; Van der Knijff i in. 2000; Van Rompaey i in. 2003; Kirkby i in. 2004; Panagos i in. 2012]. Jedną z najczęściej stosowanych metod są badania prowadzone na poletkach doświadczalnych, pozwalające określić ilość zerodowanej gleby w trakcie spływu powierzchniowego dzięki empirycznym modelom równań: USLE (Universal Soil Loss Equation) [Wischmeier i Smith 1978] i RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) [Renard i in. 1997].

Prognozowana wielkość masy zerodowanej gleby jest funkcja kilku czynników: właściwości gleby, długości i nachylenia zbocza, intensywności i energii opadu atmosferycznego oraz sposobu użytkowania i utrzymania pól uprawnych. Model USLE obejmuje roczne okresy, zaś w przypadku modelu RUSLE moga być to okresy krótsze [Gobin i in. 2002]. Jednym z najważniejszych parametrów wykorzystywanych w modelowaniu erozji wodnej gleb jest współczynnik erozyjności K – powszechnie stosowany w modelu empirycznym USLE. Współczynnik K opisuje kluczowe czynniki glebowe wpływające na erozję (zawartość materii organicznej, uziarnienie, struktura, przepuszczalność wodna). Polska należy do krajów o najniższej wartości tego wskaźnika, co wskazuje, że wiekszość powierzchni kraju jest zagrożona erozia wodna w niewielkim stopniu [Panagos i in. 2012]. Van der Knijff i in. [2000] dokonali pierwszej oceny erozji w Europie, wykorzystując metodologie USLE. Średnioroczne straty gleby (w Mg ha<sup>-1</sup> rok<sup>-1</sup>) oszacowano dla siatki podziału 1 km. Na przeważającej powierzchni Polski zagrożenie erozją wodną jest niewielkie i wynosi poniżej 1 Mg·ha<sup>-1</sup>·rok<sup>-1</sup>. Podobnie na podstawie modelu INRA (Institut de la National Recherche Agronomique), pozwalajacego określić stopnie ryzyka erozji wodnej na podstawie sposobu użytkowania, rzeźby terenu, nachylenia stoku, większość powierzchni Polski charakteryzuje się bardzo niskim stopniem zagrożenia erozja wodna [Van Rompaev i in. 2003]. Natomiast przewidywana na podstawie modelu PESERA wielkość erozji wodnej na przeważającej powierzchni Polski mieści się w przedziale od 0,5 do 2,0 Mg ha<sup>-1</sup> rok<sup>-1</sup> [Gobin i in. 2002; Van Rompaey i in. 2003; Kirkby i in. 2004].

W Polsce badania dotyczące prognozowania erozji prowadzono według tradycyjnego modelu doświadczalnego USLE oraz jako wariant uproszczony, bez fizycznie wydzielonego poletka [Stasik i Szafrański 2001a, b; Świechowicz 2002; Rejman 1997]. Krajowe badania wskazuja, że ilości erodowanego materiału glebowego sa niejednokrotnie niższe od wykazywanych dla gleb Polski w raportach Unii Europejskiej [Rejman i in. 1998, 2008; Rejman i Usowicz 1998, 2002]. Stasik i Szafrański [2001a, b], wykorzystując uniwersalny model USLE, określili dla gleb płowych masę zerodowanego materiału glebowego w typowych warunkach falistej moreny dennej Pojezierza Gnieźnieńskiego. Największe przewidywane straty materiału glebowego w wyniku powierzchniowej erozji wodnej Stasik i Szafrański [2001a, b] odnotowali w uprawie kukurydzy – do 6,0 Mg·ha<sup>-1</sup>·rok<sup>-1</sup>. Uprawa zbóż ozimych pozwoliła natomiast na znaczące ograniczenie wielkości start zerodowanej gleby. Najlepsze zabezpieczenie przed erozją wodną stanowiły trwałe użytki zielone [Stasik i Szafrański [2001b]. Przy wysokim uwilgotnieniu wierzchniej warstwy gleb erozja żłobinowa pojawiała sie na obszarach o nachyleniu powyżej 3% oraz na zboczach o wiekszym nachyleniu, pomimo uprawy w poprzek stoku. Badania modelowe prowadzone przez Stasika i Szafrańskiego [2001b] potwierdziły, że uprawa zbóż ozimych oraz trwałe użytki zielone stanowia najlepsze zabezpieczenie przeciwerozyjne na obszarach bogato urzeźbionych. Koreleski [1992] w oparciu o równanie USLE oszacował, że dla gleb charakteryzujących się pierwszym stopniem zagrożenia erozją dochodzić może do zmywu 1-8 Mg ha<sup>-1</sup> rok<sup>-1</sup>, drugim stopniem – 3-11 Mg·ha<sup>-1</sup>·rok<sup>-1</sup>, a trzecim – 10-17 Mg·ha<sup>-1</sup>·rok<sup>-1</sup>. Józefaciuk i Józefaciuk [1995] szacuja średnioroczne straty zmytej gleby w Polsce na 76 Mg·km<sup>-2</sup>. Zdaniem Józefaciuka i Józefaciuk [1996a], stosując określone zabiegi przeciwerozyjne, należy uwzględnić roczne straty gleby z powierzchni 1 hektara, które wynosza dla gleb płytkich (do 30 cm) – 1 Mg ha<sup>-1</sup>, gleb średnio głębokich (30-60 cm) – 4 Mg ha<sup>-1</sup>, gleb głębokich (>60 cm) – 10 Mg ha<sup>-1</sup>. Najnowsze metody oceny nasilenia erozji na niewielkich powierzchniach są oparte na teledetekcji i fotogrametrii, a skala zagrożenia wystąpienia erozji jest określana dzięki specjalistycznemu modelowaniu [Białousz 2011].

Badania przeprowadzone przez Marcinka [1994], Marcinka i in. [1995] wykazały. że gleby Pojezierza Wielkopolskiego użytkowane rolniczo od ponad 600 lat uległy znaczacym przeobrażeniom na skutek erozji wodnej i uprawowej. Denudacja antropogeniczna w ciągu 100-150 lat spowodować może wyrównanie młodoglacjalnej rzeźby terenu [Sinkiewicz 1998] i przyczynić się większego zróżnicowania przestrzennego gleb. Profile gleb podlegaja systematycznej erozji głównie w wierzchowinowej cześci stoku i na jego ramieniu, natomiast osadzający się u podnóża materiał glebowy zapoczątkowuje tworzenie się deluwium [Świtoniak 2007; Bednarek i in. 2009; Paluszek 2010; Świtoniak 2011]. Erozja powoduje zmiany w składzie granulometrycznym, zwłaszcza gdy współczesny poziom Ap wytworzony zostaje z materiału glebowego poziomu wzbogacenia lub skały macierzystej. Agregaty glebowe w poziomach ornopróchnicznych tych gleb wykazuja wówczas słabsza wodoodporność, co zwieksza podatność na erozje wodna [Paluszek 2010] oraz obniża urodzajność [Lenart 2008; Paluszek i Żembrowski 2008; Turski 2010]. Na stabilizacje struktur agregatowych korzvstnie wpływa natomiast zmniejszenie intensywności uprawy roli oraz ograniczenie ilości wykonywanych zabiegów uprawowych [Bronick i Lal 2005] oraz stosowanie obornika, resztek poźniwnych, mulczu z międzyplonów [Parylak i Wacławowicz 2004; Czyż i Dexter 2008; Wacławowicz i in. 2012]. W porównaniu z uprawa tradycyjna stosowanie uproszczeń w uprawie roli (m. in. płytka orka, ograniczenie liczby zabiegów uprawowych) poprawia strukturalność gleby, co skutkuje zmniejszeniem jej zaskorupienia [Pagliai i in. 2004; Wacławowicz i in. 2012]. Ograniczenie zabiegów uprawowych, wydłużanie okresu pokrycia gleby roślinnościa oraz systematyczne dostarczanie biomasy do gleby wpływa także korzystnie na bilans materii organicznej [Arshad i in. 2004; Eynard i in. 2004; Blair i in. 2006]. Struktury agregatowe gleb użytków zielonych charakteryzuja się znacząco wiekszą wodoodpornościa aniżeli gruntów ornych. Strukturotwórcze oddziaływanie korzeni traw stanowi poważna przesłankę do propagowania uprawy tych roślin w kontekście przeciwdziałania erozji powierzchniowej gleb. Wyniki badań Lenarta [2008] wskazuja na potrzebe zakładania trwałych użytków zielonych na gruntach ornych ze względu na funkcje glebochronne. Według Józefaciuka i Józefaciuk [1996a] podstawowym zabiegiem agrotechniki przeciwerozyjnej jest poprzecznostokowa uprawa. Stosowanie płodozmianów przeciwerozyjnych okresowo obniża zagrożenie erozją, jeśli w okresie roztopów zimowo-wiosennych wiekszość pól pokrytych będzie roślinnościa. Znaczenie ochronne maja także trwałe użytki zielone, które prawidłowo eksploatowane znacząco zmniejszają nasilenie erozji [Podolski 2008]. Kompleksowe stosowanie wyżej wymienionych zabiegów wzmacnia działanie ochronne gleb w terenie urzeźbionym i daje najlepsze efekty [Nowocień 2008]. Podstawą zasad agrotechniki przeciwerozyjnej i przeciwdziałającej zageszczeniu gleby jest wykonywanie zabiegów uprawowych przy optymalnej wilgotności gleby oraz ograniczenie liczby przejazdów maszyn rolniczych [Fotyma i Kuś 1997]. Wiekszość zabiegów agrotechnicznych przeciwdziałających erozji wodnej zapobiega również wystąpieniu erozji wietrznej [Podolski 2008]. W celu ograniczenia erozji eolicznej zaleca się zakładanie śródpolnych pasów zadrzewień i zakrzaczeń oraz okrywy roślinnej w okresie wczesnowiosennym [Bernacki i Karg 2008]. Na gruntach szczególnie narażonych na erozie wietrzna powinno stosować się uprawę bezorkowa lub wykonywać siew bezpośredni [Czyż i Dexter 2007].

Badania prowadzone przez IUNG w Puławach wykazały, że z ogólnej powierzchni województwa kujawsko-pomorskiego areał 2116,2 km<sup>2</sup> użytków rolnych (11,8% powierzchni województwa) oraz 520,3 km<sup>2</sup> lasów zagrożonych jest potencjalną erozją wodną w stopniu słabym. Natomiast w stopniu średnim i silnym zagrożonych jest

1830,6 km<sup>2</sup> użytków rolnych (10,2% powierzchni województwa) i 674,8 km<sup>2</sup> lasów [Józefaciuk, Józefaciuk 1995, 1999]. W województwie kujawsko-pomorskim nie dostrzega się większego zagrożenia erozją wąwozową, która obejmuje 1924,8 km<sup>2</sup> gruntów ornych w 1. stopniu zagrożenia (10,7% powierzchni województwa) oraz 394,8 km<sup>2</sup> lasów (2,2% powierzchni województwa). Powierzchnia 258,3 km<sup>2</sup> użytków rolnych i 47 km<sup>2</sup> lasów zagrożonych jest erozją wąwozową średnią i silną.

Erozja eoliczna ma największy zasięg przestrzenny na obszarze Polski spośród pozostałych rodzajów erozji. Typ rzeźby terenu, podatność gleb na deflację oraz stopień lesistości determinuja wystepowanie i nasilenie erozji wietrznej na określonej powierzchni. Przy opracowywaniu mapy zagrożenia erozia eoliczna wykorzystano kryteria podatności gleb na deflację w zależności od rodzaju i gatunku gleby oraz procentowego udziału powierzchni lasu [Józefaciuk i Józefaciuk 1979, 1995]. Erozja eoliczna słaba powoduje niewielkie wywiewanie czastek glebowych i nieznaczna degradacje gleb, erozja umiarkowana zapoczatkowuje spłycanie poziomu orno-próchnicznego wskutek wywiewania czastek mineralnych i organicznych. Około 28% powierzchni użytków rolnych w Polsce jest zagrożonych erozja eoliczna, w tym erozja średnia 10% powierzchni oraz 1% w stopniu silnym [Józefaciuk i Józefaciuk 1995]. Z powodu niewielkiej lesistości terenu oraz obecności wielkoobszarowych gospodarstw i dominacji gleb piaszczystych obszary Pojezierza Wielkopolskiego i Chełmińsko-Dobrzyńskiego zagrożone sa erozja średnia. W województwie kujawsko-pomorskim użytków rolnych zagrożonych erozja eoliczną słabą jest 4249 km<sup>2</sup> (23,6% powierzchni województwa) oraz 1907 km<sup>2</sup> erozja średnia i silna [Józefaciuk i Józefaciuk 1979]. Zaobserwowano wzrastajace zagrożenie erozją uprawową w urzeźbionym krajobrazie morenowym obszaru województwa kujawsko-pomorskiego. Wojtasik i in. [2008] stwierdzili, że systematyczny ubytek powierzchni użytków rolnych oraz degradacja gleb wskutek erozji uprawowej, zmuszają do zorganizowanych działań na rzecz ochrony zasobów glebowych.

#### 2.2. Geneza i kryteria klasyfikacji gleb płowoziemnych

Zmiany powodowane przez procesy glebotwórcze oraz działalność człowieka, decyduja o charakterystycznym dla określonego typu gleb kierunku ewolucji pokrywy glebowej [Bockheim i in. 2005; Targulian i Krasilnikov 2005]. Najliczniej reprezentowanymi glebami na obszarze województwa kujawsko-pomorskiego sa gleby płowoziemne, występujące w asocjącjąch z innymi glebami, w tym z czarnymi ziemiami [Cieśla 1968; Bednarek i Prusinkiewicz 2001; Kobierski i Dabkowska-Naskret 2003a; Kobierski i in. 2009; Kobierski i Wojtasik 2009; Kobierski i Długosz 2011]. Gleby płowe na obszarze Polski tworzyły się pod wpływem procesów geologiczno-glebowych w kilku etapach przekształceń: wiecznej zmarzliny, narastania pokryw eolicznych, ustępowania zmarzliny i zjawisk klimatu pervglacjalnego z denudacja, oraz pierwszych objawów iluwiacji [Konecka-Betley 2009]. Na kolejnym etapie genezy gleb płowych doszło do akumulacji materii organicznej, wietrzenia chemicznego i biologicznego oraz nasilenia procesu eluwialno-iluwialnego. Stopień transformacji i kierunek wietrzenia minerałów ulegały zmianie w trakcie genezy gleb oraz późniejszych etapów rolniczego użytkowania [Józefaciuk 1998]. Skałami macierzystymi gleb płowych sa głównie gliny zwałowe, utwory pyłowe różnej genezy oraz rzadziej piaski gliniaste. Proces lessivage powodujący powstanie gleb płowych polega na wymyciu węglanów oraz przemyciu frakcji ilowej (TC) <2,0 µm, zwłaszcza frakcji ilowej drobnej <0,2 µm (FC) z wierzchnich poziomów eluwialnych (A i Et) do poziomu wzbogacenia (Bt) [Kühn 2003]. Zaobserwowana różnica w uziarnieniu może być wynikiem iluwialnego nagromadzenia frakcji iłowej, jej rozkładu w poziomie powierzchniowym i selektywnej erozii powierzchniowej, a także wcześniejszej akumulacji spowodowanej neoformacją minerałów ilastych. Wraz z frakcja iłowa przemieszczone zostaja wolne związki żelaza oraz substancje humusowe rozpuszczone w roztworze glebowym [Systematyka gleb Polski 2011]. W efekcie tych procesów w glebach płowych tworzą się poziomy: powierzchniowy ochric (A), eluwialny poziom luvic (Et) oraz iluwialny poziom argic (Bt), który jest poziomem diagnostycznym gleb płowoziemnych. Pierwotnie poziom *argic* tworzy sie jako poziom podpowierzchniowy, jednakże w glebach podlegających denudacji może występować zarówno na powierzchni gleby, jak i bezpośrednio pod poziomem orno-próchnicznym. Poziom argic musi wykazywać specyficzne cechy iluwiacji frakcji iłowej, a jedna z nich jest obecność wyściółek ilastych powlekających pionowe i poziome ścianki agregatów glebowych [Systematyka gleb Polski 2011]. Odnotowana w trakcie prac terenowych obecność wyściółek ilastych na co najmniej 5% powierzchni agregatów glebowych, według Klasyfikacji Zasobów Glebowych Świata IIUSS WRB 2006] potwierdza iluwialny charakter tego poziomu. Obecność w profilu poziomu diagnostycznego argic jest podstawowym kryterium definiujacym gleby płowe. Bez względu na pochodzenie skały macierzystej zawartość frakcji iłowej w poziomie wzbogacenia powinna w Luvisols [IUSS WRB 2006] spełniać kryteria poziomu diagnostycznego argic [Kabała i Marzec 2010]. Zgodnie z kryteriami diagnostycznymi powinien on wykazywać uziarnienie gliny piaszczystej lub drobniejsze i zawierać co najmniej 8% frakcji ilowej. Poziom argic musi zawierać co najmniej 3% więcej frakcji iłowej, jeśli w poziomie nadległym znajduje sie mniej niż 15% frakcji iłowej. Jeżeli w poziomie wyżej leżacym jest od 15 do 40% frakcji iłowej, to stosunek zawartości frakcji iłowej w poziomie argic do zawartości frakcji iłowej w poziomie nadległym musi wynosić co najmniej 1,2. Zawartość frakcji iłowej drobnej (FC), ale przede wszystkim jej udział we frakcji iłowej (TC) pozwala potwierdzić iluwialny charakter poziomu argic, dla którego wartości stosunku FC:TC są wyższe w poziomie Bt niż w poziomie nadległym. Iluwialna akumulacje frakcji iłowej najlepiej wykazać wykonujac analizę cienkościennych szlifów mikroskopowych. Obszary ze zorientowanymi minerałami ilastymi muszą stanowić 1% powierzchni całego preparatu mikroskopowego, aby potwierdzały obecność poziomu diagnostycznego argic. Bednarek i in. [2004] podaja, że w przypadku gleb zerodowanych pozbawionych górnych poziomów genetycznych jest to najlepsza metoda pozwalająca odróżnić poziom diagnostyczny, zwłaszcza w przypadku poziomów cambic i argic. Interpretacja cech mikromorfologicznych daje możliwość jednoznacznej oceny genezy gleb oraz ich przynależności typologicznej.

Jednym z parametrów wykorzystywanych w klasyfikacji gleb jest także ocena zawartości żelaza w profilu [Zagórski 2001; IUSS WRB 2006; Systematyka gleb Polski 2011]. Na całkowitą zawartość żelaza (Fe<sub>t</sub>) składają się: żelazo związane w krzemianach, żelazo wolne niekrzemianowe [Bednarek i in. 2004]. Żelazo wolne (Fe<sub>d</sub>) obejmuje głównie formy mineralne w postaci mniej lub bardziej uwodnionych tlenków żelaza, występujących w formie krystalicznej lub amorficznej. Żelazo w zależności od formy występowania oraz rozmieszczenia w profilu glebowym jest jednym z parametrów określających intensywność pedogenezy [Schwertmann 1964; Konecka-Betley 1968; Arduino i in. 1986; Dąbkowska-Naskręt 1990; Bednarek 1991; Janowska i in. 2002; Kobierski 2010a]. Wyższe od jedności wartości wskaźnika przemieszczenia żelaza wolnego: Fe<sub>d</sub>(Bt)/Fe<sub>d</sub>(A) wskazują na transport Fe<sub>d</sub> z poziomu próchnicznego oraz jego akumulację w poziomie wzbogacenia [Konecka-Betley 1968]. Przemiany żelaza w glebach maja charakter chemiczny i mikrobiologiczny [Wheeler i in. 1999; Waychunas i in. 2005], zwłaszcza w glebach zasobnych w materie organiczna. Żelazo występujace w formie zdyspergowanej lub tworzące otoczki na powierzchni ziaren glebowych nadaje glebie charakterystyczne rdzawo-brunatne zabarwienie [Scheinost i Schwertmann 1999]. Zawartość iłu koloidalnego jest jednym z najważniejszych czynników wpływających na zawartość i przemieszczenie żelaza w głąb profilu glebowego [Konecka-Betley 1968]. Żelazo może być adsorbowane na powierzchni cząstek koloidalnych oraz zostać wbudowane w struktury krystaliczne minerałów ilastych [Wheeler i in. 1999]. Żelazo w zależności od stopnia utlenienia może przemieszczać sie osobno lub tworzyć kompleksy próchniczno-żelaziste, zwłaszcza w glebach o odczynie kwaśnym [Gu i in. 1994; Avena i Koopal 1998; Marzec i Kabała 2008]. Niski stopień uruchomienia żelaza, wyrażony stosunkiem Fe<sub>d</sub>/Fe<sub>t</sub> wiązać należy z wiekiem gleb oraz odczynem i właściwościami oksydoredukcyjnymi. W trakcie wietrzenia chemicznego następuje szereg transformacji materiału glebowego, a produkty tego procesu podlegać moga translokacji na skutek eluwiacji oraz iluwiacji. W poziomach iluwialnych unieruchamiane sa rozpuszczalne zwiazki humusowe, które tworzą często kompleksy z tlenkami żelaza i glinu [Jansen i in. 2003]. Dotyczy to głównie gleb bielicoziemnych, ale także płowoziemnych.

Procesy denudacji antropogenicznej powodują niejednokrotnie spłycenie pedonów, mających pierwotnie sekwencję poziomów genetycznych, charakterystyczna dla danego typu czy podtypu gleb. Józefaciuk i Józefaciuk [1999] wskazuja, że współcześnie do najwiekszych szkód erozyjnych dochodzi na powierzchni wielkoobszarowych gospodarstw rolnych, których właściciele nie wykonuja żadnych zabiegów przeciwerozvinych. Intensywność procesów erozyjnych na stokach jest niejednakowa i zależy od natężenia oraz czasu przebiegu procesów erozyjnych, a stopień zaawansowania procesu opisać można, przyporządkowując glebę do określonej klasy zerodowania. W literaturze gleboznawczej znanych jest kilka klasyfikacji gleb erodowanych [Turski i in. 1987, 1992; Soil Survey Division Staff 1993; Józefaciuk i Józefaciuk 1996b; Paluszek i Słowińska-Jurkiewicz 2004; Świtoniak 2007; Paluszek i Żembrowski 2008]. W klasyfikacji opisanej w Soil Survey Division Staff [1993] wyróżniono 4 klasy zerodowania gleb. Klasy 1. i 2. stanowią gleby, w których erozja obejmuje odpowiednio mniej niż 25% i 25%-75% pierwotnego poziomu próchnicznego i eluwialnego. W klasie 3. powyżej 75% materiału glebowego poziomu Ap pochodzi z poziomów E i B. Do klasy 4. należą gleby silnie zerodowane, które utraciły cały pierwotny poziom próchniczny i eluwialny, a ich poziom Ap w całości powstał z poziomów E i B. Założenia tej klasyfikacji wykorzystali w swoich opracowaniach naukowych Marcinek [1994], Marcinek, Komisarek [2001], Kaźmierowski [2001]. Klasyfikacja amerykańska nie uwzględniła jednak gleb, w których współczesny poziom orno-próchniczny wytworzony został z materiału skały macierzystej po zerodowaniu materiału glebowego, obejmującego pierwotny poziom iluwialny i przejściowy BC. Taki podział uwzględniono natomiast wyróżniając stopnie zerodowania gleb płowych wytworzonych z lessu [Turski i in. 1987, 1992; Paluszek 2010; Rejman i in. 1998, 2008]. Stopień zerodowania gleb brunatnoziemnych ustalony przez Turskiego i in. [1987] obejmował gleby od nieerodowanej do całkowicie zerodowanej. Poziom Ap gleb zerodowanych w stopniu średnim wytworzony był z pierwotnego poziomu iluwialnego. Natomiast w glebach silnie zerodowanych ich poziom orno--próchniczny obejmował poziom przejściowy z materiałem skały macierzystej. Paluszek i Słowińska-Jurkiewicz [2004] określili stopnie zerodowania gleb płowych wytworzonych z lessu, wyodrębniając: gleby nieerodowane, słabo zerodowane: Ap-Bt1-Bt2-BC-Ck, średnio zerodowane: Ap-Bt2-BC-Ck oraz całkowicie zerodowane: Apk-Ck.

Gleby obszarów młodoglacjalnych wytworzone z glin morenowych charakteryzuja sie średnia podatnościa na erozje [Marcinek 1994; Koćmit 1998; Bieniek 1997; Marcinek i Komisarek 2001]. Przestrzenna zmienność gleb w krajobrazie wysoczyzn morenowych jest następstwem wystapienia procesów erozyjnych o zróżnicowanym nasileniu. Dotyczy to głównie erozji uprawowej, gdy dochodzi do wyrównania pierwotnie istniejacych garbów i zagłębień [Sinkiewicz 1998; Koćmit i in. 2001a, b; Świtoniak i in. 2012]. Kowalkowski [2004] wskazuje, że na terenach o dynamicznie zmieniającym się niestabilnym reliefie często występują gleby "ogłowione" bez górnych poziomów genetycznych w profilu. Niekiedy dochodzi do całkowitej denudacji poziomów solum aż do skały macierzystej, co powoduje, że gleby uzyskuja status gleb inicjalnych lub słabo ukształtowanych. Czesto tworza się gleby nadbudowane (agradowane) deluwialnoreliktowe powstałe in situ poprzez przykrycie warstwa młodszego deluwialnego materiału glebowego. Heckrath i in. [2005] na podstawie badań gleb płowych z wykorzystaniem cezu <sup>137</sup>Cs stwierdzili, że redystrybucja czastek glebowych wzdłuż pochyłości stoku, zwłaszcza w strefie ramienia, dotyczy głównie erozji uprawowej. Średnia ilość transportowanej gleby w strefach zerodowania wynosiła średnio 2,7 kg m<sup>-2</sup> rok<sup>-1</sup>.

Powszechnie wystepująca mozaikowa zmienność pokrywy glebowej tworza gleby nieerodowane, bedace w asocjacjach z glebami w różnym stopniu zerodowania wraz z płytkimi glebami deluwialnymi [Świtoniak 2007; Bednarek i in. 2009]. Antropogeniczne przekształcenia pokrywy glebowej niektórych gmin w Polsce obejmuja czesto ponad 3/4 powierzchni użytkowanej rolniczo. O przeobrażeniach gleb uprawnych Pojezierza Chełmińskiego na skutek denudacji antropogenicznej donosi Świtoniak [2007]. Autor ten wykazał, że gleby o różnej genezie, znajdujące się na wierzchowinach form wypukłych i górnych odcinkach stoków, ulegają stopniowemu zerodowaniu. Brak oznak zerodowania dotyczy gleb o pełnej sekwencji poziomów genetycznych. Średni stopień zerodowania dotyczy gleb, w których poziom orno-próchniczny zalega bezpośrednio na poziomie iluwialnym. Poziom orno-próchniczny w glebach płowych zerodowanych zbudowany jest wówczas z pierwotnego materiału glebowego poziomu Et [Świtoniak 2007]. Gleby płowe zerodowane maja budowe morfologiczna i sekwencje poziomów genetycznych przypominająca gleby brunatne. Gleby całkowicie zerodowane, nie majace żadnych cech diagnostycznych dla określonego typu gleb, sa zbudowane z materiału skały macierzystej. Gleby o takiej budowie Świtoniak [2007] określił jako argisole. Podobne spostrzeżenia dotyczące stopnia zerodowania gleb płowych odnotowali Józefaciuk i Józefaciuk [1996a, b], Sinkiewicz [1998] oraz Szrejder [1998], która badała gleby płowe zerodowane na Wysoczyźnie Chełmińskiej, a także Marcinek i Komisarek [2004], określając antropogeniczne przekształcenia gleb Pojezierza Poznańskiego. Formy podłużne, mocno wypukłe wierzchowin pagórków według Józefaciuka i Józefaciuk [1996a] sprzyjają silnej denudacji, a powierzchnia tak ukształtowanej pokrywy glebowej najsilniej narażona jest na erozje wodna. Świtoniak [2007] stwierdził, że pokrywa glebowa pod lasami zostaje w minimalnym stopniu przekształcona, co potwierdza, że lasy skutecznie pełnią swoją funkcję glebochronna. Gleby różniace się stopniem zerodowania opisano w rosyjskiej literaturze gleboznawczej jako agronaturalne, agroziemy oraz uroziemy [Russian Soil Clasyfication System 2001]. W glebach uprawnych, w których przekształceniu ulega poziom próchniczny, a sekwencja poziomów podpowierzchniowych jest niezmieniona, do nazwy typu lub podtypu dodawany jest przedrostek agro-. W przypadku agroziemów, nowo powstały poziom orno-próchniczy obejmuje co najmniej dwa górne poziomy gleb naturalnych. Eroziemy są glebami najsilniej zerodowanymi, pozbawionymi poziomów powierzchniowych w wyniku denudacji antropogenicznej, a poziom płużny obejmuje swoja miaższościa materiał glebowy poziomu B lub C.

# 3. CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ I JEGO LOKALIZACJA

Do badań wybrano gleby uprawne z trzech mezoregionów Pojezierza Krajeńskiego, Chodzieskiego i Chełmińskiego znajdujących się w obrębie województwa kujawsko-pomorskiego. Charakter pokrywy glebowej w województwie kujawsko-pomorskim ściśle związany jest z rzeźbą terenu i litologią regionu. Jest zróżnicowanym krajobrazowo obszarem, na którym po ostatnim zlodowaceniu Wisły pozostała charakterystyczna młodoglacialna rzeźba terenu. Faliste i płaskie wysoczyzny morenowe zbudowane głównie z drobnoziarnistych glin i piasków lodowcowych porozcinane sa licznymi dolinami rzecznymi. Liczne pagórki moreny czołowej, wzniesienia drumlinowe, kemowe oraz obecność rynien glacialnych, cześciowo zajętych przez jeziora, podkreślaja polodowcowy charakter rzeźby terenu. Obszar województwa kujawsko-pomorskiego leżv na pograniczu pieciu makroregionów fizyczno-geograficznych: Pojezierza Południowopomorskiego, Pojezierza Wielkopolskiego, Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego, Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej i Doliny Dolnej Wisły [Kondracki 2002]. Najbardziej urozmaicona pod względem geomorfologicznym jest północno-zachodnia cześć województwa, obejmujaca mezoregion Pojezierza Krajeńskiego. Jest to obszar, na którym występuja znaczne deniwelacje terenu, dochodzące do 190 m powyżej poziomu morza. Pojezierze Krajeńskie o powierzchni 4380 km<sup>2</sup> znajduje się między dolinami Gwdy, Brdy i środkowej Noteci, a od północy sasiaduje z Równina Charzykowska i Tucholska. Na obszarze mezoregionu zaznacza się kilka linii postoju czoła lodowca w recesyjnej subfazie krajeńskiej zlodowacenia Wisły. Oprócz moren spietrzonych i akumulacyjnych występuja ozy, kemy i rynny lodowcowe oraz głeboko wciete rynny subglacialne. Pomiędzy dolinami Wisły i Drwęcy jest położona Wysoczyzna Chełmińska. Środkowa cześć tego mezoregionu stanowi wysoczyzna morenowa falista z licznymi pagórkami akumulacyjnymi moreny czołowej i kemami. Liczne zagłębienia wytopiskowe oraz rynny subglacjalne zajete przez jeziora podkreślaja pojezierny charakter regionu. Pojezierze Chełmińskie zajmuje powierzchnię 2165 km² i leży pomiędzy Kotliną Grudziądzką, Doliną Fordońską, Kotliną Toruńską oraz Doliną Drwęcy. Od wschodu graniczy z Pojezierzem Brodnickim, a od północy z Pojezierzem Iławskim. W północnej cześci regionu znajduja się pagórki moren czołowych zwiazane z subfaza krajeńska zlodowacenia Wisły, natomiast w południowej części regionu przeważają moreny martwego lodu, kemy i ozy. Wzniesienie nad poziom morza na ogół nie przekracza 120 m. Trzeci z mezoregionów, z którego pobrano próbki gleb do badań to, Pojezierze Chodzieskie sasiadujące od zachodu z Kotliną Gorzowską, od północy z Doliną Środkowej Noteci i zachodnia częścia Kotliny Toruńskiej, od południa z Pojezierzem Gnieźnieńskim. Mezoregion Pojezierza Chodzieskiego ma około 1800 m<sup>2</sup> i obejmuje swoim zasiegiem pasmo moren ciagnacych się równoleżnikowo, na południe od których występują pola sandrowe i wytopiskowe rynny jeziorne.

Wysoczyzny morenowe zbudowane z glin zwałowych stanowią na Pojezierzu Krajeńskim, Chodzieskim i Chełmińskim obszary występowania strefowych gleb płowoziemnych i brunatnoziemnych. Na piaszczystych utworach pradolin i sandrów dominują gleby bielicoziemne. W obniżeniach terenu powstawały śródstrefowe czarne ziemie występujące na Równinie Inowrocławskiej i Pojezierzu Kujawskim. Nieliczne gleby torfowe i murszaste powstały w dolinach Noteci, Zgłowiączki, Drwęcy, natomiast gleby aluwialne w dolinie Wisły. Powierzchnia gruntów ornych w województwie kujawsko-pomorskim zmniejszyła się z 1010,7 tys. w roku 2000 do 912,1 tys. hektarów w roku 2011 (tabela 1). Lasy 2011 roku zajmowały powierzchnię 430,1 tyś hektarów [Rocznik Statystyczny Rolnictwa GUS 2011, Mały Rocznik Statystyczny Polski GUS 2012]. Powierzchnia gruntów zdewastowanych i zdegradowanych pozostawała na podobnym poziomie, tj. około 4,5 tys, hektarów. Bardzo wyraźnie zmniejszyła się powierzchnia zalesień gruntów nieleśnych z 1304,0 ha w roku 2003 do 342,2 w roku 2011 [Rocznik Ochrony Środowiska GUS 2011].

Tabela 1	. Powierzchnia użytków rolnych – stan z czerwca; według siedziby użytkownika
Table 1.	Agricultural acreage as of June; according to the land user's residence

Rok Year	Użytki rolne ogółem Total agricultural acreage	W dobrej kulturze rolnej In good agricultural condition	Grunty orne Arable land	Ogólna powierzchnia zasiewów <sup>a</sup> Total plantation area	Grunty ugorowane + nawozy zielone Set-aside + green manure
woj. k					
Kujav					
2000	1134,2 –		1011,7	962,3	34,2
2010	1087,3 <sup>a</sup> 1070,6		915,2	901,1	14,1
2011	1056,3 1036,5		912,1	898,0	14,0

<sup>a</sup> łącznie z uprawami trwałymi innymi niż sady – including permanent plantations other than orchards

<sup>b</sup> dane Powszechnego Spisu Rolnego – data provided by the Agricultural Census

źródło: Mały Rocznik Statystyczny Polski GUS 2012, Rocznik Statystyczny Rolnictwa 2011 source: GUS – Concise Statistical Yearbook of Poland 2012, Statistical Book of Agriculture 2011

Gleby płowoziemne i brunatnoziemne pokrywają łącznie około 44% ogólnej powierzchni województwa kujawsko-pomorskiego, nieco mniejszą powierzchnię (39%) zajmują gleby bielicoziemne [Bednarek i Prusinkiewicz 2001]. Grunty orne najlepsze, dobre i średnie stanowią 75% ogólnej powierzchni województwa kujawskopomorskiego (dane z roku 2000), w tym 34,5% to gleby klasy od I do IIIb [Rocznik Statystyczny Rolnictwa GUS 2011]. Użytki rolne zajmują 58,8% ogólnej powierzchni województwa kujawsko-pomorskiego, z czego grunty rolne o dobrej kulturze rolnej stanowią 1036,5 tys. ha powierzchni regionu.

Na podstawie map glebowo-rolniczych na miejsca odkrywek glebowych, wytypowane zostały gleby brunatne, należące do 2 kompleksu przydatności rolniczej gleb. Odkrywki glebowe zlokalizowano na niskofalistych wysoczyznach morenowych pomiędzy strefą wierzchowinową pagórków a ich podnóżem. Schematyczną mapę lokalizacji obszaru badań przedstawiono na rysunku 1. Miejsca poboru próbek obejmują:

- makroregion Pojezierza Południowopomorskiego; mezoregion Pojezierze Krajeńskie: L1 – Olszewka, L2 – Strzelewo, L3 – Ślesin, L4 – Śmielin,
- makroregion Pojezierze Wielkopolskie; mezoregion Pojezierze Chodzieskie: L5 – Chraplewo, L6 – Kcynia, L7 – Marcinkowo Dolne, L8 – Palmierowo,
- makroregion Pojezierze Dobrzyńsko-Chełmińskie; mezoregion Pojezierze Chelmińskie: L9 – Blizienko, L10 – Dębieniec, L11 – Jarantowice, L12 – Lisewo.



Rys. 1. Lokalizacja powierzchni badawczej i poboru próbek

Fig. 1. Location of study area and sampling points

# 4. METODY BADAŃ

Na podstawie map glebowo-rolniczych miejsca okrywek glebowych zlokalizowano w obrębie największych konturów gleb brunatnych. Przed wykonaniem odkrywek glebowych, z których pobrano próbki do analiz, dokonano obserwacji budowy morfologicznej na podstawie odkrywek zasięgowych. W trakcie prac terenowych wykonano opis cech morfologicznych 12 profili glebowych. Określono poziomy genetyczne i ich przejście w profilach, układ gleb oraz rodzaj, typ i odmianę struktur glebowych. Opisując struktury agregatowe użyto następujących symboli: d/c – drobna – fine, s – średnia – medium; br – bryłowa – lump, gr – gruzełkowata – granular; 2 – struktura średniotrwała – moderate structure, 3 – struktura trwała – strong structure, barwa gleby: w stanie wilgotnym – moist (m); w stanie suchym – dry (d).

Z każdego poziomu genetycznego (w trzech powtórzeniach) pobrano próbki o nienaruszonej strukturze do cylinderków Kopeckiego o objętości 100 cm<sup>3</sup>. Ponadto pobrano materiał o nienaruszonej strukturze do specjalnie przygotowanych pojemników o wymiarach 6 × 8 cm, przeznaczonych do badań mikromorfologicznych. Pojemniki pobrano ze stropu poziomu iluwialnego Bt wszystkich badanych gleb, a kilka ze strefy przejściowej pomiędzy spągiem poziomu Bt a stropem skały macierzystej. W próbkach o naruszonej strukturze, pobranych z każdego poziomu genetycznego oznaczono:

- barwę gleby w stanie wilgotnym (w) i powietrznie suchym (d) skala barw Munsella [Munsell Soil-Color Charts 2000],
- gęstość właściwą metodą piknometryczną,
- gęstość objętościową rzeczywistą gleb w cylindrach Kopeckiego o pojemności 100 cm<sup>3</sup>
- skład granulometryczny metodą sitową i areometryczną Casagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego,
- zawartość CaCO<sub>3</sub> metodą Scheiblera,
- pH gleby w roztworze H<sub>2</sub>O i roztworze KCl o stężeniu 1 mol dm<sup>-3</sup> oznaczono metodą potencjometryczną z zastosowaniem proporcji gleba : roztwór 1 : 2,5,
- kwasowość hydrolityczną metodą Kappena,
- zawartość węgla organicznego i azotu ogółem wykorzystując analizator TOCN Primacs firmy Skalar,
- zawartość kationów wymiennych metodą z BaCl<sub>2</sub> [Norma ISO nr 11260],
- skład chemiczny masy glebowej <2 mm po mineralizacji w stężonych kwasach HF i HClO<sub>4</sub> [Crock i Severson 1987], próbki glebowe, w trzech jednorodnych powtórzeniach, poddano mineralizacji w mieszaninie kwasów w celu oznaczenia całkowitej zawartości Fe, Al, Ca, Mg, K, Na; wykonano także analizę porównawczą materiału certyfikowanego Till-3 o znanej całkowitej zawartości pierwiastków,
- zawartość SiO<sub>2</sub> metodą wagową po stopieniu z Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> [Jackson 1975],
- zawartość Ti kolorymetrycznie z tironem [Jackson 1975],
- wydzielono frakcję iłową o średnicy <2,0 μm oraz <0,2 μm według zmodyfikowanej metody Jacksona [Cieśla 1965], przy zastosowaniu sedymentacji przyspieszonej, po dyspersji gleby Na-jonitem [Gonet, Cieśla 1988],
- skład chemiczny frakcji iłowej po mineralizacji w mieszaninie stężonych kwasów HF i HClO<sub>4</sub> [Crock i Severson 1987], frakcję iłową dyspergowano Na-jonitem (Amberlit 150), dlatego nie oznaczono zawartości sodu. Do koagulacji frakcji iłowej zastosowano roztwór HCl, 0,5 M·dm<sup>-3</sup>,
- zawartość wolnych tlenków żelaza (Fe<sub>d</sub>) według metody Mehra i Jackson [1960] oraz zawartość amorficznych tlenków żelaza (Fe<sub>o</sub>) metodą Tamma [Schwertmann 1964].

Spektrometrem PHILIPS PU 9100X oznaczono zawartość żelaza, glinu, magnezu metodą atomowej spektroskopii absorpcyjnej ASA, natomiast koncentrację  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$  i  $K^+$  oznaczono metodą spektrometrii emisyjnej.

Cechy mikromorfologiczne opisano na podstawie cienkościennych szlifów preparatów glebowych wykonanych na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Ocenę mikroskopową wykonano w Zakładzie Gleboznawstwa SGGW w Warszawie. Wykorzystano mikroskop polaryzacyjny Olympus AX-70. Szlify wykonano z próbek glebowych wykonanych według metody Kowalińskiego i Bogdy [1966], stosując do utwardzenia próbek żywicę poliestrową Polimal 109. Określając budowę mikromorfologiczną wykorzystano opracowania Brewera [1964], Bullocka i in. [1985] oraz Stoopsa [2003].

Wyseparowaną frakcję iłową <2 µm przeznaczoną do badań rentgenostrukturalnych wysycono jonami Mg<sup>2+</sup> i K<sup>+</sup>. Preparaty orientowane frakcji iłowej poddane zostały analizie na dyfraktometrze TUR HZG-4 z lampą CuKa, filtrem Ni, przy parametrach roboczych 30 KV i 20 mA. Dyfraktogramy opracowano graficznie w programie ORIGIN. Rentgenogramy interpretowano na podstawie danych literaturowych [Jackson 1975, Pavel i Uziak 1977, Brown i Brindley 1980, Środoń i Gaweł 1988, Barnhisel i Bartsh 1989, Borchardt 1989]. Szacunkową zawartość minerałów ilastych wykonano interpretując refleksy: dla kaolinitu (*K*) d = 0,712, 0,357 nm, dla illitu (*I*) d = 1,00, 0,50, 0,333 nm, dla wermikulitu (*V*) d = 1,42, 0,475 nm, dla smektytu (*S*) d = 1,42; 1,70 nm, a dla minerałów mieszanopakietowych illit-smektyt (*I-S*) – piki w przedziale pomiędzy liniami d<sub>(001)</sub> "czystych" minerałów [Moore i Reynolds 1997]. Preparaty frakcji iłowej wysyconej magnezem (Mg) ogrzewano w temp. 300°C (Mg<sub>300</sub>) przez 2 godziny w celu odróżnienia wermikulitu od smektytu, a preparaty wysycone potasem (K) poddano obróbce termicznej (K<sub>550</sub>) w temp. 550°C przez 2 godziny w celu identyfikacji kaolinitu.

Badania derywatograficzne frakcji iłowej <2  $\mu$ m wykonano po jej wysyceniu jonami Ca<sup>2+</sup> z użyciem aparatu Derivatograph firmy Paulic Paulic L. Erdey: naważka 200 mg; czułość TG 5 mg, DTA 10 mg, DTG 100 mg; szybkość ogrzewania 10°C·minuta<sup>-1</sup>. Substancją wzorcową był tlenek glinu [Schultze 1974, Wyrwicki 1988].

W celu litologicznej charakterystyki materiału glebowego wykorzystano wskaźniki sedymentologiczne oraz granulometryczne. Opisano następujące wskaźniki sedymentologiczne: GSS – średnia średnica ziaren; GSO, którego miarą jest wartość odchylenia standardowego; GSK – skośność jako wskaźnik asymetrii rozkładu wokół średniej (wskazuje na dominacje frakcji w diagnozowanej próbce); GSP – kurtoza jako względna miara koncentracji i spłaszczenia rozkładu. Interpretacja wskaźników oparta była o klasyfikację Folka i Warda [Prusinkiewicz i Proszek 1990].

Wskaźniki granulometryczne według Kowalkowskiego i Prusinkiewicza [1963] określają wzajemne stosunki między zawartościami poszczególnych frakcji w materiale glebowym:

A = (0.25-0.10 mm):(0.50-0.25 mm); B = (0.25-0.10 mm):(1.00-0.50 mm); C = (0.25-0.05 mm):(0.50-0.25 mm); D = (0.25-0.02 mm):(1.00-0.25 mm);

E = (0,50-0,05 mm):(1,00-0,50 mm).

Wyniki analiz wykorzystano do obliczenia wskaźników, które poszerzają możliwości interpretacyjne materiału badawczego:

wskaźnik rozmieszczenia (DI) poszczególnych składników masy glebowej w profilu, który został obliczony ze stosunku zawartości składników w solum gleby do zawartości w skale macierzystej. W profilach, w których wydzielono Ck1(g) i Ck2(g), do obliczeń wykorzystano średnią zawartość z nich,

- wskaźnik przemieszczenia (Bt/Ap) jako stosunek zawartości frakcji iłowej, form żelaza w poziomie Bt do zawartości tych składników w poziomie Ap,
- obliczono wartości stosunku zawartości frakcji pyłowej do frakcji iłowej w poziomie Ap badanych gleb (frakcja 0,05-0,002 mm/frakcja <0,002 mm),</li>
- kationową pojemność wymienną obliczono sumując zawartość kationów Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup> oraz H<sup>+</sup> (kwasowość hydrolityczna Hh),
- zawartość krystalicznych tlenków żelaza (Fe<sub>c</sub>) obliczono ze wzoru Fe<sub>c</sub> = Fe<sub>d</sub> Fe<sub>o</sub>
- stopień aktywności tlenków żelaza obliczono z ilorazu Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub>,
- stopień zwietrzenia krzemianów obliczono z ilorazu Fe<sub>d</sub>/Fe<sub>t</sub>,
- zapas węgla organicznego w glebie określono w kg·m<sup>-2</sup>, wykorzystując wzór: OCD<sub>a</sub>= c·ρ<sub>a</sub>·t·(1-θ%), w którym: c – określa zawartość węgla (g·kg<sup>-1</sup>); ρ<sub>a</sub> – gęstość objętościowa aktualna (Mg·m<sup>-3</sup>); t – miąższość poziomu [m] oraz θ – zawartość frakcji ø > 2,0 mm [Stolbovoi 2002],
- obliczono wartość gęstości upakowania PD (Mg·m<sup>-3</sup>) według wzoru: PD = ρ₀+0,009C, w którym ρ₀ określa gęstość objętościową (Mg·m<sup>-3</sup>), a C zawartość frakcji iłowej (%) [Jones i in. 2003].

Znajomość naturalnej zawartości pierwiastków w skale macierzystej przyjętej jako tło geochemiczne jest konieczna do oceny nagromadzenia w poziomach powierzchniowych gleb [Blaser i in. 2000, Kobierski i Dąbkowska-Naskręt 2012]. Geochemiczna normalizacja opracowana została poprzez określenie całkowitej zawartości pierwiastków w skale macierzystej gleb o zbliżonych cechach morfologicznych i uziarnieniu.

W celu oszacowania naturalnej podatności gleb na zagęszczenie w poziomach podpowierzchniowych obliczono wartość gęstości upakowania PD. Na podstawie wartości *PD* określone zostały trzy kategorie upakowania gleb (Mg·m<sup>-3</sup>): niska <1,40; średnia 1,40-1,75; wysoka >1,75. Jones i in. [2003] korzystając z klasyfikacji uziarnienia według FAO pogrupowali gleby do odpowiednich klas. Pierwsza klasa dotyczy gleb o gruboziarnistym uziarnieniu, które zawierają mniej niż 18% frakcji iłowej oraz więcej niż 65% frakcji piaskowej. Kolejne klasy to: gleby średnioziarniste zawierające mniej niż 35% frakcji iłowej i więcej niż 15% piasku oraz więcej niż 18% frakcji iłowej, jeśli zawartość piasku przekracza 65%; gleby drobnoziarniste średnie o zawartości mniej niż 35% frakcji iłowej oraz mniej niż 15% frakcji piaskowej; gleby drobnoziarniste zawierające od 35 do 60% frakcji iłowej oraz gleby bardzo drobnoziarniste o zawartości frakcji iłowej większej niż 60%.

Uzyskane wyniki badań poddano analizie statystycznej z wykorzystaniem programu STATISTICA 10.0. Obliczono współczynniki korelacji liniowej Persona przy poziomie ufności 95%.

# 5. WYNIKI BADAŃ

#### Cechy morfologiczne

Morfologie badanych gleb Pojezierzy: Krajeńskiego, Chodzieskiego i Chełmińskiego przedstawiono na rysunkach 2-13. Cecha wspólna wszystkich gleb był brak w profilu poziomu wymywania luvic (Et). Miąższość poziomu orno-próchnicznego Ap badanych gleb mieściła się w przedziale od 26 do 32 cm. Poziom ten wykazywał w stanie wilgotnym wyraźne nasycenie barwą brązową (najczęściej 10YR 4/3). W poziomie orno-próchnicznym wszystkich badanych gleb stwierdzono drobne i średnie struktury bryłowe o trwałej budowie agregatowej. Zaobserwowano ostre przejście pomiedzy poziomem Ap a leżacym pod nim poziomem Bt1 we wszystkich badanych profilach. Miaższość poziomu wzbogacania wynosiła od 39 cm w glebie L9 do 80 cm w glebie L1. Gleby Pojezierza Krajeńskiego w porównaniu z glebami pozostałych mezoregionów charakteryzowały się wyższa średnia miaższościa poziomu wzbogacania. W poziomach Bt wszystkich badanych gleb układ był zbity i dominowały drobne, trwałe struktury foremnowielościenne zaokraglone. Trzy z dwunastu gleb płowych wykazywały cechy redoksymorficzne, które nie tworzac ciagłej warstwy zanikaja do głebokości 150 cm, co wskazuje na obecność oglejenia opadowo-wodnego. Nie zaobserwowano cech oglejenia w badanych glebach Pojezierza Krajeńskiego. W trzech profilach (L5, L9, L10) wyodrebniono poziom przejściowy BC zasobny w CaCO<sub>3</sub>. Strop poziomu weglanowego w glebach Pojezierza Chełmińskiego znajdował się na głebokości 65-95 cm, w glebach Pojezierza Chodzieskiego na głebokości 75-85 cm, natomiast najgłębiej w glebach Pojezierza Krajeńskiego (93-110 cm).

Gleby znajdujące się na wierzchowinie wypukłych stoków oraz w ich środkowych strefach ulegają stopniowemu spłyceniu przez wszystkie poziomy solum, aż niekiedy do materiału glebowego skały macierzystej. Pozwala to na określenie stopnia zerodowania na podstawie sekwencji poziomów genetycznych w profilu. Na podstawie obserwacji w terenie oraz wyników analiz laboratoryjnych stwierdzono, że naturalne procesy stokowe, wzmożone denudacja antropogenicza, spowodowały nieodwracalne zmiany w budowie profilowej badanych gleb. Do współczesnej warstwy ornej właczony został poziom Et oraz w niektórych przypadkach strop poziomu wzbogacania Bt. W wyniku tych procesów powstały gleby określane jako płowe zerodowane o budowie: Ap-Bt1-Bt2-Ck(g) lub Ap-Bt-BC-Ck(g), przypominające morfologicznie gleby brunatne. Na podstawie danych literaturowych [Turski i in. 1987; 1992, Soil Survey Division Staff 1993, Józefaciuk i Józefaciuk 1996b. Paluszek i Słowińska-Jurkiewicz 2004. Świtoniak 2007. Paluszek i Żembrowski 2008] oraz obserwacji poczynionych w trakcie wykonywania odkrywek zasięgowych stwierdzono, że badane gleby płowe wykazują średni stopień zerodowania. W glebach płowych zerodowanych o średnim stopniu zerodowania poziom ornopróchniczny zalega na stropie poziomu argic. Potwierdzeniem opisywanej budowy profilu glebowego jest obecność bezpośrednio pod poziomem Ap charakterystycznych wyściółek ilastych na powierzchni agregatów, w szczelinach, porach i kanałach pomiędzy strukturami glebowymi.

Okolice miejscowości – Olszewka Lokalizacja: 53°09'51''N; 17°31'45''E Makroregion – Pojezierze Południowopomorskie Mezoregion – Pojezierze Krajeńskie Rzeźba terenu – niskofalista; 98 m n.p.m. Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa typowa – PTG 2011



Rys. 2. Profil L1 Fig. 2. Profile L1

- Ap poziom orno-próchniczny (0-30 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/3, (d) 10YR 5/3. Struktura: d/c3br oraz s3gr. Układ pulchny, ostre przejście między poziomami. Obecność kilku frakcji żwirowych.
- Bt1 poziom wzbogacania (30-55 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 10YR 4/4; (d) 10 YR 5/6. Struktura d/c3oa. Układ zwięzły, przejście niewyraźne pomiędzy poziomami. Widoczne wyściółki ilaste na powierzchni agregatów.
- Bt2 poziom wzbogacania (55-110 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/6: (d) 10YR 6/6. Struktura: d/c3os oraz s3oa. Układ zwięzły, przejście wyraźne między poziomami. Pojedyncze kamienie o średnicy do 10 cm.
- Ck1 skała macierzysta (110-135 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 5/4; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły. Widoczne niewielkie soczewkowate wytrącenia węglanu wapnia w formie pionowych nacieków i smug. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 90,5 g·kg<sup>-1</sup>. Pojedyncze kamienie do 10 cm średnicy.
- Ck2 skała macierzysta (135-150 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 5/6: (d) 10YR 6/6. Struktura: d/c3oa oraz d/c3os. Układ zbity. Widoczne wytrącenia węglanu wapnia w formie nacieków i smug. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 93,0 g·kg<sup>-1</sup>.

Okolice miejscowości – Strzelewo Lokalizacja – 53°10'4,3''N; 17°45'44,3''E Makroregion – Pojezierze Południowopomorskie Mezoregion – Pojezierze Krajeńskie Rzeźba terenu – falista; 81 m n.p.m. Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa typowa – PTG 2011



Rys. 3. Profil L2 Fig. 3. Profile L2

- Ap poziom orno-próchniczny (0-29 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/3; (d) 10YR 5/3. Struktura: d/c3br oraz s3gr. Układ pulchny, ostre przejście między poziomami.
- Bt1 poziom wzbogacania (29-60cm) Glina lekka o barwie: (m) 7,5YR 4/4; (d) 7,5YR 5/4. Struktura: d/c3oa. Wyściółki ilaste na powierzchni agregatów. Układ zwięzły, niewyraźne przejście między poziomami.
- Bt2 poziom wzbogacania (60-95 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/6; (d) 10YR 6/6. Struktura: s3oa oraz s3os. Układ zbity, niewyraźne przejście między poziomami. Obecność kilku frakcji żwiru grubego.
- Ck1 skała macierzysta (95-130 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 5/6; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c3oa oraz s3oa. Układ zwięzły. CaCO<sub>3</sub> w postaci niewielkich kulistych wytrąceń. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 93,0 g⋅kg<sup>-1</sup>.
- Ck2 skała macierzysta (130-150 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 5/6; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c3oa oraz d/c3os. Układ zbity. CaCO<sub>3</sub> w postaci kilkumilimetrowych soczewkowatych wytrąceń. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 109,9 g·kg<sup>-1</sup>.

Okolice miejscowości – Ślesin Lokalizacja – 53°09'40,1''N; 17° 41'54,6''E Makroregion – Pojezierze Południowopomorskie Mezoregion – Pojezierze Krajeńskie Rzeźba terenu – falista; 86 m n.p.m. Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa typowa – PTG 2011



Rys. 4. Profil L3 Fig. 4. Profile L3

- Ap poziom orno-próchniczny (0-29 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/3; (d) 10YR 5/3. Struktura: d/c3br oraz s3gr. Układ pulchny, przejście między poziomami lekko faliste ostre.
- Bt1 poziom wzbogacania (29-52 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 10YR 4/4; (d) 10 YR 4/6. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły, niewyraźne przejście między poziomami. Wyściółki ilaste wyraźnie widoczne na około 1/4 powierzchni agregatów, szczelin i porów glebowych. Pojedyncze frakcje żwiru średniego.
- Bt2 poziom wzbogacania (52-93 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 10YR 4/3; (d) 10YR 5/4. Struktura: s3oa oraz s3os. Układ zbity, niewyraźne przejście między poziomami. Wyściółki ilaste widoczne na powierzchni agregatów glebowych.
- Ck1 skała macierzysta (93-130 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 5/6; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c3oa oraz d/c3os. Układ zwięzły. Węglan wapnia w postaci niewielkich soczewkowatych wytrąceń o średnicy kilku milimetrów. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 104,8 g·kg<sup>-1</sup>.

```
Ck2 – skała macierzysta (130-150 cm)
Glina lekka o barwie: (m) 10YR 5/6; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c3oa oraz
d/c3os. Układ zbity. Węglan wapnia w postaci soczewkowatych wytrąceń
o średnicy kilku milimetrów. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 104,0 g·kg<sup>-1</sup>.
```

Okolice miejscowości – Śmielin Lokalizacja – 53°08'59,6''N; 17°28'58,6''E Makroregion – Pojezierze Południowopomorskie Mezoregion – Pojezierze Krajeńskie Rzeźba terenu – falista; 90 m n.p.m. Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa typowa – PTG 2011



Rys. 5. Profil L4 Fig. 5. Profile L4

- Ap poziom orno-próchniczny (0-27 cm)
   Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/3; (d) 10YR 5/3. Struktura: s3br, s3gr. Układ pulchny, przejście między poziomami lekko faliste wyraźne. Pojedyncze cząstki średniego żwiru.
- Bt1 poziom wzbogacania (27-60 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 7,5YR 4/4; (d) 10YR 4/5. Struktura: d/c3oa, s3os. Układ zwięzły, przejście niewyraźne. Wyściółki ilaste widoczne na powierzchni agregatów glebowych.
- Bt2 poziom wzbogacania (60-100 cm)
   Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/4; (d) 10YR 4/6. Struktura; d/c3oa. Układ zbity, niewyraźne przejście między poziomami.
- Ck1 skała macierzysta (100-135 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/6; (d) 10YR 5/4. Struktura: s3oa. Układ zwięzły. Węglan wapnia w postaci kulistych form o średnicy 2-3 mm. Zawartość CaCO<sub>3</sub> − 81,2 g·kg<sup>-1</sup>. Pojedyncze kamienie o średnicy do 20 mm.
- Ck2 skała macierzysta (135-150 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 5/4: (d) 10YR 6/6 Struktura s3oa. Układ zbity. Węglan wapnia w postaci kulistych form o średnicy 2-3 mm oraz cienkich żyłek. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 65,1 g·kg<sup>-1</sup>.

Okolice miejscowości – Chraplewo Lokalizacja: 52°56'10,9''N; 17°35'57,4''E Makroregion – Pojezierze Wielkopolskie Mezoregion – Pojezierze Chodzieskie Rzeźba terenu – niskofalista; 99 m n.p.m. Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa typowa – PTG 2011



Rys. 6. Profil L5 Fig. 6. Profile L5

- Ap poziom orno-próchniczny (0-30 cm)
   Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/3; (d) 10YR 5/3. Struktura: d/c2br oraz s2gr.
   Układ pulchny, ostre przejście między poziomami. Widoczne drobne kamienie.
- Bt1 poziom wzbogacania (30-55 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 7,5YR 4/4; (d) 7,5YR 5/6. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły, przejście niewyraźne. Na powierzchni agregatów glebowych widoczne są wyściółki ilaste.
- Bt2 poziom wzbogacania (55-75 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 7,5YR 4/6; (d) 7,5YR 5/8. Struktura: d/c3os oraz s3oa. Układ zbity, niewyraźne przejście między poziomami. Wyściółki ilaste na powierzchni agregatów, szczelin i porów glebowych.
- BC poziom przejściowy (75-115 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 5/6; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c2oa oraz d/c2oa. Układ zwięzły. Brak śladów procesu glejowego. Widoczne wytrącenia węglanu wapnia w postaci niewielkich soczewek o średnicy kilku milimetrów. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 101,5 g·kg<sup>-1</sup>.
- Ck skała macierzysta (115-150 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 5/6; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c2oa oraz d/c2zn. Układ zbity. Niewielkie soczewkowate wytrącenia węglanu wapnia. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 97,2 g·kg<sup>-1</sup>.

Okolice miejscowości – Kcynia Lokalizacja: 53°00'17,5''N; 17°31'0,6''E Makroregion – Pojezierze Wielkopolskie Mezoregion – Pojezierze Chodzieskie Rzeźba terenu – niskofalista; 96 m n.p.m Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa opadowo-glejowa – PTG 2011



Rys. 7. Profil L6 Fig. 7. Profile L6

- Ap poziom orno-próchniczny (0-30 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 5/3; (d) 10YR 4/2. Struktura: d/c3br oraz s3gr. Układ pulchny, przejście między poziomami lekko faliste ostre.
- Bt1 poziom wzbogacania (30-60 cm)
   Glina lekka o barwie: (m) 10YR 3/4; (d) 7,5YR 4/4. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły, przejście niewyraźne.
- Bt2 poziom wzbogacania (60-85 cm) Glina lekka o barwie: (w) 10YR 4/4; (d) 7,5YR 5/4. Struktura: d/c2oa oraz d/c2os. Układ zbity, wyraźne przejście między poziomami. Widoczne konkrecje żelaza o średnicy do 5 mm.
- Ckg1 skała macierzysta (85-130 cm) Glina lekka o barwie: (m) 2,5Y 4/6; (d) 2,5Y 6/4. Struktura: d/c3oa oraz d/c3os. Układ zwięzły. Węglan wapnia w postaci pionowych nacieków. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 111,7 g·kg<sup>-1</sup>. Widoczne plamiste oglejenie opadowo-wodne obejmujące do 20% powierzchni. Obecność kilkunastu wytrąceń żelaza o średnicy dochodzącej do 10 mm.
- Ckg2 skała macierzysta (130-150 cm)

Glina lekka o barwie: (m) 2,5Y 4/4; (d) 2,5Y 6/4. Struktura: d/c3oa oraz d/c3os. Układ zbity. Węglan wapnia w postaci pionowych nacieków. Zawartość  $CaCO_3$  – 99,6 g·kg<sup>-1</sup>. Obecność kilkunastu wytrąceń żelaza o średnicy do 5 mm. Widoczne plamiste oglejenie opadowo-wodne obejmujące do 20% powierzchni.

Okolice miejscowości – Marcinkowo Dolne Lokalizacja: 52°46'18,1''N; 17°41'49,9''E Makroregion – Pojezierze Wielkopolskie Mezoregion – Pojezierze Chodzieskie Rzeźba terenu – niskofalista; 90 m n.p.m. Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa typowa – PTG 2011



Rys. 8. Profil L7 Fig. 8. Profile L7

- Ap poziom orno-próchniczny (0-28 cm)
   Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/3; (d) 10YR 5/3. Struktura: s2br oraz s2gr.
   Układ pulchny, przejście między poziomami ostre, lekko faliste.
- Bt1 poziom wzbogacania (28-55 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 7,5YR 4/3; (d) 7,5YR 5/4. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły, przejście niewyraźne. Otoczki ilaste na powierzchni agregatów glebowych.
- Bt2 poziom wzbogacania (55-85 cm)
   Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 7,5YR 4/4; (d) 7,5YR 4/6. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły, wyraźne przejście między poziomami.
- Ck1 skała macierzysta (85-130 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/6; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c3oa oraz d/c3oa. Układ zwięzły. Liczne wytrącenia węglanu wapnia w postaci pionowych i poziomych warstewek. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 110,8 g·kg<sup>-1</sup>. Pojedyncze kamienie do 10 cm średnicy.
- Ck2 skała macierzysta (130-150 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/6; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c3oa. Układ zbity. Widoczne ślady oglejenia. Liczne wytrącenia CaCO<sub>3</sub> w formie poziomych i pionowych warstewek. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 109,9 g·kg<sup>-1</sup>.

Okolice miejscowości – Palmierowo Lokalizacja – 52°58'10,9''N; 17°22'46,3''E Makroregion – Pojezierze Wielkopolskie Mezoregion – Pojezierze Chodzieskie Rzeźba terenu – falista; 95 m n.p.m. Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa opadowo-glejowa – PTG 2011



Rys. 9. Profil L8 Fig. 9. Profile L8

- Ap poziom orno-próchniczny (0-30 cm) Glina lekka o barwie: (m) 7,5YR 4/3; (d) 7,5YR 5/3. Struktura: d/c2br oraz d/c2gr. Układ pulchny, ostre przejście między poziomami.
- Bt1 poziom wzbogacania (30-50 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (w) 10YR 3/6; (d) 10YR 4/4. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły, przejście niewyraźne. Kilka frakcji żwiru grubego. Wyściółki ilaste na powierzchni agregatów.
- Bt2 poziom wzbogacania (50-85 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 10YR 4/6; (d) 10YR 5/4. Struktura: s3oa. Układ zbity, wyraźne przejście między poziomami. Pojedyncze kamienie o średnicy do 10 cm.
- Ckg1 skała macierzysta (85-135 cm) Glina lekka o barwie: (m) 2,5YR 6/6; (d) 10YR 7/6. Struktura: d/c3oa oraz s3oa. Układ zwięzły. Węglan wapnia w postaci pionowych warstewek i żyłek. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 99,8 g·kg<sup>-1</sup>. Językowate oglejenie opadowo-wodne obejmujące do 20% powierzchni. Kilka kamieni o średnicy do 10 cm.
- Ckg2 skała macierzysta (135-150 cm) Glina lekka o barwie: (m) 2,5YR 5/6; (d) 2,5Y 7/4. Struktura: d/c3oa oraz s3oa. Układ zbity. Węglan wapnia w postaci pionowych nacieków. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 104,0 g⋅kg<sup>-1</sup>.Widoczne Językowate oglejenie opadowo-wodne, które obejmuje około 20% powierzchni.

Okolice miejscowości – Blizienko Lokalizacja: 53°20'59,3''N; 19°02'49,0''E Makroregion – Pojezierze Dobrzyńsko-Chełmińskie Mezoregion – Pojezierze Chełmińskie Rzeźba terenu – falista 87 m n.p.m. Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa typowa – PTG 2011



Rys. 10. Profil L9 Fig. 10. Profile L9

- Ap poziom orno-próchniczny (0-26 cm)
   Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/3; (d) 10YR 5/4. Struktura: s2br oraz s2gr.
   Układ pulchny, przejście między poziomami lekko faliste, wyraźne.
- Bt1 poziom wzbogacania (26-45 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 7,5YR 4/3; (d) 10 YR 4/6. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły, przejście niewyraźne. Widoczne wyściółki ilaste na około 1/4 powierzchni struktur agregatów oraz ściankach porów glebowych.
- Bt2 poziom wzbogacania (46-65 cm) Glina lekka o barwie: (m) 7,5YR 4/4; (d) 10YR 5/4. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły, niewyraźne przejście między poziomami.
- BC poziom przejściowy (65-125 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/6; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły. Widoczne wytrącenia węglanu wapnia w postaci pionowych nacieków i soczewek. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 104,9 g·kg<sup>-1</sup>. Kilka drobnych kamieni.
- Ck skała macierzysta (125-150 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/6; (d) 10YR 6/4. Struktura: s3oa oraz d/c2oa. Układ zbity. Wytrącenia węglanu wapnia w postaci pionowych nacieków i drobnych soczewek. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 109,9 g·kg<sup>-1</sup>.

Okolice miejscowości – Dębieniec Lokalizacja: 53°22'35,3"N; 18°49'30,2"E Makroregion – Pojezierze Dobrzyńsko-Chełmińskie Mezoregion – Pojezierze Chełmińskie Rzeźba terenu – niskofalista; 93 m n.p.m. Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa opadowo-glejowa – PTG 2011



Rys. 11. Profil L10 Fig. 11. Profile L10

- Ap poziom orno-próchniczny (0-27 cm)
   Glina lekka o barwie: (m) 10YR 5/3; (d) 10YR 4/6. Struktura: s2br oraz s2gr. Układ pulchny, przejście między poziomami lekko faliste ostre.
- Bt1 poziom wzbogacania (27-65 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 7,5YR 4/3; (d) 10 Y 4/4. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły, przejście niewyraźne. Widoczne wyraźne wyściółki ilaste na powierzchni agregatów glebowych.
- Bt2 poziom wzbogacania (65-95 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (m) 7,5YR 4/4; (d) 7,5YR 4/6. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły, niewyraźne przejście między poziomami. Widoczne wyraźne wyściółki ilaste na powierzchni agregatów glebowych.
- BCg poziom przejściowy (95-130 cm) Glina zwykła o barwie: (m) 10YR 6/8; (d) 2,5Y 6/6. Struktura: d/c3oa oraz s3oa. Układ zwięzły. Widoczne wytrącenia węglanu wapnia w postaci kilkumilimetrowych soczewek. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 44,3 g·kg<sup>-1</sup>. Oglejenie plamiste opadowo-wodne obejmuje do 20% powierzchni.
- Ckg skała macierzysta (130-150 cm) Glina lekka o barwie: (m) 2,5Y 6/6; (d) 2,5Y 6/4. Struktura: d/c3oa. Wytrącenia węglanu wapnia w postaci pionowych i poziomych warstewek. Zawartość Ca-CO<sub>3</sub> − 72,7 g·kg<sup>-1</sup>. Oglejenie plamiste opadowo-wodne obejmuje do 20% powierzchni.

Okolice miejscowości – Jarantowice Lokalizacja: 53°18'28,1"N; 18°56'4,3"E Makroregion – Pojezierze Dobrzyńsko-Chełmińskie Mezoregion – Pojezierze Chełmińskie Rzeźba terenu – falista; 96 m n.p.m Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa typowa – PTG 2011



Rys. 12. Profil L11 Fig. 12. Profile L11

- Ap poziom orno-próchniczny (0-32 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/6; (d) 10YR 5/4. Struktura: d/c2br oraz s2gr. Układ pulchny, ostre przejście między poziomami.
- Bt1 poziom wzbogacania (32-65 cm) Glina piaszczysto-ilasta o barwie: (w) 7,5YR 4/6; (d) 7,5 YR 5/4. Struktura: d/c3oa. Układ zwięzły, przejście niewyraźne. Widoczne bardzo wyraźne wyściółki ilaste na powierzchni około 1/3 agregatów glebowych.
- Bt2 poziom wzbogacania (65-85 cm) Glina lekka o barwie: (m) 7,5YR 4/4; (d) 7,5YR 5/6. Struktura: d/c3oa oraz s3oa. Układ zwięzły, wyraźne, faliste przejście między poziomami. Widoczne bardzo wyraźne nacieki ilaste na powierzchni 1/4 agregatów glebowych.
- Ck1 skała macierzysta (85-130 cm) Glina lekka o barwie: (m) 7,5YR 4/6; (d) 10YR 6/5. Struktura: s3oa. Układ zwięzły. Bardzo liczne wytrącenia węglanu wapnia w postaci pionowych nacieków i poziomych warstewek. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 109,9 g·kg<sup>-1</sup>. Pojedyncze cząstki żwiru średniego.
- Ck2 skała macierzysta (130-150 cm) Glina lekka o barwie: (m) 7,5YR 5/6; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c3oa. Układ zbity. Wytrącenia węglanu wapnia w postaci żyłek i soczewek. Zawartość Ca-CO<sub>3</sub> – 104,0 g·kg<sup>-1</sup>.

Okolice miejscowości – Lisewo Lokalizacja: 53°17'35,5''N; 18°42'1,8''E Makroregion – Pojezierze Dobrzyńsko-Chełmińskie Mezoregion – Pojezierze Chełmińskie Rzeźba terenu – falista 97 m n.p.m. Pole uprawne – 2. kompleks glebowo-rolniczy Gleba płowa typowa – PTG 2011



Rys. 13. Profil L12 Fig. 13. Profile L12

- Ap poziom orno-próchniczny (0-28 cm) Glina lekka o barwie: (m) 7,5YR 4/3; (d) 10YR 5/3. Struktura: d/c2br oraz d/c2gr. Układ pulchny, ostre przejście między poziomami.
- Bt1 poziom wzbogacania (28-48 cm) Glina lekka o barwie: (m) 7,5YR 4/4; (d) 10 YR 5/6. Struktura: d/c3oa s3oa. Układ zwięzły, przejście niewyraźne. Widoczne wyściółki ilaste na powierzchni agregatów glebowych.
- Bt2 poziom wzbogacania (48-70 cm) Glina lekka o barwie: (m) 10YR 4/4; (d) 10YR 5/4. Struktura: d/c3oa oraz d/c3os. Układ zwięzły, niewyraźne przejście między poziomami.
- Ck1 skała macierzysta (70-115 cm) Glina drobnopiaszczysta o barwie: (m) 10YR5/4; (d) 10YR 6/4. Struktura: d/c3oa oraz s3oa. Układ zwięzły. Liczne wytrącenia CaCO<sub>3</sub> w postaci nacieków i soczewek dochodzących do 30 mm. Zawartość CaCO<sub>3</sub> – 78,6 g·kg<sup>-1</sup>.
- Ck2 skała macierzysta (115-150 cm) Glina drobnopiaszczysta o barwie: (m) 7,5R 5/4; (d) 7,5YR 6/4. Struktura: d/c3oa oraz s3oa. Układ zbity. Wytrącenia węglanu wapnia w postaci soczewek. Zawartość CaCO<sub>3</sub> − 71,8 g⋅kg<sup>-1</sup>. Pojedyncze drobne kamienie.

#### Uziarnienie gleb

Jednym z parametrów opisujących właściwości fizyczne gleb jest ich skład granulometryczny. Analizie poddano gleby płowe wytworzone z gliny zwałowej zlodowacenia Wisły, fazy poznańskiej. Badane gleby zawierały od 47 do 69% frakcji piaskowej, od 17 do 31% frakcji pyłowej oraz od 11 do 28% frakcji iłowej. Dominującą grupą granulometryczną badanych gleb była glina lekka [PTG 2009]. W poziomie wzbogacania 8 profili stwierdzono glinę piaszczysto-ilastą (tabela 2). Skała macierzysta większości gleb charakteryzowała się uziarnieniem gliny lekkiej, jedynie w profilu L12 gliny drobnopiaszczystej.

		P1 Per	Procentowa zawartość frakcji, średnica w mm Percentage content of soil fraction, diameter mm										Frakcja		Uziarnienie Texture	
Nr No	Nr No	Poziom Horizon	>2,0	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,02	0,02-0,006	0,006-0,002	<0,002	Fractions FC : TC $0,2 \mu m$ $2,0 \mu m$	pyłowa/ Frakcja iłowa Silt/ Clay fraction	według acc. to PTG 2008	według acc. to USDA
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
					Pojez	ierze I	Kraje	ńskie	e – K	rajeń	skie	Lake Distri	ict			
	Ар	2,6	0,8	3,4	12,0	24,8	18	12	9	6	14	0,52	1,93	gl	SL	
<b>T</b> 1	Bt1	1,7	0,6	2,7	10,5	26,2	17	9	6	6	22	0,55		gpi	SCL	
LI	Bt2	0,7	0,5	2,7	11,3	25,5	16	10	6	9	19	0,51		gl	SL	
	Ck1	2,6	1,0	4,2	12,5	25,3	16	9	7	10	15	0,54		gl	SL	
	Ck2	1,0	0,9	4,2	11,4	25,5	16	10	7	10	15	0,47		gl	SL	
	Ар	1,7	1,1	3,3	12,3	27,3	16	12	8	6	14	0,48	1,86	gl	SL	
	Bt1	0,7	0,8	3,6	11,9	23,7	17	11	7	5	20	0,53		gl	SL	
L2	Bt2	0,8	0,5	3,2	11,4	28,9	17	8	7	5	19	0,52		gl	SL	
	Ck1	2,1	1,5	4,5	13,2	25,8	18	9	8	5	15	0,48		gl	SL	
	Ck2	2,0	1,3	4,5	13,9	25,3	18	9	9	4	15	0,36		gl	SL	
	Ар	2,2	1,2	3,6	15,7	23,5	15	12	8	6	15	0,47	1,73	gl	SL	
	Bt1	2,5	0,7	3,4	11,9	23,0	18	8	8	5	22	0,51		gpi	SCL	
L3	Bt2	1,1	1,0	3,7	12,3	23,0	14	7	7	10	22	0,54		gpi	SCL	
	Ck1	1,7	1,4	3,7	11,3	25,6	17	10	7	10	14	0,59		gl	SL	
	Ck2	1,9	1,7	4,4	13,1	23,8	15	9	7	10	16	0,37		gl	SL	
	Ар	2,6	0,4	3,0	13,4	25,2	18	11	8	7	14	0,59	1,86	gl	SL	
	Bt1	1,7	0,4	2,3	11,3	23,0	17	9	8	6	23	0,53		gpi	SCL	
L4	Bt2	0,6	0,6	3,0	14,6	21,8	18	9	6	8	19	0,60		gl	SL	
	Ck1	1,7	1,3	3,6	10,5	29,6	18	9	6	7	15	0,47		gl	SL	
	Ck2	0,8	1,5	4,1	11,1	28,3	19	9	6	8	13	0,50		gl	SL	

Tabela 2.	Skład	gran	ulometryczny
Table 2.	Grain	size	composition

cd. tabeli 2 Table 2 continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Pojezierze Chodzieskie – Chodzieskie Lake District															
	Ар	1,2	0,7	2,2	13,1	28,0	18	10	6	10	12	0,36	2,17	gl	SL
	Bt1	0,8	0,6	2,1	9,0	26,3	14	9	8	9	22	0,56		gpi	SCL
L5	Bt2	1,2	0,8	2,0	10,9	24,3	16	12	6	7	21	0,54		gpi	SCL
	BC	1,1	0,9	2,2	10,6	28,3	16	10	8	6	18	0,51		gl	SL
	Ck	1,4	0,5	2,3	10,1	28,1	17	11	9	7	15	0,47		gl	SL
	Ар	1,1	0,6	3,0	12,5	28,9	19	12	6	7	11	0,45	2,27	gl	SL
	Bt1	1,8	1,1	2,7	10,0	27,2	18	10	5	7	19	0,59		gl	SL
L6	Bt2	1,4	0,7	2,6	13,1	25,6	17	9	9	6	17	0,56		gl	SL
	Ckg1	2,2	0,8	3,2	11,6	25,4	15	11	11	9	13	0,49		gl	SL
	Ckg2	1,8	0,7	3,2	15,7	26,4	11	11	10	7	15	0,40		gl	SL
	Ар	2,4	1,2	3,0	13,2	27,6	13	10	10	7	15	0,55	1,80	gl	SL
17	Bt1	0,6	0,4	1,6	10,8	22,2	13	10	9	9	24	0,59		gpi	SCL
L7	Bt2	0,7	0,8	2,2	11,1	22,9	16	8	9	6	24	0,51		gpi	SCL
	Ck1	2,2	1,1	2,0	12,0	26,9	17	8	13	7	13	0,54		gl	SL
	Ck2	0,6	0,3	2,9	12,8	27,0	15	12	9	7	14	0,40		gl	SL
	Ар	1,4	1,1	2,7	13,6	29,6	16	13	7	6	11	0,53	2,36	gl	SL
	Bt1	1,1	0,9	2,9	10,5	26,7	16	10	6	3	24	0,62		gpi	SCL
L8	Bt2	0,8	0,6	2,6	9,4	29,4	15	9	8	5	21	0,55		gpi	SCL
	Ckg1	1,6	0,8	3,1	12,1	28,0	14	9	8	7	18	0,43		gl	SL
	Ckg2	1,4	0,7	2,9	11,6	27,8	15	10	9	5	18	0,43		gl	SL
				Poje	zierze	Chełm	iński	ie – (	Cheł	miń	skie	Lake Dist	trict		
	Ар	1,6	0,4	2,6	9,8	27,2	14	11	9	9	17	0,53	1,71	gl	SL
	Bt1	1,5	0,5	2,2	9,5	25,8	17	9	7	6	23	0,56		gpi	SCL
L9	Bt2	0,6	0,2	2,0	9,0	29,8	16	9	8	7	19	0,52		gl	SL
	BC	2,6	1,0	1,9	8,2	28,9	15	8	10	10	17	0,50		gl	SL
	Ck	1,7	0,5	2,3	8,8	28,4	16	14	8	8	14	0,35		gl	SL
	Ap	0,4	0,1	2,8	9,4	30,7	14	13	6	9	15	0,58	1,87	gl	SL
	Bt1	0,6	0,5	2,2	10,3	22,0	12	12	7	6	28	0,62		gpi	SCL
L10	Bt2	1,7	0,9	2,8	12,8	21,5	13	11	9	7	22	0,52		gpi	SCL
	BCg	1,6	0,7	1,6	9,1	24,6	13	12	13	6	20	0,49		gz	L
	Ckg	1,5	1,0	2,8	9,6	28,6	13	11	8	8	18	0,36		gl	SL
	Ар	2,7	1,2	3,4	11,2	29,2	15	9	11	5	15	0,65	1,67	gl	SL
	Bt1	3,5	0,9	2,7	10,8	23,6	12	7	12	5	26	0,55		gpi	SCL
L11	Bt2	2,7	0,4	3,0	11,5	26,1	14	8	11	6	20	0,53		gl	SL
	Ck1	0,9	1,0	3,5	12,1	26,4	14	9	12	7	15	0,53		gl	SL
	Ck2	0,8	1,3	3,4	14,2	26,1	14	7	12	7	15	0,36		gl	SL
	Ар	2,5	0,5	3,3	15,3	28,9	16	5	12	4	15	0,55	1,40	gl	SL
	Bt1	0,7	0,7	2,4	12,4	30,5	17	6	7	4	20	0,52		gl	SL
L12	Bt2	1,1	0,8	4,2	13,0	28,0	16	7	7	5	19	0,51		gl	SL
	Ck1	2,0	1,3	3,9	14,8	29,0	17	8	6	6	14	0,47		gpdr	FSL
	Ck2	1,5	1,4	3,3	14,5	31,8	18	7	8	3	13	0,39		gpdr	FSL

 $gl-glina\ lekka-SL-sandy\ loam;\ gpi-glina\ piaszczysto-ilasta-SCL-sandy\ clay\ loam;\ gpdr-glina\ drobnopiaszczysta-MSL-fine\ sandy\ loam;\ gz-glina\ zwykła-L-loam$ 

Zawartość frakcji iłowej była wyższa w poziomie wzbogacania Bt od odnotowanej w poziomach skały macierzystej (rys. 14-16). Wartości wskaźnika przemieszczenia dla frakcji iłowej (TC) <2,0  $\mu$ m mieściły się przedziale od 1,23 do 2,04 natomiast dla frakcji iłowej drobnej (FC) <0,2  $\mu$ m – od 1,22 do 2,90. Najniższymi wartościami tego wskaźnika charakteryzowały się gleby L9 i L12 (tabela 3). Stwierdzono niewielkie zróżnicowanie odnośnie zawartości frakcji iłowej drobnej w glebach badanych mezoregionów (rys. 14-16). W glebach Pojezierza Krajeńskiego frakcja <0,2  $\mu$ m  $\mu$ m stanowiła od 5,4 do 12,2%, w glebach Pojezierza Chodzieskiego od 4,3 do 14,9% oraz od 4,9 do 17,4% w glebach Pojezierza Chełmińskiego (rys. 14-16). Udział frakcji iłowej drobnej we frakcji iłowej FC:TC w badanych glebach mezoregionów był zbliżony.

Profil – Profile	Frakcja – Fraction <2,0 μm	Frakcja – Fraction <0,2 µm	Fet	Fed
L1	1,46	1,49	1,16	1,60
L2	1,39	1,53	1,34	1,46
L3	1,47	1,65	1,37	1,53
L4	1,50	1,42	1,26	1,20
L5	1,79	2,74	1,67	1,40
L6	1,64	2,11	1,45	1,41
L7	1,60	1,61	1,70	1,32
L8	2,04	2,90	1,61	1,50
L9	1,23	1,26	1,16	1,10
L10	1,67	2,00	1,36	1,27
L11	1,53	1,28	1,60	1,23
T 12	1 30	1 22	1 /0	1 00

Tabela 3. Stosunek zawartości frakcji iłowej i form żelaza w poziomach Bt/Ap Table 3. Clay and form of iron ratio in Bt/Ap horizons



Rys. 14. Udział frakcji <0,2 μm we frakcji iłowej <2,0 μm w glebach Pojezierza Krajeńskiego</li>
Fig. 14. Share of fraction <0.2 μm in the clay fraction <2.0 μm in the soils of the Krajeńskie Lake District</li>


Rys. 15. Udział frakcji <0,2 μm we frakcji iłowej <2,0 μm w glebach Pojezierza Chodzieskiego</li>
Fig. 15. Share of fraction <0.2 μm in the clay fraction <2.0 μm in the soils of the Chodzieskie Lake District</li>



Rys. 16. Udział frakcji <0,2 μm we frakcji iłowej <2,0 μm w glebach Pojezierza Chełmińskiego</li>
Fig. 16. Share of fraction <0.2 μm in the clay fraction <2.0 μm in the soils of the Chełmińskie Lake District</li>

W glebach Pojezierza Krajeńskiego wynosił 36-60%, Pojezierza Chodzieskiego – 36-62% oraz 35-65% w glebach Pojezierza Chełmińskiego. Stosunek ilości iłu drobnego FC do ilości iłu ogółem TC jest jednym ze wskaźników opisujących przemieszczanie się cząstek iłowych w profilu glebowym. Poziom Bt charakteryzuje się wyższą wartością tego stosunku niż poziom nadległy, ponieważ został on wzbogacony we frakcję iłową drobną w wyniku procesu iluwiacji. Jednakże zbliżone, a przede wszystkim wyższe wartości stosunku FC:TC odnotowywane w poziomie orno-próchnicznym wskazują, że w wyniku zabiegów uprawowych zostaje do niego włączony materiał glebowy z poziomu Bt (Presley i in. 2004).

W poziomie Ap poszczególnych gleb frakcja iłowa drobna (<0,2  $\mu$ m) stanowiła średnio 50,5% frakcji iłowej, natomiast w poziomie Bt1 – 56,1%; Bt2 – 53,4%; BC – 50,0%; Ck1,Ckg1 – 50,4% oraz w poziomach Ck2, Ckg2 – 40,5%. W poziomie Ap większości profili (L1, L2, L4, L6, L7, L8, L9, L11, L12) zaobserwowano wyższą zawartość frakcji <0,2  $\mu$ m aniżeli w skale macierzystej.

Opisywane gleby płowe zerodowane charakteryzowały sie podobnym stopniem segregacji materiału glebowego, o czym świadcza wartości poszczególnych wskaźników sedymentologicznych (tabela 4). Wartości wskaźnika GSO przyjmowały wartości wyższe niż 3.0 w wiekszości poziomów genetycznych, co wskazuje na bardzo słaba segregację materiału glebowego. Najwyższe wartości GSO >4,0 świadczące o niewysortowanym materiale glebowym odnotowano w poziomach wzbogacania Bt. W poziomach tych stwierdzono natomiast najniższą średnią średnicę ziaren GSS (od 0,008 do 0,031 mm), co wskazuje na nagromadzenie frakcji iłowej. Poziomy przejściowe charakteryzowały się porównywalną średnią średnicą ziaren (od 0,019 do 0,029). Najwyższa średnia średnice czastek glebowych stwierdzono natomiast w poziomie Ap gleb L1, L3, L5, L6, L8, co wskazuje, że został utworzony z materiału glebowego pierwotnego poziomu luvic. Wskaźnik skośności GSK przyjmuje wartości dodatnie (rozkład asymetryczny prawostronny) dla wszystkich próbek gleb i świadczy o przewadze w składzie granulometrycznym frakcji o mniejszej średnicy. Wartości GSK mieściły sie w przedziale od 0,44 do 0,76. Kurtoza (GSP) określa rozmieszczenie i koncentracje w pobliżu wartości średniej. Wyższe wartości kurtozy wskazuja na smukłość krzywej rozkładu. Skała macierzysta profili L4, L5, L6, L7, L9, L11 charakteryzowała się rozkładem mezokurtycznym. Rozkład lekko spłaszczony, platykurtyczny (GSP <1,0), stwierdzono w poziomach wzbogacania gleb L1, L3, L5, L7, w poziomie BC w profilu L9 oraz skale macierzystej w profilach L1, L3, L10. Gleby L2, L8, L11, L12 charakteryzowały się natomiast uziarnieniem o rozkładzie leptokurtycznym (GSP >1) w całym profilu. Najwyższą wartość GSP (2,29) stwierdzono w poziomie Ck2 w profilu L12. Skała macierzysta badanych gleb wykazywała bardzo słabe wysortowanie (GSO od 3,12 do 4,35), przewage frakcji drobnej (GSS od 0,019 do 0,056 i GSK od 0,44 do 0,61) oraz rozkład uziarnienia GSP od 0.84 do 2.29. Genetyczna jednorodność materiału glebowego w profilu określić można obliczając wskaźniki granulometryczne opisujące wzajemne proporcje pomiędzy grubszymi, mało ruchliwymi frakcjami granulometrycznymi (KOWALKOWSKI, PRUSINKIEWICZ 1963). Stosunki ilościowe pomiedzy poszczególnymi frakcjami granulometrycznymi były zbliżone w badanych profilach gleb. Frakcja o średnicy 0,1-0,25 mm dominowała w wiekszości próbek glebowych. Wartości wskaźnika granulometrycznego A wynosiły od 1,5 do 3,5 (tabela 4), co oznacza, że poziomy genetyczne badanych gleb charakteryzowały się zbliżoną zawartością piasku grubego. W glebach Pojezierza Krajeńskiego stwierdzono najniższe wartości wskaźników granulometrycznych B i E. Poziomy genetyczne w tych profilach wykazywały nieznacznie wyższą zawartość frakcji piasku grubego, którego udział w składzie granulometrycznym był niewielki (od 1,57 do 4,49%). Zawartość tej frakcji wpływała na wartość wskaźników B i E w odniesieniu do ilości piasku drobnego i bardzo drobnego. W poziomach genetycznych charakteryzujących się najniższym procentowym udziałem frakcji o średnicy 0,5-1,0 mm stwierdzono najwyższe wartości wskaźnika E (np. Ck1, profil L10). Podobne wartości przyjmowały wskaźniki granulometryczne C i D, odpowiednio: 2,4-5,3 oraz 2,6-5,3. Materiał glebowy skały macierzystej badanych gleb charakteryzował się wyraźną jednorodnością genetyczną. Potwierdzeniem jest przebieg i kształt krzywych kumulacyjnych (rys. 17).

Nr	Poziom	Ws	kaźniki	granulo	ometryc	zne	Wsk	aźniki sed	ymentolog	iczne
No	Horizon		Granul	ometric	indices		S	edimentolo	gical indic	es
110	TIOTIZOII	Α	В	С	D	E	GSS	GSO	GSK	GSP
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
		]	Pojezier	ze Kraj	eńskie –	Krajeń	skie Lake	District		
	Ap	2,1	7,2	3,6	3,5	15,9	0,038	3,37	0,49	1,24
	Bt1	2,5	9,6	4,1	3,9	19,7	0,021	4,36	0,62	1,07
L1	Bt2	2,2	9,4	3,7	3,7	19,5	0,028	3,57	0,52	0,86
	Ck1	2,0	6,1	3,3	3,0	12,8	0,036	3,29	0,47	0,85
	Ck2	2,3	6,1	3,7	3,3	12,5	0,035	3,27	0,47	0,86
	Ар	2,2	8,2	3,5	3,5	16,6	0,039	3,35	0,52	1,25
	Bt1	2,0	6,6	3,4	3,3	14,7	0,023	4,46	0,60	1,30
L2	Bt2	2,5	9,1	4,0	3,7	18,1	0,026	4,32	0,65	1,35
	Ck1	1,9	5,7	3,3	3,0	12,7	0,040	3,74	0,54	1,39
	Ck2	1,8	5,7	3,1	2,8	12,9	0,041	4,07	0,56	1,66
	Ар	1,5	6,4	2,4	2,6	14,9	0,038	3,54	0,50	1,17
	Bt1	1,9	6,7	3,4	3,2	15,5	0,018	5,06	0,64	1,35
L3	Bt2	1,9	6,1	3,0	2,7	13,1	0,025	3,85	0,50	0,82
	Ck1	2,3	7,0	3,8	3,5	14,7	0,036	3,19	0,46	0,88
	Ck2	1,8	5,4	3,0	2,7	11,8	0,035	3,41	0,46	0,84
	Ар	1,9	8,4	3,2	3,3	18,7	0,037	3,28	0,50	1,00
	Bt1	2,0	9,9	3,5	3,6	22,1	0,018	4,66	0,61	1,12
L4	Bt2	1,5	7,4	2,7	2,8	18,4	0,029	3,74	0,52	0,90
	Ck1	2,8	8,2	4,5	4,0	16,1	0,037	3,38	0,55	1,14
	Ck2	2,5	6,9	4,3	3,7	14,3	0,041	3,17	0,50	1,11
		Рс	ojezierze	e Chodz	zieskie –	· Chodzi	ieskie Lak	e District		
	Ар	2,1	12,8	3,5	3,7	27,1	0,040	2,99	0,49	0,90
	Bt1	2,9	12,4	4,5	4,4	23,2	0,022	3,82	0,54	0,87
L5	Bt2	2,2	12,3	3,7	4,0	25,9	0,023	3,95	0,55	0,96
	BC	2,7	12,8	4,2	4,3	24,8	0,028	3,85	0,60	1,18
	Ck	2,8	12,3	4,5	4,5	24,2	0,034	3,33	0,54	1,11
	Ap	2,3	9,7	3,8	3,9	20,3	0,045	2,93	0,49	1,31
	Bt1	2,7	10,1	4,5	4,4	20,4	0,027	3,75	0,57	1,00
L6	Bt2	1,9	9,8	3,2	3,3	21,3	0,031	3,82	0,57	1,19
	Ckg1	2,2	7,8	3,5	3,5	16,0	0,037	3,12	0,44	0,94
	Ckg2	1,7	8,3	2,4	2,6	16,8	0,038	3,45	0,52	1,03

Tabela 4. Wskaźniki sedymentologiczne i granulometryczne Table 4. Sedimentological and granulometric indices

cd. tabeli 4 Table 4 continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Ар	2,1	9,1	3,1	3,1	17,8	0,037	3,44	0,53	1,06
	Bt1	2,0	13,8	3,3	3,6	28,6	0,018	4,04	0,48	0,86
L7	Bt2	2,1	10,3	3,5	3,5	22,4	0,016	4,94	0,63	1,13
	Ck1	2,2	13,4	3,7	3,7	27,8	0,040	3,19	0,50	1,07
	Ck2	2,1	9,3	3,3	3,4	18,9	0,037	3,27	0,50	1,09
	Ар	2,2	11,2	3,3	3,6	22,4	0,049	2,94	0,50	1,29
	Bt1	2,5	9,3	4,0	3,9	18,5	0,009	6,95	0,76	1,80
L8	Bt2	3,1	11,5	4,7	4,4	21,0	0,020	4,67	0,67	1,33
	Ckg1	2,3	9,2	3,5	3,4	17,7	0,030	3,75	0,57	1,03
	Ckg2	2,4	9,4	3,7	3,6	18,4	0,028	4,20	0,61	1,38
			Pojezier	ze Chełr	nińskie -	- Chełmi	ńskie Lake	District		
	Ар	2,8	10,6	4,2	4,2	19,8	0,029	3,39	0,50	0,91
	Bt1	2,7	11,7	4,5	4,4	23,8	0,018	4,53	0,63	1,09
L9	Bt2	3,3	14,5	5,1	4,9	26,7	0,026	3,77	0,61	1,05
	BC	3,5	15,2	5,3	5,1	27,4	0,029	3,32	0,53	0,87
	Ck	3,2	12,5	5,1	5,3	23,4	0,033	3,12	0,50	1,06
	Ар	3,3	11,1	4,8	4,8	19,5	0,033	3,18	0,53	0,93
	Bt1	2,1	9,8	3,3	3,7	19,7	0,012	5,12	0,57	0,97
L10	Bt2	1,7	7,7	2,7	2,9	16,9	0,021	4,27	0,52	0,99
	BCg	2,7	15,7	4,1	4,6	29,8	0,019	4,35	0,54	1,29
	Ckg	3,0	10,1	4,3	4,2	18,1	0,029	3,57	0,54	0,95
	Ap	2,6	8,5	4,0	3,6	16,2	0,038	3,76	0,58	1,41
	Bt1	2,2	8,6	3,3	3,2	16,9	0,008	6,70	0,69	1,41
L11	Bt2	2,3	8,6	3,5	3,3	17,0	0,023	4,41	0,61	1,25
	Ck1	2,2	7,5	3,3	3,2	14,9	0,036	3,49	0,51	1,09
	Ck2	1,8	7,6	2,8	2,7	15,8	0,038	3,54	0,53	1,07
	Ap	1,9	8,7	2,9	2,7	18,1	0,044	4,52	0,64	1,85
	Bt1	2,5	12,8	3,8	3,6	25,1	0,021	5,18	0,72	1,67
L12	Bt2	2,1	6,7	3,4	3,0	13,6	0,028	4,41	0,64	1,33
	Ck1	2,0	7,5	3,1	2,9	15,6	0,043	3,40	0,56	1,27
	Ck2	2,2	9,8	3,5	3,2	19,6	0,056	4,01	0,61	2,29

 $\begin{array}{ll} A = (0,25\text{-}0,10 \text{ mm}):(0,50\text{-}0,25 \text{ mm}) & B = (0,25\text{-}0,10 \text{ mm}):(1,00\text{-}0,50 \text{ mm}) \\ C = (0,25\text{-}0,05 \text{ mm}):(0,50\text{-}0,25 \text{ mm}) & D = (0,25\text{-}0,02 \text{ mm}):(1,00\text{-}0,25 \text{ mm}) \\ E = (0,50\text{-}0,05 \text{ mm}):(1,0\text{-}0,50 \text{ mm}) \end{array}$ 

GSS - średnia średnica ziaren w mm - mean grain diameter in mm

GSO – opisuje odchylenie standardowe – describes standard deviation

GSK – skośność – skewness; GSP – kurtoza – kurtosis



Rys. 17. Krzywe kumulacyjne skały macierzystej (110-150 cm) gleb Fig. 17. Cummulative curves of the parent material (110-150 cm) in the soils

# Wybrane właściwości fizyczne, fizykochemiczne i chemiczne

Badane gleby w poziomach powierzchniowych miały odczyn (pH<sub>KCl</sub>) od lekko kwaśnego do obojętnego, przy czym w poziomach skały macierzystej zasobnej w CaCO<sub>3</sub> odczyn był obojętny i zasadowy (tabela 5). Skała macierzysta zawierała znaczną ilość CaCO<sub>3</sub>, od 44,3 do 111,7 g·kg<sup>-1</sup>. Najpłycej węglan wapnia zalegał w poziomie BC gleby L9 Pojezierza Chełmińskiego, ponieważ jego obecność stwierdzono już na głębokości 65 cm. Pozostałe dwa poziomy przejściowe w profilach L5 i L10 także zawierały węglan wapnia. Poziom wzbogacania badanych gleb nie zawierał węglanu wapnia, natomiast w poziomie orno-próchnicznym gleb Pojezierza Krajeńskiego, glebie L7 Pojezierza Chodzieskiego oraz glebach L11 i L12 Pojezierza Chełmińskiego oznaczono niewielką zawartość CaCO<sub>3</sub>, co tłumaczyć należy zabiegiem wapnowania. Naturalne gleby płowe występujące w lasach wykazują zazwyczaj kwaśny odczyn w poziomach powierzchniowych, który w glebach uprawnych w wyniku wapnowania zmienia się na obojętny [Bednarek i Prusinkiewicz 2001].

Zawartość węgla organicznego w poziomie orno-próchnicznym wahała się od 8,31 g·kg<sup>-1</sup> w glebie L3 do 11,51 g·kg<sup>-1</sup> w glebie L1 i wyraźnie malała w głąb profilu glebowego. We wszystkich glebach zawartość węgla organicznego w poziomie Ap spełniała kryteria poziomu diagnostycznego *mollic*, ponieważ była wyższa od 6 g·kg<sup>-1</sup>. Gęstość właściwa badanych gleb mieściła się w przedziale od 2,48 do 2,68 Mg·m<sup>-3</sup> i była typowa dla gleb mineralnych. Wielkość gęstości właściwej wzrastała w głąb profilu glebowego, podobnie jak gęstość objętościowa, osiągając w poziomach skały macierzystej wartość 1,9 Mg·m<sup>-3</sup>. Odzwierciedleniem nadmiernej zwięzłości badanych gleb były bardzo niskie wartości porowatości ogólnej, która osiągała 0,30 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup> w poziomach podpowierzchniowych (tabela 5). Niższe wartości porowatości ogólnej w poziomie Bt1 w porównaniu z poziomem Bt2 kilku profili gleb (L1, L3, L5, L7, L9, L11) potwierdzają obecność tzw. podeszwy płużnej. Podeszwa płużna tworzy się pod poziomem orno-próchnicznym gleb o uziarnieniu glin pyłów i iłów w wyniku orki wy-konywanej na tej samej głębokości oraz nacisku kół ciągnika i innych maszyn rolni-czych. Nagromadzenie frakcji iłowej w poziomie Bt1 leżącym pod poziomem Ap przy-

czynia się także do wzrostu zagęszczenia. Badane gleby charakteryzowały się wysoką gęstością upakowania, przyjmując w poziomie Bt1 wartości od 1,91 do 2,05 Mg·m<sup>-3</sup>.

											Straty
		<u></u>								Porowa-	prażenia
Nr	Poziom	Głębokość	рH	рH	CaCO <sub>3</sub>	Corg	$\rho_{w}$	ρο	PD	tość	Loss
No	Horizon	Depth	H <sub>2</sub> O	KC1	5	015		10		Porosity	on ignition
		(cm)	2 -							5	(ĽOI)
					g∙kg <sup>-1</sup>	g·kg <sup>-1</sup>	1	Mg∙m	3	m <sup>3</sup> ·m <sup>-3</sup>	%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		Pc	jezier	ze Kra	jeńskie –	Krajeń	skie La	ike Di	strict		•
	Ар	0-30	7,7	7,15	6,1	11,51	2,55	1,61		0,369	3,40
	Bt1	30-55	7,57	6,68	0,0	3,61	2,59	1,81	2,00	0,301	2,44
L1	Bt2	55-110	7,37	6,38	0,0	1,29	2,61	1,80		0,310	1,83
	Ck1	110-135	7,86	7,01	90,5	0,38	2,63	1,85		0,298	4,04
	Ck2	135-150	7,82	7,00	93,0	0,29	2,64	1,86		0,295	4,86
	Ар	0-29	7,45	6,91	2,3	9,68	2,53	1,54		0,391	2,91
	Bt1	29-60	7,40	6,69	0,0	2,44	2,58	1,76	1,94	0,318	2,35
L2	Bt2	60-95	7,29	6,35	0,0	0,61	2,59	1,78		0,313	2,15
	Ck1	95-130	7,84	7,13	93,0	0,24	2,62	1,85		0,294	4,32
	Ck2	130-150	7,67	7,11	109,9	0,13	2,63	1,85		0,296	2,18
	Ар	0-29	7,09	6,53	2,9	8,31	2,56	1,64		0,359	2,74
	Bt1	29-52	7,06	6,29	0,0	3,37	2,60	1,75	1,95	0,327	2,84
L3	Bt2	52-93	7,00	6,21	0,0	0,55	2,60	1,73		0,335	2,91
	Ck1	93-130	7,72	7,12	104,8	0,27	2,62	1,83		0,301	6,05
	Ck2	130-150	7,91	7,10	104,0	0,25	2,63	1,85		0,296	2,59
	Ар	0-27	7,54	7,00	1,8	10,35	2,55	1,63		0,361	3,40
	Bt1	27-60	7,51	6,72	0,0	3,28	2,58	1,76	1,97	0,318	2,44
L4	Bt2	60-100	7,11	6,42	0,0	0,78	2,58	1,82		0,295	1,83
	Ck1	100-135	7,81	7,12	81,2	0,53	2,61	1,84		0,295	4,04
	Ck2	135-150	8,0	7,19	65,1	0,28	2,62	1,87		0,298	4,86
		Poje	ezierze	e Chod	zieskie –	· Chodzi	ieskie I	Lake I	District		
	Ар	0-30	6,79	6,34	0,0	10,25	2,60	1,61		0,380	2,90
	Bt1	30-55	6,57	5,66	0,0	3,18	2,64	1,80	2,00	0,318	2,52
L5	Bt2	55-75	6,82	5,96	0,0	0,81	2,65	1,79		0,324	2,28
	BC	75-115	7,76	7,15	101,5	0,28	2,64	1,85		0,295	3,45
	Ck	115-150	8,06	7,22	97,2	0,19	2,63	1,88		0,290	6,15
	Ар	0-30	6,42	6,16	0,0	10,52	2,48	1,55		0,375	3,23
	Bt1	30-60	6,61	5,62	0,0	4,14	2,61	1,74	1,91	0,333	2,44
L6	Bt2	60-85	7,35	6,48	0,0	0,67	2,59	1,76		0,320	2,16
	Ckg1	85-130	7,92	7,28	111,7	0,51	2,62	1,85		0,294	4,12
	Ckg2	130-150	7,76	7,40	99,6	0,30	2,62	1,86		0,290	4,73
	Ар	0-28	7,27	7,01	2,6	10,51	2,59	1,78		0,313	2,87
	Bt1	28-55	7,36	6,59	0,0	2,62	2,63	1,79	2,00	0,319	2,86
L7	Bt2	55-85	7,45	6,82	0,0	1,67	2,62	1,77		0,324	2,53
	Ck1	85-130	7,90	7,39	110,8	0,36	2,62	1,82		0,305	5,38
	Ck2	130-150	7,90	7,54	109,9	0,11	2,62	1,85		0,293	6,30
	Ар	0-30	6,78	6,14	0,0	8,91	2,54	1,62		0,362	2,87
	Bt1	30-50	6,33	5,53	0,0	3,92	2,63	1,77	1,99	0,327	2,89
L8	Bt2	50-85	6,87	6,20	0,0	0,75	2,63	1,80		0,315	2,42
	Ckg1	85-135	7,65	7,16	99,8	0,40	2,68	1,86		0,306	5,83
	Ckg2	135-150	7,82	7,26	104,0	0,27	2,67	1,86		0,303	5,62

Tabela 5. Podstawowe właściwości gleb Table 5. Basic properties of soils

cd. tabeli 5 Table 5 continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Chełm	Chełmiń	iskie L	ake D	istrict						
	Ар	0-26	7,14	6,62	0,0	8,57	2,59	1,74		0,328	2,68
	Bt1	26-45	7,19	6,46	0,0	2,10	2,60	1,79	1,95	0,311	1,80
L9	Bt2	45-65	7,62	7,01	0,0	0,78	2,62	1,78		0,321	1,97
	BC	65-125	7,79	7,22	104,9	0,30	2,63	1,87		0,289	3,06
	Ck	125-150	7,84	7,24	109,9	0,11	2,65	1,89		0,287	1,77
	Ар	0-27	7,04	6,46	0,0	10,25	2,57	1,63		0,366	3,47
	Bt1	27-65	7,62	6,91	0,0	2,77	2,62	1,66	1,91	0,366	2,69
L10	Bt2	65-95	7,69	6,81	0,0	1,52	2,64	1,73		0,345	2,14
	BCg	95-130	7,88	7,12	44,3	0,44	2,62	1,84		0,298	3,92
	Ckg	130-150	7,92	7,18	72,7	0,29	2,64	1,87		0,292	3,44
	Ар	0-32	7,40	7,01	2,6	8,36	2,57	1,70		0,338	2,39
	Bt1	32-65	7,57	6,71	0,0	2,15	2,60	1,82	2,05	0,300	2,23
L11	Bt2	65-85	7,62	6,62	0,0	1,48	2,60	1,80		0,308	2,40
	Ck1	85-130	7,98	7,24	109,9	0,51	2,64	1,89		0,284	5,00
	Ck2	130-150	7,96	7,33	104,0	0,25	2,64	1,90		0,280	4,89
	Ар	0-28	7,92	7,21	4,0	8,71	2,57	1,69		0,342	2,96
	Bt1	28-48	7,62	6,72	0,0	2,27	2,59	1,78	1,96	0,313	1,98
L12	Bt2	48-70	7,66	6,80	0,0	1,99	2,61	1,79		0,314	2,37
	Ck1	70-115	7,89	7,34	78,6	0,30	2,63	1,85		0,296	3,91
	Ck2	115-150	8,01	7,43	71,8	0,16	2,63	1,85		0,296	4,26

 $\rho_w$  – gęstość właściwa – specific density;  $\rho_o$  – gęstość objętościowa gleby suchej – soil bulk density; PD – gęstość upakowania – packed density

### Właściwości sorpcyjne

Kompleks sorpcyjny badanych gleb był wysycony głównie kationami zasado-Wśród zasadowych kationów wymiennych wymi. dominował wapń, Ca<sup>2+</sup>>>Mg<sup>2+</sup>>K<sup>+</sup>>Na<sup>+</sup> (tabela 6). W poziomach Ap większości badanych gleb więcej kationów potasu aniżeli magnezu, stad bvło następująca zależność: Ca<sup>2+</sup>>>K<sup>+</sup>>Mg<sup>2+</sup>>Na<sup>+</sup>. Analizując wyniki stwierdzono, że wraz ze wzrastającą pojemnością sorpcyjną wzrastał stosunek kationów dwuwartościowych do jednowartościowych. Niska wartość stosunku kationów Ca<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+</sup> do K<sup>+</sup>+Na<sup>+</sup> w poziomach powierzchniowych większości badanych gleb wskazuje na wzbogacenie poziomów w kationy potasu i sodu. W trakcie wietrzenia chemicznego pierwiastki uwalniane sa do roztworu glebowego, stając się dostępne dla roślin. Słabo związane z kompleksem sorpcyjnym kationy K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> odgrywają wyjątkowo ważną rolę w procesie transformacji minerałów ilastych. Jeśli w roztworze glebowym znajduje się duża zawartość kationów magnezu, dochodzić może do uwolnienia części kationów  $K^+$  ze struktur illitu. Następuje wówczas transformacja illitu w smektyt [Pusch i Karnland 1996]. Cześciej jednak w środowisku glebowym zachodzi proces odwrotny, gdy na skutek niezbilansowanego nawożenia potasem wzrasta koncentracja  $K^+$ , co prowadzi do przebudowy smektytu w illit [Eberl i in. 1986, 1993; Długosz i in. 1997].

Nr	Poziom	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	$K^+$	Na <sup>+</sup>	Hh	S	CEC	V	$Ca^{2+} + Mg^{2+} /$
No	Horizon			mr	nol(+)∙ ŀ	cg <sup>-1</sup>			%	$K^+ Na^+$
		P	ojezierz	e Krajeŕ	iskie – F	- Krajeńsk	ie Lake I	District		
	Ар	181,9	4,1	9,5	1,0	3,7	196,5	200,2	98,2	17,7
	Bt1	187,5	7,6	7,1	1,6	6,4	203,8	210,2	97,0	22,4
L1	Bt2	143,3	14,2	6,5	0,6	11,6	164,6	176,2	93,4	22,2
	Ck1	181,9	9,2	5,4	1,4	3,0	197,9	200,9	98,5	28,1
	Ck2	176,7	7,3	5,2	2,4	2,2	191,6	193,8	98,9	24,2
	Ар	134,2	7,8	12,7	3,6	6,0	158,3	164,3	96,3	8,7
	Bt1	129,5	11,8	8,9	3,6	6,4	153,8	160,2	96,0	11,3
L2	Bt2	113,0	10,4	5,8	2,4	7,5	131,6	139,1	94,6	15,0
	Ck1	103,8	7,1	5,7	3,2	0,5	119,8	120,3	99,6	12,5
	Ck2	122,2	6,7	5,6	3,0	0,4	137,5	137,9	99,7	15,0
	Ар	123,5	7,9	11,5	0,8	6,4	143,7	150,1	95,7	10,7
	Bt1	159,9	11,2	9,5	1,0	8,6	181,6	190,2	94,8	16,3
L3	Bt2	162,8	11,7	7,3	2,8	10,1	184,6	194,7	99,5	17,3
	Ckl	150,1	7,6	6,4	3,4	0,8	167,5	168,3	99,5	16,1
	Ck2	136,/	1,2	4,9	3,2	0,/	152,0	152,7	99,5	1/,8
	Ap	160,2	6,5	12,8	1,2	4,1	180,7	184,8	97,8	11,9
т.4	Btl	163,0	7,9	7,2	2,4	5,6	180,5	186,1	97,0	17,8
L4	Bt2	143,5	/,6	6,1	2,0	/,9	159,2	16/,1	95,3	18,/
	CKI CI-2	144,9	6,3 7 2	5,6	1,0	0,8	157,8	158,6	99,5	22,9
	CK2	141,1 Do	/,3	3,8 Chaimié	1,4	U,5 Tholmiń	155,0	150,1 2 Distria	99,7	20,6
	A m	120.5		5 4	$\frac{1}{1}$		126 C		ι 02.0	10.5
	Ар D+1	120,5	9,1 12.0	3,4 1 9	1,0	0,0 10.5	150,0	145,4	95,9	16,5
τo	DU D+2	141,4	12,8	4,0	1,0	10,5	100,0	1/1,1	95,9	24,1
L9	DI2	165,0	19,2	4,0	1,0	5,0	191,0	194,0	98,2	29,8
	BC Cl-	150,9	15,4	4,2	1,2	0,4	169,7	170,1	99,8	30,4
	<u>An</u>	148,7	13,1	4,0	1,2	10.1	167.5	170,0	99,8	20,2
	Ар D+1	142,0	0.0	13,0 5.4	0,0	10,1	107,5	1/7,0	94,5	24.4
T 10	$D_{1}$	120.0	127	3,4 4.0	1,0	4,5	159.4	167,5	97,7	24,4
LIU	DI2 PCa	195.0	16.0	4,9	1,0	4,1	2117	212.0	97,5	10.2
	Cha	165,2	10,0	67	3,0 20	0,7	211,7 166 1	166 7	99,7	19,2
	An	144,1	6.2	7.2	2,0	0,0	122.1	128.0	99,0	10,5
	Ар D+1	106,5	12.2	7,5	1,0	4,9	145.1	120,0	90,2	13,8
T 1 1	DU D+2	123,0	12,2	4,9	2,4	5,4	145,1	150,5	90,4	10,9
LII	DI2 Cl-1	120,7	18,2	3,9	2,0	5,8	143,0	131,4	90,2	20,7
	CKI Cl-2	132,0	9,9	2,9	2,4	0,3	147,2	147,5	99,8	20,8
	CK2	131,1	9,9	3,8	2,6	0,2	14/,4	14/,0	99,9	22,0
	Ap D41	10/,/	0,4	10,5	0,8	3,1	185,4	189,1	98,0	15,4
T 10	Btl	138,1	10,3	5,2	0,6	5,6	154,2	159,8	96,5	25,6
LI2	Bt2	120,0	8,4	3,6	1,2	4,5	133,2	137,5	96,9	26,8
	Ckl	123,9	4,9	2,7	1,6	0,3	133,1	133,4	99,8	30,0
	Ck2	112,2	7,0	3,7	2,6	0,3	125,5	125,8	99,8	18,9

Tabela 6. Właściwości sorpcyjne Table 6. Sorptive properties

(Hh) – kwasowość hydrolityczna – hydrolytic acidity; (S) suma zasadowych kationów – sum of base cations; (V) stopień wysycenia zasadami – base saturation; (CEC) kationowa pojemność wymienna – cation exchange capacity

Wysoka zawartość kationów magnezu w poziomach Bt wiazać należy ze wzbogaceniem tych poziomów we frakcję iłową. Wyniki analizy statystycznej potwierdziły przeciętną, istotnie dodatnią (r = 0,40, dla p <0,05) korelację między ilością frakcji iłowej a zawartością kationów  $Mg^{2+}$  (tabela 7). Nie stwierdzono wyraźnej tendencji w rozmieszczeniu kationów wapnia i sodu w profilach, przy czym procentowy udział Ca<sup>2+</sup> wśród oznaczonych kationów wymiennych był najwyższy w skale macierzystej i wynosił ponad 90%. Stwierdzono niewielkie nagromadzenie kationów Mg<sup>2+</sup> w poziomie Bt oraz kationów  $K^+$  w poziomie Ap, co jest wynikiem wietrzenia chemicznego minerałów, biologicznej akumulacji tego pierwiastka oraz może być efektem nawożenia mineralnego. W poziomach zasobnych w Corg oraz SiO2 zaobserwowano istotnie wyższą zawartość kationów wymiennych potasu (tabela 7). Najwyższe wartości kwasowości hydrolitycznej, a w związku z tym koncentrację kationów H<sup>+</sup> stwierdzono w poziomach wzbogacania Bt większości gleb (tabela 6). Kationowa pojemność wymienna (CEC), jako suma kationów zasadowych i kwasowości hydrolitycznej w 8 profilach gleb najwyższa była w poziomach wzbogacania, natomiast w glebach kilku profili (L5, L6, L7, L10) najwyższe wartości CEC stwierdzono w poziomach skały macjerzystej.

Parametr* Parameter	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Fet	Fec	Fed	Feo	$Mg^{2+}$	$K^+$
Frakcja – Fraction <2 μm	-0,29	0,74	0,41	-0,45	0,47	0,80	0,54	0,63	0,58	0,40	
Frakcja – Fraction <0,2 μm		0,67				0,73	0,53	0,64	0,64		
Fet	-0,45	0,77			0,65		0,67	0,72	0,51		
Fed									0,63		
$K^+$	0,56										
Corg											0,75
Hh							0,26	0,34	0,40		

Tabela 7. Istotne współczynniki korelacji przy poziomie ufności, p < 0.05Table 7. Significant coefficients of correlation at the confidence level of p < 0.05

\* zawartość w masie glebowej - content in bulk soil

## Całkowity skład chemiczny masy glebowej

W składzie chemicznym badanych gleb po uwzględnieniu strat prażenia nie stwierdzono wyraźnego zróżnicowania (tabela 8). Zbliżona zawartość poszczególnych składników w skale macierzystej wskazuje na jej genetyczną jednorodność (tabela 9).

Nr	Poziom	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Suma Total
No	Horizon				0	6	1	1		(%)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
			Pojezierz	ze Krajeń	skie – Kr	ajeńskie	Lake Dist	trict		
	Ap	85,42	6,24	2,96	0,85	2,08	1,08	0,76	0,32	99,71
	Bt1	83,26	6,69	3,70	0,76	2,55	1,00	0,70	0,37	99,03
L1	Bt2	82,94	6,79	3,77	0,71	2,60	1,14	0,75	0,42	99,12
	Ck1	83,46	5,74	2,97	3,32	2,21	1,15	0,70	0,29	99,84
	Ck2	81,89	5,41	2,82	4,58	2,41	1,25	0,70	0,32	99,38
	Ар	87,40	5,05	2,63	0,92	1,77	0,57	0,78	0,27	99,39
	Bt1	83,43	6,61	3,69	0,75	2,22	0,81	0,78	0,30	98,59
L2	Bt2	84,12	5,89	3,40	0,66	2,31	0,98	0,77	0,28	98,41
	Ck1	83,01	5,45	2,49	4,43	2,17	1,24	0,83	0,28	99,90
	Ck2	81,60	5,56	2,59	4,56	2,10	1,16	0,78	0,17	98,52
	Ар	85,85	5,63	2,85	0,67	2,38	0,73	0,66	0,30	99,07
	Bt1	82,59	7,20	3,58	0,79	2,54	1,02	0,63	0,32	98,67
L3	Bt2	79,36	8,79	4,26	0,90	2,76	1,04	0,81	0,37	98,29
	Ck1	80,36	6,06	2,86	5,41	2,46	1,11	0,68	0,31	99,25
	Ck2	80,30	5,55	3,09	5,59	2,43	1,07	0,66	0,31	99,00
	Ар	85,42	6,24	2,96	0,85	2,08	1,08	0,76	0,32	99,71
	Bt1	82,24	6,69	3,70	0,76	2,55	1,00	0,70	0,37	98,01
L4	Bt2	83,41	6,79	3,77	0,71	2,60	1,14	0,75	0,42	99,59
	Ck1	83,72	5,74	2,97	3,32	2,21	1,15	0,70	0,29	100,10
	Ck2	82,28	5,41	2,82	4,58	2,41	1,25	0,70	0,32	99,77
		F	Pojezierze	Chodzie	skie – Ch	odzieskie	e Lake Di	strict		
	Ap	86,52	6,14	2,12	0,61	2,10	0,80	0,72	0,30	99,31
	Bt1	81,12	8,40	3,31	0,78	2,36	1,38	0,62	0,35	98,32
L5	Bt2	80,63	8,09	3,76	0,91	2,48	1,55	0,72	0,36	98,50
	BC	78,22	6,84	3,37	5,29	2,32	2,29	0,75	0,33	99,41
	Ck	78,52	6,87	2,99	6,13	2,30	2,55	0,63	0,33	100,32
	Ap	87,13	5,62	2,46	0,73	2,00	0,70	0,72	0,32	99,68
	Bt1	82,12	7,37	3,66	0,70	2,19	1,41	0,73	0,34	98,52
L6	Bt2	81,66	6,90	3,46	1,31	2,17	1,49	0,71	0,33	98,03
	Ckg1	78,74	6,06	3,17	6,29	2,20	1,53	0,67	0,35	99,01
	Ckg2	79,15	7,12	2,67	5,96	2,21	1,43	0,71	0,31	99,56
	Ар	84,68	5,68	2,50	0,96	2,88	0,86	0,72	0,30	98,58
	Bt1	77,82	9,32	4,50	1,10	2,69	1,76	0,69	0,40	98,28
L7	Bt2	79,89	8,09	3,99	1,42	2,34	1,47	0,67	0,35	98,22
	Ck1	79,01	6,03	2,87	6,44	2,31	2,31	0,71	0,32	100,00
	Ck2	75,80	6,39	2,60	7,73	3,09	2,56	0,65	0,37	99,19
	Ар	87,44	5,80	2,24	0,70	1,84	0,83	0,71	0,31	99,87
	Bt1	82,14	7,55	3,44	0,82	2,10	1,38	0,69	0,34	98,46
L8	Bt2	81,37	7,43	3,76	0,84	2,38	1,53	0,65	0,34	98,30
	Ckg1	81,14	6,18	3,02	5,25	2,35	1,10	0,74	0,31	100,09
	Ckg2	79,62	5,94	2,87	6,44	2,28	1,56	0,73	0,30	99,74

Tabela 8. Skład chemiczny masy glebowej (uwzględniono straty prażenia w temp. 550°C) Table 8. Chemical composition of bulk soil (loss-on-ignition considered at 550°C)

cd. tabeli 8 Table 8 continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
		Poj	jezierze (	Chełmińsl	kie – Che	łmińskie	Lake Dis	strict		
	Ар	83,47	6,86	3,29	0,79	2,03	1,19	0,70	0,47	99,74
	Bt1	82,71	7,46	3,62	1,03	2,32	1,48	0,63	0,45	98,80
L9	Bt2	80,70	7,69	4,03	1,79	2,65	1,71	0,72	0,38	99,70
	BC	75,92	7,21	3,25	6,12	2,49	3,07	0,65	0,39	99,67
	Ck	75,08	6,81	3,19	6,91	2,41	3,25	0,65	0,39	99,10
	Ар	81,63	8,19	3,84	1,14	2,19	1,55	0,61	0,39	98,69
	Bt1	78,14	7,93	5,93	1,06	2,64	1,87	0,65	0,45	99,54
L10	Bt2	79,26	7,96	4,54	1,28	2,42	1,67	0,56	0,44	98,67
	BCg	78,10	8,37	4,56	1,41	2,47	2,30	0,57	0,50	98,13
	Ckg	76,94	7,72	4,33	3,53	2,40	2,39	0,57	0,49	98,28
	Ар	84,63	6,82	2,61	0,54	2,26	1,00	0,66	0,32	98,37
	Bt1	80,34	8,25	4,12	0,65	2,35	1,50	0,56	0,38	98,84
L11	Bt2	79,78	8,07	4,26	1,18	2,50	1,61	0,72	0,32	98,15
	Ck1	78,02	6,39	2,94	6,39	2,23	2,39	0,68	0,28	98,44
	Ck2	79,12	6,46	2,92	5,51	2,21	2,73	0,71	0,28	99,32
	Ар	84,14	6,44	3,12	1,37	2,02	1,05	0,60	0,34	99,94
	Bt1	77,47	7,68	5,15	1,12	2,09	1,39	0,56	0,30	99,08
L12	Bt2	80,46	7,52	4,14	1,32	2,27	1,31	0,52	0,31	95,76
	Ck1	81,61	6,32	2,72	4,98	2,08	1,52	0,59	0,28	97,85
	Ck2	81,67	5,83	2,81	4,16	2,06	1,92	0,57	0,28	100,10

Tabela 9. Zawartość pierwiastków w skale macierzystej gleb Table 9. Content of elements in the parent material of soils

Parametr	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>
Parameter				0	6			
		Pojezierze	Krajeńskie	e – Krajeń	skie Lake	District		
n = 8								
min.	80,30	5,41	2,49	3,32	2,01	1,07	0,66	0,29
max.	83,72	6,06	3,09	5,59	2,46	1,25	0,83	0,32
я́.	82,08	5,61	2,83	4,47	2,29	1,17	0,72	0,29
SE	0,46	0,08	0,07	0,29	0,06	0,02	0,02	0,02
CV	1,6	4,0	7,1	18,5	7,1	5,8	7,9	17,2
	Pe	ojezierze C	hodzieskie	e – Chodzi	ieskie Lak	e District		
n = 7								
min.	75,80	5,94	2,60	5,25	2,20	1,10	0,63	0,30
max.	81,14	7,12	3,17	7,73	3,09	2,56	0,74	0,37
x.	78,85	6,37	2,88	6,32	2,39	1,86	0,69	0,30
SE	0,61	0,17	0,08	0,28	0,12	0,23	0,02	0,01
CV	2,0	7,1	6,9	11,8	13,1	32,0	6,0	7,6
	Po	ojezierze C	hełmińskie	e – Chełmi	ińskie Lak	e District		
n = 6								
min.	75,08	5,83	2,72	3,53	2,06	1,52	0,57	0,28
max.	81,67	7,72	4,33	6,91	2,41	3,25	0,71	0,49
×.	78,7	6,59	3,15	5,25	2,23	2,37	0,63	0,33
SE	1,07	0,26	0,24	0,53	0,06	0,25	0,02	0,04
CV	3,3	9,7	19,0	24,6	6,7	25,6	9,6	26,5

Najwyższa średnia zawartościa  $SiO_2$  (82,08%) charakteryzowała się skała macierzysta badanych gleb Pojezierza Krajeńskiego. Zawartość pozostałych składników masy glebowej w skale macierzystej gleb mezoregionów była zbliżona. Nieco wyższa średnia zawartość CaO stwierdzono w skale macierzystej Pojezierza Chodzieskiego (6,19%), natomiast MgO (2,44%) w skale macierzystej Pojezierza Chełmińskiego. W warunkach obojętnego i lekko kwaśnego odczynu gleb do najbardziej mobilnych pierwiastków należą K, Na, Ca i Mg. Mniej ruchliwe są natomiast krzem oraz glin i żelazo. Najwyższą zawartość glinu i żelaza stwierdzono w poziomach wzbogacania Bt, dla których wskaźnik opisujący ich dystrybucje w profilu wynosił od 1,05 do 1,57 dla Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oraz od 1.08 do 1.78 dla Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (tabela 10). Według Drees'a i in. [1989] nagromadzenie amorficznej krzemionki oraz wolnych jonów glinu i żelaza w poziomach powierzchniowych gleb wiaże się z destrukcja warstw oktaedrycznych glinokrzemianów. Z danych opisujacych skład chemiczny masy glebowej poszczególnych poziomów genetycznych zestawionych w tabeli 8 wynika, że wyraźnie dominowała krzemionka (SiO<sub>2</sub>), której zawartość wahała sie w zakresie od 75,08 do 87,44%. Najwyższa zawartość SiO<sub>2</sub> zaobserwowano w poziomie Ap wszystkich badanych gleb, co potwierdza wartość wskaźnika dystrybucji w profilu, DI > 1,0 (tabela 10). Zawartość SiO<sub>2</sub> wahała się w granicach od 81,63 do 87,44%, co wiazać należy z wyższym udziałem frakcji piaskowej w składzie granulometrycznym. Najniższą zawartość krzemionki odnotowano w skale macierzystej większości profili, co tłumaczyć należy relatywnie wysoką zawartością CaCO<sub>3</sub>. Wraz ze wzrastającą zawartością frakcji iłowej w poziomach Bt malał udział krzemionki w masie glebowej. Potwierdza to wartość słabej, istotnie ujemnej korelacji pomiędzy tymi parametrami, r = -0,29; p < 0.05 (tabela 7). Najwyższa całkowita zawartość Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> i Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> charakteryzował sie poziom Bt, co tłumaczy efekt procesu lessivage, jako iluwialne nagromadzenie tlenków glinu i żelaza. Na podstawie analizy statystycznej wyników stwierdzono bardzo wysoką, istotnie dodatnia korelację między zawartościa frakcji iłowej oraz frakcji ilowej drobnej a zawartościa Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> i Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Współczynniki korelacji pomiedzy tymi składnikami glebowymi wynosiły odpowiednio: r = 0.74 i r = 0.80 oraz r = 0.67 i 0.73. p <0,05 (tabela 7). Niższe wartości współczynnika korelacji odnotowano pomiędzy zawartościa frakcji <2.0 µm a całkowita zawartościa  $K_2O$  i TiO<sub>2</sub> (r = 0.41 i r = 0.47 dla p <0.05). Glebe w profilu L10 Pojezierza Chełmińskiego charakteryzowała najwyższa całkowita zawartość żelaza i glinu w porównaniu z pozostałymi glebami. Skała macierzysta zawierająca wieksze ilości weglanu wapnia cechowała także najwyższa całkowita zawartość CaO – od 3,32% w glebie L1 do 7,73% w glebie L7 (tabela 8). Stwierdzono wyraźne zubożenie w CaO poziomów powierzchniowych. Całkowita zawartość K<sub>2</sub>O w masie glebowej była zbliżona we wszystkich badanych glebach, bez wyraźnego zróżnicowania w poszczególnych profilach, a jedynie z tendencja do nagromadzenia w poziomie wzbogacania Bt. Najwyższa całkowita zawartość MgO stwierdzono w poziomach skały macierzystej. Sód (Na<sub>2</sub>O) stanowił do 0.8%, a tytan (TiO<sub>2</sub>) poniżej 0.5% całkowitego składu masy glebowej. W odniesieniu do tych pierwiastków nie stwierdzono wyraźnego zróżnicowania w profilach, jedynie tendencję do akumulacji TiO<sub>2</sub> w poziomie argic. Stosunki molarne SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>'</sup> SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>'</sup> SiO<sub>2</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wykorzystano w celu oceny stopnia zwietrzenia oraz przebiegu procesu glebotwórczego. Zarówno w stosunku do masy glebowej, jak i frakcji iłowej były one najweższe w poziomach wzbogacania. Wskazuje to na wyraźne nagromadzenie tlenków glinu i żelaza w poziomach Bt1 i Bt2 wszystkich badanych gleb, co jest efektem wyższej zawartości frakcji iłowej – glinokrzemianowej (tabela 11).

Nr No	Poziom	SiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>
140	110112011		Poiezier	ze Kraień	skie – Kra	ieńskie L	ake District		l
	An	1 04	1 11	1.05	0.19	0.91	0.92	1.06	1 10
L1	Bt1	1 01	1 19	1 31	0.17	1 11	0.85	0.97	1 28
21	Bt2	1 01	1 21	1 33	0.16	1 14	0.97	1.04	1 45
	An	1.06	0.90	0.93	0.21	0.77	0.49	1,01	0.93
L2	Bt1	1.02	1.18	1.30	0.17	0.97	0.69	1.08	1.03
	Bt2	1.02	1.05	1.20	0.15	1.01	0.84	1.07	0.97
	Ap	1.05	1.00	1.01	0.15	1.04	0.62	0.92	1.03
L3	Bt1	1.01	1.28	1.27	0.18	1.11	0.87	0.88	1.10
	Bt2	0.97	1.57	1.51	0.20	1.21	0.89	1.13	1.28
	Ap	1.04	1.11	1.05	0.19	0.91	0.92	1.06	1.10
L4	Bt1	1,00	1,19	1,31	0.17	1,11	0,85	0,97	1,28
	Bt2	1,02	1,21	1,33	0,16	1,14	0,97	1,04	1,45
		P	ojezierze	e Chodzie	skie – Cho	odzieskie	Lake Distric	:t	,
	Ap	1,10	0,89	0,71	0,10	0,91	0,31	1,14	0,91
т.с	Bt1	1,03	1,22	1,11	0,13	1,03	0,54	0,98	1,06
L5	Bt2	1,03	1,18	1,26	0,15	1,08	0,61	1,14	1,09
	BC	1,00	1,00	1,13	0,86	1,00	0,90	1,19	1,00
	Ар	1,10	0,87	0,84	0,12	0,84	0,37	1,03	0,97
L6	Btg1	1,04	1,15	1,24	0,11	0,92	0,74	1,04	1,03
	Btg2	1,04	1,07	1,18	0,21	0,91	0,78	1,01	1,00
	Ар	1,07	0,88	0,85	0,16	1,21	0,45	1,03	0,91
L7	Bt1	0,99	1,45	1,53	0,18	1,13	0,92	0,99	1,21
	Bt2	1,01	1,26	1,36	0,23	0,98	0,77	0,96	1,06
	Ар	1,11	0,90	0,76	0,11	0,77	0,43	1,01	0,94
L8	Btg1	1,04	1,17	1,17	0,13	0,88	0,72	0,99	1,03
	Btg2	1,03	1,16	1,33	0,14	1,00	0,80	0,93	1,03
		Р	ojezierze	Chełmiń	skie – Che	ełmińskie	Lake Distric	et	
	Ар	1,11	1,00	1,03	0,11	0,84	0,37	1,08	1,20
10	Bt1	1,10	1,09	1,13	0,15	0,96	0,45	0,97	0,15
L۶	Bt2	1,07	1,13	1,26	0,26	1,10	0,53	1,11	0,97
	BC	1,01	1,06	1,02	0,88	1,03	0,94	1,00	1,00
	Ap	1,06	1,06	0,89	0,32	0,91	0,65	1,07	0,78
T 10	Bt1	1,01	1,03	1,37	0,30	1,10	0,78	1,14	0,92
LIU	Bt2	1,03	1,03	1,05	0,36	1,00	0,73	0,98	0,90
	BCg	1,01	1,08	1,05	0,40	1,03	0,96	1,00	1,02
	Ар	1,08	0,99	0,78	0,11	0,99	0,41	1,06	0,89
L11	Bt1	1,03	1,20	1,23	0,13	1,03	0,61	0,90	1,06
	Bt2	1,02	1,17	1,28	0,24	1,09	0,66	1,16	0,89
	Ар	1,07	0,93	0,93	0,28	0,88	0,43	0,97	0,94
L12	Bt1	0,99	1,11	1,54	0,23	0,91	0,57	0,90	0,83
	Bt2	1.03	1.09	1.24	0.27	0.99	0.54	0.84	0.86

Tabela 10.Wskaźnik rozmieszczenia pierwiastków w poziomach solum glebTable 10.Element distribution index in the solum horizons of soils

Nr	Poziom	Masa glebow	va – Bul	k soil <2	,0 mm	Frakcja ilasta	– Clay f	raction «	<2,0 µm
No	Horizon	SiO <sub>2</sub> /	SiO <sub>2</sub> /	SiO <sub>2</sub> /	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /	SiO <sub>2</sub> /	SiO <sub>2</sub> /	SiO <sub>2</sub> /	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /
		$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		Pojezier	ze Kraje	eńskie –	Krajeńsk	ie Lake District	ţ		
	Ар	17,83	23,23	76,70	3,30	3,11	3,75	18,43	4,92
	Bt1	15,61	21,12	59,80	2,83	3,13	3,88	16,09	4,14
L1	Bt2	15,30	20,73	58,47	2,82	3,00	3,67	16,32	4,45
	Ck1	18,55	24,67	74,68	3,03	3,15	3,90	16,42	4,21
	Ck2	19,27	25,68	77,18	3,00	3,04	3,73	16,59	4,45
	Ap	22,04	29,37	88,32	3,01	3,15	3,94	15,66	3,97
	Bt1	15,79	21,42	60,09	2,81	2,93	3,64	14,95	4,10
L2	Bt2	17,71	24,23	65,75	2,71	2,84	3,52	14,68	4,17
	CkI	20,01	25,84	88,60	3,43	3,26	4,09	16,02	3,91
	Ck2	19,19	24,90	83,73	3,36	3,13	3,74	19,18	5,14
	Ap	19,55	25,87	80,06	3,09	3,23	3,96	17,69	4,47
т 2	BU	14,//	19,46	61,31	3,15	2,83	3,43	10,15	4,/1
L3	Bt2 Ch1	11,70	15,32	49,51	3,23	2,86	3,43	1/,15	5,01
	CKI	17,29	22,50	/4,68	3,32	3,12	3,88	15,/8	4,06
	CK2	18,11	24,33	76 70	2,81	2,95	3,37	10,27	4,30
	Ар D+1	17,05	23,23	70,70	3,30	3,37	4,07	19,50	4,79
T 4		15,42	20,80	59,07	2,05	2,07	3,33	10,54	4,55
L4	Bt2	15,39	20,84	58,80	2,82	3,02	3,61	18,55	5,14
	Ck1	18,60	24,75	74,92	3,03	3,11	3,84	16,41	4,27
	Ck2	19,36	25,81	77,54	3,00	2,84	3,48	15,64	4,50
		Pojezierz	e Chodz	ieskie –	Chodzies	skie Lake Distri	ct		
	Ар	19,59	23,91	108,46	4,54	3,08	3,77	16,96	4,50
× -	Btl	13,09	16,39	65,13	3,97	2,91	3,57	15,71	4,40
L5	Bt2	13,04	16,91	56,99	3,37	2,87	3,52	15,46	4,39
	BC	14,/6	19,40	61,69	3,18	3,13	3,19	17.20	4,70
		15,18	19,39	09,79	3,00	3,01	3,04	17.24	4,//
	Ap D+1	20,50	20,31	94,13 50.62	3,38 2,15	5,10 2,84	3,87	1/,54	4,49
16	DU Rt7	14,30	20.08	62 72	3,15	2,04	3,47	15,71	4,33
LU	Ckg1	16.53	20,08	66.01	2 00	2,09	3,37	15.88	4,22
	Ckg1 Ckg2	15,22	18.86	78 78	$\frac{2}{418}$	3 33	4 07	18,00	4,07
-	An	19,22	25.30	90.02	3 56	3.02	3 72	16.06	4 32
	Rt1	10.83	14 17	45.96	3 24	3,02	3 72	15,57	4 18
L7	Bt2	12.74	16 76	53 21	3 18	2.86	3 50	15,67	4 48
27	Ck1	17.05	22.23	73 16	3 29	$\frac{2,00}{3,09}$	3 78	16 78	4 44
	Ck2	15.98	20.13	77.48	3.85	3.34	3.96	21.22	5.36
	Ap	20.52	25.58	103.74	4.06	3,12	3.76	18.31	4.87
	Bt1	14.30	18.46	63.46	3.44	2.98	3.60	17.09	4.74
L8	Bt2	14.04	18.58	57.51	3.10	3.01	3.72	15.74	4.23
	Ckg1	16 98	22 28	71 41	3.21	3.08	3 80	16 15	4.25
	Ckg2	17,38	22,74	73,73	3,24	2,99	3,63	17,03	4,70

Tabela 11. Stosunki molarne Table 11. Molar ratios

cd. tabeli 11 Table 11 continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		Pojezie	rze Cheł	mińskie	- Chełmi	ńskie Lake Dist	rict		
	Ар	15,81	20,65	67,43	3,27	3,46	4,34	16,93	3,90
	Bt1	14,36	18,81	60,72	3,23	3,44	4,27	17,52	4,10
L9	Bt2	13,34	17,81	53,22	2,99	3,30	4,17	15,86	3,81
	BC	13,87	17,87	62,08	3,47	3,55	4,48	17,22	3,84
	Ck	14,40	18,71	62,55	3,34	3,33	4,10	17,91	4,37
	Ар	13,02	16,91	56,50	3,34	3,45	4,43	15,53	3,51
	Bt1	11,32	16,72	35,02	2,09	3,33	4,13	17,09	4,13
L10	Bt2	12,39	16,90	46,40	2,75	3,00	3,94	12,63	3,21
	BCg	11,75	15,83	45,52	2,87	3,26	4,13	15,52	3,76
	Ckg	12,45	16,91	47,22	2,79	3,44	4,38	16,18	3,70
	Ар	16,92	21,06	86,18	4,09	3,65	4,65	16,95	3,65
	Bt1	12,53	16,52	51,82	3,14	3,30	4,16	16,00	3,85
L11	Bt2	12,55	16,77	49,77	2,97	3,00	3,83	13,89	3,63
	Ck1	16,01	20,72	70,53	3,40	3,28	4,17	15,45	3,70
	Ck2	16,13	20,78	72,01	3,47	3,46	4,34	17,02	3,92
	Ар	16,93	22,17	71,67	3,23	3,66	4,48	19,93	4,45
	Bt1	11,98	17,12	39,98	2,34	3,36	4,26	15,97	3,75
L12	Bt2	13,43	18,15	51,65	2,85	3,35	4,27	15,62	3,65
	Ck1	17,19	21,91	79,74	3,64	3,50	4,62	14,35	3,10
	Ck2	18,18	23,77	77,24	3,25	3,36	4,21	16,75	3,98

### Całkowity skład chemiczny frakcji iłowej

Skład chemiczny frakcji iłowej zależy bezpośrednio od składu minerałów ilastych. Skład mineralny skały macierzystej pełnił decydującą rolę w kształtowaniu właściwości chemicznych gleb. Całkowita zawartość SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, K<sub>2</sub>O, MgO była zbliżona we wszystkich glebach, co wskazuje na podobny skład mineralny (tabela 12). Średnia zawartość SiO<sub>2</sub> po uwzględnieniu strat prażenia w poszczególnych poziomach genetycznych gleb wahała się od 53,18 do 57,44% (tabela 13). Najwyższą średnia zawartość SiO<sub>2</sub> stwierdzono we frakcji iłowej poziomu Ap wszystkich badanych gleb, natomiast najwyższą średnią zawartość  $Al_2O_3$  w poziomie Bt2. Średnia zawartość glinu we frakcji iłowej poszczególnych poziomów genetycznych w profilach gleb Pojezierza Chełmińskiego była zbliżona (tabela 14). Zawartość Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> po uwzględnieniu strat prażenia wahała się w przedziale od 7,10% w poziomie Ck2 gleby L7 do 11,37% w poziomie Bt2 gleby L10, a w wiekszości profili gleb była najwyższa w poziomie wzbogacania. We frakcji iłowej badanych gleb Pojezierza Krajeńskiego najwyższą średnią zawartość Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> stwierdzono w poziomie Bt1, natomiast w glebach Pojezierza Chodzieskiego i Chełmińskiego najzasobniejsza w Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> była frakcja iłowa poziomu Bt2 (tabela 15). Wapń stanowił niewielka część całkowitego składu chemicznego frakcji iłowej. Średnia zawartość CaO w poszczególnych poziomach genetycznych gleb wynosiła od 1.02 do 1.5% (tabela 16). W odniesieniu do zawartości CaO w poziomach genetycznych gleb poszczególnych mezoregionów stwierdzono zróżnicowanie, potwierdzone najwyższymi wartościami współczynnika zmienności (CV). We wszystkich badanych glebach najwyższą średnią zawartość K<sub>2</sub>O zaobserwowano we frakcji iłowej skały macierzystej. Najniższą średnią zawartością potasu charakteryzuje się frakcja iłowa z poziomu Bt1 wszystkich badanych gleb (tabela 17). W składzie chemicznym frakcji iłowej poszczególnych gleb nie stwierdzono wyraźnych różnic odnośnie zawartości MgO oraz TiO<sub>2</sub>. Całkowita zawartość MgO była bardzo wyrównana w ujęciu profilowym. Zbliżoną średnią zawartość MgO odnotowano we frakcji iłowej wszystkich badanych gleb: od 2,59% we frakcji iłowej poziomu Ap gleb Pojezierza Chodzieskiego do 2,94% skały macierzystej Pojezierza Chełmińskiego (tabela 18). Najwyższą średnią zawartością TiO<sub>2</sub> cechowała się frakcja iłowa poziomu wzbogacania Bt (tabela 19).

		SiO	A1.0.	Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	CaO	K.0	MgO	TiO	Straty
Nr	Poziom	5102	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10203	CaO	<b>K</b> <sub>2</sub> <b>O</b>	WigO	1102	prażenia
No	Horizon				%				LOI
1	2	2	4	5	6	7	0	0	% 10
1	2	р	4 oiezierze	y Kraieński	o e – Kraień	/ hskie I ak	• District	9	10
	An	49.12	22.24	7 08	0.68	3.03	2 39	0.54	13.25
	Bt1	47.25	20,65	7,80	0,80	3,01	2,39	0,51	14.82
L1	Bt2	46 60	21,54	7,59	0,00	3 00	2,41	0.64	16 35
21	Ck1	47.68	20.76	7.72	0.82	3.38	2.45	0.57	13.25
	Ck2	47.40	21.57	7.59	0.90	3.38	2.47	0.51	14.18
	Ap	49.10	21.12	8.33	0.92	3.16	2.46	0.52	14.23
	Bt1	46.70	21.75	8.30	1.04	3.11	2.42	0.60	14.54
L2	Bt2	45.85	22.11	8.30	1.22	3.17	2,45	0.58	14.68
	Ck1	48,36	20,04	8,02	1,06	3,28	2,45	0.57	13,30
	Ck2	48,71	22,13	6,75	1,04	3,60	2,35	0,50	12,04
	Ap	49,94	21,41	7,50	0,88	3,52	2,49	0,48	12,26
	Bt1	46,30	22,90	7,62	0,98	3,44	2,51	0,54	13,54
L3	Bt2	45,98	22,77	7,12	1,42	3,33	2,47	0,61	16,23
	Ck1	48,33	21,12	8,14	1,16	3,48	2,45	0,54	14,89
	Ck2	46,50	22,11	7,60	1,04	3,60	2,36	0,53	15,56
	Ар	49,52	20,66	6,75	1,06	3,15	2,79	0,55	12,75
	Bt1	46,03	22,14	7,97	0,66	3,08	2,53	0,56	13,88
L4	Bt2	47,32	22,24	6,78	0,66	3,17	2,35	0,58	16,65
	Ck1	47,80	21,11	7,74	1,16	3,16	2,54	0,52	15,87
	Ck2	45,23	22,08	7,69	0,82	3,20	2,49	0,57	17,88
		Ро	jezierze C	hodzieski	e – Chodz	zieskie La	ke Distric	t	
	Ар	47,53	21,39	7,45	1,08	3,23	2,06	0,49	16,69
	Bt1	45,88	21,78	7,76	1,14	3,21	2,14	0,52	14,12
L5	Bt2	45,36	21,88	7,80	1,12	3,22	2,14	0,58	17,58
	BC	47,85	21,41	7,14	1,08	3,39	2,16	0,57	16,87
	Ck	47,54	22,14	7,27	1,52	3,69	2,30	0,50	12,48
	Ар	48,73	21,39	7,47	1,08	3,00	2,27	0,54	14,74
	Bt1	46,35	22,67	7,84	1,10	2,42	2,26	0,59	14,86
L6	Bt2	45,80	21,75	8,08	1,02	2,58	2,33	0,63	17,25
	Ckg1	47,55	20,66	7,96	1,56	3,45	2,61	0,60	15,74
	Ckg2	49,82	20,75	7,32	1,26	3,23	2,47	0,51	14,55
	Ар	47,69	21,75	7,89	1,08	2,91	2,45	0,52	15,69
	Bt1	47,56	21,67	8,12	1,12	2,93	2,37	0,57	14,77
L7	Bt2	46,05	22,33	7,81	1,12	3,00	2,35	0,59	16,88
	Ck1	47,05	21,11	7,45	1,30	3,63	2,46	0,49	15,77
L	Ck2	49,03	21,00	6,14	1,06	3,40	2,43	0,49	15,56
	Ар	48,23	21,75	7,00	1,08	3,11	2,16	0,51	16,73
	Bt1	48,10	22,64	7,48	1,16	2,81	2,35	0,54	14,17
L8	Bt2	47,45	21,63	8,01	1,16	2,83	2,29	0,56	16,33
	Ckg1	46,85	20,91	7,71	1,06	2,80	2,35	0,58	17,45
	Ckg2	47,10	22,04	7,35	1,08	3,40	2,28	0,50	15,52

Table 12.Skład chemiczny frakcji iłowej (próbki wysuszone w temp. 105°C)Table 12.Chemical composition of clay fraction (samples dried at 105°C)

cd. tabeli 12 Table 12 continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
			Pojezierze	e Chełmińs	skie – Cheł	mińskie I	Lake Distri	ct	
	Ap	49,12	19,2	7,71	0,62	3,12	2,64	0,52	16,87
	Bt1	49,58	19,68	7,52	1,00	3,04	2,45	0,54	14,12
L9	Bt2	47,33	19,27	7,93	0,84	3,28	2,41	0,58	16,23
	BCk	49,23	18,65	7,60	0,94	3,75	2,61	0,51	13,56
	Ck	47,23	19,56	7,01	0,80	4,14	2,54	0,51	15,23
	Ар	49,10	18,80	8,40	0,78	2,72	2,45	0,57	14,72
	Bt1	49,50	20,32	7,70	0,70	2,55	2,45	0,62	14,92
L10	Bt2	46,08	19,85	9,70	1,04	2,40	2,70	0,57	17,25
	BCg	47,23	19,40	8,09	0,88	3,11	2,81	0,54	17,25
	Ckg	48,71	18,89	8,00	0,78	3,01	2,73	0,57	14,69
	Ар	49,94	18,23	7,83	1,42	3,37	2,35	0,49	13,99
	Bt1	47,56	19,41	7,90	0,76	3,31	2,49	0,56	14,79
L11	Bt2	44,32	19,64	8,48	0,94	3,58	2,54	0,57	14,20
	Ck1	47,91	19,49	8,24	0,90	3,63	2,41	0,54	14,21
	Ck2	48,62	19,00	7,59	0,82	3,62	2,45	0,54	15,20
	Ар	50,70	19,21	6,76	1,22	2,93	2,23	0,53	16,56
	Bt1	48,56	19,34	8,08	1,22	2,90	2,36	0,61	14,71
L12	Bt2	48,65	19,32	8,28	1,22	3,29	2,40	0,60	16,35
	Ck1	47,89	17,58	8,87	0,88	3,69	2,53	0,57	17,23
	Ck2	47,83	19,30	7,59	0,96	3,64	2,61	0,54	17,50

Tabela 13. Zawartość SiO<sub>2</sub> we frakcji iłowej [%] po uwzględnieniu strat prażenia Table 13. Content of SiO<sub>2</sub> in the clay fraction [%] with LOI considered

	Poje	ezierze	Krajeń	skie	Pojez	zierze C	hodzies	skie	Pojezierze Chełmińskie			
Poziom	Kraje	eńskie L	ake Di	strict	Chodz	zieskie L	ake Di	strict	Chełm	nińskie I	.ake D	istrict
Horizon	Min.	II	SE	CV	Min.	1	SE.	CV	Min.		СE	CV
	Max.		SE	Cv	Max.	*	SE	Cv	Max.		SE	CV
An	55,63	55.00	0.11	0.27	55,17	55 71	0.25	0.80	56,33	57 11	0.50	2.07
Ар	56,09	55,90	0,11	0,37	56,30	55,71	0,23	0,89	59,10	57,44	0,39	2,07
D+1	52,42	52 19	0.42	1.60	52,36	52 77	0.50	2 21	54,59	55.04	0.51	1.94
DU	54,25	55,18	0,45	1,00	54,92	55,77	0,39	2,21	56,89	55,94	0,51	1,04
D+2	52,58	52.96	0.56	2.06	53,33	54.01	0.41	1.52	50,61	54.06	1 27	1 69
Dt2	55,20	55,80	0,50	2,00	55,20	54,01	0,41	1,52	56,60	54,00	1,27	4,00
Ck	53,32	51 12	0.78	1 /2	53,47	55 16	0.49	2 22	54,42	55 56	0.22	1.40
Ckg	55,53	54,45	0,78	1,45	57,07	55,10	0,48	2,32	56,20	55,50	0,52	1,40

SE-błąd standardowy – standard error

CV – współczynnik zmienności [%] – coefficient of variation [%]

р. :	Poj	ezierze	Krajeŕ	iskie	Poje	zierze C	hodzie	skie	Pojezierze Chełmińskie Chełmińskie Lake District			
Poziom	Kraj	Min. <u><u></u> SE CV</u>				zieskie I	Lake D	istrict	Chełmi	nskie L	lake D	istrict
Horizon	Min.	<b>*</b>	SE	CV	Min.	<b>*</b>	SE	CV	Min.	-	SE	CV
	Max.	- <b>*</b>	SL	01	Max.	- <b>-</b> -	SE	0,	Max.	- <b>*</b>	SE	01
A m	23,29	22.16	0.20	2.51	24,54	25.01	0.19	1 44	20,78	21.70	0.20	2 50
Ар	25,19	22,10	0,39	5,51	25,39	23,01	0,18	1,44	22,44	21,79	0,39	3,38
D+1	23,71	24.06	0 47	2 01	24,86	25 40	0.21	2 10	22,18	22 57	0.27	2.25
DU	26,00	24,90	0,47	5,81	26,04	23,40	0,51	2,40	23,35	22,37	0,27	2,55
D+2	25,06	25 71	0.21	2 41	25,16	26.62	0.20	1.52	22,40	22.66	0.22	2.02
Dt2	26,47	23,71	0,51	2,41	26,10	20,02	0,20	1,32	23,35	22,00	0,23	2,05
Ck;	22,71	24.40	0.27	4 20	23,77	24.47	0.22	2.24	20,61	21.04	0.21	2 16
Ckg	26,03	24,49	0,37	4,29	25,46	24,47	0,22	2,34	22,68	21,94	0,31	3,40

Tabela 14. Zawartość  $Al_2O_3$  we frakcji iłowej [%] po uwzględnieniu strat prażenia Table 14. Content of  $Al_2O_3$  in the clay fraction [%] with LOI considered

SE - błąd standardowy - standard error

CV – współczynnik zmienności [%] – coefficient of variation [%]

Tabela 15. Zawartość  $Fe_2O_3$  we frakcji iłowej [%] po uwzględnieniu strat prażenia Table 15. Content of  $Fe_2O_3$  in the clay fraction [%] with LOI considered

	Poje	ezierze l	Krajeń	skie	Pojez	zierze C	hodzie	skie	Pojezierze Chełmińskie			
Poziom	Kraje	ńskie L	ake D	istrict	Chodz	zieskie L	ake D	istrict	Chełmi	ńskie I	Lake D	istrict
Horizon	Min.	I	СE	CW	Min.	I	СE	CV	Min.		<b>SE</b>	CV
	Max.	*	SE	CV	Max.	X	SE	Cv	Max.	x	SE	CV
An	7,61	<u> </u>	0.41	0.78	8,17	861	0.20	4 5 1	7,88	0 96	0.26	Q 12
Ар	9,52	8,39	0,41	9,70	9,13	8,04	0,20	4,51	9,64	0,00	0,50	0,15
D+1	8,65	0.05	0.19	2 08	8,54	8 02	0.16	2 5 9	8,58	<u> </u>	0.14	2 24
DU	9,51	9,05	0,10	3,98	9,32	0,95	0,10	3,30	9,27	0,94	0,14	3,24
D+2	7,91	0 62	0.25	0 1 1	9,13	0.27	0.00	1.62	9,22	0.07	0.49	0.59
D12	9,52	8,05	0,55	0,11	9,47	9,27	0,08	1,02	11,37	9,97	0,40	9,30
Ck;	7,56	0 70	0.10	6 10	7,10	0 12	0.26	0 10	8,08	0.12	0.21	0 11
Ckg	9,35	0,/0	0,19	0,18	9,21	0,45	0,20	0,10	10,40	9,12	0,31	0,44

SE-błąd standardowy – standard error

CV – współczynnik zmienności [%] – coefficient of variation [%]

	Poie	zierze	Kraień	skie	Poie	zierze	Chodzie	schie	Poie	zierze	Chełmi	ńskie
Poziom	Krajei	ńskie L	ake Di	strict	Chod	zieskie	Lake D	istrict	Chełn	nińskie	e Lake E	District
Horizon	Min. Max.	x	SE	CV	Min. Max.	x	SE	CV	Min. Max.	x	SE	CV
Ap	0,77 1,20	1,00	0,09	18,0	1,24 1,26	1,25	0,004	7,20	0,72 1,62	1,16	00,21	37,07
Bt1	0,75 1,19	0,99	0,10	20,2	1,26 1,36	1,29	0,01	1,55	0,80 1,40	1,05	0,14	25,71
Bt2	0,77 1,65	1,17	0,21	35,9	1,20 1,35	1,29	0,03	4,65	0,98 1,42	1,17	0,10	16,24
Ck; Ckg	0,93 1,34	1,15	0,05	13,0	1,22 1,81	1,45	0,09	16,55	0,89 1,13	0,99	0,04	9,09

Tabela 16. Zawartość CaO we frakcji iłowej [%] po uwzględnieniu strat prażenia Table 16. Content of CaO in the clay fraction [%] with LOI considered

SE - błąd standardowy - standard error

CV – współczynnik zmienności [%] – coefficient of variation [%]

	Poje	zierze	Krajeń	skie	Poje	zierze	Chodzi	eskie	Poje	zierze	Chełmi	ńskie
Poziom	Kraje	ńskie L	.ake Di	strict	Chod	zieskie	Lake I	District	Chełm	nińskie	Lake I	District
Horizon	Min.	=	<b>CE</b>	CV	Min.		<b>SE</b>	CV	Min.	-	0E	CV
	Max.	X	SE	Cv	Max.	X	SE	Cv	Max.	X	SE	Cv
A m	3,43	261	0.11	6.04	3,37	2 5 5	0.00	5.07	3,12	2.51	0.15	0 02
Ар	3,95	5,04	0,11	0,04	3,77	3,33	0,09	3,07	3,87	5,51	0,15	0,03
D+1	3,46	2 6 1	0.10	5 5 1	2,78	2 25	0.19	11 20	2,93	2 20	0.19	10.65
DU	3,91	5,01	0,10	3,34	3,66	3,23	0,10	11,30	3,80	3,30	0,10	10,05
D+2	3,49	2 67	0.08	1 25	3,03	2 40	0.16	2 41	2,81	2 62	0.28	15 /2
D12	3,87	5,07	0,08	4,55	3,79	3,40	0,10	3,41	4,09	3,03	0,20	13,43
Ck;	3,66	2 00	0.06	1 20	3,29	2 00	0.12	7.00	3,45	4 10	0.17	10.26
Ckg	4,16	3,88	0,06	4,38	4,20	3,88	0,12	7,99	4,77	4,19	0,17	10,20

Tabela 17. Zawartość  $K_2O$  we frakcji iłowej [%] po uwzględnieniu strat prażenia Table 17. Content of  $K_2O$  in the clay fraction [%] with LOI considered

SE - błąd standardowy - standard error

CV - współczynnik zmienności [%] - coefficient of variation [%]

Tabela 18.Zawartość MgO we frakcji iłowej [%] po uwzględnieniu strat prażeniaTable 18.Content of MgO in the clay fraction [%] with LOI considered

	Poje	zierze	Krajeń	iskie	Poje	zierze	Chodzi	eskie	Pojezierze Chełmińskie			
Poziom	Krajei	ńskie I	.ake D	istrict	Chod	zieskie	Lake D	District	Chełm	nińskie	Lake E	District
Horizon	Min.	8	SE	CV	Min.		SE	CV	Min.	ş	SE	CV
	Max.	<u> </u>	SE	CV	Max.	~	SE	CV	Max.	^	SE	CV
An	2,71	287		6.62	2,40	2 50	0.00	6.04	2,60	2 70	0.21	7 5 2
Ар	3,15	2,87	0,10	0,02	2,83	2,39	0,09	0,94	3,09	2,19	0,21	1,52
D+1	2,77	2 77		1 76	2,44	2.61	0.06	1 50	2,71	2 80	0.03	2 14
DU	2,88	2,77	0,02	1,70	2,72	2,01	0,00	4,39	2,86	2,80	0,05	2,14
D+2	2,74	2 74		1 79	2,52	266	0.05	2 76	2,79	2 01	0.00	6 1 9
D12	2,87	2,74	0,03	1,70	2,75	2,00	0,05	5,70	3,17	2,91	0,09	0,18
Ck;	2,63	262	0.04	2 57	2,59	2 70	0.05	5.02	2,75	2.04	0.06	176
Ckg	2,94	2,03	0,04	5,57	3,02	2,70	0,05	5,05	3,13	2,94	0,00	4,70

SE-błąd standardowy – standard error

CV - współczynnik zmienności [%] - coefficient of variation [%]

Tabela 19. Zawartość TiO<sub>2</sub> we frakcji iłowej [%] po uwzględnieniu strat prażenia Table 19. Content of TiO<sub>2</sub> in the clay fraction [%] with LOI considered

						-						
	Poje	zierze	Krajeń	skie	Poje	zierze	Chodzi	eskie	Poje	zierze	Chełmii	iskie
Poziom	Kraje	ńskie L	ake Di	strict	Chod	zieskie	Lake D	District	Chełn	nińskie	Lake D	District
Horizon	Min.		<b>SE</b>	CV	Min.	1	<b>SE</b>	CV	Min.	4	<b>S</b> E	CW
	Max.		SE	CV	Max.	A.	SE	CV	Max.	A.	SE	CV
A m	0,54	0.50	0.02	5 00	0,57	0.60	0.01	2 22	0,56	0.61	0.02	6 5 5
Ар	0,62	0,39	0,02	5,08	0,62	0,00	0,01	3,33	0,65	0,01	0,02	0,55
D+1	0,61	0.65	0.02	4.61	0,59	0.62	0.02	6.24	0,62	0.67	0.02	5.07
DU	0,69	0,05	0,02	4,01	0,68	0,05	0,02	0,54	0,71	0,07	0,02	5,97
D+2	0,67	0.70	0.01	1 20	0,65	0.60	0.02	5 90	0,65	0.67	0.01	2.00
Dl2	0,74	0,70	0,01	4,28	0,74	0,09	0,02	5,80	0,70	0,07	0,01	2,98
Ck;	0,56	0.62	0.01	6 15	0,56	0.60	0.02	0 77	0,59	0.62	0.01	176
Ckg	0,67	0,62	0,01	0,45	0,69	0,60	0,02	0,33	0,67	0,03	0,01	4,/0

SE - błąd standardowy - standard error

CV – współczynnik zmienności [%] – coefficient of variation [%]

## Formy żelaza

Całkowita zawartość żelaza (Fe) była podobna w glebach płowych zerodowanych Pojezierza Krajeńskiego i Chodzieskiego, w których wynosiła odpowiednio: od 17,41 do 29,78 g kg<sup>-1</sup> i od 14,82 do 31,46 g kg<sup>-1</sup> (tabela 20). Nieco wyższe ilości Fe<sub>t</sub> w porównaniu z opisywanymi glebami stwierdzono w profilach gleb płowych zerodowanych Pojezierza Chełmińskiego, zawierających od 18,24 do 41,45 g·kg<sup>-1</sup>. Zawartość żelaza zwiazanego w strukturach krzemianów (Fe.) wszystkich badanych gleb wynosiła od 9,62 do 32,34 g kg<sup>-1</sup>. Najwyższa zawartość Fet i Fes odnotowano w poziomie wzbogacania wszystkich badanych gleb. Podobną zależność stwierdzono dla żelaza wolnego  $(Fe_d)$ , na które składaja się amorficzne tlenki żelaza  $(Fe_o)$  i krystaliczne tlenki żelaza (Fe<sub>c</sub>). Zawartość Fe<sub>d</sub> w poziomie Bt gleb Pojezierza Krajeńskiego mieściła się w granicach od 3,75 do 8,63 g·kg<sup>-1</sup>, w profilach gleb Pojezierza Chodzieskiego od 3,12 do 7,60 g·kg<sup>-1</sup> oraz od 3,59 do 13,52 g·kg<sup>-1</sup> w profilach gleb Pojezierza Chełmińskiego. Zawartość Feo, ekstrahowanego kwaśnym roztworem szczawianu amonu, była najwyższa w poziomie Bt (do 2,63 g  $kg^{-1}$ ), jedynie w profilu L8 najwyższą zawartość Fe<sub>o</sub> odnotowano w poziomie Ap. Ekstrakcji szczawianowej ulegają formy amorficzne żelaza lub tlenki wykazujące niewielki stopień uporządkowania struktury krystalicznej (ferryhydryt), a z poziomów próchnicznych ekstrahowane sa najaktywniejsze połaczenia próchnicznożelaziste [Bednarek i Pokojska 1996]. Udziały poszczególnych form żelaza były wyższe w poziomie wzbogacania Bt. od tych, jakie odnotowano w skale macierzystej.

Nr	Poziom	Fet	Fes	Fed	Fec	Feo	Ea /Ea	Ea /Ea	Fe <sub>d</sub> (Ap)/
No	Horizon			g·kg <sup>-1</sup>			re <sub>o</sub> /re <sub>d</sub>	re <sub>d</sub> /re <sub>t</sub>	Fe <sub>d</sub> (Ck)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		Р	ojezierze	e Krajeńs	kie – Kra	ajeńskie	Lake Distric	t	
	Ap	20,69	15,86	4,83	3,91	0,92	0,19	0,23	0,79
	Bt1	25,86	17,96	7,90	6,03	1,87	0,24	0,31	
L1	Bt2	26,35	18,75	7,60	5,67	1,93	0,25	0,29	
	Ck1	20,76	15,05	5,71	4,77	0,95	0,17	0,27	
	Ck2	19,71	13,15	6,56	5,57	1,00	0,15	0,33	
	Ар	18,38	13,35	5,03	3,49	1,54	0,31	0,27	1,31
	Bt1	25,79	18,18	7,61	4,98	2,63	0,35	0,29	
L2	Bt2	23,77	16,73	7,04	4,89	2,14	0,30	0,30	
	Ck1	17,41	13,66	3,75	2,46	1,28	0,34	0,21	
	Ck2	18,10	13,85	4,25	3,11	1,14	0,27	0,23	
	Ар	19,92	14,67	5,25	4,31	0,94	0,18	0,26	1,01
	Bt1	25,02	17,55	7,47	5,93	1,54	0,21	0,30	
L3	Bt2	29,78	21,15	8,63	7,20	1,43	0,17	0,29	
	Ck1	19,99	14,49	5,50	4,21	1,29	0,23	0,27	
	Ck2	21,60	16,35	5,25	4,31	0,94	0,18	0,24	
	Ар	20,69	14,49	6,20	5,15	1,06	0,17	0,30	1,37
	Bt1	25,86	17,87	7,99	6,48	1,51	0,19	0,31	
L4	Bt2	26,35	19,40	6,95	5,36	1,59	0,23	0,26	
	Ck1	20,76	15,81	4,95	3,79	1,16	0,23	0,24	
	Ck2	1971	14 92	4 79	3 76	1 03	0 21	0 24	

Tabela 20. Zawartość form żelaza w próbkach gleb < 2,0 mm Table 20. Iron forms content in soil samples < 2.0 mm

cd. tabeli 20 Table 20 continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		I	Pojezierze	e Chodzie	eskie – C	hodziesk	ie Lake Dist	rict	
	Ap	14,82	9,62	5,20	3,43	1,77	0,34	0,35	1,21
	Bt1	23,14	16,15	6,99	4,8	2,19	0,31	0,30	
L5	Bt2	26,28	18,68	7,60	5,63	1,97	0,26	0,29	
	BC	23,56	19,20	4,36	3,13	1,23	0,28	0,18	
	Ck	20,90	16,64	4,26	3,32	0,93	0,22	0,20	
	Ар	17,20	12,94	4,26	2,93	1,33	0,31	0,25	0,76
	Bt1	25,58	19,52	6,06	4,27	1,79	0,29	0,24	
L6	Bt2	24,19	18,28	5,91	4,46	1,45	0,24	0,24	
	Ckg1	22,16	16,38	5,78	5,31	0,46	0,08	0,26	
	Ckg2	18,66	13,25	5,41	4,84	0,43	0,08	0,29	
	Ар	17,48	12,58	4,90	3,65	1,25	0,25	0,28	1,39
	Bt1	31,46	24,57	6,89	4,89	2,00	0,29	0,22	
L7	Bt2	27,89	21,92	5,97	4,28	1,69	0,28	0,21	
	Ck1	20,06	16,13	3,93	3,21	0,72	0,18	0,20	
	Ck2	18,17	15,05	3,12	2,62	0,51	0,16	0,17	
	Ap	15,66	11,09	4,57	3,11	1,45	0,32	0,29	0,98
	Bt1	24,05	16,80	7,25	5,80	1,44	0,20	0,30	
L8	Bt2	26,28	19,77	6,51	5,24	1,28	0,20	0,25	
	Ckg1	21,11	17,25	3,86	3,19	0,67	0,17	0,18	
	Ckg2	20,06	16,02	4,04	3,23	0,81	0,20	0,20	
		Р	ojezierze	Chełmiń	skie – C	hełmińsk	ie Lake Dis	trict	
	Ар	23,00	17,92	5,08	3,55	1,53	0,30	0,22	1,13
	Bt1	25,30	19,18	6,12	4,59	1,53	0,25	0,24	
L9	Bt2	28,17	23,13	5,04	3,74	1,31	0,26	0,18	
	BC	22,72	18,13	4,59	3,45	1,15	0,25	0,20	
	Ck	22.30	17.89	4.41	3.60	0.81	0.18	0.20	
	Ap	26.84	20.96	5.88	4.11	1.77	0.30	0.22	0.87
	Bt1	41.45	32.34	9.11	7.11	2.00	0.22	0.22	- ,
L10	Bt2	31 73	25.87	5 86	3 91	1 95	0.33	0.18	
	BCg	31.87	23 54	8 33	7 23	1 10	0.13	0.26	
	Ckg	30.27	25.05	5 22	4 54	0.69	0.13	0.17	
	An	18 24	13 40	4 84	3.07	1 77	0.37	0.26	1 17
	Rt1	28.80	22.24	6 56	3 94	2 63	0.40	0.23	1,17
T 11	Bt?	20,00	22,21	5 36	3,77	1.63	0,10	0.18	
LII	Ck1	20,70	16 51	4.04	3,72	0.77	0,50	0,10	
	$Ck^{1}$	20,33	16.18	4 22	3,27	0,77	0,19	0,20	
		20,41	16.20	5.01	2 10	1.92	0,18	0,21	1 2 9
	Ap D+1	21,01	10,00	3,01	5,19	1,00	0,50	0,23	1,30
T 12		20,00	22,40	13,32	11,04	2,48	0,18	0,38	
LIZ	Bl2	28,94	22,48	0,40	4,/9	1,0/	0,20	0,22	
	CKI	19,01	15,42	3,39	2,87	0,72	0,20	0,19	
	Ck2	19,64	15,99	3,65	2,72	0,93	0,25	0,19	

Fet - całkowita zawartość żelaza - total content of iron

 $Fe_c=Fe_d\text{-}Fe_o-\dot{z}elazo$  krystaliczne – crystalline iron  $Fe_d$ – wolne tlenki żelaza – free iron oxides

 $Fe_{o}$  – amorficzne tlenki żelaza – amorphous iron oxides

 $Fe_s = Fe_t - Fe_d - \dot{z}elazo krzemianowe - silicate iron$ 



Rys. 18. Zawartość żelaza wolnego Fe<sub>d</sub> i frakcji iłowej w profilach gleb Pojezierza Krajeńskiego
Fig. 18. Content of free iron Fe<sub>d</sub> and clay fraction in the soil profiles of the Krajeńskie Lake District

Iluwialne nagromadzenie form żelaza potwierdziły wyniki analizy statystycznej, ponieważ stwierdzono wysoce istotnie dodatnią korelację pomiędzy zawartością  $Fe_c$ ,  $Fe_d$ ,  $Fe_o$  a ilością frakcji iłowej oraz frakcji iłowej drobnej <0,2 µm (tabela 7). Rozmieszczenie wolnych tlenków żelaza wraz z frakcją iłową w profilach gleb przedstawiono graficznie na wykresach (rys. 18-20).



Rys. 19. Zawartość żelaza wolnego Fe<sub>d</sub> i frakcji iłowej w profilach gleb Pojezierza Chodzieskiego
Fig. 19. Content of free iron Fe<sub>d</sub> and clay fraction in the soil profiles of the Chodzieskie Lake District

Na podstawie analizy statystycznej wyników (tabela 7) odnotowano także wysoce istotnie dodatnią korelację pomiędzy całkowitą zawartością żelaza Fe<sub>t</sub> a zawartością żelaza wolnego Fe<sub>d</sub> i amorficznego, odpowiednio: r = 0,72, r = 0,51 dla p <0,05. Zawartość Fe<sub>d</sub> była wysoce istotnie dodatnio skorelowana z zawartością żelaza amorficznego

 $Fe_o$  (r = 0,63 dla p <0,05). Istotnie wyższą zawartość  $Fe_c$ ,  $Fe_d$ ,  $Fe_o$  stwierdzono w poziomach genetycznych charakteryzujących się wyższą koncentracją kationów H<sup>+</sup> (tabela 7). Wartości wskaźnika przemieszczenia żelaza całkowitego były wyższe od 1,0, wskazując jednoznacznie na nagromadzenie  $Fe_t$  w poziomie iluwialnym (tabela 3). Podobną zależność stwierdzono dla żelaza wolnego  $Fe_d$ .



Rys. 20. Zawartość żelaza wolnego Fe<sub>d</sub> i frakcji iłowej w profilach gleb Pojezierza Chełmińskiego
Fig. 20. Content of free iron Fe<sub>d</sub> and clay fraction in the soil profiles of the Chełmińskie Lake District

Badane gleby charakteryzują się relatywnie niskimi wartościami stosunku Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub>, który przez Schwertmanna [1964] został określony jako stopień aktywności tlenków Fe. Wyższe wartości tego wskaźnika wskazują na większą aktywność żelaza w procesie glebotwórczym oraz mniejszy stopień krystalizacji tlenków żelaza. W profilach gleb Pojezierza Krajeńskiego wartości tego stosunku mieściły się od 0,15 do 0,35, w profilach Pojezierza Chodzieskiego od 0,08 do 0,34 oraz w profilach Pojezierza Chełmińskiego od 0,13 do 0,40. Amorficzne tlenki żelaza w glebach stanowiły niewielką część Fe<sub>d</sub>, co wskazuje, że żelazo znajdowało się głównie w formie krystalicznych tlenków żelaza (tabela 20). Procesowi krystalizacji tlenków Fe w badanych glebach płowych zerodowanych sprzyjać może relatywnie niska zawartość próchnicy. Zbliżone wartości stosunku Feo/Fed potwierdzają, że badane gleby zostały wytworzone z utworów o zbliżonym składzie mineralnym w podobnych warunkach klimatycznych [Bednarek i Pokojska 1996]. Wartości wskaźnika opisującego stopień zwietrzenia materiału glebowego Fe<sub>d</sub>/Fe<sub>t</sub> były zbliżone w glebach poszczególnych mezoregionów. Średnia wartość wskaźnika zwietrzenia wynosiła 0,27 w glebach Pojezierza Krajeńskiego; 0,24 w glebach Pojezierza Chodzieskiego oraz 0,22 w glebach Pojezierza Chełmińskiego.

#### Skład minerałów ilastych

Widoczne na dyfraktogramach frakcji iłowej refleksy o wartości d = 1,00 nm; 0,500 nm; 0,333 nm, świadczą o obecności illitu (rys. 21-32). Najwięcej illitu stwierdzono w poziomach genetycznych charakteryzujących się najniższą zawartością frakcji iłowej. W składzie mineralnym frakcji iłowej poziomu Ap profili L1, L3, L5, L8 dominował illit i jego minerały mieszanopakietowe, podobnie jak materiale glebowym skały macierzystej (tabela 21).



Rys. 21. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm – profil L1 Fig. 21. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0 μm – profile L1



Rys. 22. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0  $\mu$ m – profil L2 Fig. 22. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0  $\mu$ m – profile L2



Rys. 23. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm – profil L3 Fig. 23. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0 μm – profile L3



Rys. 24. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm – profil L4 Fig. 24. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0 μm – profile L4



Rys. 25. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm – profil L5 Fig. 25. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0 μm – profile L5



Rys. 26. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm – profil L6 Fig. 26. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0 μm – profile L6



Rys. 27. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm – profil L7 Fig. 27. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0 μm – profile L7



Rys. 28. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm – profil L8 Fig. 28. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0 μm – profile L8



Rys. 29. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm – profil L9 Fig. 29. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0 μm – profile L9



Rys. 30. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm – profil L10 Fig. 30. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0 μm – profile L10



Rys. 31. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm – profil L11 Fig. 31. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0 μm – profile L11



Rys. 32. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0  $\mu$ m – profil L12 Fig. 32. X-ray diffractograms of clay fraction <2,0  $\mu$ m – profile L12

Tabela 21. Szacunkowa zawartość minerałów ilastych w oparciu o analizy RTG, DTA, DTG oraz analizę chemiczną

Table 21. Content of clay minerals estimated based on of RTG, DTA, DTG and chemical analyses

Nr No	Poziom	Ι	I-S	S	S-V	V	K	S-Ch
1	2	3	4	5	6	7	8	9
		Poje	zierze Kraj	eńskie – Kr	ajeńskie La	ke District		
	Ap	++++	++	+	+	+	+	-
	Bt1	+ + +	+	+ ++	+	+	+	-
L1	Bt2	+ + +	+	+ ++	+	+	+	-
	Ck1	+ + +	+ +	+ +	+	+	+	-
	Ck2	+ + +	+ +	+ +	+	+	+	-
	Ap	+++	+ +	+ +	+	+	+	-
	Bt1	+ + +	+	+ ++	+	+	+	-
1.2	Bt2	+ + +	+	+ ++	+	+	+	-
LZ	Ck1	+ + +	+ +	+ +	+	+	+	-
	Ck2	+ + +	+ +	+ +	+	+	+	-
	Ap	+ + + +	+ +	+	++	+	+	-
	Bt1	+ + +	+	+ ++	+	+	+	-
L3	Bt2	+ + +	+	+ ++	+	+	+	-
	Ck1	+ + +	+ +	+ +	+	+	+	-
	Ck2	+ + +	+ +	+ +	+	+	+	-
	Ар	+++	+ +	++	+	+	+	-
	Bt1	+ + +	+	+ ++	+	+	+	-
L4	Bt2	+ + +	+	+ ++	+	+	+	-
	Ck1	+ + +	+ +	+ +	+	+	+	-
	Ck2	+ + +	+ +	+ +	+	+	+	-
		Pojez	ierze Chodz	zieskie – Ch	odzieskie L	ake District	ţ	
	Ap	+ + + +	+ +	+	+	+	+	-
	Bt1	+ + +	+	+ +	++	+	+	-
L5	Bt2	+ + +	+	+ + +	+	+	+	-
	BC	+ + +	+ +	+ +	+	+	+	-
	Ck	+ + +	+ +	++	+	+	+	-
	Ap	+ + +	++	++	+	+	+	-
	Bt1	+ + +	+	+ + +	+	+	+	-
L6	Bt2	+ + +	+	+ + +	+	+	+	-
	Ckg1	+ + +	++	+ +	+	+	+	-
	Ckg2	+++	++	+ +	+	+	+	-
	Ар	+ + + +	+	+	++	+	+	-
	Bt1	+ + +	+	+ + +	+	+	+	- +
L7	Bt2	+ + +	+	+ + +	+	+	+	-
	Ck1	+ + +	+ +	+ +	+	+	+	-
	Ck2	+++	+ +	+ +	+	+	+	-
	Ap	+ + + +	+ +	+	+	+	+	-
	Bt1	+ + +	+	+ ++	+	+	+	-
L8	Bt2	+ + +	+	+ +	++	+	+	-
	Ckg1	+ + +	++	+ +	+	+	+	-
	Ckg2	+ + +	++	+ +	+	+	+	-

cd. tabeli 21 Table 21 continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pojezierze Chełmińskie – Chełmińskie Lake District								
L9	Ар	+++	+	+ +	++	+	+	-
	Bt1	+ + +	+	+ + +	+	+	+	-
	Bt2	+ + +	+	+ + +	+	+	+	-
	BC	+ + +	+	+ + +	+	+	+	-
	Ck	+++	+ +	+ + +	+	-	+	-
L10	Ар	+++	++	+++	+	-	+	-
	Bt1	+ + +	+ +	+ + +	+	-	+	- +
	Bt2	+ + +	+ +	+ + +	+	-	+	-
	BCg	+ + +	+ +	+ + +	+	-	+	-
	Ckg	+++	+ +	+ + +	+	-	+	-
L11	Ар	+++	++	++	++	+	+	-
	Bt1	+ + +	+	+ ++	+	+	+	-
	Bt2	+ + +	+	+ ++	+	+	+	-
	Ck1	+ + +	++	+ +	+	+	+	-
	Ck2	+ + +	++	++	+	+	+	-
L12	Ар	+ + +	+	++	++	+	+	-
	Bt1	+ + +	+	+ + +	++	-	+	-
	Bt2	+ + +	+	+ + +	++	-	+	-
	Ck1	+ + +	++	+ +	+	+	+	-
	Ck2	+ + +	++	+ +	+	+	+	-

I – Illit – Illite; I-S – Illit-Smektyt – Illite-Smectite; S – Smektyt – Smectite;

S-V-Smektyt-Wermikulit - Smectite-Vermiculite; V - Wermikulit - Vermiculite;

K-Kaolinit - Kaolinite; S-Ch - Smektyt-Chloryt - Smectite-Chlorite

Smektyt i minerały mieszanopakietowe smektyt-wermikulit (*S*-*V*) oraz wermikulit (*V*) stanowiły znaczący udział we frakcji iłowej badanych gleb. Potwierdzeniem jest obecność typowych refleksów o wartościach  $d \ge 1,42$  nm, na dyfraktogramach frakcji iłowej wysyconej Mg<sup>2+</sup> (rys. 33).



Rys. 33. Dyfraktogram frakcji iłowej <2,0 μm wysyconej Mg

Fig. 33. X-ray diffractogram of Mg-saturated <2,0 µm clay fraction



- Rys. 34. Dyfraktogram frakcji iłowej <2,0 μm wysyconej K
- Fig. 34. X-ray diffractogram of K-saturated <2,0 μm clay fraction

W poziomie Bt wszystkich badanych gleb płowych zerodowanych zaobserwowano nagromadzenie smektytu, co wiązać należy ze wzbogaceniem we frakcję iłową drobną zasobną w ten minerał. Poziom Ap profili L4, L7, L9, L12 charakteryzujący się nieco wyższą zawartością frakcji iłowej <2,0  $\mu$ m w porównaniu ze skałą macierzystą zawiera smektyt, którego obecność w tym poziomie jest niejednoznaczna. Wyższa zawartość frakcji iłowej drobnej <0,2  $\mu$ m w poziomie orno-próchnicznym w porównaniu z poziomem Bt w profilach gleb L4, L11, L12 może wskazywać, że został do niego włączony materiał glebowy pierwotnego poziomu *argic* (rys. 35).



Rys. 35. Dyfraktogramy frakcji iłowej drobnej <0,2 μm wysyconej Mg oraz solwatowanej glikolem etylenowym

Fig. 35. X-ray diffractograms of Mg-saturated and ethylene glycol-solvated <0,2  $\mu m$  fine clay fraction

We frakcji iłowej poziomu *argic* oprócz smektytu stwierdzono obecność minerałów mieszano-pakietowych illit-smektyt oraz smektyt-wermikulit. W zasobnych w wymienne kationy Ca<sup>2+</sup> i Mg<sup>2+</sup> poziomach wzbogacania i skale macierzystej dochodzić może transformacji illitu w smektyt lub wermikulit przez struktury mieszanopakietowe illit-smektyt (*I-S*), ilit-wermikulit (*I-V*). Charakterystyczne dla tej grupy minerałów są refleksy o wartościach d  $\approx$  1,10 nm widoczne na dyfraktogramach frakcji iłowej wysyconej potasem (rys. 34). W składzie minerałów ilastych stwierdzono niewielką zawartość kaolinitu. Interpretacja tego minerału na dyfraktogramach opiera się na obecności pików d = 0,712 nm; 0,357 nm, które zanikają po obróbce termicznej w temp. 550°C [Środoń i Gaweł 1988]. Minerały z grupy wermikulitu nie wykazują właściwości pęczniejących. Obecność wermikulitu stwierdzono na podstawie pików o wartościach d = 14,4; 4,78 nm widocznych na dyfraktogramach frakcji iłowej nasyconej Mg<sup>2+</sup> oraz stabilnej pozycji piku d = 1,42 nm po solwatowaniu glikolem etylenowym (rys. 36), a także po zmianie jego pozycji do wartości d = 1,0 nm w wyniku wysycenia frakcji iłowej K<sup>+</sup> (rys. 34).



Rys. 36. Dyfraktogramy frakcji i $\log < 2,0 \mu m$  wysyconej Mg i solwatowanej glikolem etylenowym Fig. 36. X-ray dffractograms of Mg-saturated and ethylene glycol-solvated  $< 2,0 \mu m$  clay fraction

Lekko kwaśny odczyn (pH<sub>KCl</sub>) w poziomach solum badanych gleb generował proces transformacji minerałów ilastych, czego dowodem może być obecność wermikulitu. Struktury wermikulitu w minerałach mieszanopakietowych smektyt-wermikulit (*S-V*) ulegają kolapsacji w wyniku prażenia preparatów magnezowych (Mg<sub>300</sub>) w temp. 300°C. Prowadzi to do przesunięcia ich podstawowych refleksów do wartości d  $\approx$  1,1 nm. Po nasyceniu preparatów glikolem etylenowym (Mg<sub>300</sub>-GE) obecność smektytów potwierdza pozycja piku o wartości d = 1,70 nm (rys. 37-39).



Rys. 37. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm wysyconej Mg, prażonej w temp. 300°C i solwatowanej glikolem etylenowym. Profile L1-L4



Stwierdzono także niewielką zawartość minerałów smektyt-chloryt (*S-Ch*) w poziomie Bt profili L7 i L10, o czym świadczy obecność sekwencji pików widocznych na dyfraktogramach frakcji iłowej wysysconej magnezem i poddanej prażeniu w temp. 300°C.





Fig. 38. X-ray dffractograms of Mg-saturated, heated to  $300^{\circ}$ C and ethylene glycol-solvated  $<2,0 \ \mu$ m clay fraction. Profiles L5-L8



Rys. 39. Dyfraktogramy frakcji iłowej <2,0 μm wysyconej Mg, prażonej w temp. 300°C i solwatowanej glikolem etylenowym. Profile L9-L12

Fig. 39. X-ray dffractograms of Mg-saturated, heated to 300°C and ethylene glycol-solvated <2,0 μm clay fraction. Profiles L9-L12 Analiza derywatograficzna jest metodą komplementarną do analizy dyfraktometrycznej. W pracy przedstawiono derywatogramy opracowane graficznie (rys. 40-42). Dehydratację widoczną na krzywej DTG, jako podwójny efekt ubytku masy, stwierdzono w próbkach frakcji iłowej poziomów Bt1, uzyskując maksima w temperaturze: (L1) 111-177°C; (L2) 108-182°C; (L3) 109-179°C; (L4) 113-177°C; (L5) 115-182°C; (L6) 107-185°C; (L7) 115-191°C; (L8) 107-185°C; (L9) 112-192°C; (L10) 115-187°C; (L11) 112-176°C; (L12) 114-193°C. Położenie tych pików wskazuje na obecność montmorillonitu w grupie minerałów smektytu oraz ich struktur mieszanopakietowych z illitem i wermikulitem. Obecność pików widocznych na derywatogramach w części niższych temperatur świadczy o znaczącej zawartości minerałów mieszanopakietowych. Wielkość powierzchni tych endotermicznych efektów oraz odpowiadający im ubytek masy są proporcjonalne do ilości pakietów pęczniejących, co pośrednio wskazuje na obecność minerałów szeregu montmorillonit-nontronit-beidelit [Borchardt 1989].

W większości derywatogramów frakcji iłowej, zwłaszcza z poziomu ornopróchnicznego, zaobserwowano na krzywej DTA wyraźny efekt egzotermiczny, zarejestrowany na krzywej DTG jako efekt ubytku masy, co wskazuje na obecność koloidów ilasto-próchnicznych. Materia organiczna ulega mineralizacji zazwyczaj w przedziale temperatur 200-400°C.



Rys. 40. Derywatogramy frakcji iłowej  $<2,0 \mu$ m. Profile L1-L4 Fig. 40. Derivatograms of clay fraction  $<2,0 \mu$ m. Profiles L1-L4



Rys. 41. Derywatogramy frakcji iłowej <2,0 μm. Profile L4-L8 Fig. 41. Derivatograms of clay fraction <2,0 μm. Profiles L4-L8

Illit identyfikowano na podstawie pików jako ubytek masy na krzywej DTG w charakterystycznym zakresie temperatur 350-(540)-700°C. O jego obecności świadczą piki widoczne na wszystkich derywatogramach:  $(539^{\circ}\text{C} - \text{Ap}, \text{L1})$ ,  $(530^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L1})$ ,  $(540^{\circ}\text{C} - \text{Ck2}, \text{L1})$ ;  $(523^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L2})$ ;  $(527^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L3})$ ;  $(520^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L4})$ ;  $(522^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L5})$ ;  $(527^{\circ}\text{C} - \text{Ap}, \text{L6})$ ,  $(531^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L6})$ ;  $(537^{\circ}\text{C} - \text{Ck2}, \text{L6})$ ;  $(536^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L7})$ ;  $(528^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L8})$ ;  $(530^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L9})$ ;  $(532^{\circ}\text{C} - \text{Ap}, \text{L10})$ ,  $(534^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L10})$ ,  $(538^{\circ}\text{C} - \text{Ckg}, \text{L10})$ ;  $(524^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L11})$ ;  $(522^{\circ}\text{C} - \text{Ap}, \text{L10})$ ,  $(534^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L10})$ ,  $(538^{\circ}\text{C} - \text{Ckg}, \text{L10})$ ;  $(524^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L11})$ ;  $(522^{\circ}\text{C} - \text{Bt1}, \text{L12})$ . W opisywanym zakresie temperatur mogą występować piki świadczące o dehydroksylacji beidelitu (500-600^{\circ}\text{C}). Trzeci i czwarty ubytek masy, widoczny na krzywej DTG, charakteryzuje dehydroksylację w wysokich temperaturach, wskazując na obecność minerałów: chloryt-smektyt  $\rightarrow$ chloryt-wermikulit  $\rightarrow$ wermikulit [Perez-Maqueda i in. 2003]. Piki te stwierdzono na derywatogramach próbek poziomów Ck2 gleby L1 (710^{\circ}\text{C}, 871^{\circ}\text{C}), Bt1 gleby L2 (693^{\circ}\text{C}); Bt1 gleby L4 (703^{\circ}\text{C}); Bt1 gleby L7 (897^{\circ}\text{C}). Na podstawie krzywych TG zaobserwowano znaczne ubytki masy od 12,4% w poziomie Bt1 profilu (L12) do 14,9% w poziomie Bt1 (L2).


Rys. 42. Derywatogramy frakcji iłowej  $<2,0 \mu$ m. Profile L9-L12 Fig. 42. Derivatograms of clay fraction  $<2,0 \mu$ m. Profiles L9-L12

#### Budowa mikromorfologiczna

Na podstawie mikroskopowej analizy cienkościennych szlifów wykonanych z materiału glebowego poziomu *argic* zaobserwowano, że we frakcji >0,1 (*c*) mm dominowały obtoczone ziarna kwarcu, nieliczne fragmenty zwietrzałych skaleni potasowych oraz skał magmowych. We frakcji o średnicy cząstek od 0,1 do 0,02 mm (*f<sub>1</sub>*) stwierdzono obecność średnio i słabo obtoczonych ziaren kwarcu, nieliczne skalenie i plagioklazy oraz dobrze obtoczone ziarna glaukonitu, a także sporadycznie: pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit. Minerały ilaste, krystaliczne i amorficzne związki żelaza oraz drobnodyspersyjny kwarc stanowiły frakcję <0,02 mm (*f*<sub>2</sub>). Jednoznacznie stwierdzono występowanie plazmy glebowej, świadczącej o przemyciu frakcji iłowej z jej nagromadzeniem w poziomach *argic*. W obrazie mikroszlifów materiału glebowego ze stropu poziomu węglanowego widoczne są wypełnienia wtórnym węglanem wapnia w kanalikach i porach, na których występują nacieki ilaste oraz niewielkie wzbogacenia węglanowe. Pełen opis cech mikromorfologicznych zawarto w Załączniku 1.

Profilowe rozmieszczenie frakcji iłowej drobnej <0,2 μm, a zwłaszcza wzbogacenie w tę frakcję poziomu Bt1, tłumaczy mechanizm przemieszczania się węglanu wapnia, po przemyciu którego pozostają w glebie wolne przestrzenie o minimalnych wymiarach. Spadek koncentracji elektrolitów w roztworze glebowym prowadzi wówczas do przemieszczania się frakcji iłowej w głąb profilu glebowego [Rust 1983]. Na zdjęciach mikroszlifów ze stropu poziomu węglanowego gleb L7, L9 widoczne są liczne nacieki ilaste, wyścielające wtórne nagromadzenia węglanu wapnia. Zasięg przemycia frakcji iłowej był głębszy aniżeli poziom Bt, zwłaszcza jeśli dotyczy to gleb płowych zerodowanych. Niniejsze badania wskazują, iż w przypadku płytko zalegającej skały macierzystej zasobnej w CaCO<sub>3</sub> przemieszczenie frakcji iłowej zachodzi również w strefie poziomu przejściowego BC.

Przeprowadzona analiza mikroskopowa wskazuje, że składniki ilaste tworzą plazmę ilastą o cechach optycznych (wysoka dwójłomność) wskazujących na separację domen ilastych. Cechy te określane są jako separacja *b-fabric (striated b-fabric, speckled b-fabric*) [Stoops 2003]. Separacja wykazująca strukturę prążkową powstaje jako efekt dużej ruchliwości składników ilastych [Brewer 1964]. Badania mikroskopowe pozwoliły scharakteryzować cechy i stosunki ilościowe pomiędzy grubymi elementami substratu glebowego c a drobnymi składnikami  $f_1$  i  $f_2$ , poza tym określić typ dystrybucji oraz układ wolnych przestrzeni pomiędzy nimi. W stropie poziomu Bt1 dominowały typowe szorstkościenne, nieregularne pustki o średnicy do 500 µm, którym towarzyszą nieliczne biopory oraz gładkościenne kanały powstałe przez przekształcenie dużych szczelin w plazmie.

W stropie poziomu Bt1, zasobnego w plazmę zawierającą minerały ilaste oraz drobnodyspersyjny kwarc oraz amorficzne związki żelaza, wyróżniono typy dystrybucji – *enaulic, chitonic, porphiric*. W typie *porphiric* plazma ilasta stanowi rodzaj zwartego tła dla mikroszkieletu, natomiast w *enaulic* wypełnia wolne przestrzenie między ziarnami mikroszkieletu [Bullock i in. 1985]. W warunkach bardzo silnej iluwiacji frakcji  $f_2$  w przestrzeniach pomiędzy składnikami mikroszkieletu wyróżniono typ dystrybucji *chitonic*. Cechami pedogenicznymi oprócz obecności nacieków ilastych są także skupienia ilasto-kwarcowe oraz nieregularne impregnacje żelaziste typu porfirowego o barwie ciemnobrunatnej. W stropie materiału glebowego zawierającego węglan wapnia stwierdzono obecność plazmy typu *b-fabric typu cristic*, o słabo wyseparowanych domenach ilastych, występujących w asocjacjach z ziarnami węglanu wapnia. Podobny typ plazmy zaobserwowano w węglanowych poziomach gleb brunatnych okolic Cieszyna [Zasoński i Skiba 1988].

## 6. DYSKUSJA WYNIKÓW

Na podstawie badań terenowych oraz wyników analiz laboratoryjnych stwierdzono, że naturalne procesy stokowe, wzmożone denudacją antropogeniczą, spowodowały nieodwracalne zmiany w budowie profilowej gleb, pierwotnie opisywanych jako gleby brunatne. Współcześnie w profilach tych gleb zachodzi redukcja powierzchniowych poziomów genetycznych. W wyniku tych procesów powstały gleby określane jako gleby płowe zerodowane o budowie: Ap-Bt1-Bt2-Ck(g) lub Ap-Bt-BC-Ck(g). Badane gleby nie zawierają poziomu wymywania *luvic* (Et) i wykazują średni stopień zerodowania. Najliczniej reprezentowaną grupą granulometryczną badanych gleb w mezoregionach Pojezierza Krajeńskiego, Chodzieskiego i Chełmińskiego była glina lekka. Gleby o uziarnieniu gliny lekkiej piaszczystej, gliny średniej oraz glin wytworzonych ze skał osadowych o spoiwie węglanowym Józefaciuk i Józefaciuk [1995] określili jako słabo podatne na erozję.

W terenie urzeźbionym przestrzenna zmienność pokrywy glebowej przejawia się charakterystyczna mozaikowatościa gleb nieerodowanych z glebami o zróżnicowanym stopniu zerodowania oraz obecnościa licznych asocjacji z glebami deluwialnymi [Bednarek i in. 2009; Świtoniak 2007; 2011]. Do najbardziej zerodowanych gleb, których profile zostały zniszczone w wyniku kilkusetletniego rolniczego użytkowania, należą gleby płowe [Sinkiewicz 1998; Paluszek 2010]. Kaźmierowski [2001] - prowadzac badania na Pojezierzu Wielkopolskim – wykazał, że gleby zerodowane stanowiły 55% gleb płowych położonych na stokach o nachyleniu 1-5% oraz że na stokach o spadku <2% podlegały głównie erozji uprawowej, natomiast przy wiekszych nachyleniach dochodziło do łacznego oddziaływania erozji uprawowej i wodnej. Zmiany na skutek erozji uprawowej zaznaczają się wyraźniej na wierzchowinie wysoczyzny i jej zboczach, natomiast przekształcenia w wyniku erozji wodnej u jej podnóża [Kosmas i in. 2001: De Alba i in. 2004: Heckrath i in. 2005]. Zhang i in. [2008] stwierdzili, że w wyniku zabiegów uprawowych najwięcej materiału glebowego ulega przemieszczeniu w środkowej cześci stoku. Niejednokrotnie zaobserwowano przekształcenia gleb wskutek łacznego oddziaływania naturalnych procesów stokowych z zabiegami uprawowymi, które modyfikują pokrywę glebową w znacznie większym stopniu aniżeli erozja wodna [Heckrath i in. 2005; Van Oost i in. 2005, 2009]. Wpływ wszystkich form erozji na pokrywę glebową znajduje swoje odzwierciedlenie w morfologii profilu glebowego.

Stopnie zerodowania gleb wyznaczyć można na podstawie sekwencji poziomów genetycznych w profilu. Zdaniem Rybickiego [2010] stopień zredukowania profili gleb płowych można określić na podstawie miąższości solum oraz głębokości zalegania skały macierzystej. Należy przy tym zwrócić szczególną uwagę na aspekt związany z litogenezą i genetyczną jednorodnością materiału glebowego, ponieważ wiele gleb płowych należy do gleb niecałkowitych. W wielu przypadkach na cechy procesu *lessivage* nakładać się mogą cechy procesu oglejenia opadowo-wodnego oraz grunto-wo-wodnego, przejawiające się obecnością zubożeń redoksymorficznych w powierzchniowej warstwie poziomu wzbogacenia. Gleby płowe opadowo-glejowe występują zazwyczaj u podnóży stoków – w miejscach, gdzie poziom *argic* stanowi mało przepuszczalną warstwę dla wód opadowych. Natomiast cechy redoksymorficzne w podtypie gleb płowych gruntowo-glejowych wykazują ciągłość oglejenia do zwierciadła wody gruntowej [Systematyka Gleb Polski 2011]. Stosunki wodne należą do najważniejszych czynników wpływających na żyzność gleb. W glebach o obniżonym stopniu

uwilgotnienia następuje szybsza mineralizacja materii organicznej. Zawartość wegla organicznego w poziomie Ap badanych gleb płowych zerodowanych była wyższa od 6.0 g·kg<sup>-1</sup>, przez co spełniały one jedno z kryterium poziomu diagnostycznego *mollic*, podobnie jak gleby płowe próchniczne opisywane w systematyce gleb Polski [Systematyka Gleb Polski 2011]. Gleby płowe próchniczne stanowia w terenie strefę przejściowa pomiedzy glebami płowymi a czarnymi ziemiami, jak to ma miejsce w przypadku badanych gleb w mezoregionie Pojezierza Chodzieskiego. Gleby płowe próchniczne wystepuja na stokach o umiarkowanym nachyleniu i wykazują czasami w skale macierzystej cechy świadczace o oglejeniu. Zaburzenia redoksymorficze świadczace o przebiegu procesu glejowego w profilu L6 i L8. L10 nie występuja w poziomie Bt oraz nie tworza ciągłej warstwy, dlatego też warunki podmokłości w badanych glebach moga mieć charakter sezonowy i dotyczyć okresu wiosennego, w którym wykonano wszystkie odkrywki glebowe. Wysoka zawartość weglanu wapnia w skale macierzystej badanych gleb może pogarszać ich przepuszczalność. Przyczyn niskiej przepuszczalności wodnej gleb należałoby szukać także w bardzo niskiej porowatości i nagromadzeniu peczniejacvch koloidów hydrofilowych, należacych do minerałów z grupy smektytu.

Rozmiary erozji oraz stopień jej zaawansowania oszacować można nie tylko na podstawie budowy profilu, lecz również rozpatrując właściwości fizyczne i chemiczne oraz dzięki szczegółowej analizie składu mineralnego i badaniom mikromorfologicznym. Stasik i Szafrański [2005] – prowadzac badania gleb wytworzonych z glin zwałowych zlodowacenia Wisły fazy poznańskiej w obrębie Pojezierza Gnieźnieńskiego stwierdzili, że gleby płowe położone w górnych partiach zboczy są powierzchniowo zerodowane i charakteryzują się skróconym profilem glebowym o sekwencji poziomów genetycznych: Ap-Bt-Ck lub Ap-Btg-Ckg. Autorzy zaobserwowali także, iż poziom orno-próchniczny w profilach gleb położonych u podnóży pagórków charakteryzował się większa miąższością w porównaniu z profilami w wyższych strefach pagórków. Stasik i Szafrański [2005] wskazali, że długotrwałe i intensywne użytkowanie rolnicze gleb wzmacnia negatywne oddziaływanie erozii wodnej powierzchniowej. Wpływa to na wartość stosunku frakcji pyłowej do iłowej w poszczególnych częściach stoku. Autorzy stwierdzili zwiekszona zawartość frakcji pyłowej w stosunku do ilości frakcji iłowej w wierzchnich warstwach gleb położonych u podnóża pagórków w porównaniu z ich częścią wierzchołkową. Średnie wartości tego stosunku w erodowanych glebach płowych Pojezierza Gnieźnieńskiego [Stasik i Szafrański 2005] różniły się w zależności od położenia: od 1,78 na szczycie; 3,06 na zboczu oraz 6,56 u podnóża. Wartości stosunku zawartości frakcji pyłowej do frakcji iłowej w poziomie Ap gleb badanych mezoregionów Pojezierza Krajeńskiego, Chodzieskiego oraz Chełmińskiego mieściły się w przedziale od 1,4 do 2,36, co potwierdza, że odkrywki glebowe wykonano w strefie zboczowej wysoczyzn.

Charakterystyczna dla określonego typu gleb budowa profilu oraz dystrybucja frakcji granulometrycznych determinuje pozostałe właściwości gleb. Słaby stopień wysortowania materiału glebowego (GSO >3,0) oraz wyraźna przewaga frakcji drobnych w poziomach Bt wskazuje na postsedymetacyjne wzbogacenie tych poziomów we frakcję iłową. Wartości wskaźników sedymentologicznych świadczą o tym, że opisywane gleby płowe charakteryzują się podobnym stopniem segregacji materiału glebowego. Materiał macierzysty badanych gleb charakteryzuje się wyraźną jednorodnością genetyczną. Potwierdzają to wartości wskaźników granulometrycznych oraz kształt krzywych kumulacyjnych (rys. 20). Wartości wskaźników sedymentologicznych skały macierzystej badanych gleb są charakterystyczne dla glin zwałowych Kobierski 2010b; Kobierski i Długosz 2011]. Utwory te powstawały w warunkach sedymentacji lodowcowej, przy zróżnicowanym oddziaływaniu wód roztopowych. W późniejszych etapach genezy mogły zostać wzbogacone we frakcje iłowa [Zagórski 1996; Kowalkowski 2004]. Skała macierzysta badanych gleb, jest zasobna w CaCO<sub>3</sub>, co jest charakterystyczne dla podłoża gleb mezoregionów znajdujących się w obrębie województwa kujawsko-pomorskiego [Cieśla 1968; Kobierski i Dabkowska-Naskret 2003a, b; Kobierski i in. 2005, 2009; Kobierski i Wojtasik 2009]. Strop poziomu węglanowego w badanych glebach płowych Pojezierza Chełmińskiego występował na głębokości 65-95 cm, natomiast najgłebiej w glebach Pojezierza Krajeńskiego (93-110 cm). Podobne zróżnicowanie zawartości weglanu wapnia w profilu stwierdzono w glebach Pojezierza Poznańskiego [Marcinek i in. 1995) i Chełmińskiego [Świtoniak 2007, 2011], Równiny Inowrocławskiej [Kobierski i Dabkowska-Naskret 2003a; Kobierski i Wojtasik 2009]. Powstanie gleb płowych poprzedza dekalcytacja, następnie zachodzi wymycie makroi mikroskładników oraz przemycie frakcji iłowej i jej nagromadzenie w poziomie iluwialnym Bt [Konecka-Betley 2009]. We wszystkich badanych glebach bardzo wyraźne sa cechy procesu *lessivage*, czego odzwierciedleniem jest budowa morfologiczna oraz rozmieszczenie iłu koloidalnego, żelaza wolnego i innych składników glebowych w profilach. Przebieg procesu lessivage tłumaczyć należy jako różnicowanie się pierwotnie jednorodnego materiału glebowego w wyniku przemycia frakcji iłowej, przy zachowanych stosunkach ilościowych pomiędzy frakcjami pyłu i piasku [Prusinkiewicz i Proszek 1990].

Potwierdzeniem przebiegu procesu płowienia są także wyniki analizy mikromorfologicznej poziomu wzbogacania badanych gleb. Na podstawie obserwacji stwierdzono wyraźne nagromadzenie frakcji iłowej w poziomie Btl badanych gleb (fot. 1-14). Obecność poziomu argic potwierdzają bardzo liczne nacieki ilaste w kanalikach i porach oraz lokalne wzbogacenia ilaste o strukturze laminowanej, miejscami wzbogacone w żelazo. Jednoznacznie stwierdzono występowanie plazmy glebowej, świadczacej o przemyciu frakcji iłowej i jej nagromadzeniu w poziomach wzbogacania. Potwierdza to wartość wskaźnika przemieszczenia, obliczonego ze stosunku zawartości frakcji iłowej <2.0 µm w poziomie Bt do jej zawartości w poziomie Ap (tabela 3). Niektóre z gleb charakteryzowały się nieco wyższą zawartością frakcji iłowej w poziomie ornopróchnicznym w porównaniu z zawartościa w skale macierzystej. Udział frakcji iłowej drobnej (FC) <0,2 μm we frakcji iłowej (TC) <2,0 μm pozwala potwierdzić iluwialny charakter poziomu argic, ponieważ wartości stosunku FC:TC w większości gleb były wyższe niż w poziomie Ap. Jednakże w poziomie Ap kilku gleb (L4, L10, L11) wartości stosunku FC:TC były wyższe niż w poziomie Bt1, a więc doszło do włączenia materiału glebowego stropowej części pierwotnego poziomu wzbogacania w miaższość współczesnego poziomu orno-próchnicznego. Gunal i Ransom [2006a, b] stwierdzili, że w wyniku zerodowania oryginalnego poziomu powierzchniowego w trakcie erozji uprawowej oraz po włączeniu materiału glebowego poziomu Bt w nowo tworzący się poziom płużny, bedzie on wykazywał wysoka zawartość frakcji iłowej oraz wysoka wartość stosunku frakcji iłowej drobnej <0.2 um w odniesieniu do całkowitej zawartości frakcji iłowej <2,0 μm.

Gleby zasobne we frakcję iłową wykazują najwyższą podatność na naturalne zagęszczenie. Przyczyną zagęszczenia jest także kompakcja mechaniczna zainicjowana przez koła ciągników i liczne przejazdy maszyn rolniczych lub nadmierna obsada zwierząt na powierzchni trwałych użytków zielonych. Zagęszczenie gleby zachodzi także zimą w wyniku nacisku grubej pokrywy zmrożonego śniegu i lodu [Van Beek i Tóth 2012]. Wzrost stopnia kompakcji gleby pozostaje funkcją uziarnienia (udział frakcji piaskowej, pyłowej i iłowej), pierwotnej gęstości objętościowej, struktury gleby, zawartości materii organicznej oraz czynników klimatycznych [Bronick i Lal 2005]. Podatność gleb na zagęszczenie w poziomie powierzchniowym zależy od zawartości wody w glebie w chwili wykonywania zabiegów uprawowych [Hamza i Anderson 2005]. W terenie urzeźbionym wielkość gęstości objętościowej zależy od położenia na erodowanym stoku, ponieważ najwyższe zagęszczenie zaobserwowano w strefie wierzchowinowej [Lindstrom i in. 2001].

Badane gleby płowe zerodowane należa do gleb bardzo zwiezłych w całym profilu glebowym. Wartości gestości objętościowej między 1,3 a 1,5 Mg·m<sup>-3</sup> są najbardziej korzystne dla prawidłowego wzrostu systemu korzeniowego roślin uprawnych [Pabin i in. 1998]. Gestość objętościowa wzrastała w badanych glebach wraz z głebokościa, osiagając wartość 1.9 Mg·m<sup>-3</sup>. Podobne wartości gestości objętościowej stwierdzono w profilach różnych typów gleb wytworzonych z gliny zwałowej zlodowacenia Wisły [Wojtasik 1989; Kobierski i in. 2005; Kobierski i Wojtasik 2009]. Odzwierciedleniem nadmiernego zageszczenia badanych gleb są bardzo niskie wartości porowatości ogólnej dochodzacej do 0,30 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup> (tabela 5). W kilku profilach (L1, L3, L5, L7, L9, L11) porowatość ogólna w poziomie Bt1 była niższa niż w poziomie Bt2, co wskazuje na obecność tzw. podeszwy płużnej, przejawiajacej sie zageszczeniem gleby bezpośrednio pod poziomem orno-próchnicznym. Zageszczenie w poziomach podpowierzchniowych badanych gleb najprawdopodobniej spowodowane jest akumulacja frakcji iłowej zasobnej w minerały peczniejące oraz kompakcja mechaniczna. Paluszek [2011] przedstawił wartości graniczne dla gestości objętościowej i porowatości. Autor sklasyfikował gestość gleby (Mg·m<sup>-3</sup>) jako: bardzo mała  $\leq 1.30$ ; mała 1.31-1.45; średnia 1.46-1.60; duża 1,61-1,75 oraz bardzo dużą >1,75 Mg·m<sup>-3</sup>. Oceniając porowatość ogólną (m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>) Paluszek [2011] przyjał następujące wartości graniczne: bardzo mała ≤0,350; mała 0.351-0.400; średnia 0.401-0.450; duża 0.451-0.500; bardzo duża >0.500 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>. Na podstawie tych ustaleń materiał glebowy w poziomach orno-próchnicznych 12 badanych gleb charakteryzuje się duża gęstością oraz małą i bardzo małą porowatościa.

W celu oszacowania naturalnej podatności gleb na zagęszczenie w poziomach podpowierzchniowych obliczono wartość gęstości upakowania PD (Mg·m<sup>-3</sup>) na podstawie gęstości objętościowej oraz zawartości frakcji iłowej [Jones i in. 2003, 2008]. Poziomy podpowierzchniowe badanych gleb płowych, w których gęstość objętościowa dochodziła do 1,82 Mg·m<sup>-3</sup>, a zawartość frakcji iłowej wynosiła od 19 do 28%, reprezentowały gleby o wysokiej kategorii upakowania, większej niż 1,75 Mg·m<sup>-3</sup>. Obecność poziomu wzbogacania Bt pod poziomem orno-próchnicznym oraz wieloletnia uprawa płużna są przyczyną silnego zagęszczenia badanych gleb, które przy aktualnych wartościach gęstości upakowania wykazywały umiarkowaną naturalną podatność na dalsze upakowanie. Nadmierne zagęszczenie gleb uznawane jest za jeden z czynników ich degradacji [Jones i in. 2003, Van den Akker i in. 2003, Louwagie i in. 2009].

Powierzchnia 2,6 mln ha gleb uprawnych w Polsce narażona jest na kompakcję [Stuczyński i in. 2007; Krasowicz 2009]. Według Flowers'a i Lal [1998] głębokość kompakcji zmienia się w profilu glebowym do głębokości 60 cm, ale znaczący wpływ na plonowanie roślin dotyczy warstwy powierzchniowej. Wielu autorów wskazuje na negatywne interakcje pomiędzy nadmiernym zagęszczeniem a potencjalną produkcyj-nością gleb [Håkansson i Lipiec 2000; Hamza i Anderson 2005; Czyż 2005; White i Kirkegaard 2010; Siczek i Lipiec 2011; Lipiec 2012], szczególnie dotyczy to gleb zasobnych w ił koloidalny [Gregorich i in. 2011]. Zagęszczenie gleby wpływa także na

zmniejszenie infiltracji, co znacząco zwieksza prawdopodobieństwo wystąpienia spływu powierzchniowego [Blanco-Canqui i in. 2002] oraz przyczynia się do powstania bezodpływowych zastojsk w lokalnych zagłebieniach terenu [Brodowski i Rejman 2004]. Poprawe infiltracji oraz zmniejszenie zageszczenia gleb uzyskuje się dzięki uprawie konserwującej [Dexter i in. 2004, Niedźwiecki i in. 2006]. Uproszczona uprawa konserwująca nie powoduje istotnego wzrostu gęstości objętościowej w porównaniu z uprawą tradycyjną (płużną), natomiast istotnie wzrasta uwilgotnienie gleb oraz stabilność struktur agregatowych, zwłaszcza drobnych struktur gruzełkowych [Holland 2004; Czyż i in. 2009]. Wiekszość zabiegów uprawowych przyczynia sie do krótkotrwałego wzrostu porowatości ogólnej gleb, jednakże w dłuższej perspektywie czasu pogarszaja się ich właściwości strukturotwórcze. Riley i in. [2008] wskazuja, że konwencjonalny system uprawy z orka powodował pogorszenie trwałości struktur agregatowych. Blanco--Canqui i in. [2008] stwierdzili, że wieloletnia uprawa bezorkowa stosowana na glebach wytworzonych z pyłów w terenie o łagodnych zboczach (do 1%) w istotny sposób wpłynęła na zwiększenie wodoodporności agregatów glebowych. Trwałość struktur agregatowych zapewnia korzystna ilość mikroporów niezbednych do retencionowania wody użytecznej dla roślin. Warunkuje także obecność makroporów, decydujących o prawidłowej przepuszczalności powietrznej i przesiakaniu wody [Lipiec i Håkansson 2000; Nissen i Wander 2003; Bronick i Lal 2005]. Struktury agregatowe, zwłaszcza struktury gruzełkowe stwarzają optymalne warunki do kiełkowania roślin oraz późniejszego wzrostu korzeni, a także wpływają na rozwój mikroorganizmów glebowych, decydujacych o aktywności biologicznej gleby. Poziom Ap gleb zerodowanych, wytworzony z pierwotnego poziomu iluwialnego lub materiału skały macierzystej, zawiera zazwyczaj struktury agregatowe o mniejszej wodoodporności oraz gorszych właściwościach wodno-powietrznymi od struktur gleb nieerodowanych [Paluszek i Żembrowski 2008; Paluszek 2010]. Średnie i grube struktury bryłowe obecne w warstwie powierzchniowej badanych gleb płowych zerodowanych moga osłabiać wschody roślin oraz ich ukorzenienie, co zaobserwowano na szczytach zerodowanych pagórków. Do czynników decydujących o trwałości struktur glebowych oprócz zawartości frakcji iłowej [Boix-Fayos i in. 2001] oraz zawartości materii organicznej [Gayoung i Wander 2006; Plante i in. 2006] należą także rodzaj minerałów ilastych oraz skład zaadsorbowanych kationów [Abiven i in. 2009; Bronick i Lal 2005]. Struktury w glebach mineralnych podlegaja licznym przekształceniom na skutek cyklicznego nawilżania i wysychania oraz zamarzania i rozmarzania. Mermut i in. [1997] wskazuja, że struktury agregatowe gleb, w których dominuje smektyt, charakteryzuja się niewielka stabilnościa i odpornością na niszczące działanie wody w przeciwieństwie do struktur występujących w glebach zasobnych w minerały z grupy kaolinitu oraz tlenki żelaza. Część badanych gleb w poziomie Ap charakteryzuje się znaczną zawartością minerałów pęczniejących we frakcji iłowej, co wpływać może na osłabienie trwałości struktur agregatowych. Gleby zasobne w wodorotlenki żelaza oraz minerały ilaste o budowie warstwowej 1:1 zawierać moga wodoodporne agregaty glebowe, nawet pomimo niskiej zawartości wegla organicznego. Natomiast gleby o zróżnicowanym składzie minerałów ilastych, w których dominuja głównie minerały o budowie 2:1 (illit, chloryt) oraz zawierające mieszaninę innych minerałów ilastych i wodorotlenków żelaza wymagają znacznej zawartości materii organicznej do wytworzenia stabilnych struktur agregatowych [Denef i in. 2002]. Zmieniające się uwilgotnienie gleb zasobnych w illit i jego minerały mieszanopakietowe ze smektytem powoduje osłabienie stabilności struktur glebowych [Picoolo i in. 1997]. Stopień zagregatowania gleb zasobnych w wegiel organiczny oraz charakteryzujących się wysoką kationową pojemnością wymienną (CEC) jest generalnie tym wyższy, im wyższa jest zawartość smektytu i innych minerałów ilastych o typie budowy warstwowej 2:1. Dominacja kaolinitu charakteryzującego się niewielką powierzchnią właściwą powoduje niejednokrotnie pogorszenie jakości struktur glebowych [Schulten i Leinweber 2000]. W sprzyjających warunkach glebowych zachodzi w roztworze glebowym proces wytrącania węglanów, które znacząco poprawiają agregację cząstek glebowych [Six i in. 2000]. Makroagregaty w większości gleb o niskiej zawartości C<sub>org</sub> są stabilizowane przez węglan wapnia, jednakże w glebach pyłowych wysoka zawartość CaCO<sub>3</sub> może obniżać ich stabilność [Boix-Fayos i in. 2001]. Trwałość struktur glebowych jest często wykorzystywana jako jeden ze wskaźników określających uziarnienie gleb, a stopień zagregatowania materiału glebowego – jako rezultat swoistego procesu cementacji po uprzednim przesortowaniu [Duiker i in. 2003].

Czynnikiem zmniejszającym podatność gleb na zageszczenie oraz stabilizującym struktury agregatowe, co skutecznie zmniejsza zagrożenie wystąpienia erozji wodnej i eolicznej, jest próchnica [Fenton i in. 1999]. Badane gleby płowe Pojezierza Chodzieskiego, Krajeńskiego i Chełmińskiego charakteryzowały się relatywnie niewielka zawartością wegla organicznego – od 6,31 do 11,51 g kg<sup>-1</sup>. Naturalne zasoby próchnicy zależa od szaty roślinnej, rzeźby terenu, stosunków wodnych, rodzaju skały macierzystej i uziarnienia materiału glebowego [Bieńkowski i Jankowiak 2006, Fullen i in. 2006]. Zawartość materii organicznej w glebie jest jednym z podstawowych wskaźników oceny jakości gleby. Stuczyński i in. [2007] wskazują na istnienie silnego trendu spadku zawartości próchnicy, głównie w glebach naturalnie zasobnych w materie organiczną. Średnia zawartość próchnicy w glebach Polski pod koniec XX wieku wynosiła 22 g·kg<sup>-1</sup> [Terelak i in. 2001]. Stuczyński i in. [2007] podają, że średnia zawartość materii organicznej w glebach województwa kujawsko-pomorskiego kształtowała się na poziomie 18,5 g·kg<sup>-1</sup>. Badane gleby płowe zerodowane charakteryzowały się zarówno różną miąższością poziomu próchnicznego, jak i zawartością w nich próchnicy. Zasoby próchnicy w poziomie orno-próchnicznym badanych gleb wahały się przedziale od 73,49 do 96,71 Mg·ha<sup>-1</sup>.

Nieodwracalnym skutkiem procesu erozji gleb jest systematyczne spłycanie poziomu orno-próchnicznego, w trakcie którego dochodzi do translokacji próchnicy ze stref erozyjnych stoku do jego podnóża, gdzie zostaje zdeponowana [Marcinek i Komisarek 2001; Paluszek 2010]. W osadach tworzącego się wówczas deluwium zachodzi chemiczna stabilizacja świeżo powstałych związków humusowych [Van Oost i in. 2006]. Erozja w strefie wierzchowinowej oraz ramieniu stoku dotyczy głównie strat drobnych frakcji glebowych oraz ubytku składników pokarmowych przemieszczanych w dół stoku [Steegen i Govers 2001, Paluszek i Słowińska-Jurkiewicz 2004; Heckrath i in. 2005; Van Oost i in. 2005, 2006, 2009; Zhang i in. 2008]. W glebach płowych i brunatnych badanych przez Heckrath i in. [2005] zawartość wegla organicznego w poziomie Ap najniższa była w obrębie ramienia stoku, natomiast najwyższa – w lokalnych zagłębieniach terenu. Transport cząstek glebowych był współzależny od zawartości wegla organicznego oraz głebokości poziomu orki. Gleby badane przez Heckrath i in. [2005] maja odczyn lekko kwaśny i obojętny w poziomie Ap oraz zawierają od 10 do 15 g·kg<sup>-1</sup> węgla organicznego. Właściwości gleb opisywanych przez Heckrath i in. [2005] są zbliżone do właściwości badanych 12 profili gleb płowych zerodowanych. Pozwala to na pełniejsze ich porównanie oraz odniesienie do przekształceń zachodzących w trakcie erozji uprawowej.

De Gryze i in. [2008] stwierdzili, że zawartość C, N, P była wyższa w lokalnych obniżeniach terenu niż w strefie erozyjnej stoku, a skutki erozji wodnej były dużo bardziej widoczne w części pola uprawianego w systemie konwencjonalnym niż na polu z ograniczoną ilością zabiegów uprawowych. Rybicki [2010], badając gleby płowe zerodowane, odnotował najniższą średnią zawartość materii organicznej w glebach najsilniej zerodowanych. Józefaciuk i Józefaciuk [1999] stwierdzili, że zawartość niższa od 10 g·kg<sup>-1</sup> wskazuje na silny stopień zerodowania gleb, a według Van-Camp i in. [2004] tak niska zawartość węgla organicznego nadaje jej status gleby zdegradowanej. Materia organiczna wbudowana w struktury mikroagregatów glebowych podlega ochronie przed mikrobiologicznym rozkładem do momentu destrukcji mechanicznej agregatów [Hassink i Whitmor 1997; Caravaca i in. 1999; Balesdenta i in. 2000; Goebel i in. 2005; Plante i in. 2006].

Ochrona materii organicznej przed mikrobiologicznym rozkładem zależy w dużej mierze od zawartości minerałów ilastych [Baldock i Skjemstad 2000; Six i in. 2002]. Minerały ilaste dzięki swej warstwowej strukturze krystalicznej i rodzajowi zaadsorbowanych kationów tworzą z koloidami próchnicznymi kompleksowe połączenia. Kationy takie jak Si<sup>4+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, stając się pomostem pomiędzy minerałami ilastymi a koloidami próchnicznymi, stymulują powstawanie trwałych struktur glebowych. Kationy wapnia są bardziej efektywne niż Mg<sup>2+</sup> w poprawie strukturalności gleb [Zhang i Norton 2002]. Carter i in. [2003] podają, że około 60% węgla organicznego w glebie znajduje się w strukturach wodoodpornych makroagregatów (>250 µm), a zawartość Corg i Nt wzrasta wraz ze wzrostem zawartości frakcji ilowej i pyłowej. Gleby uprawne w Polsce charakteryzują się nieco wyższą podatnością na straty zasobów wegla organicznego w porównaniu z pozostałymi krajami członkowskimi UE [Louwagie i in. 2009]. W literaturze zagranicznej przyjęto następujące klasy zawartości węgla organicznego: wysoka >60 g kg<sup>-1</sup>, średnia 21-60 g·kg<sup>-1</sup>, niska 11-20 g·kg<sup>-1</sup>. bardzo niska <10 g·kg<sup>-1</sup> [Rusco i in. 2001; Jones i in. 2004]. Na tej podstawie badane gleby płowe zerodowane można zaklasyfikować do gleb o niskiej i bardzo niskiej klasie zawartości węgla organicznego.

Wpływ skrajnych zdarzeń klimatycznych dotyczących okresów suszy i nadmiernego nasłonecznienia może mieć poważne konsekwencje w odniesieniu do zasobów wegla organicznego w glebie ze względu na zmniejszona naturalna zwilżalność gleby po ich ustąpieniu. Potencjalnie zmniejszyć się może dostęp materii organicznej dla mikroorganizmów glebowych, co spowolni mineralizację. Okresowo zwiększy się zapas węgla w glebie i poprawi stabilność struktur glebowych, co nie osłabi jednak stopnia zagrożenia erozja w sposób jednoznaczny [Goebel i in. 2011]. Analiza warunków klimatycznych ostatnich dekad wskazuje, że zmiana klimatu dotyczyć będzie wzrostu temperatury przy braku wzrostu sum opadów atmosferycznych [Fortuniak i in. 2001, Kozyra i in. 2009, Żmudzka 2009, Żarski 2011]. Wyraźna tendencja ocieplania się klimatu, wzrost średniej rocznej temperatury i zwiększający się ujemny bilans klimatyczny może znacząco podnieść ryzyko wystąpienia suszy glebowej, zwłaszcza na glebach lekkich. Dotyczy to Wielkopolski jako obszaru najbardziej narażonego na wystąpienie suszy w Polsce [Krasowicz i in. 2009]. Wzrost zawartości Corg można uzyskać użytkując gleby w systemie bezorkowym lub systemach uproszczonych [Six i in. 2002; Pranagal 2004; Conant i in. 2007]. Uprawa konserwująca powoduje wzrost zawartości węgla organicznego w powierzchniowej warstwie gleby oraz zmniejsza zagrożenie erozja [Holland 2004; Stolbovov i in. 2007] ze względu na obecność trwałych wodoodpornych struktur agregatowych, stabilizujących glebę. Gleby o najniższej zawartości wegla organicznego są potencjalnie najbardziej zagrożone erozją wodna powierzchniowa [Jones i in. 2004].

Zawarte w glebie zwiazki próchniczne, minerały ilaste wraz z tlenkami żelaza stanowia najbardziej dynamicznie zmieniające się składniki fazy stałej gleby. Analiza całkowita wykorzystywana jest do oceny homogeniczności materiału glebowego oraz wpływu procesów wietrzenia i profilowej dystrybucji składników rozpuszczalnych [Bednarek i Pokojska 1996]. Skład chemiczny masy glebowej, w tym całkowita zawartość żelaza i jego wolnych form tlenkowych w skale macierzystej, wskazuja na jednorodność genetyczną materiału glebowego, z którego powstały badane gleby. Zawartość Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O i TiO<sub>2</sub> w poziomach genetycznych badanych profili była do siebie zbliżona i jednocześnie typowa dla gleb wytworzonych z glin zwałowych zlodowacenia Wisły [Długosz 1997; Dabkowska-Naskret i Jaworska 1999; Kobierski i in. 2009; Kobierski i Długosz 2011]. Porównujac skład chemiczny skały macierzystej gleb stwierdzono, że najwyższą średnią zawartość poszczególnych składników zawierały: SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O - Pojezierze Krajeńskie; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O - Pojezierze Chodzieskie; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, TiO<sub>2</sub> - Pojezierze Chełmińskie. Na szczególną uwagę zasługuje profilowe rozmieszczenie tytanu. Najwyższa zawartość TiO<sub>2</sub> stwierdzono w wiekszości poziomów wzbogacenia Bt badanych gleb, co jest zgodne z wynikami Gworek [1990]. Im starsze gleby, tym bardziej zaznaczone jest nagromadzenie tytanu w poziomie iluwialnym, co tłumaczyć należy zaawansowaniem procesu lessivage. W wyniku denudacji antropogenicznej dochodzi do redukcji powierzchniowej warstwy gleby, a nowo powstały poziom orno-próchniczny zawierać może materiał glebowy pierwotnego poziomu Bt. Zawartość TiO<sub>2</sub> w poziomie Ap bedzie wówczas zbliżona lub nawet wyższa od zawartości tego metalu w poziomie leżącym powyżej. Takie rozmieszczenie tytanu w profilu stwierdzono w glebach L9 i L12. Zawartość tytanu może stanowić tło geochemiczne do oceny zachodzących zmian w profilu glebowym w trakcie denudacji antropogenicznej gleb płowych.

Intensywność procesów wietrzenia i procesu glebotwórczego można ocenić na podstawie profilowego zróżnicowania zawartości pierwiastków oraz ich mobilności. Najwyższą całkowitą zawartość żelaza  $Fe_t$ ,  $Fe_d$  i  $Fe_o$  stwierdzono w poziomach wzbogacania wszystkich badanych gleb. Rozmieszczenie tych form żelaza w badanych profilach jest charakterystyczne dla gleb płowych [Konecka-Betley 1968], co przejawia się także wyższymi wartościami wskaźnika stopnia zwietrzenia [ $Fe_d/Fe_t$ ). Zaobserwowano wyraźne przemycie wolnych tlenków Fe do poziomu Bt badanych gleb. Odnotowano zbliżone wartości wskaźnika zwietrzenia w poziomie Ap i poziomie Bt1 w kilku profilach (L2, L4, L6, L8, L10). Wyższe wartości tego wskaźnika w poziomie ornopróchnicznym w porównaniu z poziomem iluwialnym w profilach L5, L7, L11 wskazują, że w wyniku wietrzenia krzemianów w poziomie Ap uwolnione zostały większe ilości żelaza. Niskie wartości wskaźnika Fe<sub>d</sub>/Fe<sub>t</sub> wskazują, że badane gleby płowe zerodowane są glebami młodymi. Stopień zwietrzenia gleb, tworzących się w zbliżonych warunkach klimatycznych, koreluje z ich wiekiem [Ardiuno i in. 1986; Bednarek 1991].

Stwierdzono niewielki udział form żelaza amorficznego w stosunku do zawartości żelaza wolnego, a wartość stosunku Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> nie przekroczyła 0,40. Amorficzne tlenki Fe stanowią najbardziej mobilną część żelaza w glebie. Proces starzenia się bezpostaciowych tlenków żelaza, polega na stopniowym ich odwodnieniu i krystalizacji [Schwertmann 1964]. W poziomie orno-próchnicznym profili gleb Pojezierza Chodzieskiego (L5, L6, L8) i Pojezierza Chełmińskiego (L9, L10, L12) stwierdzono najwyższe wartości stosunku Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub>. W wyniku procesu wietrzenia chemicznego dochodzi do uruchomienia żelaza zarówno ze struktur krystalicznych krzemianów, jak i glinokrzemianów warstwowych. Trudno jednoznacznie określić, jaka część niekrzemianowych form żelaza w poziomie Bt pochodzi z wietrzenia chemicznego, a ile żelaza zostało przemyte z poziomu powierzchniowego w trakcie procesu płowienia.

Zawartość żelaza wolnego Fed może być wskaźnikiem współcześnie zachodzących zmian w budowie profilowej gleb płowych zerodowanych, wytworzonych z utworów tej samej genezy. Wartości wskaźnika rozmieszczenia >1.0, obliczonego na podstawie zawartości żelaza wolnego w poziomie Ap do jego zawartości w skale macierzystej, wskazuja, że obecny poziom orno-próchniczny kilku profili (L2, L4, L5, L7, L9, L11, L12) zawiera w swej miąższości materiał glebowy ze stropu pierwotnego poziomu iluwialnego. Profil gleby L9 charakteryzował się najmniejszą miąższością solum, spośród wszystkich badanych gleb, co wskazuje na znaczące zaawansowanie procesu erozji. W poziomie Ap profilu L9 odnotowano także najniższe wartości wskaźnika przemieszczenia (Bt/Ap). Niskie wartości tego wskaźnika, obliczonego ze stosunku zawartości wolnych tlenków żelaza oraz frakcji iłowej w poziomie Bt do ich zawartości w poziomie Ap, sugerują, że współczesny poziom Ap zawiera materiał glebowy pierwotnego poziomu Bt. Im niższe wartości wskaźnika przemieszczenia Fed oraz frakcji iłowej, tym bardziej zaznacza się proces zerodowania. Przejawia się to spłyceniem miąższości poziomów solum gleby w przebiegu denudacji antropogenicznej. Wartości wskaźnika przemieszczenia (Bt/Ap) żelaza wolnego oraz frakcji iłowej, zwłaszcza frakcji iłowej drobnej, moga być pomocne przy ocenie stopnia zerodowania gleb płowych.

Skład chemiczny frakcji iłowej badanych gleb wyraźnie różnicuje poszczególne poziomy genetyczne na zasobne w Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> poziomy wzbogacenia, zasobny w SiO<sub>2</sub> poziom Ap oraz zasobną w K<sub>2</sub>O skałę macierzysta. Niskie wartości stosunków molarnych zarówno w odniesieniu do masy glebowej, jak i frakcji iłowej w poziomach Bt1 i Bt2 wskazują na nagromadzenie tlenków glinu i żelaza w tych poziomach. Zróżnicowana zawartość poszczególnych składników frakcji iłowej oraz różne wartości stosunków molarnych w poziomach genetycznych gleb są odzwierciedleniem składu i kierunku transformacji minerałów ilastych. Dotyczy to wszystkich badanych gleb. Ich skład chemiczny frakcji iłowej był zbliżony do przedstawionego przez Cieślę i Dabkowską-Naskręt [1983]. Autorzy podali, że frakcja iłowa gleb wytworzonych z gliny zwałowej na obszarze zlodowacenia Wisły zawiera średnio 3,86% K<sub>2</sub>O, w tym frakcja iłowa gleb Pojezierza Chodzieskiego – 3,5% K<sub>2</sub>O. Skład chemiczny frakcji iłowej badanych gleb był charakterystyczny dla frakcji iłowej gleb wytworzonych z glin zwałowych [Kobierski i Dabkowska-Naskret 2003b]. Zawartość K<sub>2</sub>O we frakcji iłowej poziomów powierzchniowych, jak również relatywnie wysoka zawartość potasu w przeliczeniu na procentowa zawartość frakcji iłowej w badanych glebach, była efektem charakterystycznego składu mineralnego oraz nagromadzenia niewymiennego potasu w strukturze krystalicznej illitu. Skład chemiczny frakcji iłowej zależy od zawartości poszczególnych grup minerałów ilastych. Minerały z grupy illitu zawierają w swym składzie chemicznym średnio 6,5% K<sub>2</sub>O [Gandette i in. 1966]. Zawartość K<sub>2</sub>O mniejsza niż 3,5% wskazuje, że w składzie minerałów ilastych dominują minerały mieszanopakietowe illitu z pakietami smektytu, wermikulitu. Natomiast zawartość mniejsza niż 1,5% wskazuje na dominacje minerałów innych grup aniżeli illit. Na podstawie zawartości K<sub>2</sub>O we frakcji iłowej badanych gleb można wnioskować, że minerały z grupy illitu wraz minerałami mieszanopakietowymi zawierającymi pakiety illitu stanowiły około 50% minerałów ilastych. Pozostałe minerały ilaste to smektyt, wermikulit oraz ich struktury mieszanopakietowe. We frakcji iłowej wszystkich badanych gleb stwierdzono niewielką ilość kaolinitu. Minerałami ilastymi glin zwałowych zlodowacenia Wisły sa najczęściej illit, smektyt oraz występujące w mniejszych ilościach chloryt, kaolinit i wermikulit [Długosz 1997; Kaczyński i Grabowska-Olszewska 1997; Długosz i in. 1997, 2005, 2009; Kobierski i in. 2009; Kobierski i Długosz 2011]. Illit tworzy czesto interstratyfikowane formy ze smektytem [Cieśla i Dabkowska-Naskret 1983; Dabkowska-Naskret i in. 1996a, b: 1998a, b: Kobierski i Dabkowska-Naskret 2003bl. Intensywność procesu transformacji minerałów ilastych słabnie zazwyczaj w glebie wraz z jej głębokościa, wykazując w ten sposób charakterystyczne profilowe zróżnicowanie [Smeck i Novak 1994; Allen i in. 2001; Kabała i in. 2009]. Intensywna działalność rolnicza oraz zastosowane zabiegi agrotechniczne, w tym wysokie dawki nawożenia potasem, mogą modyfikować przebieg wielu naturalnych procesów glebowych, determinując także zmiany w składzie mineralnym frakcji iłowej gleb. Minerały z grupy illitu należy traktować jako naturalny rezerwuar potasu trudno dostępnego dla roślin [Kobierski i Dabkowska-Naskret 2005]. Proces illityzacji w poziomach powierzchniowych znacząco obniża właściwości sorpcyjne gleb, ponieważ minerały z grupy illitu charakteryzuja sie mniejsza pojemnościa sorpcyjna niż minerały z grupy wermikulitu czy smektytu [Eberl i in. 1993]. Frakcja iłowa w poziomie Ap profili L1, L3, L5, L7, L8 wykazuje dominacje illitu i jego minerałów mieszanopakjetowych. Podobny skład mineralny zaobserwowano w spiaszczonym poziomie eluwialnym gleb płowych oraz poziomie Ap czarnych ziem Równiny Inowrocławskiej [Kobierski i Dąbkowska-Naskret 2003b]. Według Koneckiej-Betley [2009] gleby odmiennych typów, niejednokrotnie wykazujące duże zróżnicowanie udziału poszczególnych frakcji granulometrycznych, charakteryzować się mogą zbliżonym składem mineralnym.

Analiza dyfraktometryczna potwierdziła hipotezę o przemyciu frakcji iłowej w profilach badanych gleb, ponieważ w poziomie Bt wszystkich gleb stwierdzono nagromadzenie smektytu, co wiązać należy ze wzbogaceniem we frakcję iłową drobną <0,2  $\mu$ m, zasobną w te minerały. Obecność minerałów z grupy smektytu we frakcji iłowej współczesnego poziomu orno-próchnicznego kilku profili gleb (L4, L7, L9, L10, L11, L12), przy zachowaniu jednorodności genetycznej materiału glebowego, wskazuje, że może on obejmować strop poziomu wzbogacenia *argic*. Wyższa wartość stosunku FC:TC w poziomie Ap w porównaniu z poziomem Bt kilku z profili gleb (L4, L10, L11) wskazuje na akumulację w warstwie płużnej frakcji iłowej drobnej, zasobnej w smektyty (rys. 35).

Działalność rolnicza w terenie urzeźbionym inicjuje wystąpienie procesów denudacji antropogenicznej, co znajduje swoje odzwierciedlenie w różnicowaniu się składu mineralnego, właściwości fizycznych i chemicznych [Bieniek 1997; Podlasiński 2006]. Materiał glebowy skały macierzystej badanych gleb oraz poziomu Bt były zasobne w wymienne kationy magnezu i wapnia, co może sprzyjać procesom izomorficznego podstawienia K<sup>+</sup> w strukturze minerałów za kationy  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  i prowadzić do transformacji illitu w smektyt lub wermikulit przez struktury mieszanopakietowe [Pusch i Karnland 1996; Wilson 1999]. Kabała i in. [2009] wskazuja, że w warunkach silnego ługowania kationów zasadowych illit w większym stopniu ulega wermikulityzacji aniżeli smektytacji. Na zdjeciach cienkościennych szlifów próbek pobranych z poziomu BC profili gleb L7, L9 zaobserwowano obecność frakcji iłowej wyścielającej wtórne nagromadzenia weglanu wapnia. Frakcja iłowa, zwłaszcza drobna, przemywana jest głebiej niż strop poziomu zawierający weglan wapnia [Gunal i Ransom 2006a, b]. Minerały ilaste wchodzące w skład koloidalnej części fazy stałej gleb obok związków humusowych należą do aktywnych składników kompleksu sorpcyjnego, decydujących m.in. o wielkości pojemności sorpcyjnej i odczynie gleb. Wielkość kationowej pojemność wymiennej (CEC) w glebach mineralnych zależy przede wszystkim od zawartości koloidów mineralnych i organicznych [Ersahin i in. 2006]. Badane gleby w poziomach powierzchniowych charakteryzowały sie obojetnym i lekko kwaśnym odczynem mierzonym w 1 mol·dm<sup>-3</sup> roztworze KCl, co sprzyja prawidłowemu rozwojowi roślin ze wzgledu na znaczna ilość form pierwiastków łatwo dostepnych dla roślin. Skała macierzysta badanych gleb zawierała weglan wapnia, którego obecność wpłyneła na obojetny i zasadowy odczyn oraz dominację kationów o charakterze zasadowym w kationowej pojemności wymiennej. Wszystkie badane gleby były sorpcyjnie nasycone, a wśród kationów dominował wapń, którego udział stanowił czesto ponad 90% wszystkich kationów wymiennych. W profilach badanych gleb charakterystyczne było rozmieszczenie kationów wapnia z jego zubożeniem w poziomach powierzchniowych i wzbogaceniem w poziomach iluwialnych. Teoria dotycząca wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi zaproponowana jeszcze w latach czterdziestych XX wieku [Bear i Toth 1948] wskazywała, że optymalny wzrost roślin uprawnych oraz wysokie plony można osiagnać, jeśli procentowy udział wymiennych kationów wapnia, magnezu, potasu i wodoru jest następujący: Ca-65%, Mg-10 %, K-5% i H-20%, co skutkuje stosunkami Ca:Mg – 6,5:1; Ca:K – 13:1 i Mg:K – 2:1. Graham [1959] rozszerzył procentowy udział poszczególnych kationów, proponując dla nich odpowiednie zakresy; Ca 65-85%; Mg 6-12%; K 2-5%, które przyjęte zostały w opracowanej wówczas teorii Basic Cation Saturation Ratio (BCSR). Interpretując zakresy udziałów kationów obliczono dla nich odpowiednie stosunki: Ca:Mg 5.4-14:1; Ca:K 13.0-42.5:1 i Mg:K 1,2-6:1. Teoria odnosząca się do udziału poszczególnych kationów jest nadal dyskutowana, jednakże większość wyników badań wskazuje, że nie istnieje stosunek kationów, wpływający na optymalny wzrost i plonowanie roślin [Eckert i Mc Lean 1981; Kopittke i Menzies 2007]. Zdecydowanie większe znaczenie ma w tym względzie nawożenie zbilansowanymi dawkami nawozów mineralnych zawierających poszczególne składniki, niż podejmowanie prób osiągnięcia stanu optymalnego stosunku kationów wymiennych [Mc Lean i in. 1983; Karamanos i in. 2003; Kondratowicz-Maciejewska i Kobierski 2011]. Najwyższe wartości kationowej pojemności wymiennej (CEC) odnotowano w poziomach argic wiekszości badanych gleb. Stwierdzono, że wraz ze wzrastająca kationowa pojemnością wymienną wzrastał stosunek kationów dwuwartościowych do jednowartościowych, a wysoką kationową pojemność wymienną w poziomach Bt badanych gleb wiązać należy z akumulacja frakcji iłowej zasobna w smektyt i wermikulit.

W trakcie wietrzenia chemicznego pierwiastki uwalniane są do roztworu glebowego. Czynnikami wpływającymi na rozpuszczalność pierwiastków w wodzie oraz ich dostępność dla roślin są pH oraz ilość i jakość materii organicznej, ale przede wszystkim skład granulometryczny, ilość i rodzaj minerałów oraz interakcje pomiędzy pierwiastkami [Hartmann i in. 1998]. Niszczenie w wyniku procesów erozyjnych pierwotnej budowy profilowej gleb, nadmierne zagęszczenie, spadek zawartości próchnicy, zubożenie w składniki pokarmowe mogą powodować obniżenie żyzności gleb i ich potencjalnej produkcyjności. Terenowy opis pedonów uzupełniony o analizy laboratoryjne wybranych właściwości gleb, zdaniem Paluszka (2011], pozwala na prawidłową charakterystykę gleb.

Na podstawie przeprowadzonej dyskusji wyników badań terenowych i wieloaspektowych analiz laboratoryjnych stwierdzono, że kontury gleb brunatnych przedstawiane na mapach glebowo-rolniczych dotyczą w rzeczywistości gleb płowych zerodowanych. Procesy erozyjne a zwłaszcza erozja uprawowa spowodowały nieodwracalne zmiany w budowie profilowej podtypów gleb płowych. Uzyskane wyniki analiz laboratoryjnych stwarzają dodatkowe możliwości interpretacyjne. Na podstawie wybranych wskaźników granulometrycznych i sedymentologicznych stwierdzono, że wszystkie badane gleby wytworzone zostały z materiału jednorodnego genetycznie, który charakteryzuje się bardzo słabym wysortowaniem. Poziom Ap zmieszany przez orkę z poziomem *luvic* leży bezpośrednio na poziomie *argic*. O włączeniu materiału glebowego stropu poziomu Bt do współczesnego poziomu Ap badanych gleb w trakcie erozji uprawowej świadczyć mogą:

- sekwencja poziomów w profilu z niewielką miąższością solum oraz płytko zalegającym węglanem wapnia (profile L5, L9, L12),
- wyższa zawartość frakcji iłowej <2,0 μm (profile L4, L7, L9, L12) oraz frakcji iłowej drobnej <0,2 μm zasobnej w smektyt (profile L4, L11, L12) w porównaniu ze skałą macierzystą,</li>
- w porównaniu z poziomem wzbogacenia wyższe wartości stosunku frakcji iłowej FC:TC (profile L4, L10, L11),
- wyższa zawartość TiO<sub>2</sub> w poziomie Ap w porównaniu z poziomem Bt (profile L9, L12),
- wyższe wartości stosunku rozmieszczenia Fe<sub>d</sub> w poziomie Ap niż w poziomie *argic* (profile L2, L4, L5, L7, L9, L11, L12),
- najniższe wartości wskaźnika przemieszczenia (Bt/Ap), obliczonego ze stosunku zawartości Fe<sub>d</sub> (profile L4, L9) oraz frakcji iłowej (profile L9, L12) w poziomie Bt do ich zawartości w poziomie Ap.

W materiale glebowym współczesnego poziomu Ap profili gleb L1, L3, L5, L6, L8 odnotowano najwyższą średnią średnicę cząstek glebowych, a w składzie minerałów ilastych dominował illit i jego minerały – mieszanopakietowe. Warstwa orna tych gleb zawierała materiał glebowy pierwotnego poziomu *luvic*.

Intensywne rolnicze użytkowanie powoduje zmiany morfologiczne, które przejawiaja sie sekwencja poziomów genetycznych przypominająca gleby brunatne [Bednarek i Prusinkiewicz 2001]. Istnieja liczne dowody na to, że gleby płowe w wielu rejonach województwa kujawsko-pomorskiego były i nadal sa klasyfikowane jako gleby brunatne, a problem systematycznej przynależności uprawnych gleb brunatnoziemnych, położonych w terenie urzeźbionym, podejmowany był dotychczas w kilku pracach badawczych [Szrejder 1998, Bednarek i Prusinkiewicz 2001; Bednarek i in. 2004; Stasik i Szafrański 2005; Świtoniak 2007, 2011]. Na ich podstawie autorzy stwierdzili, że klasyfikowane dotychczas gleby brunatne opisywać należy jako gleby płowe zerodowane. Bednarek i in. [2004, 2009] wskazuja na konieczność aktualizacji map gleboworolniczych i reklasyfikacji jednostek na mapach glebowo-siedliskowych zgodnie ze współczesnym stanem wiedzy gleboznawczej i obowiazująca w Polsce systematyka gleb. Celowe wydają się działania w kierunku zmian w systematyce gleb Polski zmierzające do wyodrębnienia gleb erodowanych obejmujących znaczące powierzchnie gleb przekształconych w wyniku denudacji antropogenicznej. Konieczna jest weryfikacja i modyfikacja istniejacych od lat sześćdziesiatych XX wieku map glebowo-rolniczych zawierających duże kontury gleb brunatnych. W roku 1956 Komisja Klasyfikacji i Nomenklatury i Kartografii Gleb opracowała Przyrodniczo-Genetyczna Klasyfikację Gleb Polski, ze szczególnym uwzględnieniem gleb uprawnych. W części drugiej podane zostały szczegółowe oznaczenia dla map gleboznawczych w skali 1:10000 oraz 1:5000 uwzględniających klasyfikację zaledwie 7 typów gleb bez wyodrębnionego typu gleb płowych. Gleby te jako odrębna jednostka systematyki gleb pojawiły się w opracowaniu systematyki gleb Polski w roku 1974, w której wyróżniono 26 typów gleb. Mapy glebowo-rolnicze w skali 1:5000, generalizowane do 1:25000, a w latach osiemdziesiątych XX wieku do 1:50000 i 1:100000, zostały opracowane przez IUNG w 1965 roku według obowiązującej wówczas nomenklatury [Białousz i in. 2005]. Większość map została przygotowana w latach 1968-1970 na podstawie map klasyfikacyjnych wzbogaconych o nową koncepcję kompleksów przydatności rolniczej gleb. Mapy te bez znaczących poprawek są nadal wykorzystywane w pracach kartograficznych, pomimo iż w kolejnych edycjach systematyki, opracowanych przez Komisję Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego w latach 1989 oraz 2011, liczba opisywanych typów gleb wzrastała odpowiednio: do 35 oraz 41 typów. Wielu gleboznawców wskazuje na brak tabel korygujących, które pozwoliłyby korzystać z map glebowo-rolniczych opracowanych według starej nomenklatury w odniesieniu do obowiązującej klasyfikacji gleb. W celu wypracowania metod reinterpretacji źródłowych materiałów kartograficznych oraz aktualizacji map glebowo-rolniczych, w kontekście najnowszej systematyki gleb Polski, należałoby przeprowadzić weryfikację na podstawie szczegółowych badań terenowych, uzupełnionych o wieloaspektowe badania laboratoryjne.

## 7. WNIOSKI

- 1. Badane gleby wybranych obszarów morenowych województwa kujawskopomorskiego powstały z jednorodnego genetycznie materiału glebowego o uziarnieniu gliny lekkiej, który charakteryzował się słabym stopniem wysortowania oraz wyraźną przewagą drobnych frakcji granulometrycznych. Wyniki analizy składu chemicznego potwierdziły genetyczną jednorodność skały macierzystej.
- 2. We wszystkich badanych glebach, oznaczonych na mapach glebowo-rolniczych jako brunatne, bardzo wyraźnie zaznaczyły się cechy procesu *lessivage*, o czym świadczą otoczki ilaste na powierzchni struktur agregatowych, iluwialne nagromadzenie frakcji iłowej, żelaza wolnego, TiO<sub>2</sub> oraz innych składników w poziomie *argic*. W składzie mineralnym frakcji iłowej poziomu Bt dominował smektyt oraz jego minerały mieszanopakietowe z illitem i wermikulitem, co wiązać należy ze wzbogaceniem we frakcję iłową drobną.
- 3. Zaobserwowano bardzo liczne nacieki ilaste w kanalikach i porach oraz lokalne wzbogacania ilaste o strukturze laminowanej, miejscami wzbogacone w żelazo. W niektórych strefach są widoczne skupienia ilasto-kwarcowe. Analiza mikroskopowa wskazuje, że liczne nagromadzenia frakcji iłowej o łącznej powierzchni znacząco przekraczającej 1% powierzchni analizowanych szlifów jednoznacznie potwierdzają obecność poziomu diagnostycznego *argic*.
- 4. Procesy denudacji antropogenicznej spowodowały nieodwracalne zmiany w budowie profilowej badanych gleb. Na podstawie rezultatów badań terenowych i laboratoryjnych zostały one sklasyfikowane jako gleby płowe zerodowane o sekwencji poziomów: Ap-Bt1-Bt2-Ck(g) lub Ap-Bt-BC-Ck(g), wykazując średni stopień zerodowania. Do oceny stopnia zerodowania oprócz cech morfologicznych zostały wykorzystane wyniki opisujące profilową dystrybucję frakcji iłowej, żelaza wolnego (Fe<sub>d</sub>) oraz TiO<sub>2</sub>. Wyższa zawartość tych parametrów w poziomie Ap w porównaniu z poziomem Bt oraz niskie wartości wskaźnika przemieszczenia (Bt/Ap) świadczą o włączeniu materiału glebowego nie tylko pierwotnego poziomu *luvic*, lecz również poziomu *argic* do współczesnej warstwy ornej.
- 5. Frakcja iłowa w poziome Ap kilku z opisywanych gleb płowych zerodowanych charakteryzuje się znaczną zawartością smektytu, który pochodzi z pierwotnego poziomu *argic*. Natomiast w glebach, w których poziom orno-próchniczny powstał z wymieszania pierwotnego poziomu Ap i Et, charakteryzującego się najwyższą średnią średnicą cząstek glebowych w składzie mineralnym, dominował illit oraz jego minerały mieszanopakietowe. Uzyskane wyniki badań wskazują, że analiza dyfraktometryczna frakcji iłowej pozwala na jej szersze zastosowanie w badaniach gleboznawczych podejmujących aspekty pedogenezy i antropogenezy.

## **BIBLIOGRAFIA**

- Abiven S., Menasseri S., Chenu C., 2009. The effects of organic inputs over time on soil aggregate stability a literature analysis. Soil Biology and Biochemistry 41, 1-12.
- Allen C.E., Darmody R.G., Thorn C.E., Dixon J.C., Schlyter P., 2001. Clay mineralogy, chemical weathering and landscape evolution in Arctic-Alpin Sweden. Geoderma 99, 277-294.
- Arduino E., Barberis E., Ajmone Marsan F., Zanini E., Francini M., 1986. Iron oxide and clay fraction minerals within profiles as indicators of soil age in northern Italy. Geoderma 33, 39-52.
- Arshad M.A., Azooz R.H., Franzluebbers A.J., 2004. Surface-soil structural properties under grass and cereal production on a Mollic Cyroboralf in Canada. Soil and Tillage Research 77, 15-23.
- Avena M.J., Koopal L.K., 1998. Desorption of humic acids from an iron oxide surface. Environmental Science and Technology 32(17), 2572-2577.
- Baldock J.A., Skjemstad J.O., 2000. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. Organic Geochemistry 31, 697-710.
- Balesdenta J., Chenu, S.C. Balabane M., 2000. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. Soil and Tillage Research 53, 215-230.
- Barnhisel R.I., Bartsch P.M., 1989. Chlorites and Hydroxy Interlayered Vermiculite and Smectite. (w:) JB. Dixon, SB. Weed (eds.). Soil Science Society America Madison, Wisconsin, 729-788.
- Bear F.E., Toth S.J., 1948. Influence of calcium on availability of other soil cations. Soil Science 65, 67-74.
- Bednarek R., 1991. Wiek, geneza i stanowisko systematyczne gleb rdzawych w świetle badań paleopedologicznych w okolicach Osia (Bory Tucholskie). UMK Toruń, Rozprawy 102.
- Bednarek R., Dąbrowski M., Świtoniak M., 2009. Antropogeniczne przekształcenia pokrywy glebowej gminy Jeżewo. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 540, 139-146.
- Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojska U., Prusinkiewicz Z., 2004. Mapa byłego województwa toruńskiego. (w:) Badania ekologiczno-gleboznawcze. Wyd. PWN Warszawa.
- Bednarek R., Pokojska U., 1996. Diagnostyczne znaczenie niektórych wskaźników chemicznych w badaniach paleopedologicznych. Materiały Konferencyjne "Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii", 25-29.
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 2001. Zróżnicowanie i rozmieszczenie gleb [w:] A. Przystalski (red.), Przyroda województwa kujawsko-pomorskiego, Kujawsko-pomorski Urząd Wojewódzki, Wojewódzki Konserwator Przyrody, Bydgoszcz, 33-40.
- Bernacki Z. Karg J., 2008. Zadrzewienia śródpolne jako bariery antyerozyjne i biogeochemiczne. [w:] Problem erozji gleb w procesie przemian strukturalnych na obszarach wiejskich. Studia i Raporty IUNG-PIG 10, 59-67.
- Białousz S., 2011. Soil physical degradation: assessment with the use of remote sensing and GIS. [w:] J. Gliński, J. Horabik, J. Lipiec (eds.), Encyclopedia of Agrophysics, Springer 761-769.

- Białousz S., Marcinek J., Stuczyński T., Turski R., 2005. Soil survey, soil monitoring and soil databases in Poland. [w:] R.I.A. Jones i in., Soil Resources of Europe. European Soils Bureau – Research Report No. 9, 263-273.
- Bieniek B., 1997. Właściwości i rozwój gleb deluwialnych Pojezierza Mazurskiego. Acta Academiae Agriculturae Technicae Olstenensis, Agricultura 64, Suppl. B, 1-81.
- Bieńkowski J., Jankowiak J., 2006. Zawartość węgla organicznego w glebie i jego zmiany pod wpływem różnych systemów produkcji. Fragmenta Agronomica 2, 216-225.
- Blair N., Faulkner R.D., Till A.R., Korschens M., Schulz E., 2006. Long-term management impacts on soil C, N and physical fertility. Part II: Bad Lauchstadt static and extreme FYM experiments. Soil and Tillage Research 91, 39-47.
- Blanco-Canqui H., Gantzer C.H., Anderson S.H., Alberts E.E., Ghidey F., 2002. Saturated hydraulic conductivity and its impacts on simulated runoff for claypan soils. Soil Science Society of America Journal 66, 1596-1602.
- Blanco-Canqui H., Mikha M.M., Benjamin J.G. Stone L.R. Schlegel A.J., Lyon D.J., Vigil M.F., Stahlman P.W., 2008. Regional study of no-till Impacts on near-surface aggregate properties that influence soil erodibility. Soil Science Society of America Journal 73, 1361-1368.
- Blaser P., Zimmermann S., Luster J., Shotyk W., 2000. Critical examination of trace element enrichments and depletions in soils: As, Cr, Cu, Ni, Pb, and Zn in Swiss forest soils. Science of the Total Environment 249, 257-280.
- Bockheim J.G., Gennadiyev A.N., Hammer R.D., Tandarich J.P., 2005. Historical development of key concepts in pedology. Geoderma 124, 23-36.
- Boix-Fayos C., Calvo-Cases A., Imeson A.C., 2001. Influence of soil properties on the aggregation of some Mediterranean soils and the use of aggregate size and stability as land degradation indicators. Catena 44, 47-67.
- Borchardt G.A., 1989. Smectites. [w:] J.B. Dixon, S.B Weed (eds.), Minerals in Soil environments, Soil Science Society of America, Wisconsin, 675-727.
- Brewer R., 1964. Fabric and mineral analysis of soil. John Wiley and Sons. New York.
- Brodowski R., Rejman J., 2004. Określenie wpływu wilgotności i stanu powierzchni gleby wytworzonej z piasku gliniastego na spływ powierzchniowy i zmyw gleby. Acta Agrophysica 4, 3: 619-624.
- Bronick C.J., Lal R., 2005. Soil structure and management: A review. Geoderma 124, 3-22.
- Brown G., Brindley G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. [w:] G.W. Brindley, G. Brown (eds.), Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, Mineralogical Society, London, 305-359.
- Bullock P., Fedoroff N., Jongerius A., Stoops T., Tursina T., 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications. Wolverhampton, England.
- Caravaca F., Lax A. Albaladejo J., 1999. Organic matter, nutrient contents and cation exchange capacity in fine fractions from semiarid calcareous soils. Geoderma 93, 161-176.
- Carter M.R., Angers D.A. Gregorich E.G., Bolinder M.A., 2003. Characterizing organic matter retention for surface soils in eastern Canada using density and particle size fractions. Canadian Journal of Soil Science 83,11-23.
- Cieśla W., 1965. Adaptacja metody Jacksona do przygotowania próbek glebowych do analiz chemicznych i innych badań glebowych. Roczniki Gleboznawcze 15, 13-19.
- Cieśla W., 1968. Geneza i właściwości gleb uprawnych wytworzonych z gliny zwałowej na Wysoczyźnie Kujawskiej. Rozprawa habilitacyjna 18, WSR Poznań.

- Cieśla W., Dąbkowska-Naskręt H., 1983. Skład chemiczny frakcji ilastej gleb wytworzonych z gliny zwałowej moren dennych Niziny Wielkopolskiej. Roczniki Gleboznawcze 34(3), 37-59.
- Conant R.T., Easter M., Paustian K., Swan A., Williams S., 2007. Impacts of periodic tillage on soil C stocks: A synthesis. Soils and Tillage Research 95, 1-10.
- Crock J.G., Severson R., 1987. Four reference soil and rock samples for measuring element availability in the Western Energy Regions: U.S. Geochemical Survey circular 841, 16 ss.
- Czyż E. A. Dexter A. R. Dębowska H., Stanek-Tarkowska J., 2009. Wpływ uproszczonej uprawy konserwującej na kształtowanie właściwości fizycznych gleby pyłowej w regionie Podkarpacia. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 543, 57-68.
- Czyż E.A, Dexter A.R., 2007. Fizyczne właściwości gleb pod pszenicą ozimą w różnych systemach uprawy roli. Acta Agrophysica 150, 8-14.
- Czyż E.A., Dexter A.R., 2008. Soil physical properties under winter wheat grown with different tillage systems at selected locations. International Agrophysics 22(3), 191-201.
- Czyż. E.A., 2005. Ilościowa i przestrzenna charakterystyka podatności na destrukcję gleb użytków rolnych w Polsce. Inżynieria Rolnicza 3(63), 5-23.
- Dąbkowska-Naskręt H., 1990. Skład i właściwości fizykochemiczne wybranych gleb aluwialnych Doliny Dolnej Wisły z uwzględnieniem ich cech diagnostycznych. Rozprawy, ATR Bydgoszcz.
- Dąbkowska-Naskręt H., Długosz J., Kobierski M., 1996a. Badania składu mineralogicznego frakcji ilastej wybranych gleb brunatnych Niziny Wielkopolskiej. Roczniki Gleboznawcze 47(3/4), 171-180.
- Dąbkowska-Naskręt H., Jaworska H., Długosz J., 1996b. Identification of clay minerals in selected Alfisols with regard to mixed layer illite/smectite structure. Mineralogia Polonica 27(2), 67-74.
- Dąbkowska-Naskręt H., Długosz J., Kobierski M., 1998a. Characteristics of clay minerals in black earths from Kujawy region. Roczniki Gleboznawcze 49(1/2), 45-52.
- Dąbkowska-Naskręt H., Jaworska H., 1999. Gleby płowe wytworzone z utworów pyłowych Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego i Wysoczyzny Kaliskiej. Cz. III. Skład chemiczny i mineralogiczny. Roczniki Gleboznawcze 50(1/2), 97-114.
- Dąbkowska-Naskręt H., Kobierski M., Długosz J., 1998b. Identyfikacja struktury minerałów mieszanopakietowych z pakietami smektytowymi we frakcji ilastej gleb. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 464, 261-269.
- De Alba S., Lindstrom M., Schumacher T.E., Malo D.D., 2004. Soil landscape evolution due to soil redistribution by tillage: a new conceptual model of soil catena evolution in agricultural landscapes. Catena 58, 77-100.
- De Gryze S., Six J., Bossuyt H., Van Oost K.M., Merckx R., 2008. The relationship between landform and the distribution of soil C, N and P under conventional and minimum tillage. Geoderma 144, 180-188.
- Denef K., Six J., Merckx R., Paustian K., 2002. Short-term effects of biological and physical forces on aggregate formation in soils with different clay mineralogy. Plant and Soil 246, 185-200.
- Dexter A.R., Czyż E.A., Niedźwiecki J., 2004. Water run-off as affected by the distributions of values of hydraulic conductivity of the soil. Annual Review of Agricultural Engineering 3, 1: 87-96.
- Długosz J., 1997. Characteristics of soils formed on ground moraine of Vistula glaciation from Krajenska Upland (Poland). Roczniki Gleboznawcze 48(3/4), 137-149.

- Długosz J., Kobierski M., Bartkowiak A., 2009. Soils of the Drawskie Lake District formed from glaciall till. [w:] Soil of chosen landscapes, Monografie Naukowe Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego Olsztyn, 183-197.
- Długosz J., Kobierski M., Różański Sz., 2005. Changes in composition of clay minerals of two alfisols formed from fluvioglacial material of the Krajenska Upland (Poland). Polish Journal of Soil Science 38(1), 87-92.
- Długosz J., Kobierski M., Spychaj-Fabisiak E., 1997. Skład mineralogiczny frakcji ilastej warstwy ornej wybranych czarnych ziem kujawskich. Roczniki Gleboznawcze 48(1/2), 87-93.
- Drees L.R., Wilding L.P., Smeck N.E., Senkayi A.L., 1989. Silica in soils: Quartz and disordered silica polymorphs. [w:] Dixon J.B., Weed S.B., Minerals in Soil Environments. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, 913-974.
- Duiker S.W., Rhoton F.E., Torrent J., Smeck N.E., Lal R., 2003. Iron (hydr)oxide crystallinity effects on soil aggregation. Soil Science Society of America Journal 67, 606-611.
- Eberl D.D., Środoń J., Northop H.R., 1986. Potassium fixation in smectite by wetting and drying, ACS, Symposium series No 323, Geochemical process at mineral surfaces, American Chemical Society 296-326.
- Eberl D.D., Velde B., McCoormick T., 1993. Synthesis of illite-smectite from smectite at earth surface temperatures and high pH. Clay Minerals 20, 676-683.
- Eckert D.J., McLean E.O., 1981. Basic cation saturation ratios as a basis for fertilizing and liming agronomic crops: 1. Growth chamber studies. Agronomy Journal 73, 795-799.
- Ersahin S., Gunal H., Kutlu T., Yetgin B., Coban S., 2006. Estimating specific surface area and cation exchange capacity in soils using fractal dimension of particle-size distribution. Geoderma 136, 588-597.
- Eynard A., Schumacher T.E., Lindstrom M.J., Malo D.D., 2004. Aggregate sizes and stability in cultivated South Dakota Prairie Ustolls and Usterts. Soil Science Society of America Journal 68, 1360-1365.
- Fenton T.E., Brown J.R., Maubach M.J., 1999. Effects of long-term cropping on organic matter content of soils: Implication for soil quality. Soil Water Canadian Journal, 95-124.
- Flowers M., Lal R., 1998. Axle load and tillage effect on soil physical properties and soybean grain yield on a mollic ochraqualf in Northwest Ohio. Soil and Tillage Research 48, 21-35.
- Fortuniak K., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2001. Trendy i okresowość temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku. Przegląd Geofizyczny 46(4), 283-303.
- Fotyma M., Kuś J., 1997. Oddziaływanie rolnictwa na środowisko glebowe. Materiały Konferencji Naukowej. Ochrona i wykorzystanie rolniczej przestrzeni produkcyjnej Polski. IUNG Puławy K(12/1), 155-171.
- Fullen M.A., Arnalds A., Bazoffi P., Booth C.A., Castillo V., Kertesz A., Martin P., Ritsema C., Benet A., Sounchere V., Vanderkerchove L. Verstraeten G., 2006. Government and agency response to soil erosion risk in Europe. [w:] J. Boardman, J. Poesen (eds), Soil Erosion in Europe, J. Wiley, Chichester, 805-826.
- Gandette H.E., Eads J.L., Grim R.E., 1966. The nature of illit. Clay and Clay Minerals 13, 33-47.
- Gayoung Y., Wander M.M., 2006. Influence of tillage practices on soil structural controls over carbon mineralization. Soil Science Society of America Journal 70, 651-659.

- Gobin A., Govers G., Jones R.J.A., Kirkby M.J., Kosmas C., 2002. Assessment and reporting on soil erosion: Background and workshop report, EEA Technical Report No. 84, Copenhagen 131 ss.
- Goebel M.O., Bachmann J., Reichstein M., Janssens I.A. Guggenberger G., 2011. Soil water repellency and its implications for organic matter decomposition is there a link to extreme climatic events? Review. Global Change Biology 17, 2640-2656.
- Goebel M.O., Bachmann J., Woche S.K., Fischer W.R., 2005. Soil wettability, aggregate stability, and the decomposition of soil organic matter. Geoderma 128, 80-93.
- Gonet S., Cieśla W., 1988. Metody dyspergowania próbek gleb do badań frakcji ilastej. Prace Komisji Naukowej PTG 103.
- Govers G., Vandaele K., Desmet P., Poesen J., Bunte K., 1994. The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. European Journal of Soil Sciences 45, 469-478.
- Graham E.R., 1959. An explanation of theory and methods of soil testing. Missouri Agricultural Experiment Station Bulletin 734.
- Gregorich E.G., Lapen D.R., Ma B.-L., McLaughlin N.B., Vanden Bygaart A.J., 2011. Soil and crop response to varying levels of compaction, nitrogen fertilization, and clay content. Soil Science Society of America Journal 75, 1483-1492.
- Grimm M., Jones R., Montanarella L., 2002. Soil Erosion Risk in Europe. EUR 19939 EN European Soil Bureau, Institute for Environment and Sustainability, JRC Ispra.
- Grimm M., Jones R.J.A., Montanarella L., 2001. Soil erosion risk in Europe. European Soil Bureau. EUR 19022 EN. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Gu B., Schmitt J., Chen Z., Liang L., McCarthy J.P., 1994. Adsorption and desorption of natural organic matter on iron oxide: mechanisms and models. Environmental Science and Technology 28(1), 38-46.
- Gunal H. Ransom M.D., 2006a. Clay illuviation and calcium carbonate accumulation along a precipitation gradient in Kansas. Catena 68, 59-69.
- Gunal H. Ransom M.D., 2006b. Genesis and mikromorphology of loess-derived soils from central Kansas. Catena 65, 222-236.
- Gworek B., 1990. Tytan w glebach uprawnych północno-wschodniej Polski. Roczniki Gleboznawcze 41(3/4), 49-57.
- Håkansson I., Lipiec J., 2000. A review of the usefulness of relative bulk density values in studies of soil structure and compaction. Soil and Tillage Research 53, 71-85.
- Hamza M.A., Anderson W.K., 2005. Soil compaction in cropping systems: A review of the nature, causes and possible solutions. Soil and Tillage Research 82, 121-145.
- Hartmann A., Gräsle W., Horn R., 1998. Cation exchange processes in structured soils at various hydraulic properties. Soil and Tillage Research 47, 67-72.
- Hassink J., Whitmor A.P., 1997. A model of the physical protection of organic matter in soils. Soil Science Society of America Journal 61, 131-139.
- Heckrath G., Djurhuus J., Quine T.A., Van Oost K., Govers G., Zhang Y., 2005. Tillage erosion and its effect on soil properties and crop yield in Denmark. Journal of Environmental Quality 34, 312-324.
- Holland J.M., 2004. The environmental consequences of adopting conservation tillage in Europe: reviewing the evidence. Agriculture, Ecosysystems and Environment 103, 1-25.
- IUSS Working Group WRB., 2006: World References Base for soil resources 2006. World Soil Resources Reports, No. 103, FAO, Rome.

- Jackson M.L., 1975. Soil chemical analysis, advanced course. Published by author, Madison, Wisconsin..
- Janowska E., Konecka-Betley, Czępińska-Kamińska D., Okołowicz M., 2002. Formy żelaza i glinu jako wskaźnik niektórych procesów glebotwórczych w rezerwacie Biosfery: Puszcza Kampinowska. Roczniki Gleboznawcze 53(3/4), 33-46.
- Jansen B., Klaas G.J., Verstraten J.M., 2003. Mobility of Fe(II), Fe(III) and Al in acidic forest soils mediated by dissolved organic matter: influence of solution pH and metal/organic carbon ratios. Geoderma 113, 323- 340.
- Jones R.J.A., Hiederer R., Rusco E., Loveland P.J., Montanarella L., 2004. The map of organic carbon in topsoils in Europe, Version 1.2, September 2003: Explanation of Special Publication Ispra 2004 No.72 (S.P.I.04.72). European Soil Bureau Research Report No.17, EUR 21209 EN, 26 pp. and 1 map in ISO B1 format. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Jones R.J.A., Spoor G., Thomasson A.J., 2003. Experiences with the impact and prevention subsoil compaction in the European Union. Soil and Tillage Research 73, 131-143.
- Jones R.J.A., Verheijen F.G.A., Reuter H.I., Jones A.R. (eds), 2008. Environmental Assessment of Soil for Monitoring Volume V: Procedures & Protocols. EUR 23490 EN/5, Office for the Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1979. Próba oceny zagrożenia gruntów w Polsce erozją wietrzną. Pamiętnik Puławski 71, 167-177.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1992. Zarys morfogenetycznej klasyfikacji gleb. Pamiętnik Puławski 101 (supl.), 50-71.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1995. Erozja agroekosystemów. PIOŚ. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1996a. Erozja i melioracje przeciwerozyjne. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1999. Ochrona gruntów przed erozją. Wyd. IUNG Puławy.
- Józefaciuk Cz, Józefaciuk A., 1996b. Wskazówki metodyczne badania procesów erozji. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa.
- Józefaciuk G., 1998. Zmiany właściwości powierzchniowych gleb i minerałów ilastych w procesach zakwaszania i alkalizacji. Acta Agrophysica, Rozprawy, Instytut Agrofizyki PAN, Lublin.
- Kabała C., Chodak T., Gałka B., 2009. Wpływ genezy osadów oraz procesów pedogenicznych na skład mineralogiczny frakcji ilastej gleb w dolinie Dobrej. Roczniki Gleboznawcze 6(3), 76-85.
- Kabała C., Marzec M., 2010. Profilowe i przestrzenne zróżnicowanie uziarnienia gleb płowych wytworzonych z lessów w południowo-zachodniej Polsce. Roczniki Gleboznawcze 61(3), 52-64.
- Kaczyński R. Grabowska-Olszewska B., 1997. Soil mechanics of the potentially expansive clays in Poland. Applied Clay Science 11, 337-355.
- Karamanos R.E., Harapiak J.T., Flore N.A., 2003. Application of Seed-Row Potash to Barley (*Hordeum vulgare* L.) Grown on Soils with High "Available" Potassium Levels. Canadian Journal of Plant Science 83, 291-303.
- Kaźmierowski C., 2001. Szczegółowa kartografia zerodowanych gleb płowych w mikrozlewni rolniczej na Pojezierzu Poznańskim. Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis 217, Agricultura 87, 87-92.

- Kirkby M.J., Jones R.J.A., Irvine B., Gobin A, Govers G., Cerdan O., Van Rompaey A.J.J., Le Bissonnais Y., Daroussin J., King, D., Montanarella L., Grimm M., Vieillefont V., Puigdefabregas J., Boer M., Kosmas C., Yassoglou N., Tsara M., Mantel S., Van Lynden G.J. and Huting J., 2004. Pan-European Soil Erosion Risk Assessment: The PESERA Map, Version 1 October 2003. Explanation of Special Publication Ispra 2004 No.73 (S.P.I.04.73). European Soil Bureau Research Report No.16, EUR 21176, 18pp. and 1 map in ISO B1 format. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Kobierski M., 2010a. Profile distribution of iron in arable soils formed on glaciall till from Inowrocławska Plain. [w:] L.W. Szajdak, A.K. Karabanov (eds), Physical, chemical, and biological processes in soils, Institute for Agricultural and Forest Environment, Polish Academy of Sciences, The Committe on Land Reclamation and Agricultural Environment Engineering, Polish Academy of Sciences, 295-309.
- Kobierski M., 2010b. Uziarnienie gleb różnych typów wytworzonych z gliny lodowcowej w aspekcie klasyfikacji PTG 2008. Roczniki Gleboznawcze 61(3), 67-76.
- Kobierski M., Dąbkowska-Naskręt H., 2003a. Skład mineralogiczny i wybrane właściwości fizykochemiczne zróżnicowanych typologicznie gleb Równiny Inowrocławskiej. Cz. I. Morfologia oraz właściwości fizyczne i chemiczne gleb Równiny Inowrocławskiej. Roczniki Gleboznawcze 54(4), 17-27.
- Kobierski M., Dąbkowska-Naskręt H., 2003b. Skład mineralogiczny i wybrane właściwości fizykochemiczne zróżnicowanych typologicznie gleb Równiny Inowrocławskiej. Cz. II. Skład mineralogiczny frakcji ilastej. Inowrocławskiej. Roczniki Gleboznawcze 54(4), 29-44.
- Kobierski M., Dąbkowska-Naskręt H., 2005. Potas w zróżnicowanych typologicznie glebach Równiny Inowrocławskiej. Nawozy i Nawożenie, Fertilizers and fertilization 3(24), 171-181.
- Kobierski M,, Dąbkowska-Naskręt H., 2012. Local background concentration of heavy metals in various soil types formed from glacial till of the Inowrocławska Plain. Journal of Elementology 17(4), 560-585.
- Kobierski M., Długosz J., 2011. Wpływ pedogenezy na skład mineralogiczny frakcji ilastej gleb wytworzonych z gliny zwałowej. Roczniki Gleboznawcze 63(1), 91-103.
- Kobierski M., Długosz J., Bartkowiak A., 2009. Clay minerals in different soil types from the Kuyavian-Pomeranian Province. [w:] E. Śliwińska, E. Spychaj-Fabisiak (eds), Understanding the Requirements for Development Agricultural Production and of Rural Areas in the Kuyavian-Pomeranian Province as a Result of Scientific Research, Wydawnictwo Uniwersytetu Technologiczno-Przyrodniczego w Bydgoszczy, 183-197.
- Kobierski M., Wojtasik M., 2009. Zasoby węgla organicznego i nieorganicznego w glebach ornych i użytkowanych sadowniczo wybranych mezoregionów Pojezierza Południowobałtyckiego. Roczniki Gleboznawcze 60, 4:1-8.
- Kobierski M., Wojtasik M., Jaworska H., 2005. Porównanie właściwości gleb brunatnych różnie użytkowanych. Ekologia i Technika 7, 6: 240-246.
- Koćmit A., 1998. Erozja wodna w obszarach młodoglacjalnych Pomorza i możliwości jej ograniczenia. Bibliotheca Fragmenta Agronomica 4B, 83-99.
- Koćmit A., Chudecka J., Podlasiński M., Raczkowski B., Roy M., Tomaszewicz T., 2001a. Przestrzenna zmienność pokrywy glebowej na erodowanym zboczu w obszarze morenowym Pomorza Zachodniego. Folia Universitatis Agricultura Stetinensis 217, Agricultura 87, 97-102.

- Koćmit A., Raczkowski B., Podlasiński M., 2001b. Typologiczna przynależność erodowanych gleb wytworzonych z glin morenowych wybranego obiektu na Pomorzu Zachodnim. Folia Universitatis Agricultura Stetinensis 217, Agricultura 87, 103-108.
- Kondracki J., 2002. Geografia Polski. Wyd. PWN Warszawa.
- Kondratowicz-Maciejewska K., Kobierski M., 2011. Content of available magnesium, phosphorus and potassium forms in soil exposed to varied crop rotation and fertilization. Journal of Elementology 16(4), 543-553.
- Konecka-Betley K., 1968. Zagadnienia żelaza w procesie glebotwórczym. Roczniki Gleboznawcze 19(1), 51-97.
- Konecka-Betley K., 2009. Złożona geneza gleb płowych (Lessives). Roczniki Gleboznawcze 60(4), 113-128.
- Kopittke P.M., Menzies N.W., 2007. A review of the use of the basic cation saturation ratio and the "ideal" soil. Soil Science Society of America Journal 71, 259-265.
- Koreleski K., 1992. Próby oceny natężenia erozji wodnej. Zeszyty Naukowe AR w Krakowie 271, Sesja Nauk 35, 91-100.
- Kosmas C., Gerontidis S., Marathianou M., Detsis B., Zafiriou T., Van Muysen W., Govers G., Quine T., Van Oost K., 2001. The effects of tillage displaced soil on soil properties and wheat biomass. Soil and Tillage Research 58, 31-44.
- Kowaliński S. Bogda A., 1966. Przydatność polskich żywic syntetycznych do sporządzania mikroskopowych szlifów. Roczniki Gleboznawcze 16, 326-336.
- Kowalkowski A., 2004. Rozpoznanie i klasyfikacja wytworzonych w środowisku peryglacjalnym i ekstraperyglacjalnym stref przekształceń i glebopokryw stokowych. Kieleckie Towarzystwo Naukowe. Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego 5, 47-94.
- Kowalkowski A., Prusinkiewicz Z., 1963. Wskaźniki granulometryczne jako kryterium jednorodności osadów lodowcowych. Roczniki Gleboznawcze 13 Supl. 159-162.
- Kozyra J, Doroszewski A., Nieróbca A., 2009. Zmiany klimatyczne i ich przewidywany wpływ na rolnictwo w Polsce. [w:] Kierunki zmian w produkcji roślinnej w Polsce do roku 2020, Studia i Raporty IUNG-PIB 14, 243-257.
- Krasowicz S., Stuczyński T., Doroszewski A., 2009. Produkcja roślinna w Polsce na tle warunków przyrodniczych i ekonomiczno-organizacyjnych. [w:] Kierunki zmian w produkcji roślinnej w Polsce do roku 2020, Raport IUNG-PIB 14, 27-54.
- Kühn P., 2003. Micromorphology and Late Glacial/Holocen genesis of Luvisols in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Germany). Catena 54, 537-555.
- Lal R., 2001. Soil degradation by erosion. Land Degradation and Development 12, 519-539.
- Lenart S. 2008., Wpływ sposobu użytkowania gruntów oraz stosowanej agrotechniki na strukturę gruzełkowatą gleby. Ochrona Środowiska Zasobów Naturalnych 35/36, 173-179.
- Lindstrom M.J., Lobb D.A., Schumacher T.E., 2001. Tillage erosion: an overview. Annals of Arid Zone 40, 337-49.
- Lindstrom M.J., Nelson W.W., Schumachter T.E., 1992. Quantifying tillage erosion rates to moldboard plowing. Soil and Tillage Research 24, 243-255.
- Lipiec J., 2012. Crop responses to soil compaction. Nordic Association of Agricultural Scientists seminar 448: Soil compaction – effects on soil functions and strategies for prevention. NJF Report 8(1), 27-36.
- Lipiec J., Håkansson I., 2000. Influences of degree of compactness and matric water tension on some important plant growth factors. Soil and Tillage Research 53, 87-94.

- Lobb D.A., Kachanoski R.G., Miller M.H., 1995. Tillage translocation and tillage erosion on shoulder slope landscape positions measured using <sup>137</sup>Cs as a tracer. Canadian Journal of Soil Science 75, 211-218.
- Lobb D.A., Kachanoski R.G., Miller M.H., 1999. Tillage translocation and tillage erosion in the complex upland landscapes of southwestern Ontario, Canada. Soil and Tillage Research 51, 189-209.
- Louwagie G., Gay S.H., Burrell A. (eds), 2009. Addressing soil degradation in EU agriculture: relevant processes, practices and policies. Report on the project: Sustainable agriculture and Soil Conservation (SoCo). JRC Scientific and Technical Reports. EC. Luxembourg 49-52.
- Marcinek J., 1994. Rozmiary erozji wodnej gleb w Wielkopolsce. Roczniki AR w Poznaniu 266, Melioracja Inżynieria Środowiska 14, 63-73.
- Marcinek J., Komisarek J., 2004. Antropogeniczne przekształcenia gleb Pojezierza Poznańskiego na skutek intensywnego użytkowania rolniczego. Wydawnictwo AR Poznań, 1-97.
- Marcinek J., Komisarek J., 2001. Przekształcenia pokrywy glebowej na skutek przyspieszonej erozji wodnej falistych i pagórkowatych terenów Niziny Wielkopolski. Folia Universitatis Agricultura Stetinensis 217, Agricultura 87, 135-146.
- Marcinek J., Komisarek J., Kaźmierowski C., 1995. Degradacja fizyczna gleb płowych i czarnych ziem intensywnie użytkowanych rolniczo w Wielkopolsce. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 418, 143-147.
- Marzec M. Kabała C., 2008. Wpływ uziarnienia, substancji organicznej i odczynu na zawartość wymiennych form żelaza i manganu w różnych typach gleb leśnych. Roczniki Gleboznawcze 59(3/4), 195-205.
- Mc Lean E.O., Hartwig R.C., Eckert D.J., Triplett G.B., 1983. Basic cation saturation ratios as a basis for fertilizing and liming agronomic crops. II. Field studies. Agronomy Journal 75, 635-639.
- Mehra O.P., Jackson M.L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays Clay Minerals 7, 317-327.
- Mermut A.R., Luk S.H., Römkens M.J.M., Poesen J.W.A., 1997. Soil loss by splash and wash during rainfall from two loess soils. Geoderma 75(3/4), 203-214.
- Moore C.A., Reynolds R.C., 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals (2<sup>nd</sup> edition). Oxford University Press.
- Munsell Color., 2000. Munsell soil color charts. Gretagmacbeth. New Windsor, NY.
- Niedźwiecki J., Czyż E.A., Dexter A.R., 2006. Przewodność hydrauliczna warstwy ornej gleb w zależności od parametrów fazy stałej gleby. Pamiętnik Puławski 148, 297-307.
- Nissen T.M., Wander M.M., 2003. Management and soil-quality effects on fertilizer-use efficiency and leaching. Soil Science Society of America Journal 67, 1524-1532.
- Nowocień E., 2008. Wybrane zagadnienia erozji gleb w Polsce. [w:] Problem erozji gleb w procesie przemian strukturalnych na obszarach wiejskich. Studia i Raporty IUNG-PIB 10, 9-38.
- Pabin J., Włodek S., Biskupski A., 1998. Optymalna gęstość kryterium oceny właściwości fizycznych gleb w dobrej kulturze rolniczej. Materiały Konferencji Naukowej IUNG Puławy K 15(1), 413-422.
- Pagliai M., Vignozzi N., Pellegrini S., 2004. Soil structure and the effect of management practices. Soil and Tillage Research 79, 131-143.

- Paluszek J., 2010. Zmiany pokrywy glebowej pod wpływem erozji. Prace i Studia Geograficzne 45, 279-294.
- Paluszek J., 2011. Kryteria oceny jakości fizycznej gleb uprawnych Polski. Acta Agrophysica. Rozprawy i Monografie 191.
- Paluszek J., Słowińska-Jurkiewicz A., 2004. Problematyka jakości gleb wytworzonych z lessu podlegających erozji wodnej. Acta Agrophysica. Rozprawy i Monografie 5, 89-100.
- Paluszek J., Żembrowski W., 2008. Ulepszanie gleb ulegających erozji w krajobrazie lessowym. Acta Agrophysica Rozprawy i Monografie 164.
- Panagos P., Meusburger K., Alewell C., Montanarella L., 2012. Soil erodibility estimating using LUCAS point survey data of Europe. Environmental Modelling and Software 30, 143-145.
- Papiernik S.K. Lindstrom M.J., Schumacher T.E., Schumacher J.A., Malo D.D., Lobb D.A., 2007 Characterization of soil profiles in a landscape affected by long-term tillage. Soil and Tillage Research 93, 335-345.
- Papiernik S.K., Lindstrom M.J., Schumacher J.A., Farenhorst A., Stephens K.D., Schumacher T.E., Lobb D.A., 2005. Variation in soil properties and crop yield across an eroded prairie landscape. Journal of Soil and Water Conservation 60, 388-395.
- Parylak D., Wacławowicz R., 2004. Wpływ nawożenia organicznego w trzecim roku po zastosowaniu oraz dawek azotu na wskaźniki struktury gleby średniej. Roczniki Gleboznawcze 15(1), 193-201.
- Pavel L., Uziak S., 1977. Metody badań składu i właściwości mineralnych wysokodyspersyjnych składników gleb. Problemy Agrofizyki 24, 5-67.
- Pérez-Maqueda L.A., Balek V., Poyato J., Pérez-Rodriquez J.L., Šubrt J., Bountseva I.M., Beckman I.N., Málek Z., 2003. Study of natural and ion exchanged vermiculite by emanation thermal analysis, TG, DTA and XRD. Journal of Thermal Analysis and Calorimetry 71, 714-726.
- Piccolo A., Pietramellara G., Mbagwu J.S.C., 1997. Use of humic substances as soil conditioners to increase aggregate stability. Geoderma 75, 267-277.
- Plante A.F., Conant R.T., Stewart C.E, Paustian K., Six K.J., 2006. Impact of soil texture on the distribution of soil organic matter in physical and chemical fractions. Soil Science Society of America Journal 70, 287-296.
- Podlasiński M., 2006. Przydatność wskaźników granulometrycznych i niektórych właściwości chemicznych materiału glebowego na stoku do określenia udziału erozji wodnej i uprawowej w przekształcaniu gleb w warunkach Pomorza. Roczniki AR w Poznaniu 375, Rolnictwo 65, 139-148.
- Podolski B., 2008. Agrotechnika przeciwerozyjna. [w:] Problem erozji gleb w procesie przemian strukturalnych na obszarach wiejskich, Studia i Raporty IUNG-PIG 10, 69-78.
- Poesen J.W.A., Verstraeten G., Soenens R., Seynaeve L., 2001. Soil losses due to harvesting of chicory roots and sugar beet: an underrated geomorphic process? Catena 43, 35-47.
- Poręba J.G., 2006. Caesium-137 as a soil erosion tracer: A review. Geochronometria Journal on Methods and Applications of Absolute Chronology 25, 37-46.
- Pranagal J., 2004. Wpływ systemu uprawy na zawartość węgla organicznego w glebie. Annales UMCS, Sec. E, 59(1), 1-10.

- Presley D.R., Ransom M.D., Kluitenberg G.J., Finnell P.R., 2004. Effect of thirty years of irrigation on the genesis and morphology of two semiarid soil in Kansas. Soil Science Society of America 68, 1916-1926.
- Prusinkiewicz Z., Proszek P., 1990. Program komputerowej interpretacji wyników analizy uziarnienia gleb - TEKSTURA. Roczniki Gleboznawcze 41(3/4), 5-16.
- PTG Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, 2009. Klasyfikacja uziarnienia gleb i utworów mineralnych – PTG 2008. Roczniki Gleboznawcze 60(2), 5-16.
- Pusch R., Karnland O., 1996. Physico-chemical stability of smectite clays. Engineering Geology 41, 73-85.
- Quine T.A., 1999. Use of caesium-137 data for validation of spatially distribution erosion models: the implications of tillage erosion. Catena 37, 415-430
- Rejman J., 1997. Runoff and soil loss under conventional tillage for cereal production in Poland. Bibliotheca Fragmenta Agronomica 2B, 559-562.
- Rejman J., 2006. Wpływ erozji wodnej i uprawowej na przekształcenie gleb i stoków lessowych. Acta Agrophysica, Rozprawy i Monografie 136.
- Rejman J., Brodowski R., Iglik I., 2008. Annual variations of soil erodibility of silt loam developed from loess based on 10-years runoff plot studies. Annals of Warsaw University of Life Sciences – SGGW, Land Reclamation 39, 77-83.
- Rejman J., Paluszek J., 2005. Ocena przemieszczenia gleby pod wpływem orki głębokiej. Acta Agrophysica 5(1), 129-135.
- Rejman J., Smetanová A., 2010. Przemieszczanie gleby pod wpływem uprawki przedsiewnej na stoku lessowym o różnym spadku. Prace i Studia Geograficzne 45, 79-88.
- Rejman J., Turski R., Paluszek J., 1998. Spatial and temporal variations in erodibility of loess soil. Soil and Tillage Research 46, 61-68.
- Rejman J., Usowicz B., 1998. Zastosowanie modelu USLE do prognozowania natężenia erozji wodnej gleb płowych Wyżyny Lubelskiej: teoria i praktyka. Bibliotheca Fragmenta Agronomica 4B, 231-244.
- Rejman J., Usowicz B., 2002. Evaluation of soil-loss contribution areas on loss soils in southeast Poland. Earth Surface Processes and Landforms 27(13), 1415-1423.
- Renard K.G., Foster G.R., Weessies G.A., McCool D.K., Yoder D.C. (eds.), 1997. Predicting Soil Erosion by Water: A guide to to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook 703. 404 ss.
- Riley H., Pommeresche R., Eltun R., Hansen S., Korsaeth A., 2008. Soil structure, organic matter and earthworm activity in a comparison of cropping systems with contrasting tillage, rotations, fertilizer levels and manure use. Agriculture, Ecosystems and Environment 124, 275-284.
- Rusco E., Jones R., Bidoglio G., 2001. Organic matter in the Soils of Europe: Present status and future trends. EUR 20556 EN Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Russian Soil Clasyfication System, 1997. Tonkonogov V.D., Lebedeva I.I., Shishov L.L. (eds.), Dokuchaev Soil Institute: Moscow, English version, ed. by R.W. Arnold, 2001.
- Rust R.H., 1983. Alfisols. [w:] L.P. Wilding, N.E. Smeck, G.F. Hall (eds.), Pedogenesis and Soil Taxonomy: II. The Soil Orders. Elsevier New York, 253-282.
- Ruysschaert G., Poesen J., Verstraeten G., Govers G., 2006. Soil losses due to mechanized potato harvesting. Soil and Tillage Research 86, 52-72.
- Rybicki R., 2010. Zróżnicowanie pokrywy glebowej terenów erodowanych na przykładzie zlewni rzeki Opatówki. Prace i Studia Geograficzne 45, 295-305.

- Scheinost A.C., Schwertmann U., 1999. Color Identification of Iron Oxides and Hydroxysulfates: Use and Limitations. Soil Science Society of America Journal 63, 1463-1471.
- Schulten H.R., Leinweber P., 2000. New insights into organic-mineral particles: composition, properties and models of molecular structure. Bulletin of Fertilisation Soils 30, 399-432.
- Schultze D., 1974. Termiczna analiza różnicowa. PWN Warszawa.
- Shwertmann U., 1964. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraction mit Ammoniumoxalat-Lösung. Z. PFL. Ernähr Dung. Bodenk 105, 194-202.
- Siczek A., Lipiec J., 2011. Soybean nodulation and nitrogen fixation in response to soil compaction and surface straw mulching. Soil and Tillage Research 114, 50-56.
- Sinkiewicz M., 1998. Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski Północnej. UMK Toruń 103 ss.
- Six J., Elliott E.T., Paustian K., 2000. Soil structure and soil organic matter: II. A normalized stability index and the effect of mineralogy. Soil Science Society America Journal 64, 1042-1049.
- Six J., Feller, C., Denef K., Ogle S.M., Sa M.J.C., Albrecht A., 2002. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils – Effects of no-tillage. Agronomie 22, 755-775.
- Smeck N.E., Novak J.M., 1994. Weathering of soil clays with dilute sulphuric acid as influenced by sorbed humic substances. Geoderma 63, 63-76.
- Soil Survey Division Staff., 1993. Soil survey manual. UDSA Handbook No. 18. GPO, Washington, DC.
- Stach A., 2006. Erozja uprawowa w trakcie orki i pozyskiwania plonów. Roczniki AR Poznań 375, Rolnictwo 65, 163-179.
- Stasik R., Szafrański Cz., 2001a. Próba zastosowania modelu USLE do prognozowania intensywności erozji wodnej gleb Pojezierza Gnieźnieńskiego. Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis 217, 213-216.
- Stasik R., Szafrański Cz., 2001b. Wpływ uprawy wybranych gatunków roślin na występowanie i natężenie erozji wodnej w terenach bogato urzeźbionych. Materiały konferencyjne Ogólnopolskiej konferencji naukowej: Kompleksowe i Szczegółowe Problemy Inżynierii Środowiska 43, 619-629.
- Stasik R., Szafrański Cz., 2005. Zmiany w pokrywie glebowej erodowanych terenów Pojezierza Gnieźnieńskiego. Acta Agrophysica 5(2), 447-454
- Steegen A., Govers G., 2001. Correction factors for estimating suspended sediment export from Loess catchments. Earth Surface Processes and Landform 26, 441-449.
- Stolbovoi V., 2002. Carbon in Russian soils. Climatic Change 55, 131-156.
- Stolbovoy V., Montanarella L., Panagos P. (eds.), 2007. Scientific and Technical Research Reports. Carbon sink enhancement in soils of Europe: Data, Modeling, Verification. EUR 23037 EN. JRC. Office for Official Publications of the European Communities Luxembourg.
- Stoops G., 2003. Guidelines for the analysis and description of soil and regolith thin sections. SSSA, Madison, WI.
- Stuczyński T. Kozyra J., Łopatka A., Siebielec G., Jadczyszyn J., Koza P., Doroszewski A., Wawer R., Nowocień E., 2007. Przyrodnicze uwarunkowania produkcji rolniczej w Polsce. [w:] Współczesne uwarunkowania organizacji produkcji w gospodarstwach rolniczych. Studia i Raporty IUNG-PIB 7, 77-115.
- Systematyka gleb Polski, 2011. Roczniki Gleboznawcze 62(3), 5-142.

- Szrejder B., 1998. Niektóre właściwości i pozycja systematyczna gleb powstałych w wyniku denudacji antropogenicznej w Koniczynce na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 460, 499-551.
- Środoń J., Gaweł A., 1988. Identyfikacja rentgenograficzna krzemianów warstwowych. [w:] A. Bolewski, W. Żabiński (red.), Metody badań minerałów i skał, Wydawnictwo Geologiczne Warszawa, 290-307.
- Święchowicz J., 2002. The influence of plant cover and land use on slope-channel decoupling in a foothill catchment: a case study from the Carpathian Foothills, Southern Poland. Earth Surface Processes and Landforms 27, 463-480.
- Świtoniak M., 2007. Geneza, systematyka i wartość użytkowa gleb o dwudzielnym uziarnieniu w krajobrazie młodoglacjalnym na przykładzie Pojezierza Chełmińskiego i Brodnickiego. Praca doktorska. UMK Toruń.
- Świtoniak M., 2011. Przekształcenia pokrywy glebowej obszarów wysoczyznowych Pojezierza Brodnickiego w wyniku oddziaływania denudacji antropogenicznej. [w:]
  M. Jankowski (red.), Wybrane problemy genezy, systematyki, użytkowania i ochrony gleb regionu kujawsko-pomorskiego, Wrocław, Warszawa, PTSH, PTG 49-64.
- Świtoniak M., Bednarek R., Mendyk Ł., Dzierzyk P., 2012. Wpływ denudacji antropogenicznej na pokrywę glebową zagłębienia bezodpływowego w rezerwacie Retno. [w:] M.T. Karasiewicz, P. Hulisz, M. Świtoniak (red.), Postglacjalna historia zagłębienia bezodpływowego w rezerwacie Retno (Pojezierze Brodnickie), 59-73.
- Targulian V.O., Krasilnikov P.V., 2005. Soil system and pedogenic processes: Selforganization, time, scales, and environmental significance. Catena 71, 373-381.
- Terelak H., Motowicka-Terelak T., Wróblewska E., Gawrysiak L., Pietruch Cz., 2001. Mapa zawartości substancji organicznej w glebach użytków rolniczych Polski. IUNG Puławy.
- Turski M., 2010. Wpływ sposobu użytkowania na trwałość agregatów gleby wytworzonej z lessu. Acta Agrophysica 15(1), 197-203.
- Turski R., Paluszek J., Słowińska-Jurkiewicz A., 1987. Wpływ erozji na właściwości fizyczne gleb wytworzonych z lessu. Roczniki Gleboznawcze 38(1), 37-49.
- Turski R., Paluszek J., Słowińska-Jurkiewicz A., 1991. Wpływ rzeźby terenu na stopień zerodowania i właściwości fizyczne gleb lessowych. [w:] Z. Mazur, S. Pałys, W. Grodzieński (red.), Erozja gleb i jej zapobieganie. Wydawnictwo AR Lublin, 47-62.
- Turski R., Paluszek J., Słowińska-Jurkiewicz A., 1992. The effect of erosion on the spatial differentiation of the physical properties of Orthic Luvisols. International Agrophysics 6, 123-136.
- Van Beek Ch., Tóth G. (eds.), 2012. Risk Assessment Methodologies of Soil Threats in Europe. European Commission EUR 24097 EN – Joint Research Centre – Institute for Environment and Sustainability. Luxembourg: Publications Office of the European Union.
- Van den Akker J.J.H., Arvidsson J., Horn R., 2003. Introduction to the special issue on experiences with the impact and prevention of subsoil compaction in the European Union. Soil and Tillage Research 73, 1-8.
- Van der Knijff J.M., Jones R.J.A., Montanarella L., 2000. Soil erosion risk assessment in Europe, EUR 19044 EN. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Van Muysen W., Govers G., Bergkamp G., Roxo M, Poesen J., 1999. Measurement and modeling of the effects of initial soil conditions and slope gradient on soil translocation by tillage. Soil and Tillage Research 51, 303-316.

- Van Oost K., Cerdan O., Quine T.A., 2009. Accelerated sediment fluxes by water and tillage erosion on European agricultural land. Earth Surface Processes and Landforms 34(12), 1625-1634.
- Van Oost K., Govers G., de Alba S., Quine T.A., 2006. Tillage erosion: a review of controlling factors and implications for soil quality. Progress in Physical Geography 30, 4: 443-466.
- Van Oost K., Govers G., Desemet P., 2000a. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. Landscape Ecology 15, 577-589.
- Van Oost K., Govers G., Van Muysen W., Quinne T.A., 2000b. Modelling translocation and dispersion of soil constituents by tillage on sloping land. Soil Science Society of American Journal 64, 1733-1739.
- Van Oost K., Van Muysen W., Govers G., Deckers J., Quinne T.A., 2005. From water to tillage erosion dominated landform evolution. Geomorphology 72, 193-203.
- Van Rompaey A.J.J., Vieillefont V., Jones R.J.A., Montanarella L., Verstraeten G., Bazooffi P., Dostal T., Krasa J., Devente J., Poesen J., 2003. Validation of soil erosion estimates at European scale. European Commision, JRC, EUR 20827 EN.
- Van-Camp L., Bujarrabal, B., Gentile A-R., Jones R.J.A., Montanarella L., Olazabal C., Selvaradjou S-K., 2004. Reports of the Technical Working Groups Established under the Thematic Strategy for Soil Protection. EUR 21319 EN/6, Office for Official Publications of the European Communities Luxembourg.
- Wacławowicz R., Parylak D., Maziarek A., 2012. Zmiany wskaźników struktury gleby pod wpływem zróżnicowanych systemów uprawy pszenicy jarej. Fragmenta Agronomica 29(2), 123-133.
- Wawer R., Nowocień E., 2006. Mapa erozji wodnej aktualnej w oparciu o CORINE Land Cover 2000. Pamiętnik Puławski 142, 537-546.
- Wawer R., Nowocień E., 2007. Aktualne zagrożenie erozją gleb w Polsce. [w:] Sprawdzenie przydatności wskaźników do oceny zrównoważonego gospodarowania zasobami środowiska rolniczego w wybranych gospodarstwach, gminach i województwach, Studia i Raporty IUNG-PIB 5, 157-168.
- Wawer R., Nowocień E., 2008. Erozja wodna aktualna w Polsce wg województw w oparciu o CORINE CL 2000. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 526, 251-256.
- Waychunas G.A., Kim C.S., Banfield J.F., 2005. Nanoparticulate iron oxide minerals in soils and sediments: unique properties and contaminant scavenging mechanisms. Journal of Nanoparticle Research 7, 409-433.
- Wheeler D.B., Thompson J.A., Bell J.C., 1999. Laboratory comparison of soil redox conditions between red soils and brown in Minnesota, USA. Wetlands 19(3), 607-616.
- White G.R., Kirkegaard J.A., 2010. The distribution and abundance of wheat roots in adense, structured subsoil implications for water uptake. Plant, Cell and Environment 33, 133-148.
- Wilson M.J., 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. Clay Minerals 34, 7-25.
- Wischmeier W.H., Smith D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses a guide for conservation planning. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook 537.
- Wojtasik M., 1989. Ocena gęstości gleb wytworzonych z glin zwałowych. Roczniki Gleboznawcze 40(2), 29-42.

- Wojtasik M., Wiśniewski P., Loranc L., 2008. Problemy erozji gleb na przykładzie kilku gmin w województwach kujawsko -pomorskim i wielkopolskim. Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska 3(41), 41-49.
- Wyrwicki R., 1988. Analiza derywatograficzna skał ilastych. Wydawnictwo UW, 5-224.
- Zagórski Z., 1996. Granulometryczne wskaźniki pedo- i litogenezy w glebach niejednorodnych wytworzonych z osadów glacjalnych. Roczniki Gleboznawcze 47 suplement, 125-135.
- Zagórski Z., 2001. Formy żelaza jako wskaźnik procesów pedo- i litogenezy w glebach niecałkowitych. Roczniki Gleboznawcze 52 suplement, 87-97.
- Zasoński S., Skiba S. 1988. Chemiczne i mikromorfologiczne właściwości gleb wapniowcowych okolic Cieszyna. Roczniki Gleboznawcze 39(3), 71-90.
- Zhang J.H., Nie X.J., Su Z.A., 2008. Soil profile properties in relation to soil redistribution by intense tillage on a steep hillslope. Soil Science Society of America Journal 72, 1767-1773.
- Zhang X.C., Norton L.D., 2002. Effect of exchangeable Mg on saturated hydraulic conductivity, disaggregation and clay dispersion of disturbed soils. Journal of Hydrology 260, 194-205.
- Żarski J., 2011. Tendencje zmian klimatycznych wskaźników potrzeb nawadniania roślin w rejonie Bydgoszczy. Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich 5, 29-37.
- Żmudzka E., 2009. Współczesne zmiany klimatu Polski. Acta Agrophysica 13(2), 555-568.

#### Normy, Roczniki statystyczne

PN-EN ISO 11260: 2011. Jakość gleby – Oznaczanie efektywnej pojemności wymiennej kationowej i stopnia wysycenia zasadami z zastosowaniem roztworu chlorku baru. Mały Rocznik Statystyczny GUS 2012.

Rocznik Ochrony Środowiska GUS 2011.

Rocznik Statystyczny Rolnictwa GUS 2011.

### MORFOLOGIA, WŁAŚCIWOŚCI ORAZ SKŁAD MINERALNY GLEB PŁOWYCH ZERODOWANYCH W WYBRANYCH OBSZARACH MORENOWYCH WOJEWÓDZTWA KUJAWSKO-POMORSKIEGO

#### Streszczenie

Działalność rolnicza w terenie urzeźbionym mezoregionów Pojezierza Krajeńskiego, Chodzieskiego i Chełmińskiego powoduje denudację antropogeniczną, przejawiającą się redukcją pierwotnego poziomu próchnicznego oraz włączeniem poziomu luvic (Et) w miaższość współczesnej warstwy płużnej. Badane gleby płowe wykazuja budowe profilowa gleb średnio zerodowanych o sekwencji poziomów genetycznych: Ap-Bt1-Bt2-Ck(g) lub Ap-Bt1-Bt2-BC-Ck(g), w których poziom powierzchniowy (Ap) zalega na stropie poziomu iluwialnego (Bt). Widoczne poniżej poziomu Ap wyściółki iłu koloidalnego na powierzchni agregatów glebowych świadcza o obecności poziomu diagnostycznego argic. We wszystkich badanych glebach bardzo wyraźnie zaznaczyły się cechy procesu *lessivage*, czego odzwierciedleniem jest nagromadzenie iłu koloidalnego, żelaza wolnego, TiO<sub>2</sub> oraz innych składników w poziomie Bt. Analiza mikromorfologiczna materiału glebowego poziomu iluwialnego pozwala na prawidłowa klasyfikacje tych gleb. Bardzo liczne wzbogacenia ilaste, miejscami o laminowanej strukturze, widoczne w obrazie mikroszlifów, potwierdzają obecność poziomu diagnostycznego argic, właściwego dla gleb płowych. Nagromadzenie smektytu we frakcji iłowej poziomu Bt wiązać należy ze wzbogaceniem we frakcję <0,2 µm, zasobną w te minerały. Obecność smektytu we frakcji iłowej poziomu Ap kilku opisywanych gleb oraz relatywnie niska zawartość materii organicznej wpływać może na osłabienie trwałości struktur glebowych oraz zwiększyć zagrożenie erozja wodna powierzchniowa. Zawartość żelaza wolnego (Fed) w profilach gleb płowych, podlegających erozji uprawowej, może być wskaźnikiem stopnia zerodowania, ponieważ niskie wartości wskaźnika przemieszczenia (Bt/Ap) dotyczą gleb o najwyższym stopniu zerodowania. Zbliżona lub wyższa zawartość TiO<sub>2</sub> w poziomie Ap może być wykorzystana jako tło geochemiczne do oszacowania stopnia zerodowania poziomów solum. Wyniki badań wskazuja na potrzebe aktualizacji map glebowo-rolniczych zgodnie ze współczesnym stanem wiedzy gleboznawczej i najnowszą systematyką gleb Polski. Konieczne jest wypracowanie metod reinterpretacji źródłowych materiałów kartograficznych na podstawie wyników badań terenowych i laboratoryjnych. Problemy związane z klasyfikacja gleb podlegających denudacji antropogenicznej pozostają nadal nierozwiązane. Określenie stopnia zerodowania gleb płowych pozwoliłoby uniknąć błędów przy określaniu ich systematycznej przynależności, ponieważ kontury gleb brunatnych widoczne na mapach glebowo-rolniczych dotyczą w rzeczywistości gleb płowych zerodowanych.

#### MORPHOLOGY, PROPERTIES AND MINERALOGICAL COMPOSITION OF ERODED LUVISOLS IN SELECTED MORAINIC AREAS OF THE KUYAVIAN AND POMERANIAN PROVINCE

#### Summary

The agricultural activity in the sloping landscape of the Krajeńskie, Chodzieskie and Chełmińskie Lake Districts mesoregions results in the anthropogenic denudation, demonstrating the reduction of the original humus horizon and including the lowthickness luvic horizon (Et) in the soil thickness of the contemporary plough layer. The Luvisols investigated show the profile sequence of average-eroded soils with the Ap-Bt1-Bt2-Ck(g) or Ap-Bt1-Bt2-BC-Ck(g) genetic horizon sequences in which the surface horizon (Ap) is located on the top of the illuvial horizon (Bt). Found below horizon Ap, the clay-fraction linings around the soil aggregates demonstrate the presence of the diagnostic argic horizon. In all the soils investigated the lessivage characteristics were very clear, which is reflected in the accumulation of the clay fraction, free iron, TiO<sub>2</sub> as well as other components in horizon Bt. The micromorphological analysis of the illuvial horizon soil material facilitates the adequate classification of those soils. Very numerous clay enrichments, in some pores - with a laminated structure, found in the thin-section images, confirm the presence of the *argic* diagnostic horizon specific for Luvisols. The accumulation of smectite in the clay fraction of horizon Bt must have been due to the enrichment in fraction <0.2 µm, rich in those minerals. The presence of the smectite in the clay fraction in horizon Ap of a few soils described and a relatively low content of organic matter can deteriorate the stability of the soil aggregates and increase the threat of surface water erosion. The content of free iron (Fe<sub>d</sub>) in the profiles of Luvisols, undergoing tillage erosion can indicate the degree of erosion since low values of the mobility index (Bt/Ap) refer to the soils demonstrating the highest degree of erosion. A similar or higher content of  $TiO_2$  in horizon Ap can be used as the geochemical background to evaluate the degree of erosion of the solum horizons. The results of research call for updating the soil-and-agricultural maps compliant with the contemporary state of the knowledge of soil science and the latest Poland's soil classification (Systematyka gleb Polski). It is necessary to develop the methods of reinterpretation of the cartographic source materials pursuant on the results of field and laboratory experiments. The problems connected with the classification of soils exposed to anthropogenic denudation have still remained unsolved. Determining the degree of Luvisols erosion would allow for avoiding mistakes while providing their classification since the contours of Cambisols visible in the current soil-and-agricultural maps, in fact, refer to the eroded Luvisols.

# ZAŁĄCZNIK 1

# Opis cech mikromorfologicznych

Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L1 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L1

## A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 1)

A.1. Składniki mineralne:  $c > 0,1 \text{ mm}, f_1(0,1-0,02 \text{ mm}); f_2 < 0,02 \text{ mm}.$ 

A.1.1. Frakcja *c* – występują średnio i dobrze obtoczone ziarna kwarcu;

nieliczne ziarna skaleni potasowych oraz ponad 5 mm fragmenty skał magmowych. A.1.2. Frakcja  $f_1$  – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne skalenie i plagioklazy bez śladów wietrzenia; dobrze obtoczone ziarna glaukonitu, akcesoryczne pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  – obecność drobnodyspersyjnego kwarcu oraz minerałów ilastych. A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – obecność domen kierunkowych o silnej dwójłomności w papulach ilastych o strukturze *speckled b-fabric*.

A.3. c i  $f_2$ . Typ rozmieszczenia: *chitonic miejscami enaulic*.

A.4. Substancja organiczna - słabo rozłożone tkanki roślinne w bioporach (humiskel).

A.5. Puste przestrzenie v: liczne kanaliki (ø 10-50 µm), biopory (ø 100-200 µm).

### B. Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – wypełnienia ilaste o strukturze laminowanej w kanalikach, wzbogacenia ilaste powstałe w wyniku iluwiacji. W niektórych papulach wypełnienia mieszane ilasto-kwarcowe.

B.2. Amorficzne - brak.



- Fot. 1. Powłoczki ilaste o strukturze laminowanej (a), wypełnienia ilasto-kwarcowe (b). Poziom Bt1, Profil L1. Nikole skrzyżowane
- Photo 1. Laminated-structure clay coatings (a), clay-and-quartz infillings (b). Horizon Bt1, Profile L1. Cross-polarized light
Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L2 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L2

# A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 2)

A.1. Składniki mineralne: c > 0,1 mm,  $f_1(0,1-0,02 \text{ mm})$ ;  $f_2 < 0,02 \text{ mm}$ .

A.1.1. Frakcja c – dominują dobrze obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne ziarna skaleni potasowych oraz pojedyncze dobrze obtoczone okruchy skał magmowych.

A.1.2. Frakcja  $f_i$  – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu, skalenie i plagioklazy; nieliczne dobrze obtoczone ziarna glaukonitu; akcesoryczne pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  – obecność drobnodyspersyjnego kwarcu oraz minerałów ilastych.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – średnio wykształcone bardzo drobne domeny minerałów ilastych typu *striated b- fabric* między ziarnami drobnodyspersyjnego kwarcu.

A.3. c i  $f_2$ . Typ rozmieszczenia: *chitonic*.

A.4. Substancja organiczna – brak

A.5. Puste przestrzenie v: nieliczne

# B. Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – wzbogacenia ilasto-kwarcowe powstałe w skutek mechanicznego przemieszczenia.

B.2. Amorficzne – nieliczne nodule żelaziste typu porfirowego barwy ciemnobrunatnej.



Fot. 2. Wypełnienia ilasto-kwarcowe. Poziom Bt1, Profil L2. Nikole skrzyżowane Photo 2. Clay-and-quartz inillings. Horizon Bt1, Profile L2. Cross-polarized light

Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L3 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L3

# A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 3)

A.1. Składniki mineralne: c > 0,1 mm,  $f_1(0,1-0,02$  mm);  $f_2 < 0,02$  mm.

A.1.1. Frakcja c – dominują średnio i dobrze obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne ziarna skaleni potasowych i sodowych o znacznym stopni zwietrzenia.

A.1.2. Frakcja  $f_I$  – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu; skalenie i plagioklazy ze śladami wietrzenia (serycytyzacji); dobrze obtoczone ziarna glaukonitu; akcesoryczne pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  – drobnodyspersyjny kwarc i minerały ilaste.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – wokół porów domeny ilaste o strukturze *striated b-fabric* w dużych papulach ilastych słabo wykształcone domeny ilaste o strukturze *spackled b-fabric*.

A.3. c i  $f_2$ . Typ rozmieszczenia: *chitonic miejscami enaulic*.

A.4. Substancja organiczna – nieliczne fragmenty słabo rozłożonych tkanek roślinnych (*humiskel*).

A.5. Puste przestrzenie v: liczne kanaliki oraz duże szorstkościenne pustki (ø 100-500 µm).

# B. Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – materiał bogaty we frakcję ilastą oddzielony wypełnieniami ilastokwarcowymi, nacieki ilaste powstałe w wyniku iluwiacji. Mechanicznie przemieszczony substrat glebowy.

B.2. Amorficzne – niewielkie ( $\emptyset$  50-200  $\mu$ m) nodule żelaziste typu porfirowego barwy brunatnej.



- Fot. 3. Materiał ilasty pomiędzy wypełnieniami ilasto-kwarcowymi (a), powłoczki ilaste (b), kanaliki (c). Poziom Bt1, Profil L3. Nikole skrzyżowane
- Photo 3. Clay material among clay-and-quartz infillings (a), clay coatings (b), channels (c). Horizon Bt1, Profile L3. Cross-polarized light

Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L4 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L4

#### A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 4)

A.1. Składniki mineralne: c > 0,1 mm,  $f_1(0,1-0,02 \text{ mm})$ ;  $f_2 < 0,02 \text{ mm}$ .

A.1.1. Frakcja c – dominują średnio i dobrze obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne ziarna skaleni potasowych i sodowych o znacznym stopni zwietrzenia.

A.1.2. Frakcja  $f_I$  – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu, skalenie i plagioklazy; nieliczne dobrze obtoczone ziarna glaukonitu; akcesorycznie: pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  – minerały ilaste i drobnodyspersyjny kwarc.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – wykształcone domeny minerałów ilastych w większości o strukturze striated *b-fabric*.

A.3. c i  $f_2$ . Typ rozmieszczenia: *chitonic miejscami enaulic*.

A.4. Substancja organiczna – nieliczne fragmenty słabo rozłożonych tkanek roślinnych (*humiskel*).

A.5. Puste przestrzenie v: kanaliki ( $\emptyset$  10-50 µm) oraz duże szorstkościenne pustki (do 500 µm).

#### **B.** Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – w licznych strefach wypełnienia ilaste o strukturze laminowanej. W niektórych miejscach impregnacje żelaziste.

B.2. Amorficzne - nieliczne nodule żelaziste typu porfirowego barwy ciemnobrunatnej.



- Fot. 4. Wypełnienia ilaste (a), impregnacje żelaziste (b). Poziom Bt1, Profil L4. Nikole skrzyżowane
- Photo 4. Clay infillings (a), ferruginous impregnation (b). Horizon Bt1, Profile L4. Cross-polarized light

Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L5 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L5

# A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 5)

A.1. Składniki mineralne: c > 0,1 mm,  $f_1(0,1-0,02$  mm);  $f_2 < 0,02$  mm.

A.1.1. Frakcja c – dominują dobrze obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne skalenie potasowe i dobrze obtoczone kwarcyty; fragmenty skał magmowych.

A.1.2. Frakcja  $f_1$  – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne skalenie i plagioklazy, dobrze obtoczone ziarna glaukonitu, akcesoryczne pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  – minerały ilaste i dyspersyjny kwarc.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – w papulach wykształcone domeny minerałów ilastych o strukturze *speckled b-fabric*. Miejscami wypełnienia porów o strukturze *srtiated b-fabric*.

A.3. c i  $f_2$ . Typ rozmieszczenia: *chitonic* miejscami *enaulic*.

A.4. Substancja organiczna – liczne zwęglone tkanki roślinne o różnym stopniu rozłożenia (*humiskel*).

A.5. Puste przestrzenie v: liczne kanaliki (ø 10-50 µm) krzyżujące się pod katem prostym.

# **B.** Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – nieregularne papule ilaste. W niektórych porach nacieki ilaste o strukturze laminowanej oraz wypełnienia ilasto-kwarcowe.

B.2. Amorficzne - nieliczne ciemnobrunatne nodule żelaziste typu porfirowego.



- Fot. 5. Nieregularne papule ilaste (a), powłoczki ilaste o strukturze laminowanej (b). Poziom Bt1, Profil L5. Nikole skrzyżowane
- Photo 5. Irregular clay papules (a), laminated-structure clay coatings (b). Horizon Bt1, Profile L5. Cross-polarized light

Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L6 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L6

# A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 6)

A.1. Składniki mineralne: c > 0,1 mm,  $f_1(0,1-0,02 \text{ mm})$ ;  $f_2 < 0,02 \text{ mm}$ .

A.1.1. Frakcja c – dobrze obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne skalenie potasowe i dobrze obtoczone kwarcyty; fragmenty skał magmowych.

A.1.2. Frakcja  $f_I$  (0,1-0,02 mm) – słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne skalenie i plagioklazy, dobrze obtoczone ziarna glaukonitu, akcesoryczne pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  (<0,02 mm) – drobnodyspersyjny kwarc i minerały ilaste.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – domeny minerałów ilastych o strukturze *striated b-fabric* oraz między ziarnami  $f_1$  o strukturze *speckled b-fabric*.

A.3. c i f<sub>2</sub>. Typ rozmieszczenia: chitonic miejscami enaulic.

A.4. Substancja organiczna – liczne zwęglone tkanki roślinne o różnym stopniu rozłożenia (*humiskel*).

A.5. Puste przestrzenie v: obecność kanałów pochodzenia biogenicznego

# **B.** Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – nagromadzenia frakcji ilastej w formie powłoczek, niewielkie wypełnienia ilasto-kwarcowe.

B.2. Amorficzne - nieliczne ciemnobrunatne nodule żelaziste typu porfirowego.



- Fot. 6. Powłoczki ilaste (a), wypełnienia ilasto-kwarcowe (b), kanał pochodzenia biogenicznego (c). Poziom Bt1, Profil L6. Nikole skrzyżowane
- Photo 6. Clay coatings (a), clay-and-quartz infillings (b), channel of biogenic origin (c). Horizon Bt1, Profile L6. Cross-polarized light

Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L7 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L7

# A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 7)

A.1. Składniki mineralne:  $c > 0, 1 \text{ mm}, f_1(0, 1-0, 02 \text{ mm}); f_2 < 0, 02 \text{ mm}.$ 

A.1.1. Frakcja c – nieliczne dobrze obtoczone ziarna kwarcu i skaleni potasowych A.1.2. Frakcja  $f_I$  (0,1-0,02 mm) – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne skalenie i plagioklazy; akcesoryczne pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit. A.1.3. Frakcja  $f_2$  (<0,02 mm) – drobnodyspersyjny kwarc oraz minerały ilaste; amorficzne związki żelaza.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – wokół porów dobrze wykształcone domeny minerałów ilastych w papulach o strukturze *striated b-fabric*. W strefach ilasto-kwarcowych słabo wykształcona struktura *speckled b-fabric*.

A.3. *c* i *f*<sub>2</sub>. Typ rozmieszczenia: *porphiric* miejscami *chitonic*.

A.4. Substancja organiczna – brak.

A.5. Puste przestrzenie v: bardzo liczne kanaliki o średnicy 10-50 µm; liczne szczeliny w obrębie stref drobnoziarnistych.

# **B.** Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – liczne powłoczki ilaste o strukturze laminowanej w kanalikach i porach oraz mieszane wypełnienia ilasto-próchniczno-kwarcowe.

B.2. Amorficzne - nieregularne impregnacje żelaziste w obrębie papul ilastych.



- Fot. 7. Mieszane wypełnienia ilasto-próchniczno-żelaziste (a), powłoczki ilaste (b), impregnacje żelaziste (c). Poziom Bt1, Profil L7. Nikole skrzyżowane
- Photo 7. Mixed clay-and-humus-and-ferruginous infillings (a), clay coatings (b), ferruginous impregnations (c). Horizon Bt1, Profile L7. Cross-polarized light

Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L8 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L8

# A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 8)

A.1. Składniki mineralne: c > 0,1 mm,  $f_1(0,1-0,02 \text{ mm}); f_2 < 0,02 \text{ mm}.$ 

A.1.1. Frakcja c – dominują dobrze obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne skalenie potasowe i dobrze obtoczone kwarcyty; fragmenty skał magmowych.

A.1.2. Frakcja  $f_I$  (0,1-0,02 mm) – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne skalenie i plagioklazy, dobrze obtoczone ziarna glaukonitu, akcesoryczne pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  (<0,02 mm) – drobnodyspersyjny kwarc i minerały ilaste.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – słabo wykształcone domeny minerałów ilastych między ziarnami  $f_1$  miejscami o strukturze *striated b-fabric*.

A.3. c i  $f_2$ . Typ rozmieszczenia: *chitonic*.

A.4. Substancja organiczna – nieliczne fragmenty słabo rozłożonych tkanek roślinnych (*humiskel*).

A.5. Puste przestrzenie v: pojedyncze biopory.

# **B.** Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne - lokalne wzbogacenia ilaste wzdłuż kanalików oraz otoczki ilaste.

B.2. Amorficzne - nieliczne ciemnobrunatne nodule żelaziste typu porfirowego.



- Fot. 8. Wzbogacenia ilaste wzdłuż kanalików i powłoczki ilaste. Poziom Bt1, Profil L8. Nikole skrzyżowane
- Photo 8. Clay enrichments along channels and clay coatings (a). Horizon Bt1, Profile L8. Cross-polarized light

Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L9 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L9

# A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 9)

A.1. Składniki mineralne: c >0,1 mm, f<sub>1</sub>(0,1-0,02 mm); f<sub>2</sub> <0,02 mm

A.1.1. Frakcja c – dominują dobrze obtoczone ziarna kwarcu; skalenie potasowe, pojedyncze dobrze obtoczone okruchy skał magmowych.

A.1.2. Frakcja  $f_I$  (0,1-0,02 mm) – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu; skalenie i plagioklazy; nieliczne dobrze obtoczone glaukonity; akcesoryczne pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  (<0,02 mm) – drobnodyspersyjny kwarc i minerały ilaste; amorficzne związki żelaza.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – dobrze wykształcone domeny minerałów ilastych wokół porów typu *striated b-fabric*. W dużych papulach kwarcowo-ilastych słabo wykształcona struktura *speckled b-fabric*.

A.3. c i f<sub>2</sub>. Typ rozmieszczenia: chitonic, miejscami enaulic.

A.4. Substancja organiczna - nieliczne słabo rozłożone tkanki roślinne (humiskel).

A.5. Puste przestrzenie v: liczne kanaliki (ø 10-50 µm).

# B. Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – nagromadzenia w formie powłoczek ilastych o strukturze laminowanej. Nagromadzenia minerałów ilastych przy krawędziach szczelin; liczne wypełnienia ilasto-kwarcowe.

B.2. Amorficzne – nieregularne impregnacje żelaziste barwy ciemnobrązowej oraz nodule żelaziste.



Fot. 9. Powłoczki ilaste o strukturze laminowanej (a), wypełnienia ilasto-kwarcowe (b), nodule żelaziste (c). Poziom Bt1, Profil L9. Nikole skrzyżowane

Photo 9. Laminated-structure clay coatings (a), clay-and-quartz infillings (b) ferruginous nodules (c). Horizon Bt1, Profile L9. Cross-polarized light Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L10 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L10

# A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 10)

A.1. Składniki mineralne:  $c > 0,1 \text{ mm}, f_1(0,1-0,02 \text{ mm}); f_2 < 0,02 \text{ mm}.$ 

A.1.1. Frakcja c – dobrze i średnio obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne ziarna skaleni potasowych; pojedyncze dobrze obtoczone okruchy zwietrzałych skał magmowych.

A.1.2. Frakcja  $f_1$  – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne skalenie i plagioklazy, dobrze obtoczone ziarna glaukonitu, akcesoryczne pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  – minerały ilaste i dyspersyjny kwarc.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – dobrze wykształcone domeny minerałów ilastych wokół porów o strukturze *striated b-fabric*, miejscami w papulach ilastych struktura *speckled b-fabric*.

A.3. c i  $f_2$ . Typ rozmieszczenia: *chitonic* miejscami *enaulic*.

A.4. Substancja organiczna – nieliczne fragmenty słabo rozłożonych tkanek roślinnych (*humiskel*).

A.5. Puste przestrzenie v: duże pustki i liczne niewielkie kanaliki, biopory.

# B. Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – powłoczki ilaste o strukturze laminowanej wokół porów.

B.2. Amorficzne – impregnacje żelaziste barwy ciemnobrunatnej typu porfirowego.



- Fot. 10. Wokół porów powłoczki ilaste (a), impregnacje żelaziste (b). Poziom Bt1, Profil L10. Nikole skrzyżowane
- Photo 10. Clay coatings around the pores (a), ferruginous impregnation (b). Horizon Bt1, Profile L10. Cross-polarized light

Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L11 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L11

# A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 11)

A.1. Składniki mineralne:  $c > 0,1 \text{ mm}, f_1(0,1-0,02 \text{ mm}); f_2 < 0,02 \text{ mm}.$ 

A.1.1. Frakcja c – dobrze i średnio obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne ziarna skaleni potasowych; pojedyncze dobrze obtoczone okruchy zwietrzałych skał magmowych.

A.1.2. Frakcja  $f_i$  – słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu, skalenie i plagioklazy; nieliczne dobrze obtoczone ziarna glaukonitu, pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  – drobnodyspersyjny kwarc; minerały ilaste.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – bardzo dobrze wykształcone domeny minerałów ilastych typu *striated b-fabric*.

A.3. c i  $f_2$ . Typ rozmieszczenia: *chitonic* miejscami *enaulic*.

A.4. Substancja organiczna – nieliczne fragmenty słabo rozłożonych tkanek roślinnych (*humiskel*).

A.5. Puste przestrzenie v: wąskie kanaliki (ø 10-50 µm) i szczeliny.

# B. Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – strefowe bardzo liczne wzbogacenia ilaste o genezie iluwialnej. W niektórych strefach mieszane wypełnienia ilasto-pyłowe, otoczki ilaste.

B.2. Amorficzne – nieregularne skupienia żelaziste typu porfirowego o barwie ciemnobrunatnej.



Fot. 11. Wzbogacenia ilaste o genezie iluwialnej. Poziom Bt1, Profil L11. Nikole skrzyżowane Photo 11. Clay enrichments of illuvial origin. Horizon Bt1, Profile L11. Cross-polarized light

Budowa mikromorfologiczna w poziomie Bt1, profil L12 Micromorphological structure in Bt1 horizon, profile L12

# A. Substrat glebowy poziomu Bt1 (fot. 12)

A.1. Składniki mineralne: c > 0,1 mm,  $f_1(0,1-0,02$  mm);  $f_2 < 0,02$  mm.

A.1.1. Frakcja c – dominują średnio obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne ziarna skaleni potasowych; okruchy skał magmowych.

A.1.2. Frakcja  $f_1$  – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu, skalenie i plagioklazy; dobrze obtoczone ziarna glaukonitu, minerały ciężkie – pirokseny, amfibole, biotyt, muskowit.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  – minerały ilaste; drobno dyspersyjny kwarc.

A.2. Separacja  $f_2(b$ -fabric) – dobrze wykształcone domeny minerałów o strukturze typu striated b-fabric.

A.3. c i  $f_2$ . Typ rozmieszczenia: *hitonic*.

A.4. Substancja organiczna - nieliczny humiskel.

A.5. Puste przestrzenie v: wąskie kanały oraz szczeliny, pokorzeniowe biopory.

# **B.** Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne - wzbogacenia ilaste, miejscami o budowie koncentrycznej lub strefo-

wej, powstałe na skutek wypełnienia pustek, powłoczki ilaste.

B.2. Amorficzne - brak



Fot. 12. Wzbogacenia ilaste pochodzenia iluwialnego. Poziom Bt1, Profil L12. Nikole skrzyżowane

Photo 12. Clay enrichments of illuvial origin. Horizon Bt1, Profile L12. Cross-polarized light

Budowa mikromorfologiczna – stropu poziomu węglanowego profil L7 Micromorphological structure – top of carbonate horizon in profile L7

A. Substrat glebowy stropu poziomu węglanowego (fot. 13)

A.1. Składniki mineralne: c > 0,1 mm,  $f_1(0,1-0,02$  mm);  $f_2 < 0,02$  mm.

A.1.1. Frakcja c – dobrze obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne zwietrzałe skalenie potasowe; fragmenty dobrze obtoczonych wapieni mikrytowych.

A.1.2. Frakcja  $f_I$  – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne skalenie, plagioklazy; pojedyncze dobrze obtoczone glaukonity, okruchy skał węglanowych; akcesoryczne minerały pirokseny, amfibole.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  – drobnodyspersyjny kwarc, wtórny węglan wapnia, minerały ilaste, amorficzne związki żelaza.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – minerały ilaste występujące między ziarnami  $f_1$  tworzą asocjacje z ziarnami węglanu wapnia. Drobne ziarna kalcytu tworzą plazmę *cristic b-fabric*. Dobrze rozwinięte domeny ilaste typu *striated b-fabric*.

A.3. c i  $f_2$ . Typ rozmieszczenia: *porphiric* miejscami *hitonic*.

A.4. Substancja organiczna - brak.

A.5. Puste przestrzenie v: kanaliki ( $\sigma$  50-100  $\mu$ m) i zamknięte pustki typu komorowego; długie wąskie szczeliny.

# B. Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – wypełnienia wtórnym węglanem wapnia w kanałach i pustkach. Cienkie nacieki ilaste wewnątrz otwartych porów.

B.2. Amorficzne – amorficzne związki żelaza.



Fot. 13. Wypełnienia wtórnym węglanem wapnia (a), wzbogacenia ilaste pochodzenia iluwialnego (b). Strop poziomu węglanowego, Profil L7. Nikole skrzyżowane

Photo 13. Secondary calcium carbonate infillings (a) clay enrichments of illuvial origin (b). Top of carbonate horizon, Profile L7. Cross-polarized light

Budowy mikromorfologiczna – stropu poziomu węglanowego profil L9 Micromorphological structure – top of carbonate horizon in profile L9

A. Substrat glebowy stropu poziomu węglanowego (fot. 14)

A.1. Składniki mineralne:  $c > 0,1 \text{ mm}, f_1(0,1-0,02 \text{ mm}); f_2 < 0,02 \text{ mm}.$ 

A.1.1. Frakcja c – dobrze obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne zwietrzałe skalenie potasowe; fragmenty dobrze obtoczonych wapieni mikrytowych.

A.1.2. Frakcja  $f_I$  – dominują słabo i średnio obtoczone ziarna kwarcu; nieliczne skalenie, plagioklazy; pojedyncze dobrze obtoczone glaukonity, okruchy skał węglanowych; akcesoryczne minerały pirokseny, amfibole.

A.1.3. Frakcja  $f_2$  – drobnodyspersyjny kwarc, minerały ilaste, wtórny węglan wapnia.

A.2. Separacja  $f_2$  (*b-fabric*) – domeny minerałów ilastych tworzą struktury typu *striated b-fabric*. Drobne ziarna kalcytu w formie plazmy *cristic b-fabric*.

A.3. c i  $f_2$ . Typ rozmieszczenia: *porphiric* miejscami *chitonic*.

A.4. Substancja organiczna – brak.

A.5. Puste przestrzenie v: kanaliki ( $\phi$  50-100  $\mu$ m) i zamknięte pustki typu komorowego; długie wąskie szczeliny.

# **B.** Cechy pedogeniczne

B.1. Teksturalne – dwie generacje wypełnień w porach glebowych: wypełnienia wtórnym węglanem wapnia w kanałach i pustkach, cienkie nacieki ilaste wewnątrz otwartych porów.

B.2. Amorficzne - brak.



- Fot. 14. Wypełnienia wtórnym węglanem wapnia (a), wzbogacenia ilaste pochodzenia iluwialnego (b). Strop poziomu węglanowego, Profil L9. Nikole skrzyżowane
- Photo 14. Secondary calcium carbonate infillings (a), clay enrichments of illuvial origin (b). Top of carbonate horizon, Profile L9. Cross-polarized light



# **ROZPRAWY NR 158**

Tomasz Paczkowski

# SYMULACJA KOMPUTEROWA OBRÓBKI ELEKTROCHEMICZNEJ POWIERZCHNI KRZYWOLINIOWYCH ELEKTRODĄ ROBOCZĄ O ZŁOŻONYM RUCHU TRANSLACYJNYM

BYDGOSZCZ - 2012