



UNIWERSYTET  
MIKOŁAJA KOPERNIKA  
W TORUNIU

Wydział Nauk o Ziemi  
i Gospodarki Przestrzennej

**Joanna Michalak-Bielska**

# Wpływ procesów glebotwórczych na skład mineralny gleb piaszczystych obszaru młodoglacjalnego

## **Rozprawa doktorska**

Zrealizowana pod opieką dr hab. Michała Jankowskiego prof. UMK

w Katedrze Gleboznawstwa i Kształtowania Krajobrazu,

Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej

Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu

Toruń 2023

*W pierwszej kolejności składam najserdeczniejsze podziękowania mojemu promotorowi, Panu dr hab. Michałowi Jankowskiemu, prof. UMK, za opiekę merytoryczną, wsparcie i cenne wskazówki podczas realizacji niniejszej pracy, ale także, a może przede wszystkim, za wolność twórczą, za pozwolenie mi na podążanie własną ścieżką, a nawet podążanie za mną,*

*Dziękuję dr. Adamowi Michalskiemu, mgr. Michałowi Dąbrowskiemu, dr. hab. Zbigniewowi Zagórskiemu, prof. SGGW., dr. hab. Łukaszowi Uzarowiczowi, prof. SGGW oraz dr. Arturowi Pędziwiatrowi za pomoc w wykonaniu niezbędnych analiz.*

*Ponadto pragnę podziękować rodzinie i obecnemu kierownikowi dr. inż. Markowi Kachnicowi, za cierpliwość i wiarę w moje możliwości.*

## Spis treści

1.	Wstęp .....	5
2.	Obszar badań.....	10
2.1.	Położenie geograficzne .....	10
2.2.	Rzeźba terenu i litologia utworów powierzchniowych .....	10
2.3.	Klimat .....	16
2.4.	Warunki wodne .....	18
2.5.	Szata roślinna i działalność człowieka.....	20
2.6.	Pokrywa glebowa.....	21
3.	Obiekt badań .....	23
3.1.	Gleby rdzawe .....	23
3.2.	Gleby bielcowe .....	23
3.3.	Gleby murszaste.....	25
4.	Metody badań.....	27
4.1.	Prace terenowe .....	27
4.2.	Przygotowanie próbek.....	27
4.3.	Analiza uziarnienia .....	28
4.4.	Analiza odczynu gleby i pomiar zawartości węglanów .....	28
4.5.	Analiza zawartości węgla i azotu.....	29
4.6.	Oznaczenie wybranych form żelaza, glinu i manganu.....	29
4.7.	Analiza petrograficzna żwiru .....	29
4.8.	Badanie stosunku zawartości skaleni do kwarcu .....	30
4.9.	Badanie składu minerałów ciężkich.....	31
4.10.	Analiza składu mineralnego metodą dyfraktometrii rentgenowskiej.....	32
4.11.	Analiza składu pierwiastkowego .....	33
5.	Wyniki badań .....	34
5.1.	Morfologia gleb .....	34
5.2.	Skład granulometryczny .....	36
5.3.	Odczyn i zawartość węglanów.....	37
5.4.	Zawartość węgla organicznego i azotu ogółem .....	39
5.5.	Zawartość wybranych form żelaza, glinu i manganu.....	43
5.6.	Skład petrograficzny żwiru .....	51
5.7.	Stosunek zawartości skaleni do kwarcu.....	57

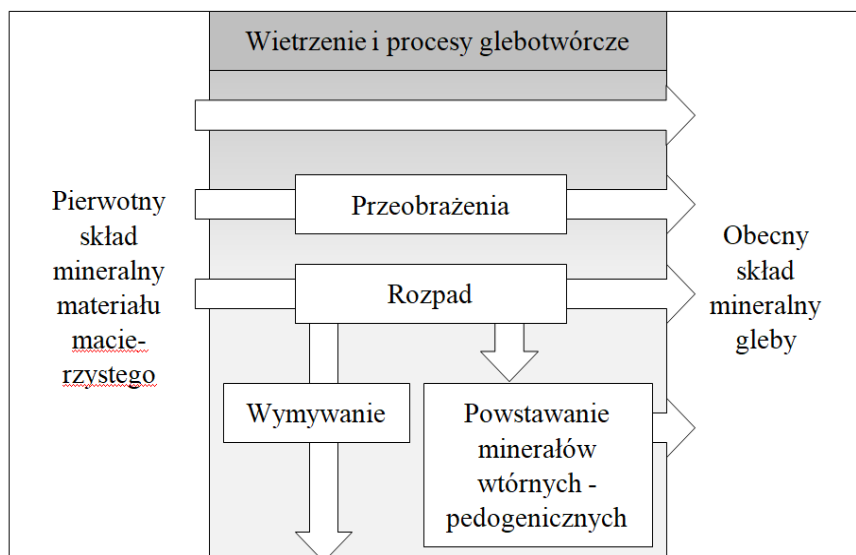
5.8.	Skład minerałów ciężkich .....	64
5.9.	Skład mineralogiczny określony metodą dyfraktometrii rentgenowskiej (XRD).....	69
5.10.	Skład pierwiastkowy próbek określony metodą spektrometrii mas z plazmą wzbudzoną indukcyjnie (ICP-MS).....	75
6.	Dyskusja.....	81
6.1.	Skład petrograficzny frakcji szkieletowej .....	82
6.2.	Minerały lekkie frakcji piasku .....	83
6.3.	Minerały ciężkie frakcji piasku.....	85
6.4.	Minerały wtórne.....	86
6.5.	Krążenie pierwiastków w profilach badanych gleb .....	88
6.6.	Możliwości i ograniczenia zastosowanych metod .....	89
6.7.	Przebieg przemian minerałów w glebach a procesy glebotwórcze.....	89
6.8.	Znaczenie uzyskanych wyników dla nauki i gospodarki .....	90
7.	Wnioski .....	91
	Spis literatury .....	92
	Spis tabel.....	106
	Spis rycin .....	107

## 1. Wstęp

Przemiany minerałów w glebach są, obok transformacji materii organicznej, integralną częścią wszystkich procesów glebotwórczych (Bednarek, Skiba 2015). Od rodzaju i ilości zawartych w glebie minerałów zależą jej istotne właściwości, takie jak pierwotny skład chemiczny, zdolność do zatrzymywania wody, czy gromadzenia ważnych dla roślin pierwiastków, zwłaszcza mikroskładników. Zatem skład mineralny gleby w znacznym stopniu wpływa na możliwość podtrzymania przez nią funkcjonowania ekosystemów.

Procesy przemian minerałów w glebach rozpoczynają się od wietrzenia ziaren zawartych pierwotnie w materiale macierzystym (ryc. 1), przy czym proces wietrzenia może zaczynać się jeszcze przed rozpoczęciem procesu glebotwórczego.

Utwory powierzchniowe, z których rozwinęły się gleby północnej Polski, to materiał pochodzący ze Skandynawii, przetransportowany, a następnie zdeponowany przez lądolód. Osady te zostały przetworzone przez procesy glacialne, często także fluwioglacialne, fluwialne i w niektórych przypadkach eoliczne. Warunki panujące podczas transportu materiału obejmowały takie zjawiska, jak miażdżenie i rozcieranie w środowisku lodowcowym, czy ocieranie się ziaren o siebie w trakcie przenoszenia ich przez wody wypływające z wytapiającego się lądolodu, lub inne ciekły (Alley *i in.*, 199; Czubla, 2001; Křížek *i in.*, 2017; Woronko, Bujak, 2018) Wody te powodowały również selekcję ziaren, wymywanie drobniejszych cząstek, co w konsekwencji odprowadziło do powstania osadów piaszczystych.



Ryc. 1. Schemat przemian minerałów w środowisku glebowym (zestawiono na podstawie literatury przedmiotu)

Ponadto, w klimacie zimnym i suchym, towarzyszącym cofaniu się czoła lądolodu, działały intensywnie procesy związane z wietrzeniem fizycznym w środowisku peryglacialnym (Lindner, 1992; Marks *i in.*, 2019). Efektem tego, przed utworzeniem się pokrywy roślinnej, na omawianym obszarze dalszą obróbkę minerałów generowały takie zjawiska, jak rozpad skał będący skutkiem zmian temperatury, rozsadzania przez zamarzającą cyklicznie wodę, czy spowodowana intensywnymi wiatrami korazja.

Po rozpoczęciu procesu glebotwórczego zwiększa się wpływ wietrzenia chemicznego, współdziałającego z czynnikiem biologicznym, które przyspiesza dezintegrację skał i minerałów (Drever, 1994; Finley *i in.*, 2020; Zaharescu *i in.*, 2019).

Zachodzące wietrzenie przez cały czas jest selektywne. Oznacza to, że najbardziej odporne minerały pozostają w formie pierwotnej, lub zbliżonej do niej, a mniej odporne przechodzą przeobrażenia lub rozpadają się. Produkty tego rozpadu mogą być następnie wymywane z profilu glebowego, bądź też pozostawać w jego obrębie (*in situ*) i ulegać przeobrażeniom w minerały wtórne, pedogeniczne.

Od tempa i rodzaju przemian minerałów glebowych zależy ilość i dostępność pierwiastków niezbędnych do funkcjonowania biocenozy, przy czym wietrzenie minerałów pierwotnych uwalnia pierwiastki ze struktur krystalicznych, a powstawanie minerałów wtórnych pozwala zatrzymać je w glebie w formie bardziej dostępnej dla roślin (Uhling, von Blanckenburg, 2019; Wilson, 2004; Woodruff *i in.*, 2015). Wynika z tego, że zagadnienie przemian minerałów glebowych jest bardzo ważne z punktu widzenia zrozumienia całokształtu procesów biogeochemicznych (Carson *i in.*, 2009; Zhu *i in.*, 2014.).

Mimo istotnej roli minerałów glebowych w funkcjonowaniu ekosystemów, temat ten jest jednym z mniej popularnych kierunków badań. W pracach geologicznych skupionych wokół tematyki mineralogicznej, pomimo istniejących licznych prac na temat wietrzenia (Delvigne, 1998; Wilson, 2004), największym zainteresowaniem cieszą się minerały, w przypadku których da się dość dokładnie opisać zarówno strukturę, jak i skład chemiczny (Borkowska, Smulikowski, 1973; Klein, Philpotts, 2017; Manecki, Muszyński 2008; Nesse, 2000). Natomiast warunki panujące w glebach i dynamika środowiska sprawiają, że klasyczne metody mineralogiczne są trudne w użyciu. Minerały pierwotne, zwłaszcza te najmniej odporne na procesy zachodzące w warunkach hipergenicznych, a jednocześnie zawierające najwięcej różnorodnych pierwiastków są silnie zwietrzałe. Z kolei minerały wtórne, powstające w dynamicznym środowisku, o niskiej temperaturze i ciśnieniu, kształtowanym też przez czynnik biologiczny, wykazują często słabą krystaliczność (Vogelsang *i in.* 2016), wysoką podatność na dalsze transformacje (Schwertmann, 1971), a także mogą tworzyć połączenia mineralno-organiczne (Alcaio *i in.* 2001), przez co uchodzą za trudny materiał badawczy, możliwy do opisanie tylko w przybliżeniu. Ponadto minerały

glebowe zasadniczo nie stanowią złóż, które można by było wykorzystać gospodarczo, co również częściowo może ograniczać motywację do ich badań.

Prace gleboznawcze, opierające się na badaniach mineralogicznych, to najczęściej: studia przypadków, dotyczące konkretnego, często niewielkiego obszaru lub wąskiego zagadnienia (np. Drewnik *i in.*, 2014; Jankowski, 2013; Kabała *i in.*, 2012; Kierczak, Pędziwiatr, 2013; Kierczak *i in.*, 2016; Klaes *i in.*, 2022; Pokojska, 1979a,b; Skiba *i in.*, 2011); badania dotyczące konkretnego rodzaju skał, najczęściej skał maficznych, odznaczających się bogatym składem chemicznym (Lan, 2021; Li *i in.*, 2014; Trescases, 1973), oraz prace skupione jedynie na wybranych minerałach lub grupach minerałów obecnych w glebach (np. Lång, 2000; Miksell *i in.* 2004; Skoneczna, 2019; Zagórski, 2001, 2003). Obszerne podręczniki, opisujące mineralogię gleb, skupione są na zależnościach między poszczególnymi cechami środowiska a tempem wietrzenia minerałów, jednak nie systematyzują przekształceń w kontekście typologicznych procesów glebotwórczych (np. Churchman, Lowe, 2012; Gieseking, 1975; McBride, 1994). Natomiast w monografiach, dotyczących konkretnych typów lub podtypów gleb często nie uwzględnia się relacji między poszczególnymi typami minerałów (np. Bednarek 1991; Degórski 2002; Degórski *i in.*, 2013).

Zagadnienia poruszane przez gleboznawców w dużej mierze koncentrują się na funkcji produkcyjnej gleby, co odzwierciedlone jest także w tematyce podejmowanej podczas badań mineralogicznych gleb. Bardzo dużym uznaniem cieszą się minerały ilaste, obecne przede wszystkim w glebach o cięższym uziarnieniu (np. Churchman, 2018; Długosz *i in.*, 1997; Długosz, 2002; Kobierski, 2013; Kobierski, Dąbkowska-Naskręt, 2003; Wilson, 1999). Minerały te w znacznym stopniu wpływają na istotne z użytkowego punktu widzenia cechy fizyczne i chemiczne gleb: ich warunki wodne, strukturę, zdolność do zmian objętości, właściwości sorpcyjne i zasobność w mikropierwiastki. Ponadto rodzaje obecnych w glebie minerałów ilastych są skorelowane z warunkami środowiskowymi jej powstania (Kome *i in.*, 2019; Wilson, 1999).

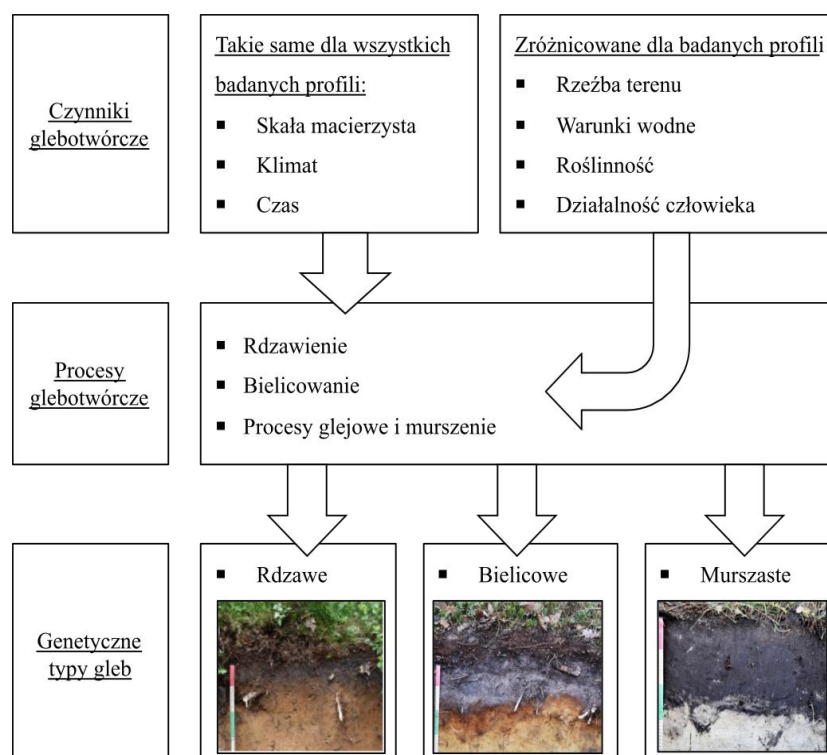
W glebach piaszczystych, frakcja ilasta występuje w znikomych ilościach. Powszechnie kojarzone są one z bardzo wysoką zawartością kwarcu, minerału charakteryzującego się dużą trwałością w warunkach hipergenicznych i ubogim składem chemicznym. Należą one do najmniej żyznych gleb strefy umiarkowanej i wykorzystuje się je głównie w gospodarce leśnej (Paluszek, 2011). W pracach naukowych poświęca się im zdecydowanie mniej uwagi, niż glebom bardziej drobnoziarnistym, odznaczającym się wyższą żyznością i stanowiącym podstawę gospodarki rolnej.

Najczęstsze kierunki badań gleb piaszczystych dotyczą: transformacji materii organicznej, którą uważa się za najważniejszą część gleby (Dziadowiec 1979a, 1979b, 1990, 2003; Dziadowiec *i in.* 2004; Jasińska *i in.*, 2019; Kobierski *i in.*, 2020; Kuś, 2015; Plichta,

1981; Pokojska, 1992; Sewerniak *i in.*, 2015) oraz minerałów tlenowodorotlenkowych żelaza, które decydują o charakterystycznych, diagnostycznych barwach poszczególnych poziomów genetycznych gleb (IUSS Working Group WRB, 2022; PTG, 2019; Schwertmann, 1993; Sokołowski, 2012; Zagórski, 2001), a ponadto w pewnym stopniu mogą się przyczyniać do poprawy struktury gleby (Deshpande, 1964) oraz jej zdolności do magazynowania węgla organicznego (Kirsten *i in.*, 2021).

Dla gleb piaszczystych mało jest badań, które charakteryzowałyby obszernie współwystępowanie różnych grup minerałów oraz interakcje między nimi. Poza tym brakuje też opracowań, ujmujących powyższe zagadnienie w kontekście typologicznych procesów glebotwórczych, charakteryzujących różnice oraz podobieństwa między nimi.

Celem niniejszej pracy jest określenie wpływu procesów glebotwórczych na skład mineralny gleb piaszczystych, reprezentatywnych dla obszaru młodoglacjalnego Polski Północnej: gleb rdzawych, bielicowych i murszastych, poprzez charakterystykę rozmieszczenia poszczególnych grup minerałów w profilach glebowych. Takie podejście umożliwi powiązanie przemian kształtujących skład mineralny gleby z funkcjonującymi procesami glebotwórczymi, dzięki którym powstają poszczególne poziomy genetyczne. Natomiast poprzez przyrównanie poziomów genetycznych tworzących *solum* do skały macierzystej, reprezentującej skład mineralny zbliżony do pierwotnego, niniejsza praca pozwoli na ujęcie tematu w sposób dynamiczny.



Ryc. 2. Schemat wpływu czynników glebotwórczych na różnicowanie się kierunków procesów glebotwórczych w utworach piaszczystych



U podstaw obranego toku postępowania leży założenie, że poszczególne procesy glebotwórcze wpływają na skład mineralny, powodując podobne zmiany w obrębie profili należących do tej samej jednostki typologicznej. Zmiennymi zależnymi są tutaj czynniki glebotwórcze (Jenny, 1941), przy czym, ze względu na dobór obiektów badawczych i wielkość obszaru na którym są one rozlokowane, trzy z nich: rodzaj skały macierzystej, klimat i czas trwania są bardzo podobne dla wszystkich profili, natomiast pod względem pozostałych czterech czynników: pozycji w rzeźbie terenu, warunków wodnych, pokrywy roślinnej i rodzaju działalności człowieka, badane gleby są zróżnicowane (ryc. 2). To właśnie te cztery ostatnie czynniki wymuszają występowanie odmiennych procesów glebotwórczych w obrębie utworów kształtowanych z podobnej skały macierzystej pod wpływem takiego samego klimatu i w podobnym czasie.

## **2. Obszar badań**

### **2.1. Położenie geograficzne**

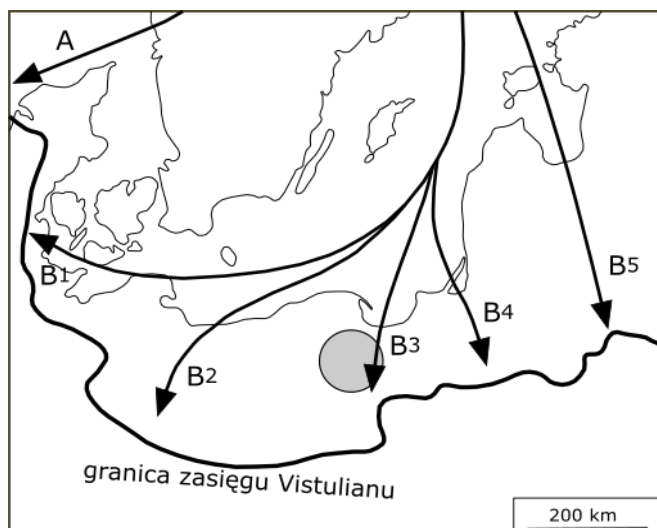
Badania prowadzone były na terenie Pojezierza Południowobałtyckiego, będącego częścią Nizy Środkowoeuropejskiego (Solon *i in.*, 2018). Do badań wytypowano trzy obszary badawcze, w których dominują gleby piaszczyste. Pierwszy z nich znajduje się na styku mezoregionów Równiny Charzykowskiej i Borów Tucholskich, należących do makroregionu Pojezierza Południowopomorskiego. Kolejny obszar znajduje się w obrębie Pojezierza Brodnickiego, będącego fragmentem Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego. Trzeci, ostatni z wybranych obszarów, leży w Kotlinie Toruńskiej, stanowiącej wschodni fragment Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (Solon *i in.*, 2018).

### **2.2. Rzeźba terenu i litologia utworów powierzchniowych**

Utwory powierzchniowe występujące na badanym obszarze stanowi materiał czwartorzędowy, zdeponowany w trakcie zlodowacenia wisły (zlodowacenia północnopolskiego, Vistulianu), czyli najmłodszego z plejstoceniowych zlodowaceń (Lindner, 1992). Glacjal ten w zagranicznych klasyfikacjach znany jest jako: Würm w Alpach (Penck, Brückner, 1901-1909); zlodowacenie wałdajskie (Valdai) w Europie Wschodniej (Lindner, 1992) i zlodowacenie Wisconsin w Ameryce Północnej (Flint, 1971).

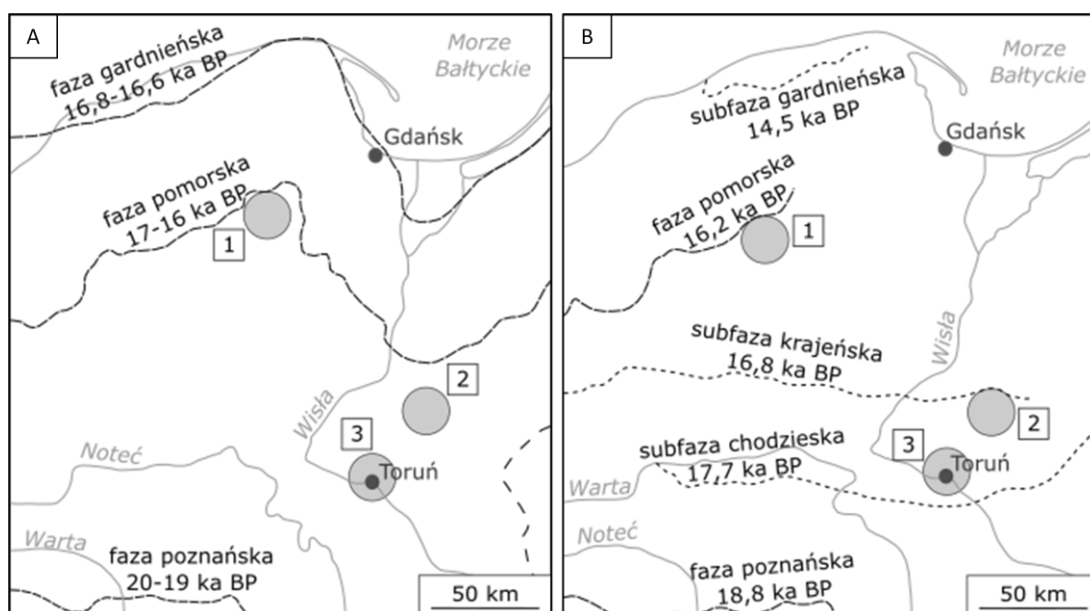
Osady Vistulianu, znajdujące się na obszarze badań, deponowane były przez strumień lodowy w literaturze oznaczany jako B (ryc. 3; Stokes, Clark, 2001). Materiał naniesiony przez ten strumień występuje wzdłuż całego południowego wybrzeża Bałtyku od Półwyspu Jutlandzkiego po Pojezierze Białoruskie, a na teren Polski Północnej dotarła jego część, określona jako B3 (Stokes, Clark, 2001). Osady naniesione przez ten strumień to gliny, które we frakcji szkieletowej odznaczają się dużym udziałem skał krystalicznych. Do najpowszechniejszych z nich należą granitoidy szwedzkie, głównie z Wysp Alandzkich, Dalarny i Värmland, porfiry i granitoporfiry. W glinach zlodowacenia północnopolskiego znajduje się również znaczna domieszka wapieni i piaskowców, pochodzących z dna Bałtyku (Czubla, 2015; Górska, Zabielski, 2006).

Zlodowacenie północnopolskie zaczęło się 115-110 ka BP (Lindner, 1987), a maksimum zasięgu pokrywy lodowej miało miejsce około 24 ka BP, podczas fazy leszczyńskiej. Kolejne transgresje odbywały się jeszcze 19-20 ka BP (faza poznańska) i 16-17 ka BP (faza pomorska), jednak miały one coraz mniejsze zasięgi (Marks, 2012).



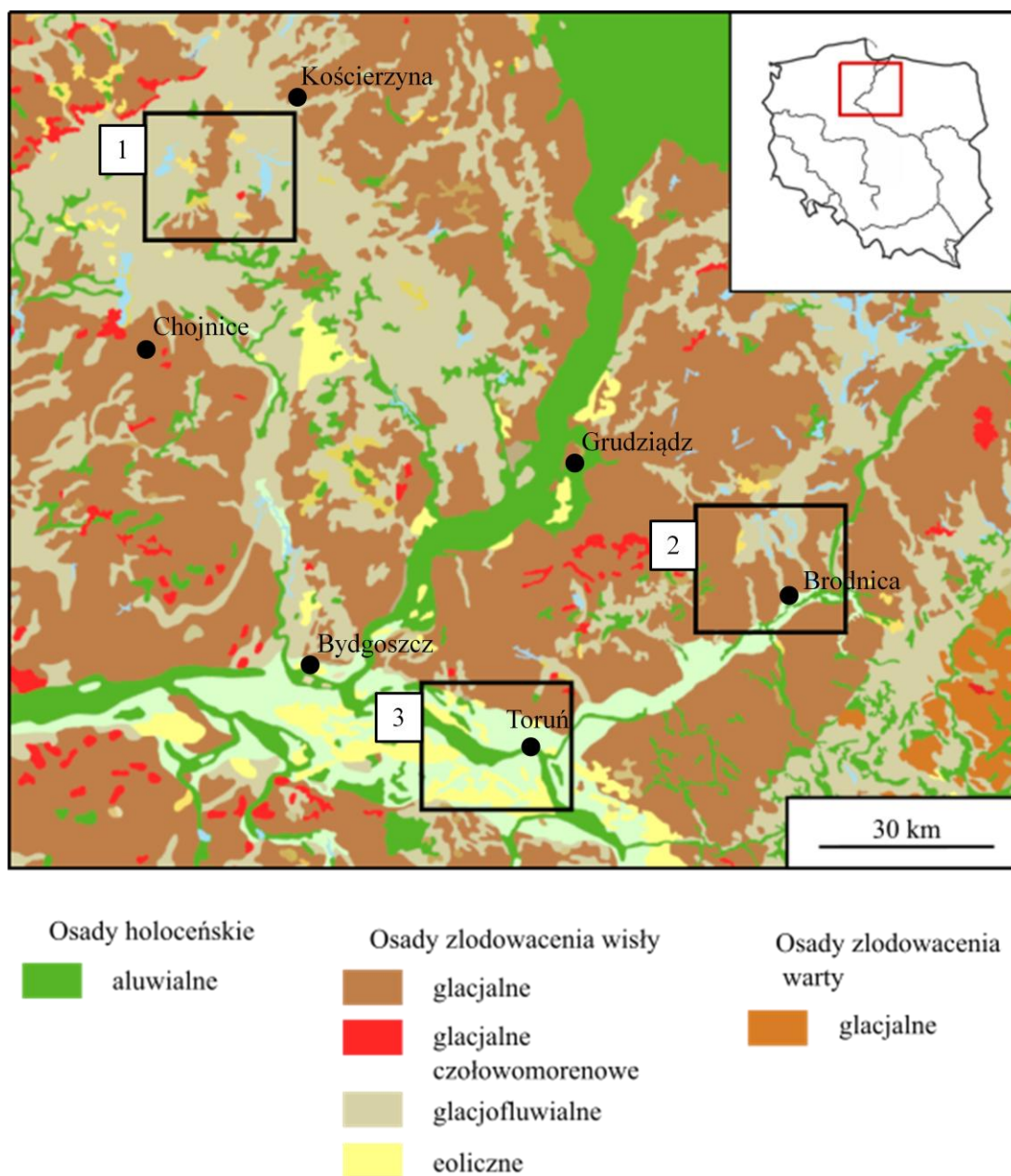
Ryc. 3. Położenie obszaru badań na tle strumieni lodowcowych, funkcjonujących podczas ostatniego zlodowacenia (na podstawie: Stokes, Clark, 2001)

Obszar objęty badaniami znajduje się pomiędzy maksymalnym zasięgiem fazy pomorskiej a zasięgiem fazy poznańskiej, więc materiał był tu deponowany między 17-16 a 20-19 ka BP (ryc. 4A; Marks *i in.*, 2016). Posługując się podziałem Kozarskiego (1995; ryc.4B) wiek osadów fluwioglacjalnym na badanym obszarze można zawęzić do 16,2-17,7 ka BP, ponieważ znajduje się on pomiędzy zasięgiem fazy pomorskiej i subfazy chodzieskiej.



Ryc. 4. Położenie obszaru badań na tle zasięgu i wieku poszczególnych faz i subfaz zlodowacenia wisły według wydzieleni zastosowanych przez: A - Marksa *i in.* (2016) oraz B - Kozarskiego (1995), szarymi kołami oznaczono obszary badawcze, a w prostokątach znajdują się ich numery

Mapa ukazująca położenie obszarów badań na tle utworów powierzchniowych regionu przedstawiona jest na rycinie 5.



Ryc. 5. Położenie obszarów badań na tle powierzchniowych utworów geologicznych (geolog.pgi.gov.pl, na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000)

Omawiane obszary znajdują się także w zasięgu Europejskiego Pasa Piaszczystego (*European Aeolian Sand Belt*), który rozciąga się od Wielkiej Brytanii aż po tereny Rosji (Bertran, 2022; Zeeberg, 1998). Jest to strefa akumulacji osadów o piaszczystym uziarnieniu, pochodzenia glacjofluwialnego, fluwialnego i eolicznego, związanych z deglacjacją lądolodu zlodowacenia wisły (Zeeberg, 1988).

Pierwszy z badanych obszarów znajduje się w Borach Tucholskich, na sandrach Brdy i Wdy. Od północy ogranicza go wał moren czołowych fazy pomorskiej zlodowacenia wisły, natomiast od strony południowej sięga Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (Karczewski, 1988). Są to dwa z czterech wielkich sandrów Polski Północno-Zachodniej (Pojezierza Pomorskiego), do których zaliczane są jeszcze sandry Gwdy i Drawy.

Oba sandry genetycznie związane są z łukiem morenowym ciągnącym się od miejscowości Miastko do Bytowa. Ich powierzchnia jest w dużej części płaska, lekko nachylona ku południowi. Na południe od Bytowa, w części proksymalnej sandru, jego powierzchnia znajduje się na wysokości 180 m n.p.m., w okolicy Jeziora Kruszyńskiego opada do 160 m n.p.m., a w pobliżu miejscowości Swornegacie jest to już 145 m n.p.m. (Galon, 1953).

Na wysokości miejscowości Sapolno, Jeziora Dybrzyk i dalej, na wschód od miejscowości Rytel w obrębie sandru Brdy obecny jest wyraźny stopień o charakterze erozyjnym, poniżej którego powierzchnia sandru znajduje się na wysokości 135 m n.p.m. Kolejny stopień położony jest w okolicach Tucholi, a poniżej niego powierzchnia sandru znajduje się na wysokości około 100 m n.p.m. i opada nadal. Niedaleko Koronowa powierzchnia terenu osiąga jedynie 90 m n.p.m. i sandr przybiera charakter doliny rzecznej (Galon, 1953).

W obrębie obu sandrów, a także pomiędzy nimi, na granicy, występują wyspy i półwyspy morenowe, jak na przykład te zlokalizowane w okolicach miejscowości Brusy, Wiele, Czersk, Lipusz i Konarzyńny. Granice między sandrem a wymienionymi wyspami morenowymi często mają charakter krawędzi erozyjnych, jednak nie wszędzie tak jest. Przykładem może być wyspa bruska, gdzie różnica wysokości między powierzchnią moreny a sandrem wynosi zaledwie kilka metrów, a powierzchnia moreny może znajdować się nawet poniżej powierzchni sandru. Najprawdopodobniej przyczyną było występowanie brył martwego lodu, które uniemożliwiały erodowanie lub zasypywanie powierzchni morenowej przez wody sandrowe (Galon, 1953).

Półwysep Konarzyński dzieli sandr Brdy na część zachodnią, odwadnianą przez górną Brdę i część wschodnią, odwadnianą przez Zbrzycę, przy czym główną częścią sandru Brdy jest ta druga, wschodnia odnoga. Tymczasem część zachodnia przechodzi w odgałęzienie sandru Gwdy (Galon, 1953). Z kolei wschodnia granica sandru Brdy, wzdłuż której kontaktuje się on z sandrem Wdy, przebiega wzdłuż rzeki Chociny (Galon, 1953). Sandr Wdy po swojej wschodniej stronie graniczy z moreną lobu Wisły (Karczewski, 1988)

Urozmaicenie powierzchni sandrów stanowią rynny glacialne, na przykład rynna Jeziora Charzykowskiego, mające w większości przebieg południkowy. Rynny te zachowały się na obszarze akumulacyjnym sandru dzięki temu, że były w czasie akumulacji wypełnione bryłami martwego lodu. Inną formą terenu, zawdzięczającą swoje powstanie bryłom

martwego lodu są zagłębienia wytopiskowe. Występują na całym obszarze sandru w postaci skupisk i często towarzyszą rynnom. Wypukłymi formami terenu występującymi na omawianym terenie są wydmy, wśród których przeważają wydmy paraboliczne, a towarzyszą im depresje międzywydmowe oraz obszary o przewianych piaskach (Galon, 1953).

Materiał budujący sandr Brdy jest piaszczysto-żwirowy z domieszką gładzików. Tego typu osady stwierdzone zostały w okolicy miejscowości Dybrzyk, Czyczkowy, Konarzyny, w sąsiedztwie nadleśnictw Woziwoda i Świt oraz w żwirowni na południe od Koronowa. Materiał ten jest w wielu przypadkach warstwowany, a podścielają go czwartorzędowe gliny morenowe lub osady trzeciorzędowe (Galon, 1953).

Początek sandru zachodniobrodnickiego, jego część proksymalna, znajduje się przy granicy rynny marginalnej w okolicy jezior Płociczno, Głowińskie i Łąkorz. Na południe od tych jezior powierzchnia Sandru znajduje się na wysokości 100-106 m n.p.m., czyli o kilkanaście metrów wyżej, niż powierzchnia znajdującej się na północ i zachód od tego sandru wysoczyzny morenowej i o 25-58 m wyżej, niż dno rynny. Od wschodu sandr ograniczony jest rynną jeziora Partęczyny, za którą znajduje się, położony o 5 m niżej, sandr wschodniobrodnicki. W swojej proksymalnej części sandr zachodniobrodnicki ma kształt płaskiego stożka, nachylającego się ku południowi i zachodowi. Powierzchnia sandru jest falista, co związane jest z obecnością brył martwego lodu w czasie akumulacji sandru. Ponadto występują w jej obrębie wyspy morenowe, z których największa zlokalizowana jest w pobliżu miejscowości Ciche. Wyspa ta rozdziela sandr zachodniobrodnicki na dwa szlaki: szerszy - zachodni i wschodni, zachowany jedynie szczątkowo, ponieważ jego przedłużenie zostało zniszczone przez wody akumulujące sandr wschodniobrodnicki. Z powodu zalegających na wyspach morenowych płatów martwego lodu doszło do rozbicia zachodniej części sandru na kilka szlaków. Dalej na południe, gdzie powierzchnia wysoczyzny morenowej podnosi się wyżej, niż proksymalna część sandru wody sandrowe koncentrowały się i odpływały na południe, do doliny Drwęcy, jedynie dwoma szlakami rynien subglacialnych. Pierwszy z tych szlaków, zachodni, wiedzie przez jeziora: Sośno, Łąki, Wysokie i niskie Brodno, natomiast drugi, wschodni, rynnami jezior Zbiczno, Strażym i Bachotek, przy czym poziom szlaku wschodniego został w znacznym stopniu zniszczony przez wody sandru wschodniobrodnickiego (Niewiarowski, 1986).

Sandr wschodniobrodnicki rozpoczyna się na południe od jeziora Karaś. Jego granicę na wschodzie stanowi rynna, przebiegająca od okolic Jamielnika do rynny jeziora Lekarty, a na północnym zachodzie rynna rzeki Gać. Powierzchnia tego sandru jest bardziej zwarta, niż powierzchnia sandru zachodniobrodnickiego, ale równie urozmaicona. Ponieważ osady tego sandru na kontakcie z wysoczyzną morenową akumulowane były na powierzchni lodu lodowcowego, a następnie zostały obniżone podczas jego wytapiania, partie brzeżne

zalegają często niżej, niż część centralna tej formy terenu, tak więc powierzchnia proksymalnej części sandru znajduje się obecnie na wysokości 104-107 m n.p.m., a dalej na południe teren podnosi się, osiągając 115-116 m n.p.m. Przy wschodniej części sandru jego powierzchnia zalega kilka metrów powyżej powierzchni otaczającej go moreny, natomiast przy jego zachodniej granicy wysoczyzna morenowa wznosi się nawet do kilkudziesięciu metrów ponad powierzchnią sandru. Na wysokości jeziora Zbiczno, gdzie zbiega się kilka rynien i występuje duża ilość zagłębień wytopiskowych, sandr został rozczłonowany na pagórki i wały. Dalej na południe sandr wschodniobrodnicki przebiega jedynie wzdłuż rynny jezior Strażym i Bachotek, wciętej głęboko w powierzchnię wysoczyzny morenowej (Niewiarowski, 1986).

Materiał tworzący omawiany sandr przedstawia sekwencję osadu typową dla tego rodzaju form. Część proksymalna sandru zachodniobrodnickiego, w okolicy rynny jeziora Głowińskiego, zbudowana jest z piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów, które na południe od wsi Wronka przechodzą w piaski ze żwirami. Dalej na południe, na południowy-wschód od jeziora Sośno i na południe od wyspy morenowej Konia, materiał cechuje się lepszą segregacją i większą zawartością drobniejszych frakcji. Nad jeziorem Partęczyny przeważają piaski różnoziarniste ze żwirami. Natomiast w okolicach miejscowości Ciche oraz Tomków, a także na południe od jeziora Sośno przeważają piaski drobne, a grubsze pojawiają się jedynie w spągowych częściach serii osadowych. Jedynie na linii konojadzkich moren czołowych pod cienką warstwą osadów sandrowych znajduje się warstwa bruku pomorenowego (Niewiarowski, 1986).

Podobnie sytuacja wygląda w przypadku sandru wschodniobrodnickiego. Jego proksymalne obszary, na przykład w okolicy wsi Łąkorz i jeziora Lekarty zbudowane są z osadów piaszczystych, głównie piasku średnio- i gruboziarnistego z domieszką żwirów, natomiast w kierunku części dystalnych wielkość ziaren osadu maleje, więc w okolicach miejscowości Mścín (na wschód od jeziora Partęczyny) oraz leśniczówki Ryte Błota przeważają piaski drobne, a nawet pylaste (Niewiarowski, 1986).

Trzeci badany obszar należy do Kotliny Toruńskiej, będącej częścią Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Jest ona otoczona przez wysoczyzny morenowe, porożcinane dolinami rzek uchodzących do Wisły, która zajmuje centralną część kotliny. Terasy pradolinne powstawały tutaj w późnym plejstocenie, po fazie pomorskiej zlodowacenia wisły (Niewiarowski, Weckwerth, 2006).

Kotlina Toruńska położona jest na jedenastu terasach pradolinnych i dolinnych, które powstawały od schyłku Vistulianu, około 16 ka BP, przez najstarszy dryas, boëlling, starszy dryas, alleröd, aż po holocen (Weckwerth, 2010). Terasy opadają stopniowo od stref kontaktu z otaczającymi wysoczyznami morenowymi na wysokości około 85 m n.p.m., w kierunku współczesnego koryta Wisły, położonego na tym obszarze na 32-34 m n.p.m.

(Weckwerth, 2010). Osady teras Kotliny Toruńskiej zostały obszernie scharakteryzowane w pracy Weckwertha i innych (2011). Są to utwory piaszczyste o urozmaiconym uziarnieniu, ale dobrze wysortowane. Powszechnie występują tu drobno- i średnioziarniste piaski, wykazujące różne rodzaje laminacji, niekiedy przewarstwione piaskami gruboziarnistymi, żwirami, czasem zawierające głazy lub porwaki glin. Poza tym, miejscami pojawiają się piaski pylaste i pyły, interpretowane jako osady powodziowe. Różnorodność utworów jest skutkiem występowania na tym terenie rzek roztokowych, charakteryzujących się zmiennymi wartościami przepływu i częstym przemieszczaniem koryt rzecznych.

W południowej części tego obszaru występują wzniesienia wydymowe, przekraczające 100 m n.p.m. Są to: Szwedzka Góra (115 m n.p.m.) i Dębie Góry (110-114 m n.p.m.; Mrózek, 1958;). Te formy akumulacji eolicznej powstawały głównie w młodszym dryasie, ale ich tworzenie mogło rozpocząć się już w starszym dryasie i trwać aż do preboreału (Andrzejewski, Weckwerth, 2010, Galon, 1958; Jankowski, Weckwerth, 2000). Materiał budujący omawiane wydmy to drobno- i średnioziarniste piaski, które, zanim poddane zostały procesowi deflacji, wchodziły w skład teras Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (Andrzejewski, Weckwerth, 2010).

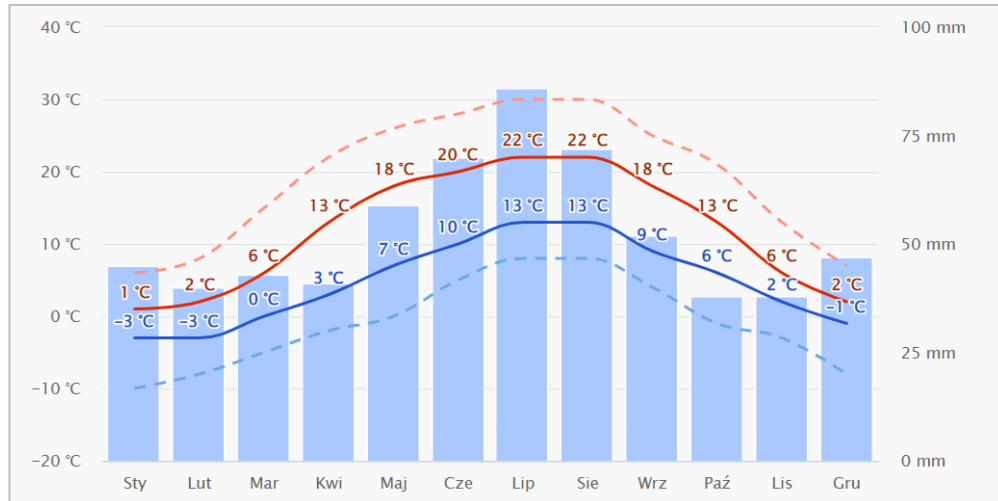
### **2.3. Klimat**

Klimat badanego obszaru, zanim osiągnął obecny stan, przeszedł szereg przemian, od końca plejstocenu i wytopienia się lądolodu, przez holocen. Mimo iż lądolód opuścił badany teren około 16 ka BP, pod koniec plejstocenu, maksimum termiczne w holocenie przypada dopiero na około 8-5 ka BP (Starkel, 1977). Po ustąpieniu lądolodu, na obszarze objętym badaniami panowały warunki peryglacjalne, których charakterystyczną cechą była obecność wieloletniej zmarzliny, a co za tym idzie brak możliwości odpływu wody z wierzchniej warstwy gruntu, a więc jego częste przemakanie. Z tego okresu udokumentowane są w glebach i osadach terasowych, sandrowych i glacialnych liczne struktury charakterystyczne dla środowiska peryglacjalnego, na przykład pseudomorfozy klinów mrozowych (np. Borówka, Marsz, 1975; Dzieduszyńska *i in.*, 2020; Ewertowski, 2009; Kozarski, 1995).

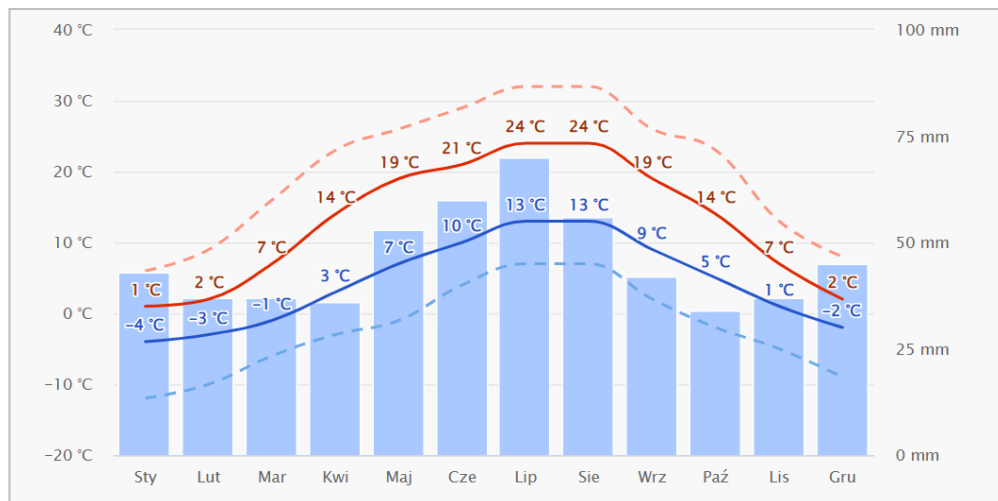
Z kolei holocen charakteryzuje się występowaniem co 2000-3000 lat „małych epok lodowcowych”, w trakcie których średnia roczna temperatura powietrza była niższa o około 1,5-2°C od obecnej (Woś, 1999). Dodatkowo, w młodszej części holocenu, w strefie umiarkowanej nastąpił wzrost opadów i wilgotności (Starkel, 1977).



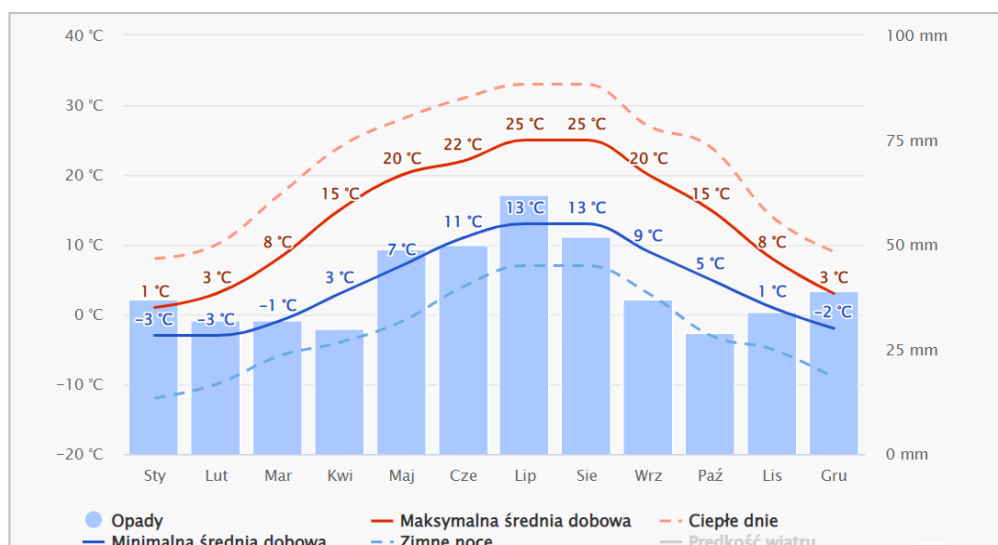
## Brusy



## Brodnica



## Toruń



Ryc. 6. Meteorogramy dla miejscowości znajdujących się w pobliżu każdego z trzech obszarów badań (meteoblue.com, dostęp z 11.10.2022)

Obecnie, według klasyfikacji Köppena-Geigera badany obszar leży w strefie klimatu umiarkowanego ciepłego wilgotnego z ciepłym latem (Kottek *i in.* 2006). Średnia temperatura na tym terenie to 6-8°C, przy czym średnia temperatura dla stycznia wynosi od -2 do -4°C, a dla lipca 16-18°C (Kozłowska-Szczęśna, 1994). Dominują tu wiatry zachodnie, przynoszące wilgotne masy powietrza z południowego Atlantyku, a w ciągu roku występuje średnio 30-40 dni pogodnych i 140-150 dni pochmurnych (Woś, 1999). Roczna suma opadów wynosi 500-700 mm (Sadowski, 1994), przy czym największe sumy opadów notowane są w okresie letnim (VI-VIII) i wynoszą: 140-160 mm, a najmniejsze w zimie (XII-II): 40-60 mm (Niedźwiedz, Cebulak, 1994). Średnia roczna liczba dni z opadem wynosi od 150 do 170 (Tamulewicz, 1995).

Klimatogramy dla miejscowości położonych w pobliżu każdego z trzech obszarów badań mają bardzo podobny przebieg (ryc. 6). Maksymalna średnia dobowa waha się od 1°C w styczniu do 22-25°C w lipcu i sierpniu, natomiast minimalna średnia dobowa to od -4 - -3°C w styczniu do 13°C w lipcu i sierpniu.

Największa różnica w zestawieniu danych klimatycznych dla poszczególnych obszarów badań pojawia się w przypadku maksymalnych średnich dobowych dla lipca i sierpnia. W tych przypadkach temperatura wzrasta wraz ze zwiększaniem się odległości od Morza Bałtyckiego, co jest spowodowane szybszym nagrzewaniem się bardziej suchych obszarów podczas gorących, letnich dni.

Roczny rozkład ilości opadów we wszystkich trzech przypadkach jest bardzo podobny. Maksymalne ilości odnotowywane są w lipcu, natomiast minimalne w październiku. Można zauważyć także zmniejszenie ilości opadów wiosną, głównie w kwietniu, a także niewielki ich wzrost zimą. Różnica pomiędzy poszczególnymi klimatogramami przejawia się w zmniejszaniu się ilości opadów, zwłaszcza letnich w głąb lądu. Najwyższe opady w tym zestawieniu miejscowości odnotowano w Brusach, a najniższe w Toruniu.

#### **2.4. Warunki wodne**

Klimat Polski jest raczej wilgotny i pomimo obecnych trendów zmierzających w kierunku niedoboru wody (Jastrzębska *i in.*, 2020), gleby autogeniczne na badanym obszarze rozwijały się i cały czas są objęte przemysłowym typem gospodarki wodnej (Bednarek, Prusinkiewicz, 1999). Oznacza to, że substancje rozpuszczalne w wodzie przejawiają tendencję do przemieszczania się w dół, w głąb profilu glebowego, a nawet poza jego obręb. Migracja składników może również odbywać się w kierunkach poziomych, zwłaszcza na stokach (Jankowski *i in.* 2011). Ważną konsekwencją przemysłowego typu gospodarki wodnej w gruncie była dekalcytacja, czyli usuwanie z gleby węglanów. Zachodziła od początku okresu borealnego do drugiej połowy okresu atlantyckiego, czyli w holocenie

(Prusinkiewicz, Noryśkiewicz, 1975) Wtedy bowiem obficie penetrowały glebę chłodne (niewiele powyżej 0° C) wody o wysokiej zawartości CO<sub>2</sub> (Prusinkiewicz, Noryśkiewicz, 1975). Według tych autorów ważna była możliwość głębokiej penetracji podłoża przez wody opadowe, więc uzasadnione jest stwierdzenie, że piaski podlegały temu procesowi intensywniej, niż utwory cięższe, na przykład gliny. Wypłukane z utworów powierzchniowych węglany gromadziły się w postaci kredy jeziornej w niedalekich zbiornikach wodnych.

Na tempo rozwoju gleb ma też wpływ wilgotność powietrza, ściśle związana z lokalnym mikroklimatem, a nawet warunkami topoklimatycznymi. Na gleby kształtujące się w krajobrazie młodoglacjalnym, obfitującym w jeziora i tereny podmokłe, niewątpliwie wpływają warunki biotyczno-klimatyczne charakterystyczne dla terenów bogatych w wody powierzchniowe (Degórski, 2002). Prawidłowość tę widać już na przykładzie gleb pochodzących z jednego obszaru, gdzie na wilgotniejszych i chłodniejszych stokach o ekspozycji północnej gleba kształtuje się szybciej, niż na suchszych i cieplejszych stokach południowych (Rutkowska, 2020).

W badanych glebach zależność stosunków wodnych od klimatu i mikroklimatu potęguje uziarnienie skały macierzystej. Utwory piaszczyste, bo o nich mowa, jako materiały porowate i bardzo przepuszczalne, są stosunkowo łatwo przemywane i szybko ulegają przesychaniu. Woda kapilarna, która jest podstawową formą wody glebowej użyteczną dla roślin (głównym składnikiem połowej pojemności wodnej) w bardzo niewielkim stopniu utrzymuje się w porach między ziarnami piasku (Kuś, 2016). Pomimo zdolności wody kapilarnej do podsiąkania, a więc przemieszczania się wbrew sile grawitacji, w utworach piaszczystych wysokość podsiąkania wynosi jedynie kilkanaście centymetrów (Kuś, 2016), zatem nawet w przypadku gleb znajdujących się blisko zwierciadła wód podziemnych, wierzchnie poziomy mogą pozostawać przesuszone (Kuś, 2016).

Badany obszar pod względem warunków wodnych podzielić można na dwie kategorie. Pierwszą z nich są powierzchnie o bardzo urozmaiconej rzeźbie terenu, do których zaliczono pagórkowate tereny sandrów i pola wydymowe. Gleby tych obszarów nie mają styczności z wodami gruntowymi. Woda opadowa pod wpływem grawitacji bardzo intensywnie migruje przez osady piaszczyste i opuszcza profile glebowe, zmierzając ku najniższym punktom w terenie.

Drugą kategorią są obszary o płytko zalegającym poziomie wód gruntowych, na których poziom wody podnosi się regularnie, corocznie, sięgając niekiedy powierzchni terenu. Jest to zazwyczaj związane z wiosennymi roztopami. Do tych obszarów należą: podmokłe zagłębienia terenu wśród pagórków, nisko położone terasy, bądź miejsca wypływu wód podziemnych, spływających z wyżej położonych obszarów. Tam wpływ wód podziemnych widoczny jest w całych profilach badanych gleb.

## 2.5. Szata roślinna i działalność człowieka

Potencjalną roślinnością naturalną na całym badanym obszarze są zbiorowiska leśne. Badane obszary to istotnie w większości tereny leśne, podlegające pod Regionalną Dyрекcję Lasów Państwowych w Toruniu. Należą one do nadleśnictw: Przymuszewo (Bory Tucholskie), Toruń i Gniewkowo (Kotlina Toruńska) oraz Brodnica (Pojezierze Brodnickie).

W Borach Tucholskich, dla obszarów sandrowych dominującą roślinnością potencjalną jest *Leucobryo-Pinetum*, czyli suboceaniczny bór sosnowy świeży, z domieszkami *Qureco-Pinetum* - kontynentalnego boru mieszanego i *Fraxino-Alnetum* - łęgów jesionowo-olszowych (Matuszkiewicz, 2008).

W Nadleśnictwie Przymuszewo najbardziej powszechnymi typami siedliskowymi lasu są: bór świeży (63,6%), bór mieszany świeży (27,4%) i las mieszany świeży (6,0%). Pozostałe TSL mają poniżej 1% udziału w strukturze lasu. 76,6% zajmują jednogatunkowe drzewostany sosnowe, a wśród innych drzewostanów, składających się z większej liczby gatunków sosna również odgrywa znaczącą rolę. W strukturze wiekowej dominują drzewostany wieku 41-80 lat (41,0%), mniej jest drzewostanów młodszych, 40-letnich lub młodszych, (27,5%), oraz starszych, mających więcej niż 80 lat (31,6%). Pod względem spełnianej funkcji lasy Nadleśnictwa Przymuszewo podzielone są na: lasy wielofunkcyjne (61,8%), lasy ochronne (37,6%) oraz rezerwaty przyrody (0,6%; BULiGL, 2019).

W Nadleśnictwie Brodnica, na terenach sandrowych dominującą potencjalną roślinnością naturalną jest *Qureco-Pinetum* - kontynentalny bór mieszany, z domieszką *Peucedano-Pinetum* sarm. - kontynentalnego boru sosnowego świeżego i *Carici elongatae-Alnetum* - olsu typowego (Matuszkiewicz, 2008)

W powyższym nadleśnictwie dominującym typem siedlisk są lasy mieszane świeże (51,7%) i bory mieszane świeże (26,9%). Mniejsze znaczenie mają lasy świeże (10,3%), bory świeże (6,0%) oraz olsy (2,9%). Pozostałe typy siedlisk nie przekraczają 1% powierzchni drzewostanów. Dominujące gatunki drzew to: sosna (83,0%), dąb (6,1%), olcha (3,7%) i brzoza (3,2%), pozostałe gatunki nie przekraczają 1% udziału w drzewostanie (BULiGL, 2015). W strukturze wiekowej najwięcej jest drzewostanów w wieku 41-60 lat (41,5%). Podobna ilość drzewostanów osiągnęła wiek powyżej 60 lat (37,9%), mniej jest natomiast drzewostanów młodych, w wieku poniżej 40 lat (20,6%). W Nadleśnictwie Brodnica, pod względem funkcji lasy dzielone są na: lasy wielofunkcyjne - gospodarcze (63,2%), ochronne (35,3%) i rezerwaty (1,5%; BULiGL, 2015).

Na trzecim z badanych obszarów, na terenach piaszczystych, terasowych, dominującą roślinnością byłyby *Peucedano-Pinetum* sarm. - kontynentalny bór sosnowy świeży i *Quercus-Pinetum* - kontynentalny bór mieszany (Matuszkiewicz, 2008).

W obrębie Nadleśnictwa Toruń dominują bory świeże (42,8%), bory mieszane świeże (26,9%) i lasy mieszane świeże (16,7%), pozostałe typy siedliskowe odgrywają niewielką rolę. W składzie gatunkowym drzewostanu dominuje sosna (84,8%). O wiele mniej jest dębu (6,1%), brzozy (3%) i olchy (2,6%). Pozostałe gatunki drzew mają mniej niż 1% udziału w strukturze lasów. Wiek drzewostanów jest różnorodny. Najwięcej jest drzewostanów w wieku 40-60 lat, chociaż powszechnie napotkać można drzewostany mające 60-90 lat. O regularnym odnawianiu lasu świadczy znaczna ilość drzewostanów o wieku 0-40 lat. Najmniej jest drzew mających 120 i więcej lat. Pod względem użytkowym lasy w Nadleśnictwie Toruń dzielone są na: lasy ochronne (80,1%), lasy gospodarcze (5,6%) oraz gospodarstwo specjalne, mające również funkcję ochronną (14,3% powierzchni leśnej; BULiGL, 2013).

Według obowiązujących opracowań dla nadleśnictw na wszystkich badanych obszarach zdecydowana większość drzewostanów jest zgodna z siedliskiem (około 70-80%), o wiele mniej jest drzewostanów częściowo zgodnych z siedliskiem, a najmniej niezgodnych z siedliskiem.

## **2.6. Pokrywa glebowa**

Badany obszar należy do strefowego pasa umiarkowanie ciepłego, bardzo rozwiniętego na półkuli północnej. Strefowe gleby tego obszaru należą do kompleksu gleb brunatnych, płowych, rdzawych, bielcowych i bieliec (Bednarek, Prusinkiewicz, 1999), przy czym dwie pierwsze rozwijają się na skałach o uziarnieniu glin lub podobnym, a z kolei dla trzech ostatnich skał macierzystą stanowią piaski. Powyższe jednostki typologiczne, w tym badane w niniejszej pracy gleby rdzawe i bielicowe są glebami autogenicznymi tej strefy. Gleby murszaste, należą do gleb śródstrefowych omawianego pasa, a ich rozwój związany jest z płytkim występowaniem wód gruntowych.

Zarówno gleby rdzawe, jak i bielicowe rozwijają się z utworów ubogich w związki zasadowe, najczęściej o znikomej zawartości węglanów (Bednarek, Prusinkiewicz, 1999). Za powszechne występowanie takich warunków w obrębie piaszczystych utworów polodowcowych, pomimo znacznego udziału skał węglanowych wśród skał narzutowych, odpowiedzialna jest umożliwiona przez przemywany typ gospodarki wodnej w glebie dekalcytacja, która była najintensywniejsza prawdopodobnie podczas optimum atlantyckiego (Jankowski M., 2000; Konecka Betley, 1981, 1982; Manikowska, 1985).

Według datowań, gleby na badanym obszarze mogły tworzyć się od okresu preborealnego lub borealnego (Kamińska *i in.* 1986; Manikowska, 1985; Schild, 1969), a więc w ciągu ostatnich 11700 lat. Do powstania dojrzałych gleb potrzeba zwykle setek, lub tysięcy lat (Jauhiainen 1973; Mokma *i in.* 2004; Sauer *i in.* 2008; Starr i Lindroos 2006; Tamm, 1920).

Jednakże według wielu autorów pierwsze morfologiczne efekty procesu bielicowania, który jest jednym z najszybciej zachodzących procesów glebotwórczych (Birkeland 1984; Rutkowska 2020), widać już po około 100 latach (Barrett i Schaetzl 1992; Evans 1999; Jauhiainen 1973; Mokma *i in.* 2004; Protz *i in.* 1984; Tamm 1920). Proces ten może być nawet szybszy, ponieważ nowe nasadzenia leśne odbywają się na pozostałości poprzedniej pokrywy glebowej i dzięki temu nowy proces glebotwórczy zachodzi w materiale, który był już poddany procesowi glebotwórczemu (Jankowski 2003; Jankowski *i in.*, 2014b; Rahmonow 2007; Rutkowska 2020).

### 3. Obiekt badań

Obiektem badań są gleby reprezentujące trzy główne jednostki typologiczne, powstające z materiału piaszczystego na terenach młodogłacjalnych.

#### 3.1. Gleby rdzawe

Gleby rdzawe są glebami typowymi dla obszarów piaszczystych strefy wilgotnej pasa subborealnego (Bednarek, 1991; Jankowski i Bednarek, 2021). W Systematyce gleb Polski rangę samodzielnej jednostki taksonomicznej uzyskały pierwszy raz w 1974 roku (PTG, 1974). Przyjmuje się, że procesem prowadzącym do powstania tych gleb jest rdzawienie, które polega na akumulowaniu *in situ* słabo ruchliwych kompleksów próchnicy z półtoratlenkami, które tworzą rdzawe otoczki na ziarnach (Uggla, Uggla, 1979)

Typowa sekwencja poziomów genetycznych w glebach rdzawych to: (O-)A-Bv-C. Poziomem diagnostycznym jest poziom Bv - *siderik*. Jest to poziom podpowierzchniowy, którego charakterystyczne cechy to uziarnienie piaszczyste, słabo zaznaczona struktura pedogeniczna oraz barwa o większym nasyceniu, mniejszej jasności i bardziej rdzawym odcieniu, niż w skale macierzystej. W poziomie tym cechy pedogeniczne przeważają nad litogenicznymi. Substancje, które sprawiają, że poziom *siderik* tak różni się od skały macierzystej to, wspomniane już, tlenki i tlenowodorotlenki żelaza i glinu, nadające poziomowi Bv rdzawe zabarwienie oraz kompleksy próchniczno-mineralne tlenków i tlenowodorotlenków z próchnicą, które wpływają na strukturę gleby (SGP 6, 2019).

Skałę macierzystą gleb rdzawych stanowią piaski, najczęściej fluwiogłacjalne lub fluwialne. Są one, jak na piaski, stosunkowo zasobne w składniki pokarmowe. Gleby te stanowią podstawę gospodarki leśnej w Polsce, a typowymi zbiorowiskami leśnymi są dla nich lasy świeże i lasy mieszane świeże (SGP 6, 2019).

Niekorzystnym zjawiskiem, które w polskich warunkach powszechnie zachodzi w glebach rdzawych jest bielcowanie. Pojawia się ono, gdy powyższe gleby pozostają długo pod sztucznymi nasadzeniami sosny lub świerka. Ze względu na niewielką ilość frakcji ilastej gleby piaszczyste mają niewielką zdolność buforową, przez co łatwo ulegają zakwaszeniu pod wpływem opadu drzew iglastych. (Jankowski, 2014a)

Najważniejszymi odpowiednikami gleb rdzawych w klasyfikacji WRB (2022) są *Brunic Arenosols*.

#### 3.2. Gleby bielcowe

Gleby bielcowe występują na obszarach o klimacie umiarkowanym oraz zimnym na półkuli północnej, gdzie ewaporacja nie przewyższa sumy opadów, przez co bilans wodny jest dodatni (Kabała, 2005).

Procesem prowadzącym do wytworzenia gleb bielcowych jest bielcowanie. Składowymi zjawiskami tego procesu są: uruchamianie nienasyconych kompleksów metaloorganicznych w poziomach powierzchniowych i strącanie ich następnie w poziomach wzbogacania, wietrzenie krzemianów i strącanie w poziomach B alofanów (proto-) imogolitowych, lub powstawanie imogolitu *in situ* w poziomach wzbogacania. W literaturze gleboznawczej popularna jest koncepcja, zgodnie z którą to związki organiczne, kompleksujące kwasy organiczne, zawarte w glebach, odpowiadają za tworzenie się gleb bielcowych (Kabała, 2005). Ponadto, w specyficznych warunkach, na stokach, może dochodzić do lateralnej podzolizacji, podczas której wymyte z poziomów powierzchniowych i eluwialnych związki gromadzą się nie tylko bezpośrednio pod miejscem wymycia, ale również w glebach występujących w dolnych częściach stoku, które z kolei mogą nie wykazywać obecności poziomów eluwialnych (Jankowski, 2014b)

W Systematyce gleb Polski (SGP 6, 2019) gleby bielcowe to jedyny typ gleby należący do rzędu gleb bielicoziemnych. Ich typowy układ poziomów wygląda następująco: O-AE-Es-B(h,hs,s)-C.

Materiałem macierzystym powyższych gleb są piaski ubogie we frakcję pyłową i iłową. Zazwyczaj są to utwory eoliczne lub fluwioglacjalne, ale mogą to być też luźne osady, powstałe *in situ* z wietrzenia skał zasobnych w krzemionkę, na przykład piaskowców (SGP 6, 2019).

Ważną cechą gleb bielcowych leśnych jest występowanie na powierzchni wyraźnego, często trójdzielnego poziomu organicznego (ektopróchnicy) o budowie charakterystycznej dla próchnicy typu mor. Składa się on z długo rozkładającego się opadu drzew siedlisk borowych, lub mieszanych z przewagą sosny, świerka, rzadziej modrzewia lub jodły (SGP 6, 2019).

Na skutek procesu bielcowania z kwaśnej ektopróchnicy wymywane są mobilne związki organiczne, mające zdolność do kompleksowania jonów metali. Prowadzi to do zubożenia powierzchniowych poziomów gleb bielicoziemnych w wiele pierwiastków, takich jak glin, żelazo, mangan, wapń, czy magnez. W takich warunkach może się przemieszczać nawet krzemionka w formie zdyspergowanej. W ten sposób powstają poziomy eluwialne, AE - poziom przejściowy między poziomem próchnicznym a poziomem eluwialnym oraz Es - poziom wymywania dawniej uznawany za diagnostyczny tego rzędu gleb *albik* (SGP 6, 2019).

Poziom *albik* składa się z ziaren najbardziej odpornych na wietrzenie minerałów - głównie kwarcu i skaleni, pozbawionych otoczek. Te minerały nadają poziomowi jasną barwę o słabym nasyceniu, najczęściej jasnoszarą. Kluczową cechą, pozwalającą wyróżnić poziom *albik* jest zaleganie bezpośrednio poniżej poziomu o wyższej zawartości próchnicy oraz tlenków żelaza i glinu (SGP 6, 2019).



Poziomem, w którym gromadzą się substancje wymywane z poziomu próchnicznego i eluwalnego jest poziom diagnostyczny *spodik*. Mimo, że gleby bielcowe powstają z materiału piaszczystego, ten poziom może mieć uziarnienie od piasku luźnego aż do piasku gliniastego. Charakteryzuje się on barwą o większym nasyceniu i bardziej czerwonym odcieniu, niż barwa skały macierzystej. Ponadto, poziom ten ma strukturę pedogeniczną, chociaż może ona być nietrwała. W obrębie poziomu wzbogacania gleb bielcowych mogą występować trzy podpoziomy. Górny z nich, określane jako Bh, wzbogacony jest głównie w związki próchniczne, które nadają mu barwę od ciemnobrunatnej do czarnej. Poniżej, lub zamiast niego może występować poziom Bhs, którego rdzawobrunatna barwa jest wypadkową ciemnej barwy nadawanej przez próchnicę, oraz rdzawej, charakterystycznej dla tlenków żelaza. Ostatni z podpoziomów Bs ma barwę rdzawą. Wzbogacony jest on w związki żelaza i glinu, przy czym charakterystyczną barwę nadają mu te pierwsze. W obrębie poziomu *spodik* mogą rozwinąć się zbite i trudnoprzepuszczalne struktury. Przy zaawansowanym procesie bielcowania może powstać *orsztyn* w formie bryłek lub zwartej warstwy, a w specyficznych warunkach wilgotnościowych będą to cienkie warstewki określane jako *placik* (SGP 6, 2019).

Najważniejszymi odpowiednikami gleb bielcowych w klasyfikacji WRB (2022) są *Podzols*.

### 3.3. Gleby murszaste

W odróżnieniu od dwóch powyższych typów gleb, gleby murszaste są glebami semihydrogenicznymi. Są to gleby stosunkowo żyzne i zasobne w węgiel organiczny w porównaniu z dwiema omówionymi powyżej jednostkami taksonomicznymi, ponadto zawierają zapas wody dostępnej dla roślin (Jankowski *i in.* 2015). Od innych, podobnych gleb cechujących się mięszym poziomem próchnicznym, takich jak na przykład czarne ziemie, czy czarnoziemy, gleby murszaste odróżniają się lekkim, piaszczystym uziarnieniem (Bednarek, 2007). Według WRB (2022), gleby murszaste mogą być klasyfikowane jako *Gleysols*, *Umbrisols* i *Arenosols*, a ich specyficzne cechy są podkreślone kwalifikatorami: *Arenic*, *Humic* oraz *Nehic*.

Procesami, które prowadzą do powstania tych gleb są: proces glejowy i murszenie. Proces glejowy przebiega w glebach, które przynajmniej okresowo podlegają nadmiernemu uwodnieniu. Wyraźnym wskaźnikiem działania tego procesu jest charakterystyczne zabarwienie: niebieskawe lub zielonkawe w środowisku o odczynie obojętnym lub zasadowym, albo szarym w środowisku kwaśnym, związane jest z redukcją żelaza z trójwartościowego do dwuwartościowego (Siuta, 1961). Według badaczy, do przebiegu tego procesu konieczna jest obecność prostych połączeń organicznych w środowisku glebowym,

oraz mikroorganizmów, które rozkładają materię organiczną przy ograniczonym dostępie tlenu (Hori *i in.* 2015; Siuta, 1961).

Proces murszenia zachodzi na skutek odwodnienia gleb hydrogenicznych i polega na mineralizacji poziomów powierzchniowych gleb, a co za tym idzie zwiększenia ich zagęszczenia, zmniejszenia porowatości, zwiększenia popielności i niekiedy podwyższenia pH (Bieniek, Grabowski, 2007; Piaścik H., Gotkiewicz J, 1995). Proces ten może zachodzić także na skutek mineralizacji próchnicy w glebach leśnych, przy zmiennym poziomie wód gruntowych (Bednarek, Prusinkiewicz, 1990)

Gleby murszaste to podtyp gleb zaliczany do typu gleb murszowatych, który z kolei należy do rzędu gleb czarnoziemnych. Rząd ten wyróżnia się spośród innych rzędów znaczną zawartością zhumifikowanej materii organicznej. Gleby murszowate, od innych typów gleb zaliczanych do tego rzędu odróżnia rodzaj skały macierzystej, którą są piaski, a z kolei podtyp gleb murszastych wyróżnia się na podstawie stosunkowo niskiej (poniżej 6%) zawartości węgla organicznego (SGP 6, 2019).

Typowa sekwencja poziomów dla gleb murszowatych wygląda następująco: (O-)A(p)u-C-Cgg. Poziomem powierzchniowym tych gleb jest mineralny poziom *arenimurszik*, który jest zarazem poziomem diagnostycznym dla tego typu gleb. W powyższym poziomie materia organiczna występuje w postaci schelatowanych kompleksów, które nie tworzą połączeń próchniczno-mineralnych. Skutkiem jest obecność wyraźnie widocznych, „wybielonych”, bo pozbawionych otoczek próchnicznych, ziaren kwarcu (SGP 6, 2019).

Za materiał macierzysty gleb murszowatych uważane są piaski ubogie we frakcję iłową. Mogą to być utwory fluwioglacjalne, aluwialne, jeziorne, lub eoliczne. Gleby omawianego typu powstają w miejscach, w których zagłębienia terenu utrudniają odpływ wód, tak, że nawet w materiale o bardzo dobrym drenażu, jakim są piaski, dochodzi do stagnowania wód gruntowych przynajmniej przez część roku (SGP 6, 2019).

Jako naturalną roślinność powyższych gleb wymienia się zbiorowiska eutroficzne: lasy wilgotne typu grądów niskich, lasy łąkowe wiązowo-jesionowe i olsy jesionowe (zwane też łągami olszowo-jesionowymi). Ze względu na stosunkowo dobrą przydatność rolniczą, zwłaszcza w porównaniu z innymi glebami terenów piaszczystych, roślinność naturalna często zostaje zastąpiona zbiorowiskami synantropijnymi łąk i pastwisk, w których dominuje roślinność zielna i trawiasta (SGP 6, 2019).

## **4. Metody badań**

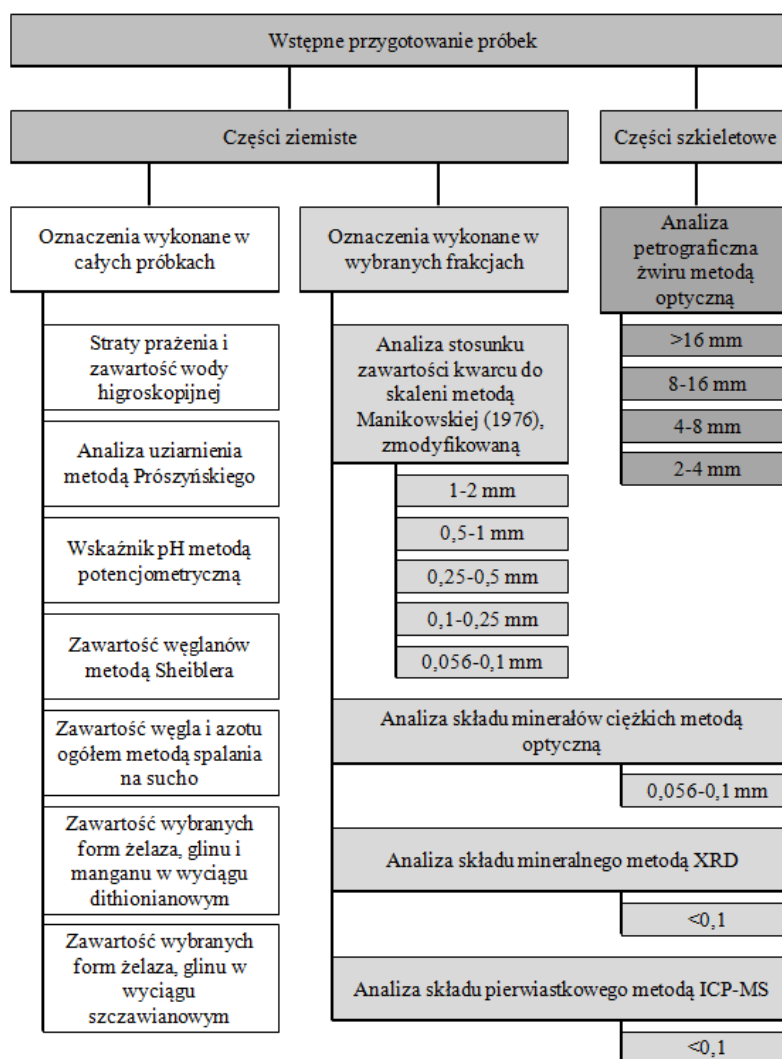
### **4.1. Prace terenowe**

W ramach prac terenowych wykonano łącznie 15 odkrywek glebowych. Wykopianie odkrywek każdorazowo poprzedzono wierceniami, w celu odszukania miejsc niezaburzonych i reprezentatywnych dla danego konturu glebowego. Lokalizacje profili wybrano tak, aby w każdym z badanych regionów znajdował się przynajmniej jeden profil z każdej z trzech badanych jednostek typologicznych. Ponadto przy wyborze kierowano się typowością gleb, aby ich sklasyfikowanie nie narażało wątpliwości, a także uwzględniono to, które z badanych gleb na danym obszarze występują najczęściej. Dodatkowo zadbaną, aby opisywane gleby piaszczyste różnicowały się pod względem drugorzędnych cech uziarnienia. Dla poszczególnych profili wykonano dokumentację fotograficzną i opisową, a następnie z każdego z poziomów pobrano próbki o naruszonej strukturze.

### **4.2. Przygotowanie próbek**

W ramach wstępnego przygotowania próbki wysuszono, usunięto z nich korzenie oraz odseparowano części szkieletowe od części ziemistych. Części szkieletowe pozostawiono do analizy petrograficznej żwiru, natomiast części ziemiste każdej z próbek podzielono na porcję, w której wykonano analizy gleboznawcze oraz część, która posłużyła do analiz mineralogicznych i oznaczenia składu pierwiastkowego. Ta druga część została następnie podzielona na niezbędne frakcje granulometryczne. Frakcje wyseparowane do poszczególnych analiz przedstawiono na rycinie 7.

Ponadto w glebach określono zawartość wody higroskopijnej metodą suszarkowo-wagową po wysuszeniu w temperaturze 105°C przez 5 godzin. Badanie to, tak jak analiza uziarnienia oraz analizy chemiczne (podrozdziały 4.4-4.6), wykonane zostało w Laboratorium Analiz Środowiskowych, działającym przy Wydziale Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu.



Ryc. 7. Schemat postępowania z próbkami przy podziale ich na potrzeby badań laboratoryjnych. Przy oznaczeniach wykonywanych na określonych wielkościach ziaren, frakcja (lub frakcje) została podana pod nazwą metody

#### 4.3. Analiza uziarnienia

Analiza ta wykonana została dla frakcji poniżej 0,1 mm metodą areometryczną Bouyoucosa w modyfikacji Casagrande i Prószyńskiego. Większe frakcje wyseparowano na sitach o wielkości oczek 0,5 mm, 0,25 mm, 0,1 mm oraz 0,056 mm, a ich zawartość w próbkach obliczono metodą wagową.

#### 4.4. Analiza odczynu gleby i pomiar zawartości węglanów

Pierwszą z wykonanych analiz chemicznych był pomiar pH, przeprowadzony metodą potencjometryczną z wykorzystaniem elektrody szklanej, w zawieszynie sporządzonej w proporcji 1:2,5. Następnie w glebach, w których wysokie pH sugerowało możliwość występowania węglanów, choćby w części poziomów, dla wszystkich poziomów przeprowadzono pomiar zawartości węglanów metodą objętościową Scheiblera.

#### **4.5. Analiza zawartości węgla i azotu**

Analizę zawartości węgla ogółem (TC) oraz azotu ogółem (TN) wykonano metodą spalania na sucho przy pomocy makroanalizatora Vario Macro Cube. Uzyskane wyniki posłużyły do obliczenia stosunku zawartości węgla do azotu (C:N). Badanie to przeprowadzono tylko w próbkach, w których straty prażenia wyniosły powyżej 0,4%.

#### **4.6. Oznaczenie wybranych form żelaza, glinu i manganu**

Określenie zawartości form żelaza i glinu, ekstrahowanych w wyciągu szczawianowym ( $Fe_o$ ,  $Al_o$ ) wykonano metodą Tamma (McKeague, Day 1966; Schwertmann, 1964). Pomiar wykonano metodą kolorymetryczną z użyciem orto-fenantroliny, przy pomocy spektrometru SEMCO S91E.

Oznaczono także zawartość form żelaza, glinu i manganu ekstrahowanych metodą Mehra, Jackson, (1960) w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym (DCB;  $Fe_d$ ,  $Al_d$ ,  $Mn_d$ ). Pomiaru dokonano metodą spektrometrii absorpcji atomowej za pomocą aparatu SOLAAR 699.

#### **4.7. Analiza petrograficzna żwiru**

Części szkieletowe badanych gleb, po uprzednim opłukaniu, rozdzielono na sitach na frakcje: 2-4 mm, 4-8 mm, 8-16 mm i >16 mm. Następnie poszczególne próbki zanurzano w 10% roztworze kwasu solnego, co umożliwiło szybkie zidentyfikowanie i oddzielenie skał węglanowych. Pozostałe okruchy pozostawiono w kwasie na 4-24 godziny, żeby oczyścić ich powierzchnię.

Po określeniu zawartości frakcji szkieletowej w badanych glebach, wybrano profile, w których możliwe było przeprowadzenie analizy petrograficznej żwiru. Rozpoznawanie okruchów odbywało się metodą optyczną, przy pomocy lupy binokularnej.

Do przeprowadzenia tego typu badań konieczna była modyfikacja proponowanych w literaturze metod. Procedurę zmieniono zarówno pod względem głębokości poboru próbek, frakcji preferowanej podczas badań oraz wyboru stosowanych wydzieleni petrograficznych.

Próbki pobierane były w przypowierzchniowej warstwie osadu, podczas gdy w literaturze zaleca się pobieranie materiału z większych głębokości (Rutkowski, 2003). Ponadto do analizy petrograficznej wybrano ziarna o średnicy 2-4 mm, natomiast w badaniach geomorfologicznych i geologicznych preferowane są większe frakcje (Rutkowski, 2003, 2007).

W odróżnieniu od większości badań tego typu, które skupiają się na pochodzeniu klastów (Czubła, 2001; Czubła, 2015; Czubła *i in.*, 2006; Górska, 2003, 2007; Rutkowski,

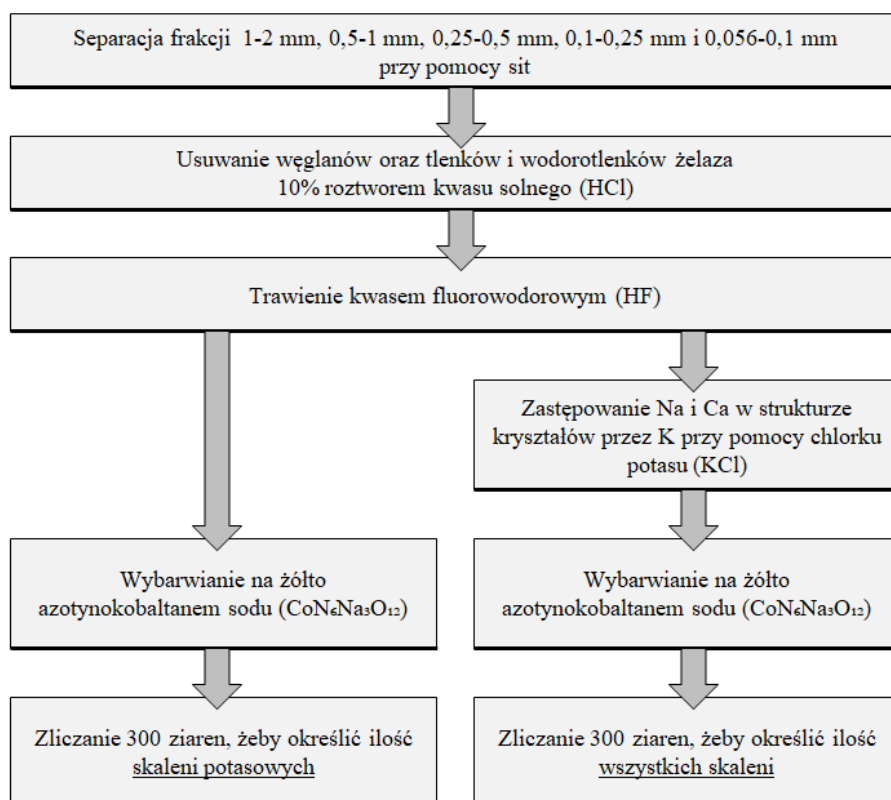
2007), w tej pracy użyte wydzielenia petrograficzne uwzględniają przede wszystkim takie właściwości skał, jak ich odporność na wietrzenie i skład chemiczny.

#### **4.8. Badanie stosunku zawartości skaleni do kwarcu**

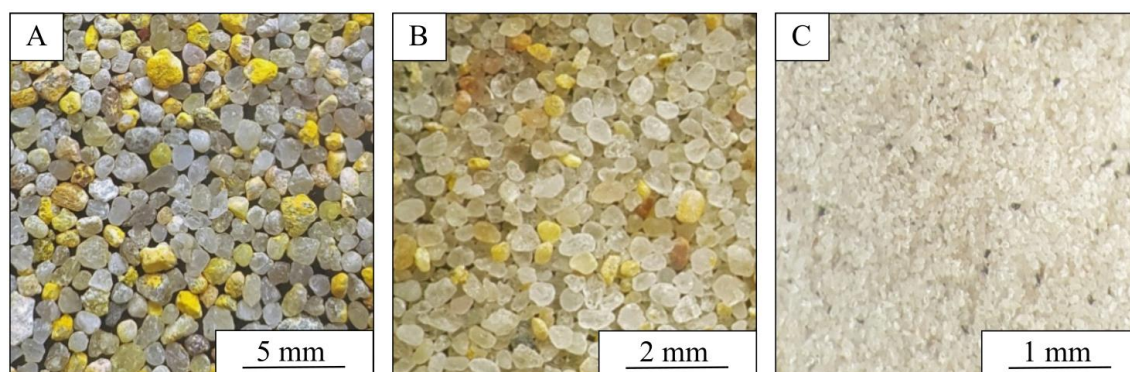
Badanie zawartości skaleni w glebach przeprowadzono według metody Manikowskiej (1976). Metoda ta umożliwia ustalenie procentowej zawartości ziaren wszystkich skaleni w próbkach. Dodatkowo wprowadzono modyfikację omawianej metody, pozwalającą stwierdzić ile z obserwowanych ziaren to skalenie potasowe, a ile plagioklasy.

Badanie to przeprowadzono dla wszystkich poziomów każdej z badanych gleb, przy czym osobno badano frakcje: 1-2 mm, 0,5-0,1 mm, 0,2-0,5 mm, 0,1-0,2 mm oraz 0,056-0,1 mm. Wybrane frakcje wyseparowano przy pomocy sit, a następnie pod bieżącą wodą wypłukano próchnicę. Wyszuszone próbki zanurzono w 10% HCl, pozbawiając je w ten sposób okruchów skał węglanowych, a powierzchnię pozostałych ziaren oczyszczając z tlenków żelaza.

W dalszej kolejności próbki zanurzono na około 30 sekund w kwasie fluorowodorowym. Zastosowana modyfikacja polegała na tym, że po wytrawieniu w kwasie fluorowodorowym, każdą z próbek podzielono na dwie części, z czego tylko jedna część poddana została działaniu chlorku potasu (ryc. 8). Dzięki temu na skutek reakcji z azotynokobaltanem sodu w jednej części próbki wybarwiły się tylko skalenie potasowe, natomiast w drugiej części wszystkie obecne skalenie zyskały żółtą barwę. Otrzymano zatem informację zarówno o całkowitej zawartości skaleni w badanych próbkach jak i o zawartości samych skaleni potasowych. Z różnicy otrzymanych wyników można było obliczyć zawartość plagioklazów. Modyfikację tę zastosowano dla frakcji 0,1-0,2 mm oraz 0,2-0,5 mm, w których znajdowała się znaczna liczba skaleni i występowały one prawie wyłącznie w formie monomineralnych ziaren (ryc. 9.B). We frakcjach 0,5-1 mm oraz 1-2 mm duża ilość okruchów zawierających zarówno kwarc, jak i skał, a czasem nawet więcej niż jeden rodzaj skalenia, w wielu przypadkach bardzo utrudniała zakwalifikowanie ziaren do jednej kategorii (ryc. 9.A). Dlatego w próbkach tych frakcji wybarwiono wszystkie skalenie i zliczono ziarna składające się w więcej niż 50% z tego rodzaju minerałów. Z kolei w najmniejszej z badanych frakcji, 0,056-0,1 mm, znikoma ilość ziaren skaleni, poniżej jednego promila, uniemożliwiła przeprowadzenie analizy (ryc. 9.C).



Ryc. 8. Schemat postępowania w trakcie procedury barwienia i oznaczania zawartości skaleni z uwzględnieniem wprowadzonej modyfikacji (za: Manikowska, 1976)



Ryc. 9. Plagioklasy wybarwione metodą Manikowskiej (1976) z poziomu C1 profilu R2, A - frakcja 1-2 mm, B - frakcja 0,25-0,5 mm, C - frakcja 0,056-0,1 mm

#### 4.9. Badanie składu minerałów ciężkich

Analiza minerałów ciężkich została wykonana standardową metodą (Mange, Maurer, 1992). Przeprowadzono ją we frakcji 0,065-0,1 mm, we wszystkich poziomach każdej z badanych gleb. Podjęto próby wykonania badań dla większych frakcji, jednak z powodu wykorzystanej techniki (separacja w cieczy ciężkiej) uzyskanie reprezentatywnych wyników było niemożliwe.

Badane próbki najpierw oczyszczono z węglanów i znajdujących się na powierzchni ziaren żelazistych otoczek. Wykorzystano do tego 10% kwas solny. Następnie przeprowadzono separację minerałów ciężkich w roztworze poliwolframanu sodu ( $3\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 9\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) o gęstości  $2,8 \text{ g/cm}^3$ . Wyseparowane minerały utrwalono w balsamie kanadyjskim, w formie preparatów nasypowych.

Rozpoznawanie odbyło się przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego, w świetle przechodzącym. Użyty model mikroskopu to (Nikon Eclipse 50i POL), znajdujący się w Katedrze Gleboznawstwa i Kształtowania Krajobrazu, Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMK w Toruniu.

Analiza ta jest stosowana zazwyczaj do określania proveniencji materiału (Barczuk, Wachecka-Kotkowska, 2015), ułatwiania podziału stratygraficznego (Kotarbiński *i in.*, 2000) lub rekonstrukcji środowiska depozycyjnego (Racinowski, 1995; Weckwerth, Chabowski, 2013; Woronko *i in.*, 2013). W przypadku tych analiz możliwe i konieczne jest branie pod uwagę większej ilości minerałów. Ta analiza, wykonywana jest w stosunkowo mocno zwietrzałym materiale, a na celu ma uchwycenie prawidłowości w rozmieszczeniu pionowym badanych minerałów. Z tego powodu, podczas analizy pionowego rozkładu minerałów ciężkich w profilach glebowych ograniczono się do przedstawienia amfiboli oraz granatów.

#### **4.10. Analiza składu mineralnego metodą dyfraktometrii rentgenowskiej**

Badanie metodą dyfraktometrii rentgenowskiej (XRD) wykonano w Katedrze Gleboznawstwa Instytutu Rolnictwa SGGW w Warszawie, dzięki uprzejmości dr. hab. Zbigniewa Zagórskiego prof. nadzw.

Do tej analizy z każdego z trzech omawianych typów gleb wybrano po dwa profile. W przypadku każdego profilu analizie poddano główne poziomy glebowe, pomijając poziomy przejściowe. Jeżeli poziomy główne były dwudzielne pod uwagę brano część znajdującą się bliżej powierzchni terenu.

Analiza została wykonana metodą proszkową, a mielenie próbek odbywało się przy pomocy agatowego młynka. W ten sposób zmielono zarówno porcje materiału zawierające wszystkie frakcje części ziemistych, jak i porcje zawierające tylko wyseparowane frakcje  $<0,1\text{mm}$ .

Dyfraktogramy wykonano najpierw w przedziale  $3-70^\circ 2\theta$  dla całych próbek oraz dla frakcji  $<0,1 \text{ mm}$ . Następnie dla frakcji  $<1\text{mm}$  wykonano jeszcze dyfraktogramy w zawężonym zakresie -  $37-51^\circ 2\theta$  dla poziomów powierzchniowych i poziomów wzbogacania gleb rdzawych i bielcowych. Dzięki temu uzyskano zarówno dane dla ogólnego składu próbek, jak i bardziej szczegółowe dane o minerałach pierwotnych oraz wtórnych, skoncentrowanych w mniejszych frakcjach. Krok analizy wynosił  $0,02^\circ 2\theta/\text{s}$ .



Uzyskane dyfraktogramy opracowano najpierw przy użyciu programu EVA i serwisu JADE Pattern Converter, opracowanego przez International Centre for Diffraction Data, a następnie na podstawie literatury (Borkowska, Smulikowski 1973; Manecki, Muszyński, 2008).

#### **4.11. Analiza składu pierwiastkowego**

Ostatnim z wykonanych badań była analiza składu pierwiastkowego metodą spektrometrii mas z plazmą wzbudzoną indukcyjnie (ICP-MS). Zostało ono przeprowadzone na zlecenie, w laboratorium Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

Temu badaniu poddano wszystkie profile glebowe, jednak pominięto część poziomów przejściowych oraz głębiej położone poziomy skały macierzystej w glebach murszastych.

Przygotowanie próbek polegało na wyseparowaniu frakcji <0,1 mm przy pomocy sit. Celem tego zabiegu było uzyskanie materiału, w którym minerały występujące w badanych próbkach w małych ilościach, czyli minerały ciężkie oraz minerały wtórne, stanowią największy odsetek. Następnie próbki zostały wytrawione w kwasach (HCl, HNO<sub>3</sub>, HClO<sub>3</sub> oraz HF) i przebadane na spektrometrze.

## 5. Wyniki badań

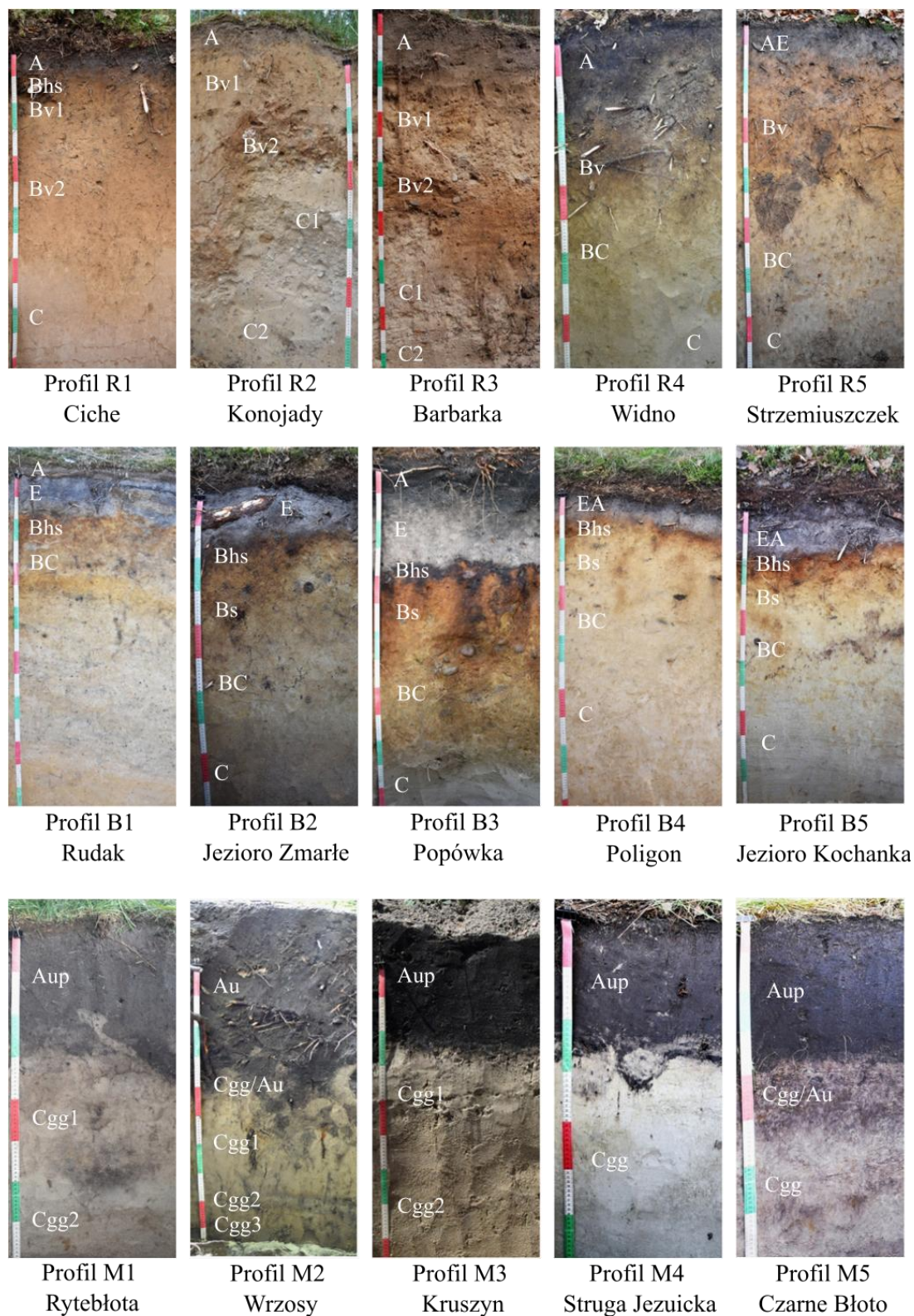
### 5.1. Morfologia gleb

Do badań wybrano trzy najbardziej powszechne jednostki typologiczne gleb piaszczystych, występujące na obszarach młodoglacjalnych północnej Polski: gleby rdzawe, bielcowe i murszaste. Badane obiekty reprezentują typowe warianty z charakterystycznymi układami poziomów, jednak są zróżnicowane pod względem cech drugorzędowych (ryc. 10; por. rozdział 1 w zał.).

Badane gleby rdzawe mają typowy układ poziomów charakterystyczny dla gleb tego typu, opisany w Systematyce Gleb Polski (SGP, 2019), czyli (O-)A(p)-Bv-C, przy czym z uwagi na stopień skomplikowania warunków litologicznych w profilach R1, R2 oraz R3 poziomy wzbogacania oraz skały macierzyste dzielono odpowiednio na podpoziomy różniące się właściwościami, takimi jak barwa, czy uziarnienie. Szczególnie widoczne jest to w profilach R2 i R3, gdzie podziały na podpoziomy podkreślone są przewarstwieniami gruboziarnistych utworów, wpływających na właściwości gleb. Niektóre z gleb rdzawych wykazują słabe efekty współwystępowania procesu bielcowania. Profil R1 – Ciche charakteryzuje się występowaniem inicjalnego poziomu wzbogacania w tlenki żelaza oraz materię organiczną Bhs, który jednak nie spełnia kryteriów dla poziomu *spodik*. W profilu R5 – Strzemiuszczek w poziomie powierzchniowym (AE) zaobserwowano dużą ilość wybielonych ziaren kwarcu.

Wśród pięciu kolejnych profili, zaliczonych do gleb bielcowych, układ poziomów w prawie wszystkich przypadkach nawiązuje do typowego układu przedstawionego w Systematyce Gleb Polski (SGP, 2019), który wygląda następująco: O-AE-Es-B(h,hs,s)-C. W badanych glebach jednak stosunkowo często poziom próchniczny jest oddzielony od poziomu wymywania, przez co sekwencja poziomów przyjmuje postać O-A-E-Bhs-Bs-BC-C. Profil B1 – Rudak obejmuje sekwencję poziomów kończącą się poziomem przejściowym do skały macierzystej BC. Zalega on na sekwencji warstw piasku wydmowego wzbogaconych w węgielki drzewne oraz pozostałości silnie zniszczonych poziomów Bs, prawdopodobnie stanowiących ślad po poprzednich generacjach gleb. Nie były one jednak przedmiotem badań w ramach niniejszej pracy.

Omawiane profile gleb murszastych różnią się od wzorca przedstawionego w systematyce: (O-A(p)u)-C-Cgg brakiem poziomu organicznego, ze względu na nieleśne użytkowanie (poza profilem M2 – Wrzosa). Sekwencja poziomów w tych obiektach wygląda w większości następująco: Aup-Cgg1-Cgg2.



Ryc. 10. Morfologia profili badanych gleb

Ponadto w omawianych glebach pojawiają się struktury, związane z nierównomiernym rozmieszczeniem żelaza w profilach glebowych, związanym z krążeniem wody w gruncie, które można znaleźć we wszystkich badanych typach gleb (por. rozdział 1

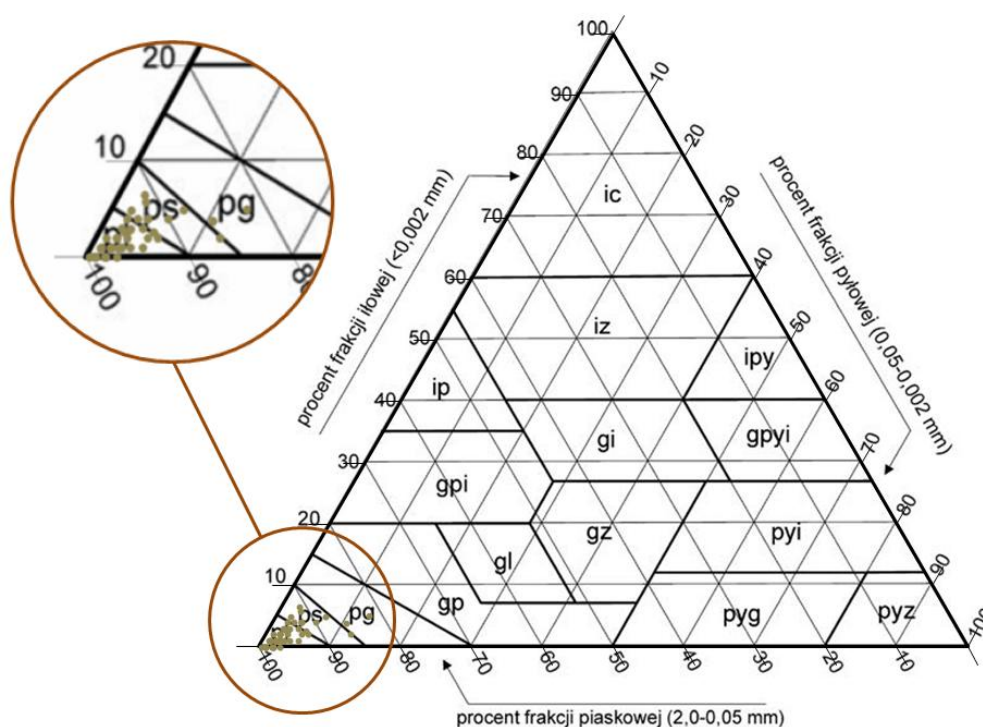
w zał.). Najczęściej mają one kształt nieregularnych plam (np. w profilach R3, R4, R5 oraz we wszystkich profilach gleb murszastych), jednak mogą one występować także jako pseudofibry (np. w profilu R1, R2, R5 i M1).

## 5.2. Skład granulometryczny

Zgodnie z koncepcją doboru obiektów badawczych, w profilach zdecydowanie dominuje uziarnienie piasku luźnego (ryc. 11; por. tab. 2 w zał.). Taki skład granulometryczny mają 52 spośród 64 analizowanych poziomów genetycznych gleb. Uziarnienie to występuje w skale macierzystej każdego z profili, oraz w większości poziomów próchnicznych i poziomów wzbogacania badanych obiektów.

Uziarnienie piasku słabogliniastego wykazało dziesięć spośród badanych próbek. Siedem z nich to poziomy próchniczne, a kolejne trzy to poziomy wzbogacania, a dokładniej ich niższe części.

Dwa poziomy, w których stwierdzono uziarnienie piasków gliniastych to poziomy powierzchniowe gleb murszastych.



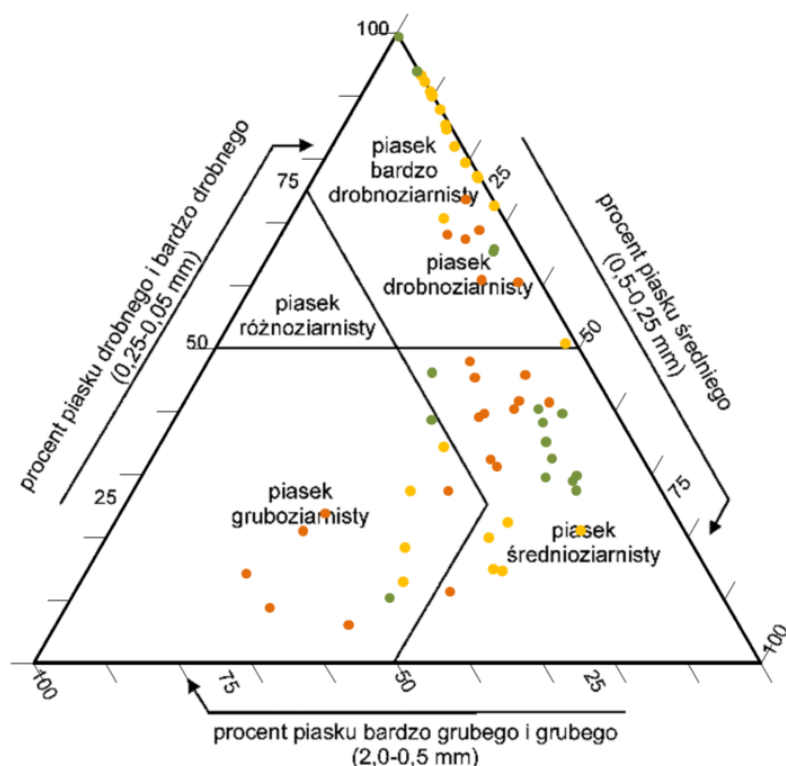
Ryc. 11. Uziarnienie poszczególnych poziomów badanych gleb

Omawiane gleby różnią się pod względem dominujących w nich podfrakcji piaskowych. Mają one uziarnienie od piasku drobnoziarnistego, przez średnioziarnisty aż po gruboziarnisty (ryc. 12). W badanym materiale dominuje uziarnienie piasku średnio- i

drobnoziarnistego, odpowiednio 26 i 25 spośród 64 próbek. Mniej, jedynie 13, jest poziomów o uziarnieniu piasku gruboziarnistego.

W zdecydowanej większości obiektów uziarnienie podfrakcji piaskowych jest podobne w całej miąższości profili (por. tab. 1 w zał.). Jedynie dwa spośród nich (R4 - Widno oraz B2 - Jezioro Zmarłe) zawierają poziomy znacznie różniące się zawartością poszczególnych podfrakcji piaskowych.

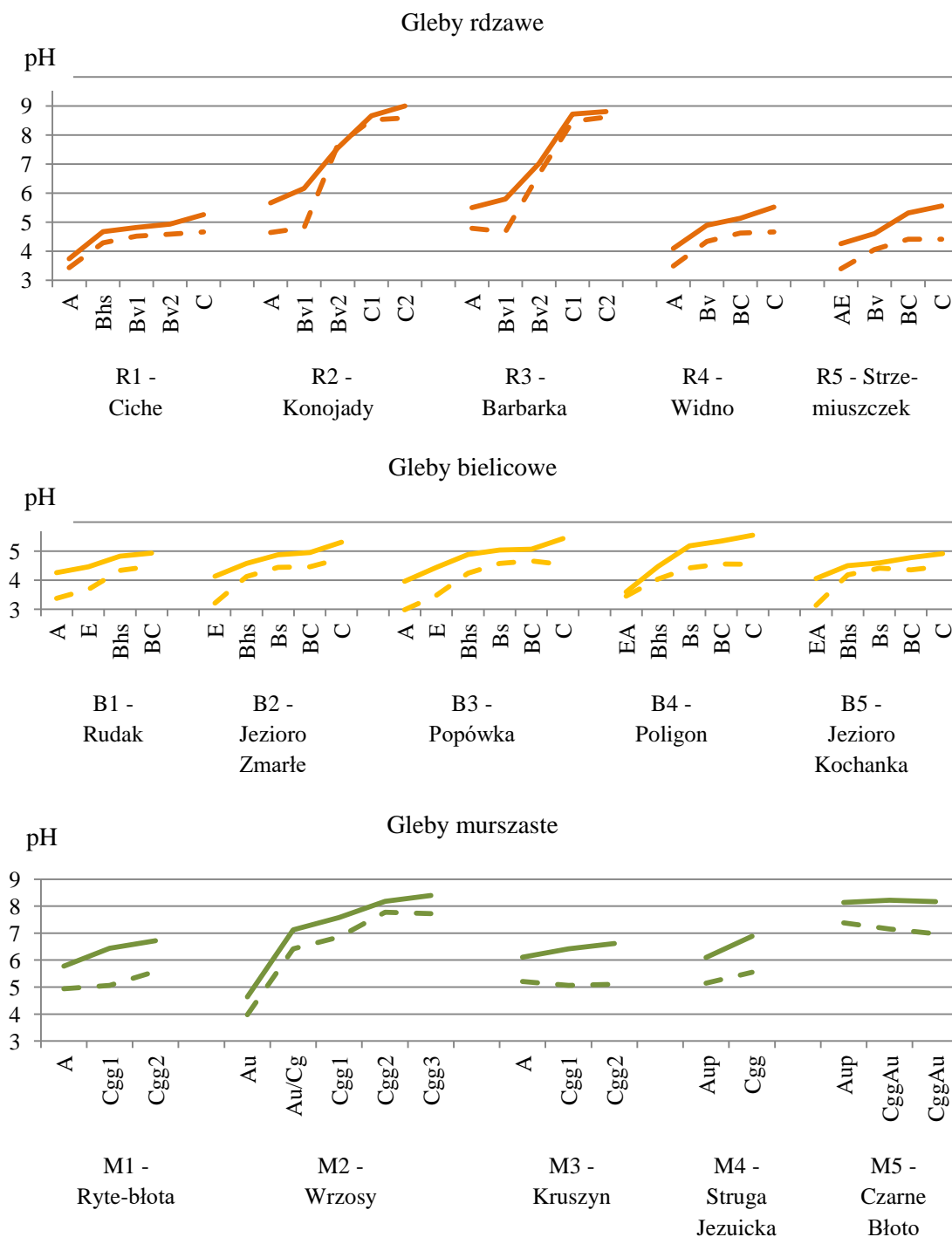
Wśród różnic, pojawiających się pomiędzy poszczególnymi jednostkami typologicznymi gleb należy zwrócić uwagę na większe znaczenie podfrakcji piasku drobnego w glebach bielcowych. W żadnej z próbek nie stwierdzono występowania piasku różnoziarnistego.



Ryc. 12. Udział poszczególnych frakcji piasku w badanych poziomach genetycznych gleb. Kolory punktów: pomarańczowy - gleby rdzawe, żółty - gleby bielcowe, zielony - gleby murszaste

### 5.3. Odczyn i zawartość węglanów

Wartości wskaźnika pH w badanych glebach są zróżnicowane zarówno w przebiegu pionowym w obrębie profili, jak i pomiędzy poszczególnymi obiektami (ryc. 13; por. tab. 3 w zał.).



Ryc. 13. Pionowe zróżnicowanie wartości pH w profilach badanych gleb. Linią ciągłą oznaczono pH mierzone w wodzie destylowanej, a linią przerywaną mierzone w roztworze chlorku potasu

Spośród gleb rdzawych trzy profile (R1, R4 i R5) charakteryzują się odczynem bardzo kwaśnym w poziomie powierzchniowym, a wraz z głębokością wartość wskaźnika pH lekko wzrasta. W skale macierzystej gleby te mają odczyn kwaśny. Pozostałe dwa profile gleb rdzawych (R2, R3) mają odczyn kwaśny w poziomach próchnicznych, natomiast poniżej, w poziomach Bv2, wartość pH wzrasta gwałtownie, osiągając wartości charakterystyczne dla odczynu zasadowego.

W badaniu zawartości węglanów metodą Sheiblera w obu przypadkach zawartość węglanów w poziomach próchnicznych i wzbogacania nie przekraczała 0,5%. Natomiast w skale macierzystej wzrosła ona gwałtownie i osiągnęła w profilu R2 w górnej części 7,9%, a w dolnej części 6,9%, natomiast w profilu R3, odpowiednio 6,9% i 4,4%.

W przypadku gleb bielcowych pionowy rozkład wartości wskaźnika pH we wszystkich pięciu profilach jest bardzo podobny. Poziomy powierzchniowe charakteryzują się odczynem silnie kwaśnym, który w dół profili wzrasta lekko i w trzech obiektach przechodzi w odczyn kwaśny, natomiast dwóch pozostaje silnie kwaśny.

Najbardziej zróżnicowane pod względem omawianego wskaźnika są badane profile gleb murszastych. Wartość wskaźnika pH w ich poziomach próchnicznych w dwóch przypadkach przyjmuje wartości charakterystyczne dla odczynu silnie kwaśnego, w dwóch dla kwaśnego, a w jednym dla zasadowego. Natomiast w skale macierzystej pH wzrasta w zróżnicowany sposób, przyjmując wartości pozwalające określić odczyn jako lekko kwaśny, obojętny lub zasadowy. Jedynie profil M5 charakteryzuje się odczynem zasadowym od samej powierzchni terenu.

W profilach M2 oraz M5, w których w trakcie pomiaru pH w KCl otrzymano wartości pH powyżej 6,5 przeprowadzono analizę zawartości węglanów metodą Sheiblera. W przypadku obu profili, we wszystkich poziomach zawartość węglanów wynosiła poniżej 0,5%.

#### **5.4. Zawartość węgla organicznego i azotu ogółem**

Zawartość węgla w poziomach powierzchniowych badanych gleb jest bardzo zmienna, nawet wśród gleb należących do tej samej jednostki typologicznej (ryc. 14, por. tab. 3 w zał.). Waha się ona od 0,53% do 1,75% w glebach rdzawych, w których jest go najmniej, od 0,85% do 3,75% w glebach bielcowych i od 1,39% do 5,09% w glebach murszastych, w których tego pierwiastka jest najwięcej. Zawartość tego pierwiastka zbadano także w części poziomów podpowierzchniowych, gdzie stwierdzono wartości 0,10-0,48% w poziomach Bv gleb rdzawych, 0,63-1,25% w poziomach Bhs i 0,21-0,38% w poziomach Bs gleb bielcowych oraz 0,16-0,31% w skale macierzystej gleb murszastych. Stwierdzono także stosunkowo wysoką jak na badane gleby, bo osiagającą 1,09%, koncentrację węgla w poziomie C1 profilu R2.

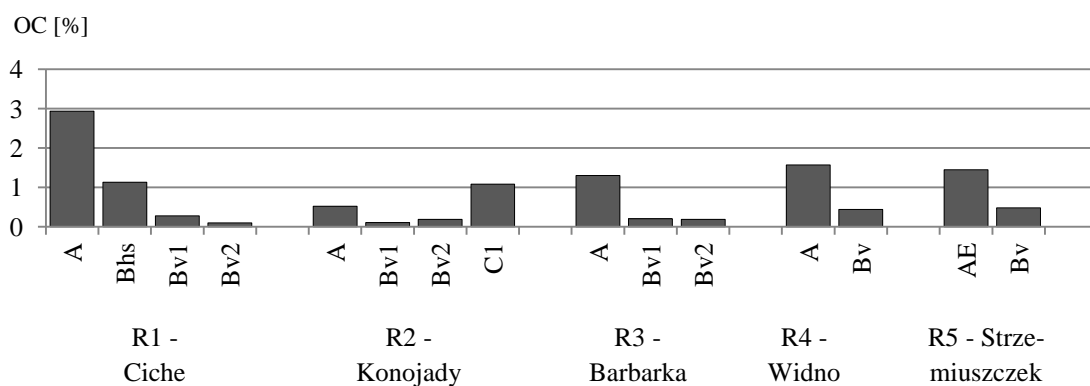
Zawartość azotu całkowitego jest w prawie wszystkich badanych glebach co najmniej o rząd wielkości niższa niż zawartość węgla (ryc. 15, por. tab. 3 w zał.). W glebach bielcowych, gdzie jest go najmniej wartości zawarte są w przedziale 0,027-0,147%, w glebach rdzawych jest to od 0,035% do 0,111%, natomiast w glebach murszastych od 0,136 do 0,394%. W niższych częściach profili azot stanowi od 0,034% do 0,050% w poziomach Bhs, od 0,014% do 0,020% w poziomach Bs, w poziomach Bv było to od 0,009% do

0,026%, natomiast skała macierzysta badanych gleb murszastych zawiera 0,012-0,023% tego pierwiastka.

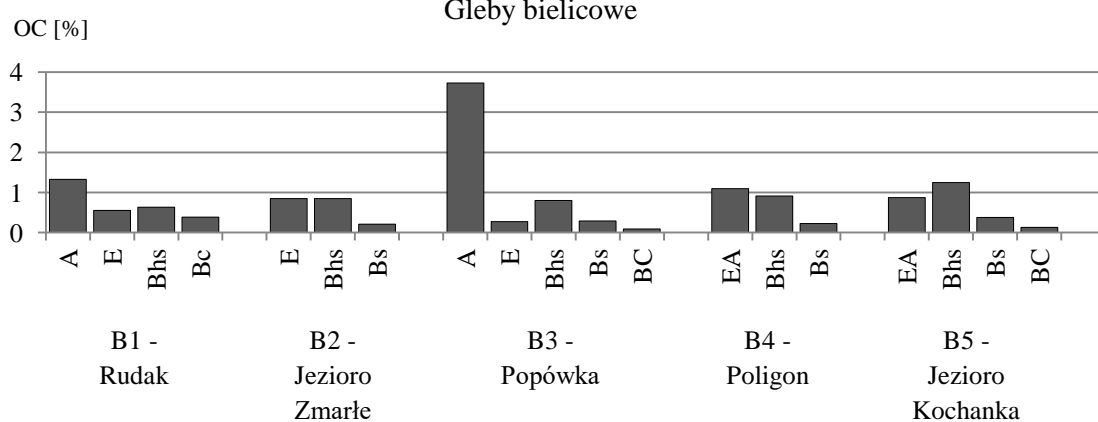
Wartości stosunku zawartości węgla do azotu (C/N) w poziomach powierzchniowych badanych gleb są zróżnicowane, a przy tym charakterystyczne dla badanych jednostek typologicznych (ryc. 16, por. tab. 3 w zał.). Najszerszą wartość tego wskaźnika, od 23:1 do 31:1, zaobserwowano w glebach bielcowych. W glebach rdzawych wartości te wynosiły między 15:1 a 26:1. Natomiast najwęższym stosunkiem węgla do azotu wśród badanych typów charakteryzują się gleby murszaste, w przypadku których przyjmuje on wartości od 10:1 do 15:1.



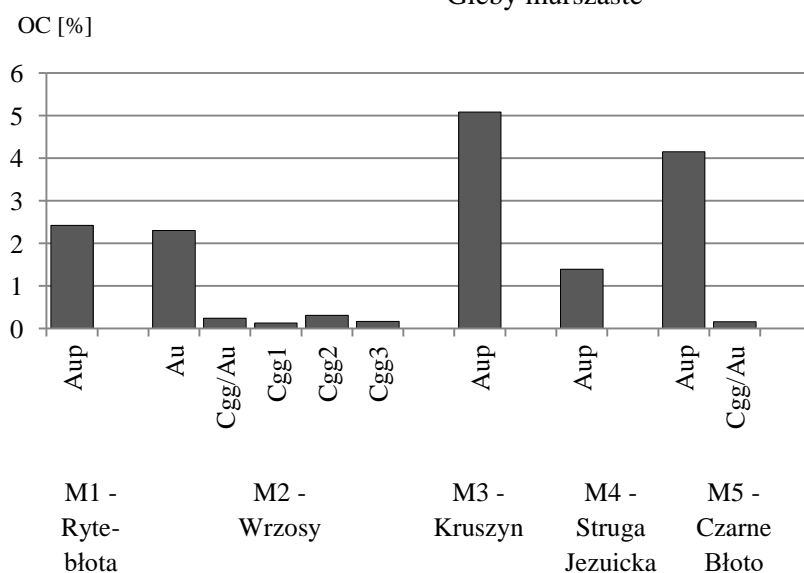
### Gleby rdzawe



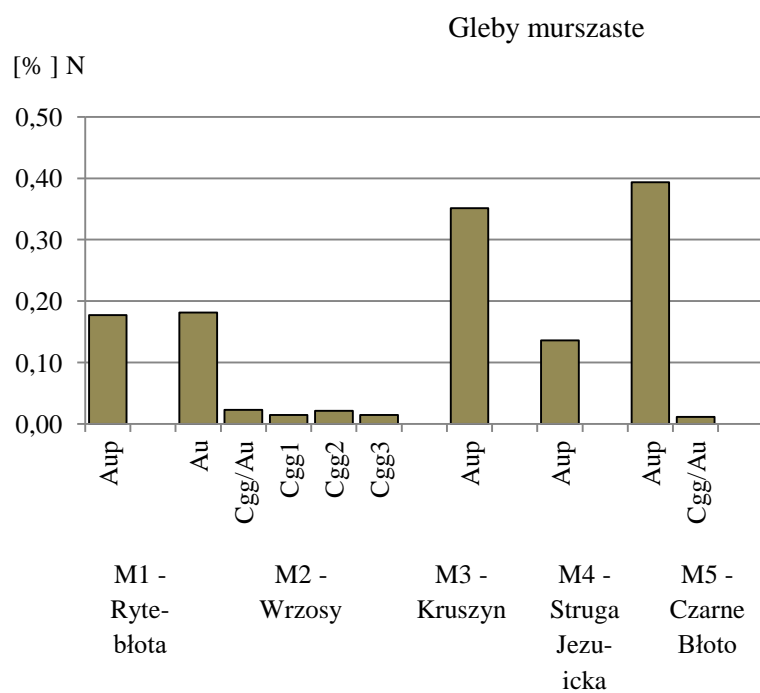
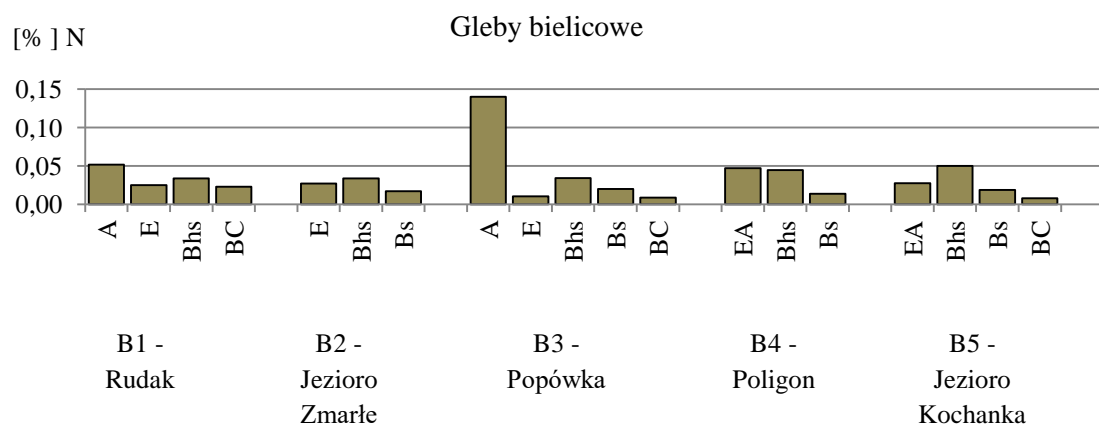
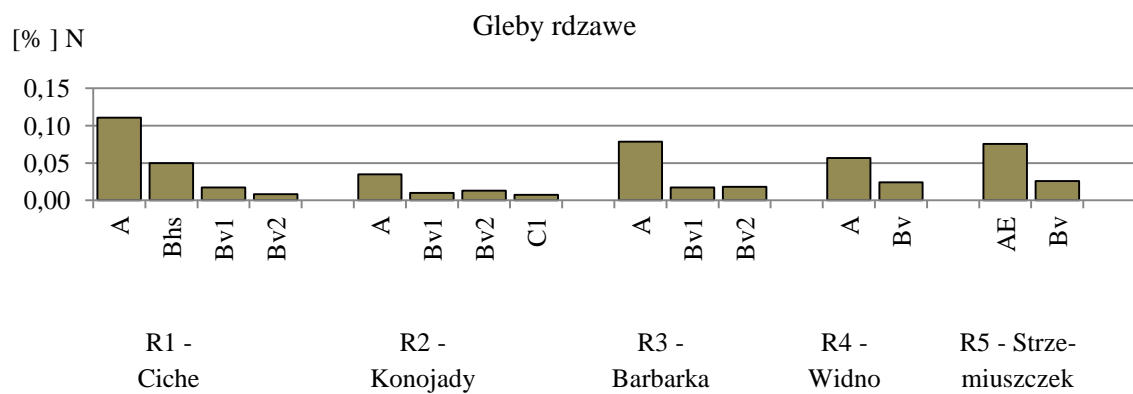
### Gleby bielcowe



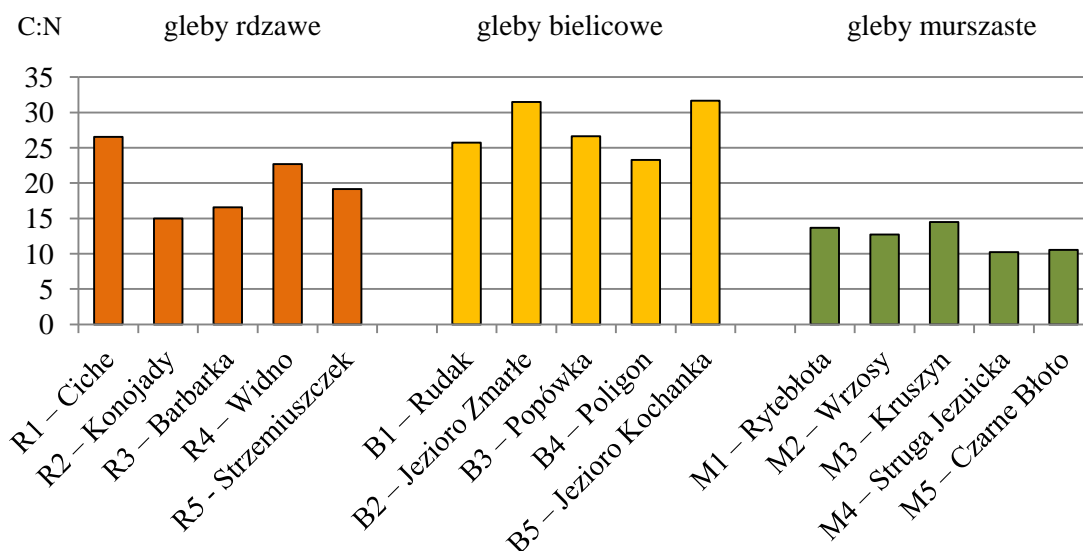
### Gleby murszaste



Ryc. 14. Zawartość węgla organicznego w wybranych poziomach badanych gleb



Ryc. 15. Zawartość azotu w wybranych poziomach badanych gleb



Ryc. 16. Stosunek zawartości węgla do azotu w powierzchniowych poziomach mineralnych badanych gleb

### 5.5. Zawartość wybranych form żelaza, glinu i manganu

Zawartość żelaza, oznaczanego w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym ( $Fe_d$ , ryc. 17, por. tab. 4 w zał.) w poziomach powierzchniowych gleb rdzawych przyjmuje wartości od około 0,15 do ponad 0,30%. Poniżej, w poziomach wzbogacania w czterech przypadkach wzrasta do około 0,244-0,342%, natomiast w jednym (Profil R4 -Widno) lekko spada (0,148%). Profil R1 - Ciche charakteryzuje się współwystępowaniem inicjalnego poziomu Bhs powyżej dwóch podpoziomów poziomu Bv. W tej sytuacji zawartość żelaza jest najwyższa w poziomie Bhs, jednak w pozostałych sytuacjach, w których występujący w glebach poziom wzbogacania Bv jest dwudzielny, najwyższe wartości obserwowane są w niższym z podpoziomów. W skale macierzystej zawartość tej formy żelaza we wszystkich pięciu profilach była najniższa i nie przekroczyła 0,1%.

W glebach bielcowych, we wszystkich pięciu przypadkach krzywa dla zawartości żelaza ekstrahowanego w DCB przyjmuje wartości od poniżej 0,1% w poziomie powierzchniowym (A), przez 0,2-0,4% w poziomie Bhs, gdzie wartości są najwyższe, 0,1-0,2% w poziomach Bs, aż po najniższe wartości, około 0,05% w skale macierzystej. Zatem w glebach bielcowych ilość żelaza oznaczonego tą metodą jest niższa, niż w glebach rdzawych, jednak jego akumulacja w poziomach Bhs przewyższa wartości znajdujące się w poziomach *siderik* poprzedniego typu gleb.

Tymczasem w glebach murszastych krzywe mają zupełnie inny przebieg. W przypadku tych pięciu obiektów najwyższe zawartości żelaza ekstrahowanego w wyciągu DCB obserwowane są w poziomach próchnicznych. Wynoszą tam zazwyczaj około 0,15 do 0,25%, zatem są to wartości podobne jak w poziomach powierzchniowych gleb rdzawych,

przy czym w jednym profilu, M5 - Czarne Błoto zawartość żelaza mierzona tą metodą wyniosła prawie 1%. W skale macierzystej gleb murszastych ilość żelaza ekstrahowanego w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym nie przekracza 0,05%.

W skałach macierzystych wszystkich piętnastu badanych profili wyniki uzyskane tą metodą są podobne.

Przebieg krzywych dla żelaza ekstrahowanego w wyciągu szczawianowym ( $Fe_{ox}$ ) naśladuje przebieg krzywych dla tego pierwiastka uzyskanych poprzez ekstrakcję w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym, jednak wartości są niższe.

W poziomach powierzchniowych jest to od około 0,10-0,17% w glebach rdzawych, 0,02-0,07% w glebach bielcowych i 0,02-0,17 w glebach murszastych, za wyjątkiem profilu M5 - Czarne Błoto, gdzie uzyskana wartość to 0,57%. W poziomach próchnicznych gleb murszastych są to wartości najwyższe w obrębie profili.

W glebach rdzawych i bielcowych ponownie najwyższe zawartości  $Fe_{ox}$  pojawiają się w poziomach wzbogacania, tak jak w przypadku żelaza ekstrahowanego w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym. W glebach rdzawych są one najwyższe w poziomach *siderik*, a w przypadku ich dwudzielności - w podpoziomach zalegających głębiej, gdzie dochodzą do 0,09-0,16%. Tymczasem w wyższych częściach poziomów wzbogacania zawartości  $Fe_{ox}$  mogą nawet spaść poniżej wartości uzyskiwanych dla poziomów powierzchniowych. Należy tutaj wspomnieć, że sytuacja, która wystąpiła w profilu R1 - Ciche, w przypadku żelaza ekstrahowanego w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym, gdzie maksimum zawartości żelaza zaobserwowano w poziomie Bhs, nie ma tutaj miejsca i tym razem przebieg krzywej naśladuje prawidłowości obserwowane dla profili R2 - Konojady i R3 - Barbarka.

W glebach bielcowych maksymalne zawartości żelaza ekstrahowanego tą metodą obserwowane są we wszystkich przypadkach w poziomach Bhs - *spodik* i przyjmują wartości od 0,10 do 0,26%, natomiast w poziomach Bs zawartość żelaza spada do wartości 0,03-0,12%.

W skałach macierzystych wszystkich badanych gleb zawartości żelaza ekstrahowanego w wyciągu szczawianowym wynoszą około 0,01-0,02% i są to najniższe wyniki w obrębie wszystkich profili.

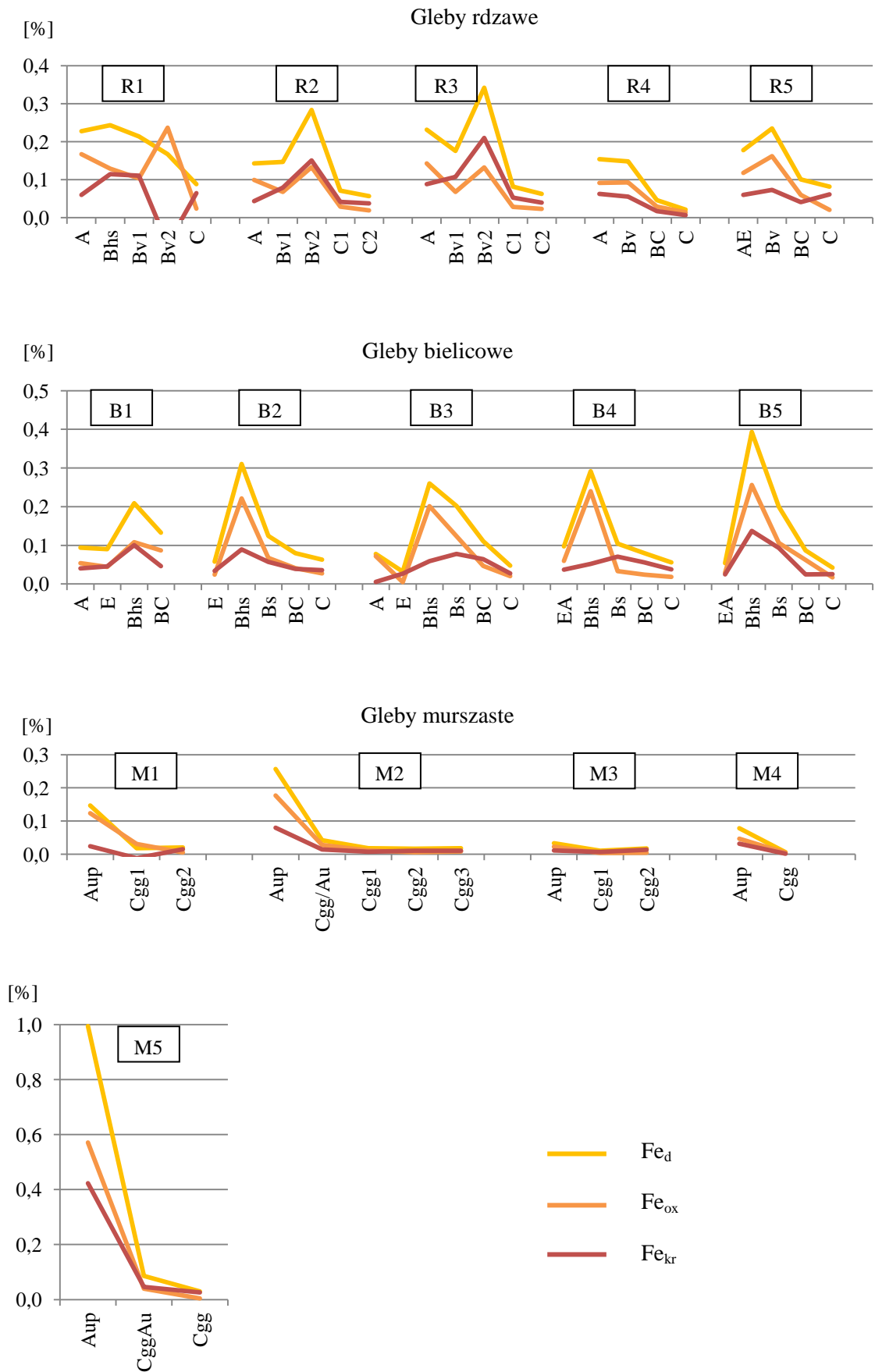
Zawartość żelaza krystalicznego ( $Fe_{kr}$ ), wchodzącego w skład minerałów innych niż krzemiany (wtórnych/pedogenicznych), obliczono z różnicy między wynikami dla żelaza ekstrahowanego w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym a zawartością żelaza ekstrahowanego w wyciągu szczawianowym.

W profilach gleb rdzawych ilość  $Fe_{kr}$  w poziomach powierzchniowych wynosi od 0,044% do 0,89%. W poziomach wzbogacania ilość tej formy żelaza wzrasta, osiągając wartości od 0,073% do 0,210%. Wyjątkiem jest poziom Bv2 w profilu R1 - Ciche. Tutaj wynik uzyskany podczas ekstrakcji w wyciągu szczawianowym przekroczył ilość żelaza

zarejestrowaną metodą DCB. Prawdopodobnym wyjaśnieniem takiej sytuacji może być wpływ na wynik analizy relatywnie dużej ilości frakcji ilastej, wmytej z wyższych poziomów. Być może materiał ten zawiera żelazo w formie ekstrahowanej w odczynniku szczawianowym, natomiast nie reagującej podczas analizy z użyciem DCB. Wynik ten jest jednak jedynie pojedynczą anomalią. W poziomach skały macierzystej omawianych obiektów ilość żelaza wchodzącego w skład minerałów innych niż krzemianowe wyraźnie spada i osiąga wartości poniżej tych obserwowanych w poziomach próchnicznych, lub podobne do nich, od 0,007% do 0,061%.

W badanych glebach bielcowych, zawartość  $Fe_{kr}$  w poziomach powierzchniowych stanowi 0,006-0,040%, przy czym w dwóch przypadkach, w których w profilach występuje jednocześnie poziom A oraz E wartości w poziomie eluwalnym są niższe, niż w poziomie próchnicznym. Poziomy wzbogacania cechują się najwyższymi zawartościami tej formy żelaza. W poziomach Bhs było to 0,052-0,137%, a w poziomach Bs 0,057-0,094%, przy czym w przypadku współwystępowania poziomów Bhs i Bs, w dwóch profilach (B2 i B5) maksimum zostało osiągnięte w poziomach Bhs, a w dwóch kolejnych w poziomach Bs.

Omawiane gleby murszaste cechują się bardzo zmienną zawartością żelaza krystalicznego w poziomach powierzchniowych. Obliczone wartości wynoszą od 0,011 do 0,42% i we wszystkich przypadkach są to najwyższe wyniki obecne w profilach. Poniżej zawartość tej formy żelaza spada bardzo gwałtownie, nawet w przypadku, gdy bezpośrednio pod poziomem próchnicznym znajduje się poziom przejściowy między nim a skałą macierzystą. W skałach macierzystych tych gleb wartości są bardzo niskie, jest to jedynie od 0,001-0,026%.



Ryc. 17. Rozmieszczenie wybranych form żelaza w profilach badanych gleb

Zawartość glinu oznaczanego w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym ( $Al_d$ , ryc. 18, por. tab. 4 w zał.) w poziomach powierzchniowych we wszystkich trzech typach badanych gleb ma podobną rozpiętość od około 0,021% do 0,156%.

Wśród poziomów wzbogacania tendencją do gromadzenia glinu, którego pomiar wykonano po ekstrakcji w BCD mają poziomy *spodik*. Ta tendencja widoczna jest zarówno we wszystkich glebach bielcowych, gdzie zawartość glinu waha się od 0,226% do 0,523%, jak i w glebie rdzawej zawierającej poziom wzbogacania w tlenki żelaza i materię organiczną Bhs, w którym zawartość  $Al_d$  wynosi 0,344%. W poziomach zalegających głębiej: Bs w glebach bielcowych, oraz Bv1 w profilu R1 - Ciche wartości spadają do 0,078-0,254%.

W pozostałych czterech glebach rdzawych, w poziomach *siderik*, zawartość glinu ekstrahowana w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym przyjmuje wartości od 0,028 do 0,199%, zatem jest znacznie niższa, niż w poziomach Bhs. Ponadto, w dwóch z tych obiektów, w profilach R2 - Konojady i R3 - Barbarka, najwyższe zawartości glinu zmierzone tą metodą uzyskano dla poziomów powierzchniowych - próchnicznych.

W skałach macierzystych badanych profili zawartość tej formy glinu spada znacznie w stosunku do poziomów wzbogacania w glebach rdzawych i bielcowych oraz poziomów budujących *solum* w glebach murszastych. Spośród 15 badanych gleb w 13 są to najniższe wyniki w obrębie profili.

W glebach rdzawych nie przekraczają 0,082%, w glebach bielcowych 0,049%, a w glebach murszastych 0,015%.

Zawartość glinu ekstrahowanego w wyciągu szczawianowym ( $Al_{ox}$ ) w poziomach próchnicznych omawianych profili waha się od 0,003% do 0,029%. W przypadku gleb murszastych są to najwyższe z obserwowanych wartości. W glebach rdzawych, poza profilem R3 - Barbarka, gdzie maksimum zaobserwowano w poziomie próchnicznym, największe koncentracje glinu ekstrahowanego tą metodą otrzymano dla dolnych części poziomów *siderik*, a w jednym przypadku nawet dla poziomu przejściowego między poziomem wzbogacania a skałą macierzystą. Wartości te wynoszą od 0,007% w profilu R2 - Konojady do 0,037-0,049% w pozostałych trzech profilach. W glebach bielcowych maksymalna wartość występuje w przypadku trzech profili w poziomach Bhs, gdzie wynosi 0,034-0,266%, a w dwóch pozostałych glebach w poziomach Bs, gdzie przyjmuje wartości 0,033-0,121%. Można zatem wywnioskować, iż formy glinu ekstrahowane tą metodą mają tendencję do gromadzenia się w niższych częściach profili, niż formy glinu ekstrahowanego w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym oraz obie formy żelaza, ekstrahowane w analogicznych odczynnikach.

W skałach macierzystych zawartość glinu oznaczonego w wyciągu szczawianowym jest podobna we wszystkich trzech badanych jednostkach typologicznych i nie przekracza

odpowiednio: 0,015% w glebach rdzawych, 0,026% w glebach bielcowych i 0,005% w glebach murszastych.

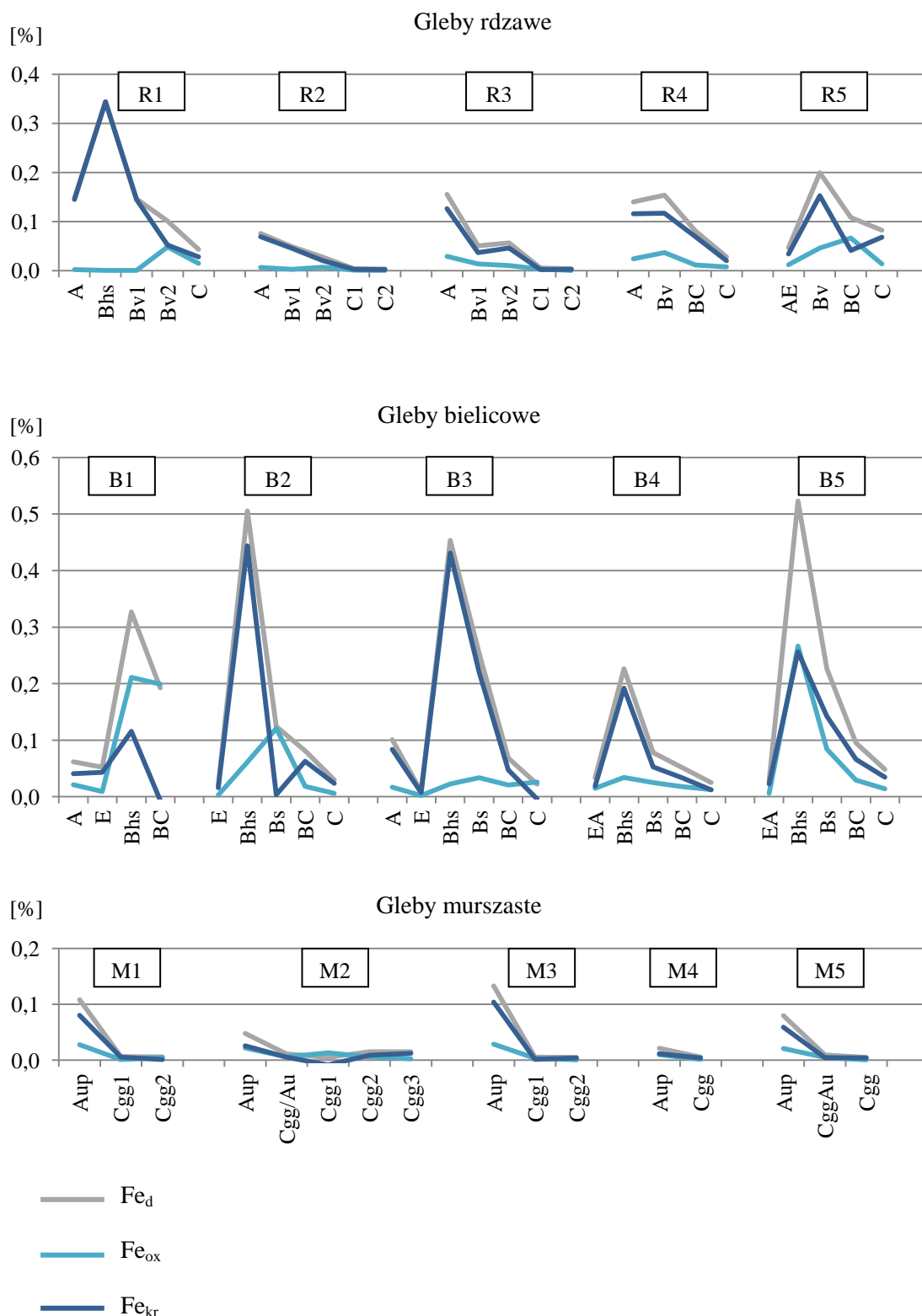
Ostatnia z opisywanych form glinu, glin krystaliczny ( $Al_{kr}$ ), czyli skupiony we wtórnych/pedogenicznych minerałach stanowi w poziomach próchnicznych gleb rdzawych 0,034-0,145%, w glebach bielcowych jest to 0,016-0,084%, a w glebach murszastych 0,012-0,104%. W glebach murszastych zawartość tej formy glinu ma swoje maksimum zawsze w poziomie próchnicznym, gdzie wielokrotnie przewyższa wartości obserwowane w skale macierzystej oraz w poziomach przejściowych między poziomami próchnicznymi a skałami macierzystymi. Najwyższa zawartość glinu krystalicznego w poziomie próchnicznym stwierdzona została również w przypadku jednej z gleb rdzawych (R2 - Konojady), jednak w tym przypadku przewaga nie była tak znaczna jak w profilach gleb murszastych.

W poziomach wzbogacania Bv gleb rdzawych ilość glinu krystalicznego wzrasta w przypadku trzech obiektów badawczych, osiągając wartości 0,021-0,153%. W jednym przypadku, w profilu (R2) spada, jednak wciąż bardziej podobna jest do zawartości obserwowanej w poziomie powierzchniowym, niż do tej obecnej w skale macierzystej.

Wśród poziomów gleb bielcowych, we wszystkich pięciu przypadkach najwyższymi zawartościami  $Al_{kr}$  cechują się poziomy *spodik*, a jest to 0,116-0,444%. Podobną sytuację obserwuje się w profilu R1 - Ciche, gdzie poziom wzbogacania w tlenki żelaza i materię organiczną (Bhs) jest najbardziej zasobny w glin krystaliczny. W poziomach Bs gleb bielcowych omawianej formy glinu jest zdecydowanie mniej, od 0,004% do 0,221%.

Skały macierzyste wszystkich badanych gleb zawierają niewiele tej formy glinu. Jej zawartość nie przekracza 0,068% w glebach rdzawych, 0,035% w glebach bielcowych i 0,012% w glebach murszastych.



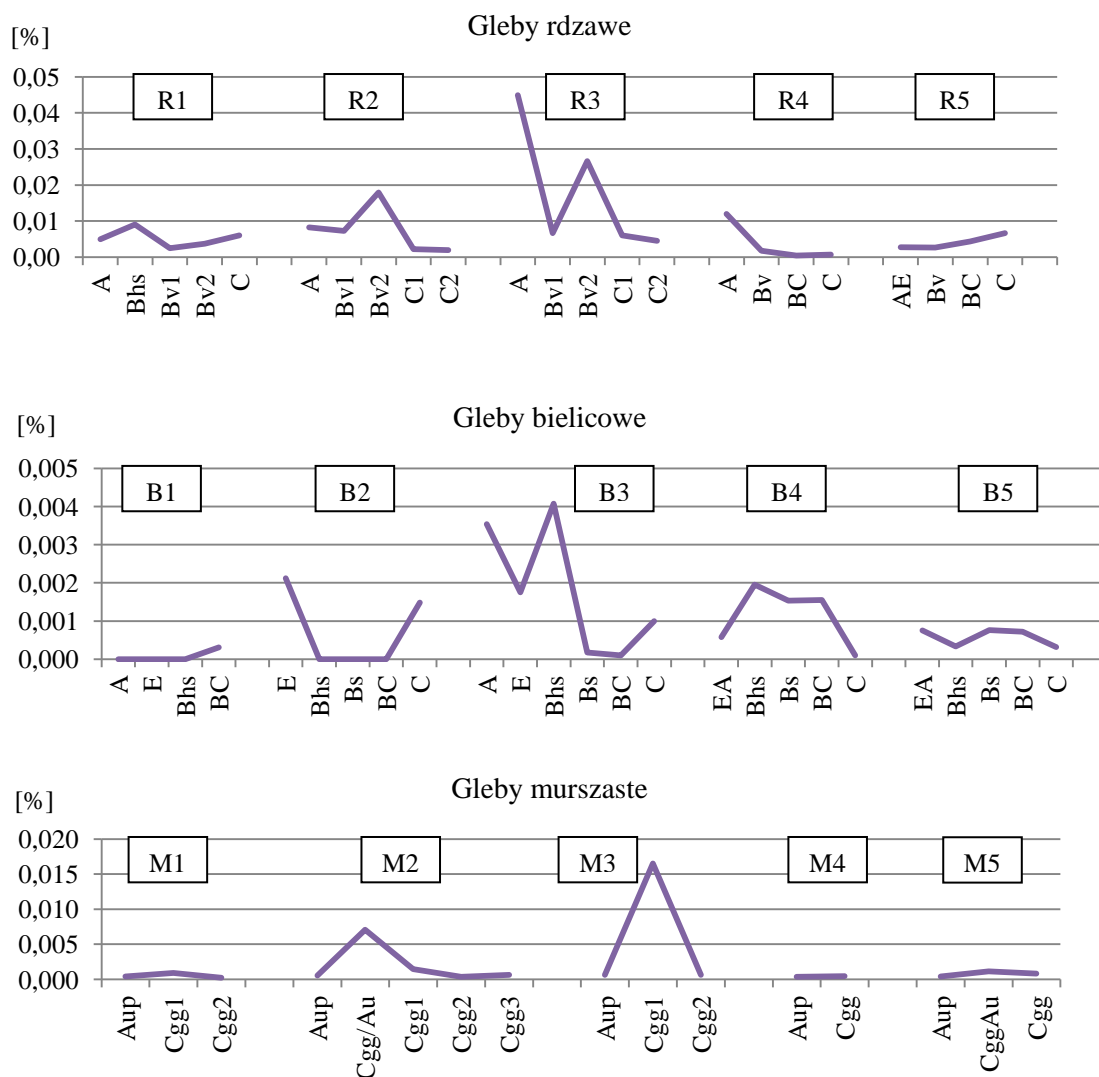


Ryc. 18. Rozmieszczenie pionowe wybranych form glinu w poszczególnych profilach badanych gleb

Ostatnim z oznaczonych w ekstrakcie ditionianowo-cytrynianowym pierwiastków jest mangan (ryc. 19; por. tab. 4 w zał.). W glebach rdzawych zawartość tej formy manganu wynosi od 0,0007 do 0,0449%, w glebach bielcowych w części przypadków wartości nie

osiągnęły progu oznaczalności, a najwyższa otrzymana zawartość to 0,0041%, natomiast w glebach murszastych było to od 0,0002% do 0,0165%.

W przypadku manganu prawidłowości nie są tak widoczne w oznaczanych profilach, jak ma to miejsce w przypadku żelaza i glinu, Nagromadzenia tego pierwiastka w poziomach wzbogacania stwierdzono w trzech spośród pięciu gleb rdzawych i w takiej samej liczbie gleb bielcowych. Z kolei w glebach murszastych największe ilości manganu ekstrahowanego w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym obserwowano w górnej części oglejonej skały macierzystej, albo w poziomie przejściowym lub mieszanym między poziomem próchnicznym a skałą macierzystą.

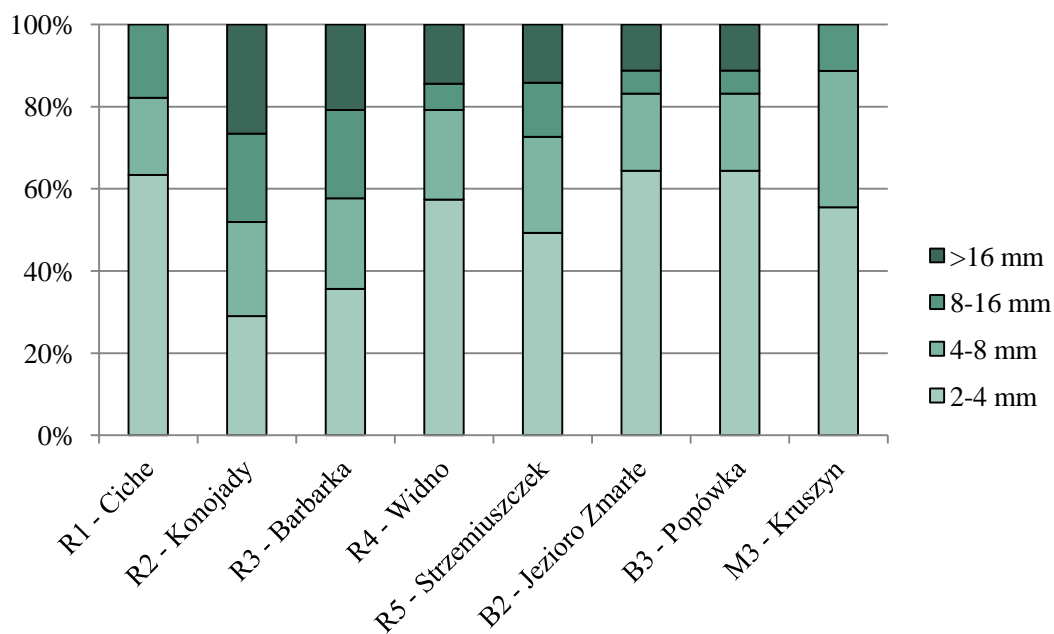


Ryc. 19. Rozmieszczenie pionowe manganu ekstrahowanego w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym w poszczególnych poziomach badanych gleb

## 5.6. Skład petrograficzny żwiru

Badane gleby najczęściej należą do bezszkieletowych lub bardzo słabo szkieletowych, znacznie mniej jest gleb słabo lub średnio szkieletowych (por. tab. 5 w zał.). Do analizy petrograficznej wybrano profile, w których zawartość frakcji żwiru liczona metodą średniej ważonej wynosi powyżej 5%, a więc można je zaliczyć do klas od bardzo słabo szkieletowej do średnio szkieletowej. Wytypowane profile należą głównie do typu gleb rdzawych, spośród których wszystkie pięć zawiera odpowiednią ilość frakcji do badań. Wśród dwóch pozostałych badanych typów gleb wymagania spełniły zaledwie dwa profile gleb bielcowych (B2 - Jezioro Zmarłe i B3 - Popówka) oraz jeden profil gleby murszastej (M3 - Kruszyn).

Ze wszystkich badanych frakcji żwiru najliczniej reprezentowana jest frakcja 2-4 mm. Dominuje ona nie tylko pod względem ilości okruchów, ale również wagowo (ryc. 20). W niektórych poziomach prawidłowość ta była zaburzona przez odłamki frakcji >16 mm (por. tab. 5 w zał.), które nawet jako pojedyncze klasty swoją wagą przewyższają wagę całej obecnej frakcji 2-4 mm, jednak średnio, w profilach glebowych to właśnie ta najmniejsza z frakcji żwirowych występuje najbardziej powszechnie.



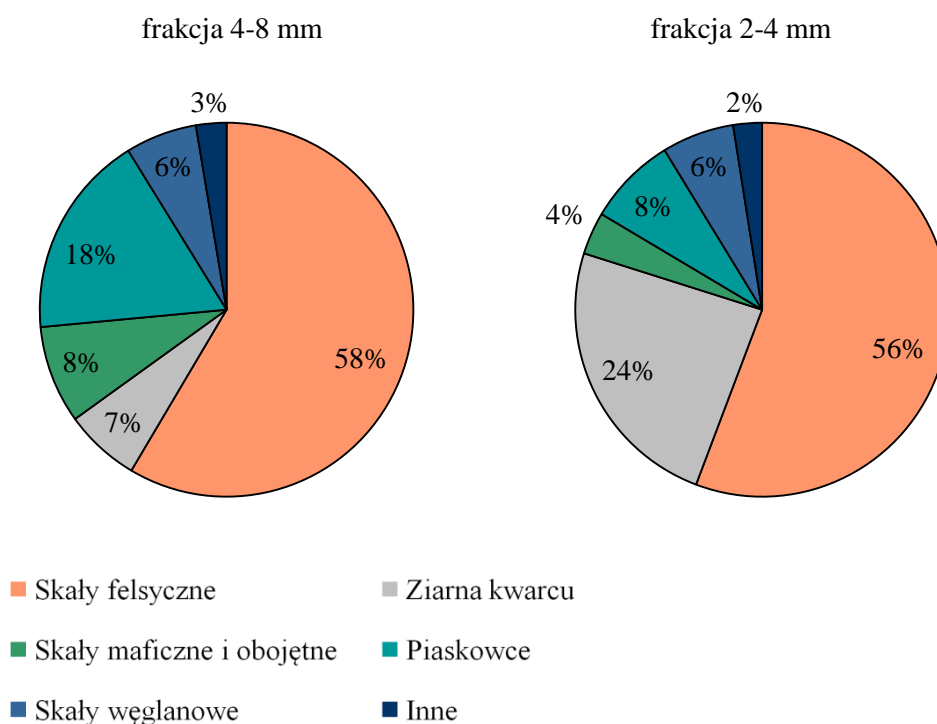
Ryc. 20. Procentowy stosunek wagowy poszczególnych frakcji żwiru w wybranych profilach.

Do dalszych badań wybrano frakcje 2-4 oraz 4-8 mm (ryc. 21). W przypadku większych frakcji wyizolowanie odpowiedniej ilości klastów, czyli ponad 300 sztuk (Górska-Zabielska 2007; Rutkowski 1995, 2003) było niemożliwe, z uwagi na ich

całkowity brak w wielu poziomach oraz dużą losowość spowodowaną bardzo małą liczebnością okruchów w pozostałych.

Z uwagi na zróżnicowaną masę frakcji żwirowej w profilach (por. tab. 6 w zał.), a nawet w poszczególnych poziomach w obrębie profili, zawartość wyróżnionych wydzieli petrograficznych przedstawiono w formie procentowej. Umożliwia to porównanie próbek między poziomami danej gleby, jak również pomiędzy poszczególnymi profilami.

We frakcjach 2-4 mm oraz 4-8 mm większość próbek stanowią fragmenty skał felsycznych. We frakcji 4-8 mm drugie pod względem liczebności są okruchy piaskowców, a skały maficzne wraz z obojętnymi, ziarna czystego kwarcu oraz skały węglanowe osiągają podobne zawartości. Natomiast w mniejszej frakcji, 2-4 mm, po skałach felsycznych drugą pozycję zajmują ziarna kwarcu. W tej frakcji okruchy piaskowców oraz skał maficznych i obojętnych osiągają około połowę wartości procentowych, jakie osiągnęły w większej z analizowanych frakcji. Ilość skał węglanowych oraz tych zaliczonych do kategorii inne utrzymuje się na podobnym poziomie w obu frakcjach.



Ryc. 21. Średnia procentowa zawartość poszczególnych wydzieli petrograficznych we frakcji 4-8 mm oraz 2-4 mm badanych profili

Z dwóch przedstawionych wykresów wynika zatem, że w mniejszej z badanych frakcji ilość najbardziej odpornych ziaren, czyli okruchów kwarcu, jest większa, niż we frakcji 4-8 mm. Zawartość mniej odpornych skał, piaskowców oraz skał maficznych i obojętnych jest natomiast mniejsza. Jest to przesłanką do uznania frakcji 2-4 mm za bardziej zwietrzałą, od frakcji 4-8 mm. Większa z frakcji może być zatem swego rodzaju tłem dla

zmian zachodzących w składzie petrograficznym żwiru pod wpływem wietrzenia w profilach glebowych. W różnicach w selektywnym wietrzeniu różnych klastów można doszukiwać się prawidłowości charakterystycznych dla badanych typów gleb lub ich poszczególnych poziomów.

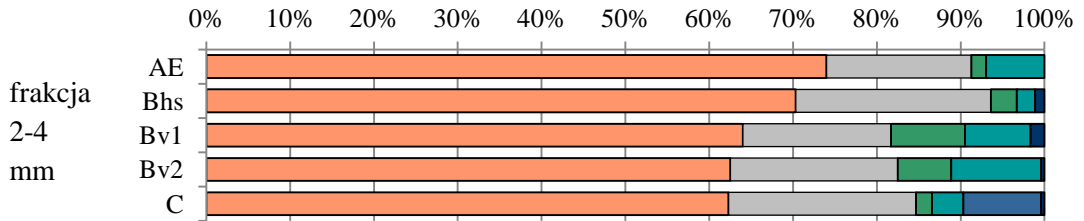
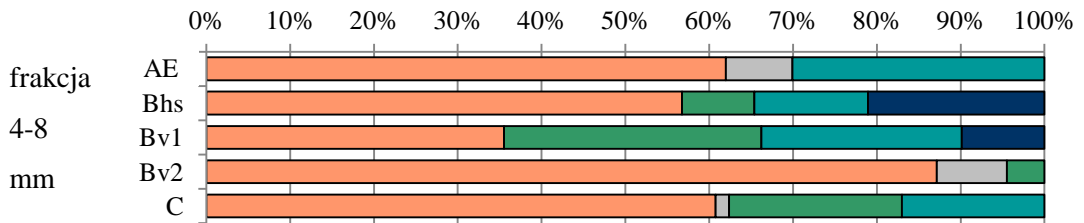
Procentowa zawartość fragmentów skał felsycznych we frakcji 2-4 mm zmniejsza się w dół profili glebowych w sześciu przypadkach na osiem (ryc. 22). W pozostałych dwóch profilach ilość tego typu skał wzrasta wraz z głębokością. Dla tych dwóch przypadków wyjaśnieniem może być stosunkowo duża ilość skał określonych jako inne, czyli głównie okruchów nie dających się rozpoznać ze względu na stopień zwietrzenia. Tendencja ta nie jest tak widoczna w przypadku frakcji 4-8 mm, gdzie odsetek wagowy okruchów skał felsycznych w pionowym przebiegu profili przyjmuje różnorodne przebiegi, związane najprawdopodobniej z niejednorodnością litologiczną pierwotnych osadów.

Zawartość ziaren kwarcu we frakcji 2-4 mm w obrębie profili jest w większości gleb podobna we wszystkich poziomach, natomiast we frakcji 4-8 mm wydaje się mieć charakter losowy.

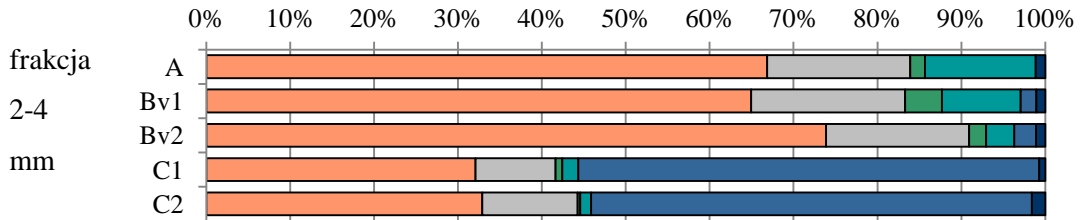
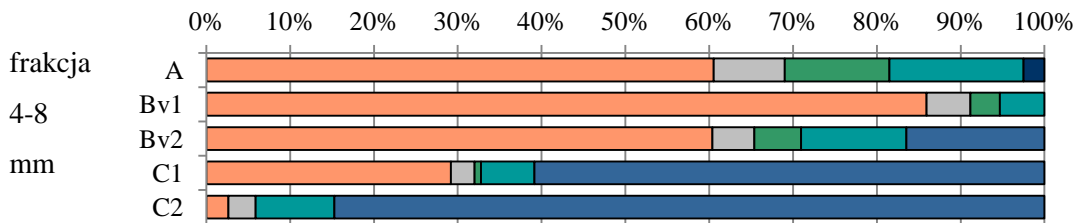
Ciekawa prawidłowość uwidacznia się w przypadku najmniej odpornego na warunki hipergeniczne badanego wydzielenia petrograficznego, czyli okruchów skał maficznych i obojętnych. O ile we frakcji 4-8 mm rozmieszczenie tych okruchów nie wykazywało prawidłowości, to w mniejszej frakcji tendencje pojawiały się dość często. W siedmiu z ośmiu analizowanych profili największym odsetkiem tego typu klastów charakteryzują się poziomy wzbogacania. Dotyczy to zarówno gleb rdzawych, jak i bielicowych. Wyjątkiem jest jeden obiekt, sklasyfikowany jako gleba murszasta, w której poziom wzbogacania nie występuje. W tej glebie zawartość okruchów skał maficznych i obojętnych spada ku powierzchni profilu, gdzie wietrzenie zachodzi najintensywniej. Można więc założyć, że najkorzystniejsze warunki do zachowania się tych typów skał panują w poziomach wzbogacania.

W przypadku ziaren piaskowców prawidłowości w rozmieszczeniu pionowym nie zaobserwowano. Być może dlatego, że jest to grupa okruchów o dość niejednorodnych właściwościach, a z powodu niewielkiej liczby klastów rozdzielenie ich na mniejsze grupy nie było zasadny

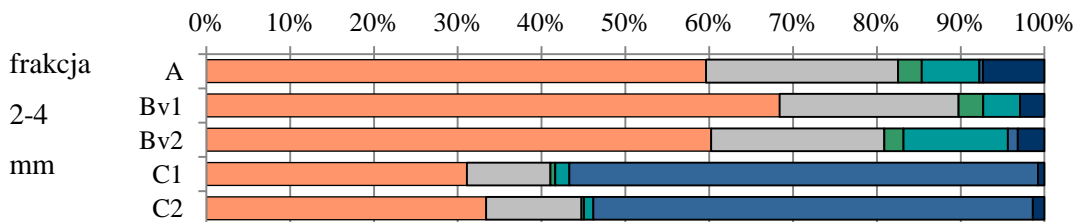
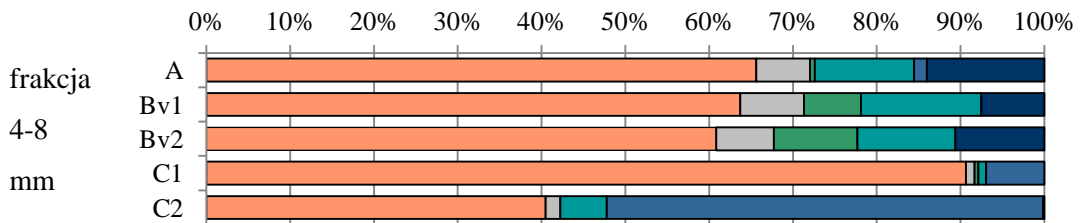
R1 - Ciche



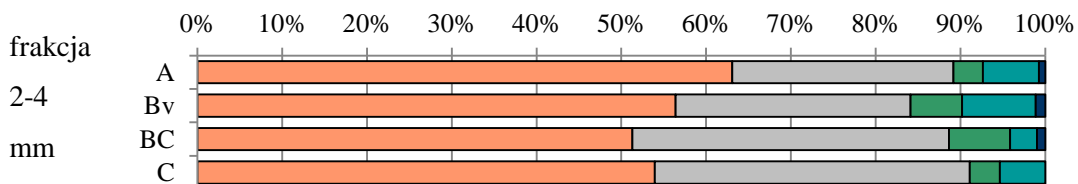
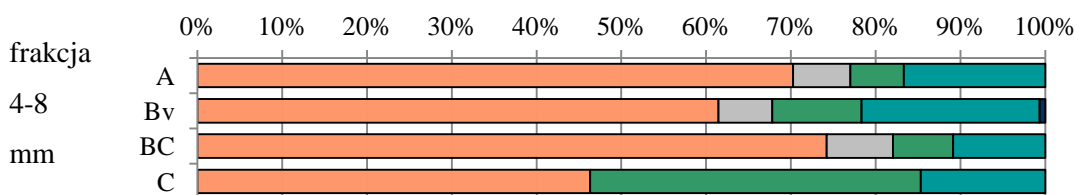
R2 - Konojady



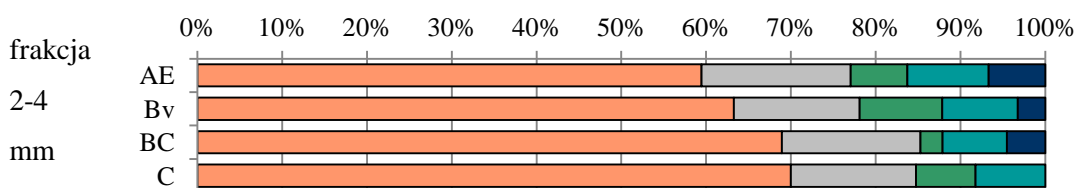
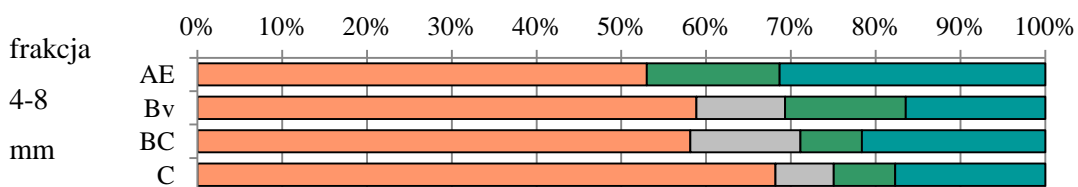
R3 - Barbarka



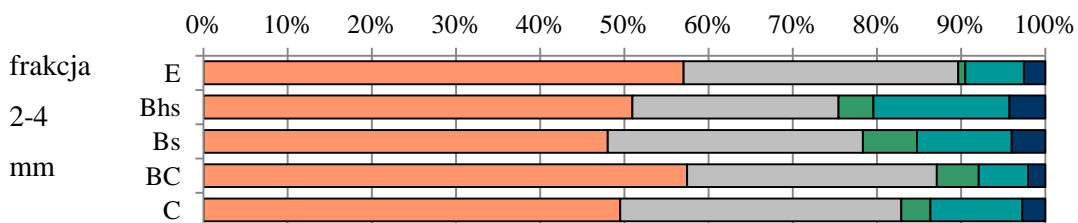
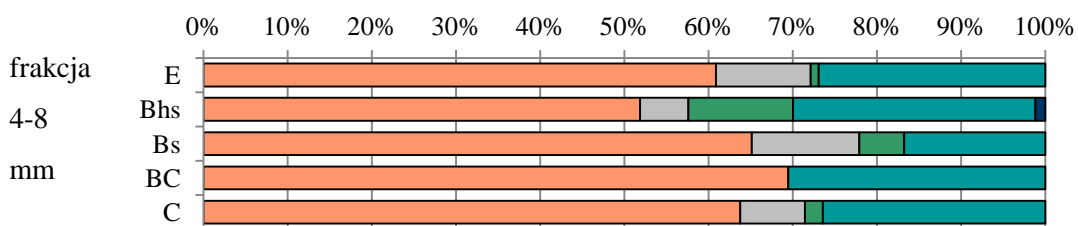
### R4 - Widno



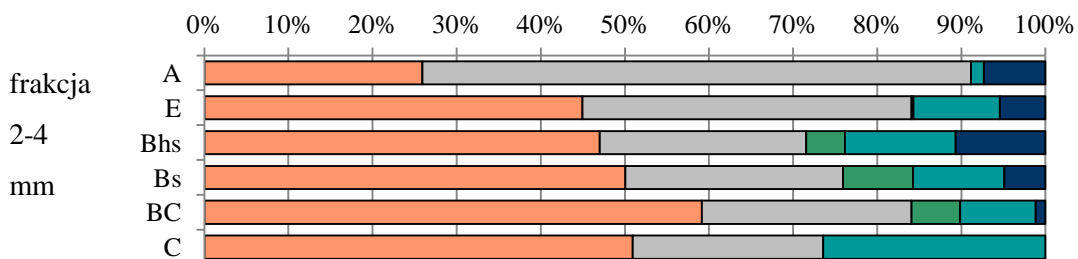
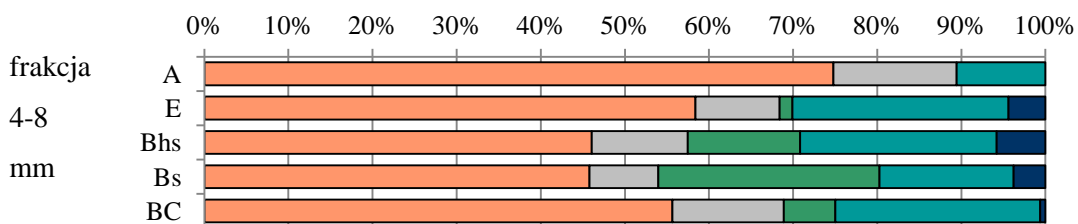
### R5 - Strzemiuszczek



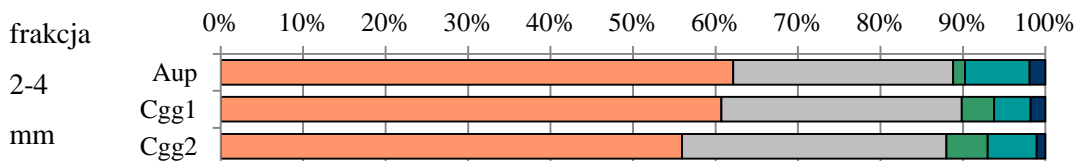
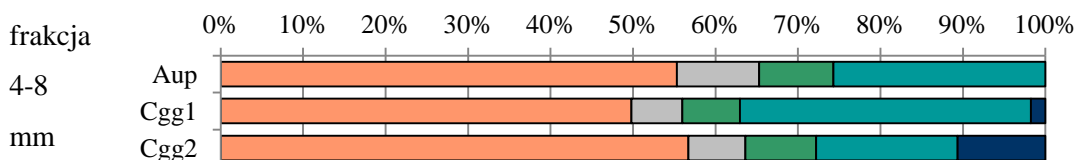
### B2 - Jezioro Zmarle



### B3 - Popówka



### M3 - Kruszyn



Wyróżnione i przedstawione na wykresach wydzielenia petrograficzne:

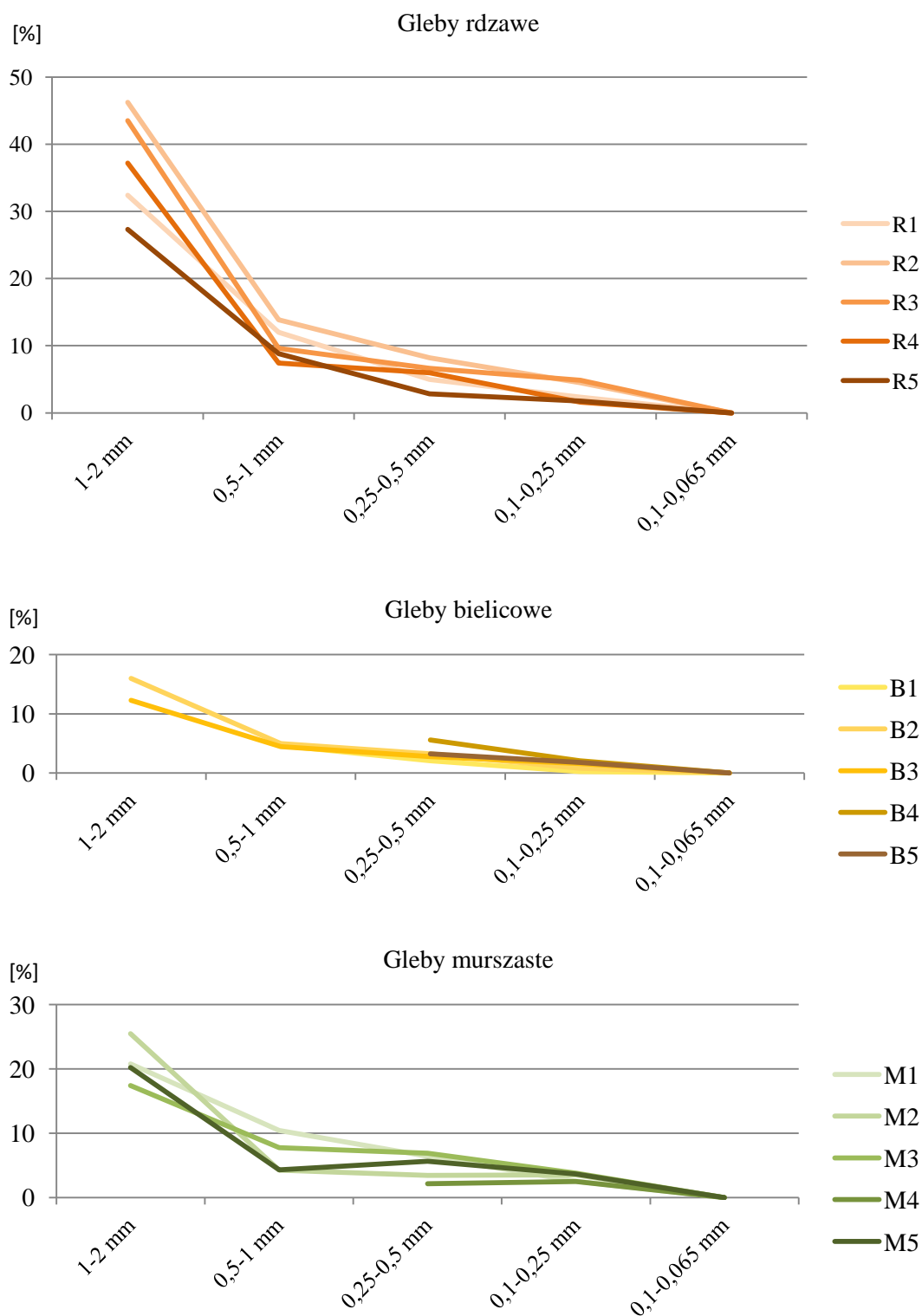
- Skaly felsyczne
- Ziarna kwarcu
- Skaly maficzne i obojętne
- Piaskowce
- Skaly węglanowe
- Inne

Ryc. 22. Zawartość omawianych wydzieleni petrograficznych w poszczególnych poziomach wybranych profili glebowych



### 5.7. Stosunek zawartości skaleni do kwarcu

Ogólny udział skaleni w przypadku każdego z analizowanych poziomów genetycznych spada wraz z wielkością frakcji (ryc. 23).



Ryc. 23. Procentowy udział ziaren skał zawierających skaleni (frakcje od 2-0,5 mm) oraz ziaren skaleni (frakcje 0,5-0,065 mm) w poszczególnych profilach badanych gleb, obliczany metodą średniej ważonej dla całych profili

We frakcji 1-2 mm najwyższe zawartości tych minerałów otrzymano w glebach rdzawych, a wynoszą one od 27,3 do 46,2%, w glebach bielcowych było to od 12,3 do 16,0%, natomiast w glebach murszastych od 17,4 do 25,5%. W kolejnej frakcji, 0,5-1 mm, w glebach rdzawych ilość ziaren stanowi od 7,4 do 13,9% próbek, w glebach bielcowych 4,4-5,0%, a w glebach murszastych 4,3-10,4%.

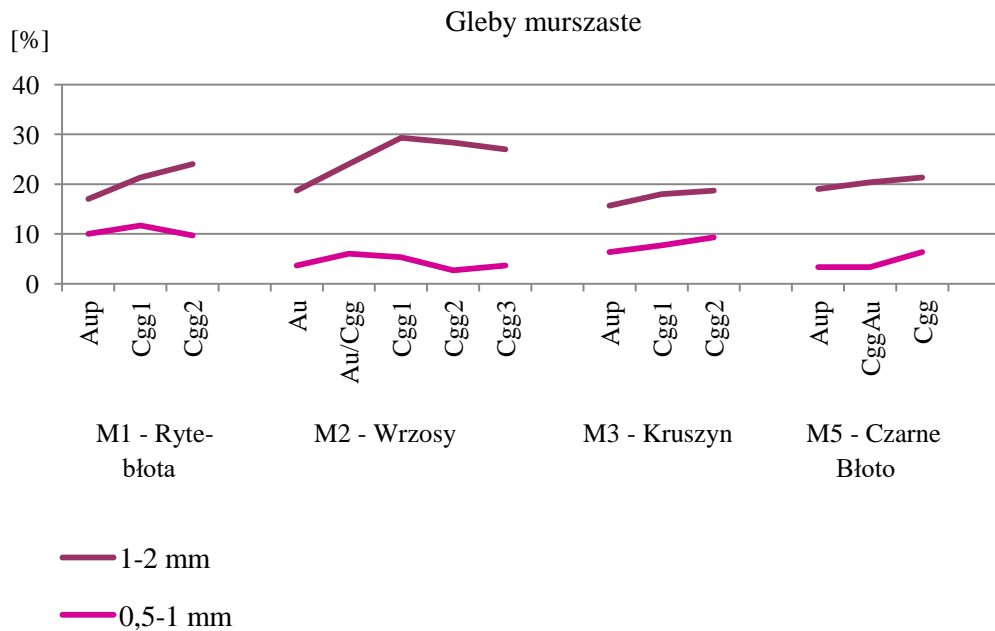
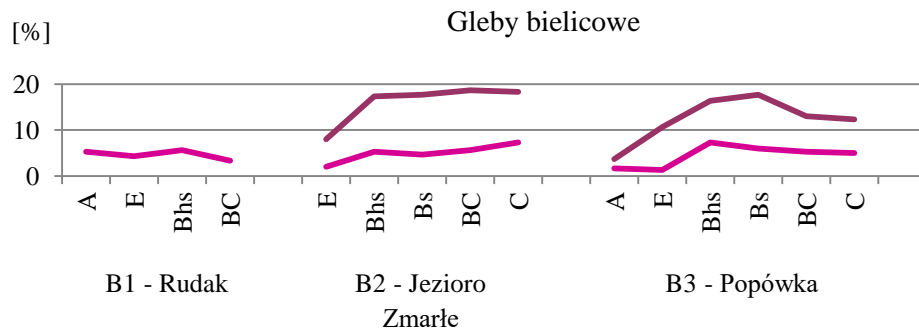
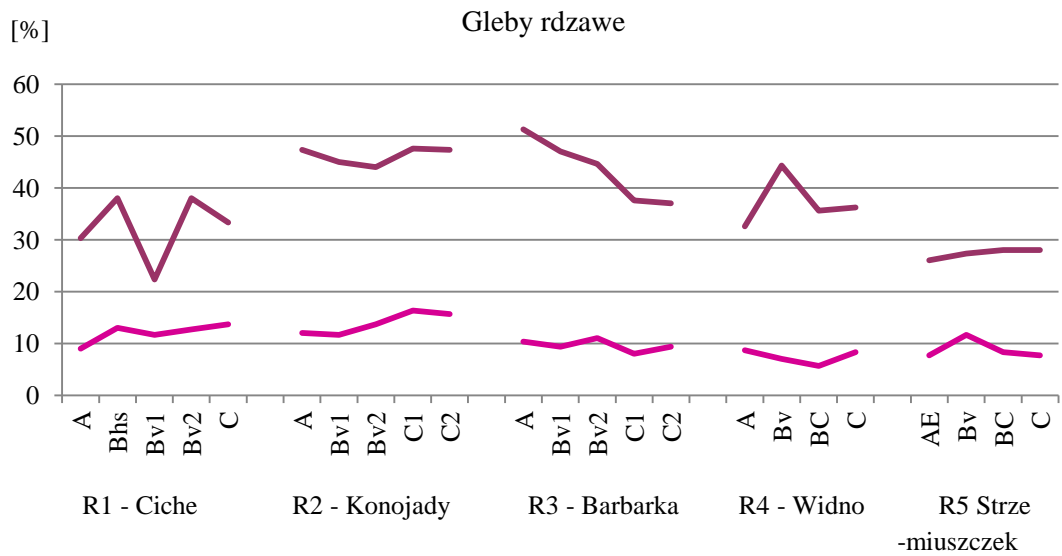
We frakcji 0,25-0,5 mm oraz 0,1-0,25 mm zawartość tej grupy minerałów wynosi 2,8-8,2% w glebach rdzawych, 2,1-5,6% w glebach bielcowych oraz 3,5-6,9% w glebach murszastych. Natomiast wśród ziaren o wielkości 0,1-0,25 mm jest to odpowiednio: 1,8-4,9%, 0,3-2,1% oraz 2,5-3,8%.

We frakcji piasku bardzo drobnego ilość wybarwionych w trakcie analizy ziaren skaleni była znikoma, tylko w części próbek pojawiły się pojedyncze ziarna.

W przypadku części profili: B1 - Rudak, B4 - Poligon, B5 - Jezioro Kochanka oraz M4 - struga Jezicka brakowało części z analizowanych frakcji (por. tab. 7 w zał.). Były to ziarna najgrubsze, czyli 1-2 mm oraz 0,5-1 mm. Wyniki otrzymane dla drobniejszych frakcji, 0,25-0,5 mm i mniejszych, nie odbiegały znacząco od wyników uzyskanych dla pozostałych gleb.

We frakcji 1-2 mm (ryc. 24) gleb rdzawych zawartość okruchów składających się w większości ze skaleni wynosi 22,3-51,3%, a pionowy rozkład tych wartości w obrębie profili glebowych nie wykazuje prawidłowości. Z kolei w glebach bielcowych i murszastych, we wszystkich profilach, w których ziarna tej wielkości występują, najniższe wartości obserwowane są w poziomach próchnicznych i jest to 3,7-8% w glebach bielcowych i 15,7-19% w glebach murszastych. W niższych częściach profili zawartość ziaren złożonych głównie ze skaleni wzrasta osiągając w glebach bielcowych 17,7-18,7%, przy czym w jednym przypadku maksimum obserwowane jest w poziomie Bs, a w drugim w skale macierzystej, natomiast w skałach macierzystych gleb murszastych dochodzi do 18,7-29,3%.

We frakcji 0,5-1 mm pionowe rozmieszczenie ziaren składających się głównie ze skaleni w glebach rdzawych nie wykazuje prawidłowości. Otrzymane wartości wahają się między 5,7% a 16,3%, więc w porównaniu z frakcją 1-2 mm zróżnicowanie zawartości tych ziaren pomiędzy poszczególnymi poziomami jest mniejsze. W trzech profilach gleb bielcowych, w których omawiana frakcja występuje, ziarna złożone głównie ze skaleni stanowią 1,3-7,3%, a pionowy rozkład ich zawartości w profilach B2-Jezioro Zmarłe i B3-Popówka naśladuje krzywe dla frakcji 1-2 mm. W profilu B1-Polygon minimalną wartość zaobserwowano w poziomie eluwialnym, a maksymalną w poziomie *spodik*. Gleby murszaste w poziomach powierzchniowych zawierają 3,3-10% fragmentów skał złożonych głównie ze skaleni, a w poziomach niżej zalegających zawartość ta, we wszystkich czterech przypadkach wzrasta, osiągając 18,7-29,3%.



Ryc. 24. Pionowa zmienność zawartości fragmentów skał złożonych głównie ze skaleni we frakcjach 1-2 mm oraz 0,5-1 mm

W poziomach próchnicznych gleb rdzawych zawartość skaleni ogółem przyjmuje wartości 2-6% we frakcji 0,25-0,5 mm i 0,3-4,7% we frakcji 0,1-0,25 mm (ryc. 25). W zdecydowanej większości są to wartości najniższe w obrębie profili. Wyjątek stanowi profil R4 - Widno oraz frakcja 0,1-0,25 mm z profilu R3 - Barbarka.

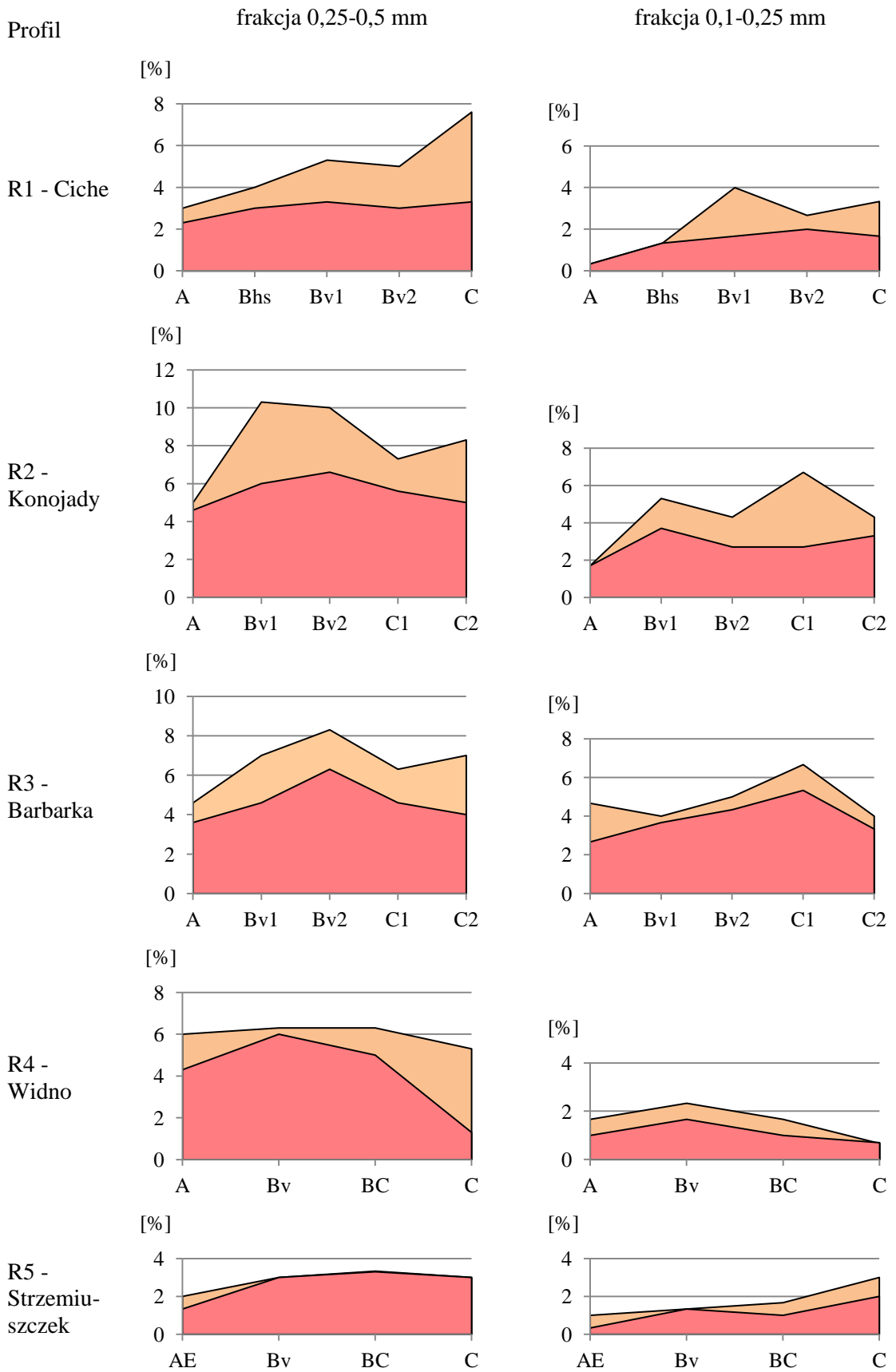
W poziomach wzbogacania zawartość skaleni w każdym przypadku rośnie względem poziomu próchnicznego. W poziomach Bv osiągnęte są wartości od 1,3% do 5,3%. We frakcji 0,25-0,5 mm są to zawsze najwyższe wartości w obrębie profili, a w przypadku frakcji 0,1-0,25 mm jest tak jedynie w dwóch profilach R1 - Ciche i R4 - Widno. W skałach macierzystych badanych gleb rdzawych zawartość skaleni osiąga wartości od 3,0% do 8,3% we frakcji 0,25-0,5 mm i od 0,7% do 6,7% we frakcji 0,1-0,25 mm. Ponadto na uwagę zasługują widoczne w trzech profilach (R1, R2, R3) we frakcji 0,25-05 mm i w trzech (R1, R2, R5) we frakcji 0,1-0,25 mm spadki zawartości ziaren skaleni w dolnej części poziomu wzbogacania, lub w górnej części skały macierzystej, czyli w poziomach Bv2, C1, lub BC. W glebach bielcowych zawartość skaleni ogółem w poziomach próchnicznych i wymywania jest bardzo podobna, jest to od 0,3% do 3% we frakcji 0,25-0,5 mm i 0-1,3% we frakcji 0,1-0,25 mm. We wszystkich profilach omawianych gleb bielcowych, w obu frakcjach, są to najniższe zarejestrowane wartości.

Poniżej, w poziomach *spodik*, zawartość skaleni rośnie do 3,0-5,7% we frakcji 0,25-0,5 mm i 0,3-3,0% we frakcji 0,1-0,25 mm, przy czym są to najwyższe wartości w przypadku frakcji 0,25-0,5 mm profili B1 - Rudak, B2 - Jezioro Zmarłe i B3 - Popówka. W poziomach Bs zawartość skaleni w omawianych frakcjach osiąga odpowiednio 2,3-7,0% i 1,3-2,7%.

W skałach macierzystych gleb bielcowych zawartość skaleni wynosi 3,7-6,7% we frakcji 0,25-0,5 mm i 2,0-3,3% we frakcji 0,1-0,25%. W obu frakcjach profilu B3 - Popówka i we frakcji 0,1-0,25 mm profilu B2 - Jezioro Zmarłe są to najwyższe wyniki.

W glebach bielcowych, tak jak w przypadku omówionych wcześniej gleb rdzawych, zaznacza się spadek zawartości skaleni na pograniczu poziomów wzbogacania i skały macierzystej. Widoczne jest to we frakcji 0,25-0,5 mm w profilach B1, B2, B3 i B5, a we frakcji 0,1-0,25 mm w profilach B1, B2, B3 i B4.

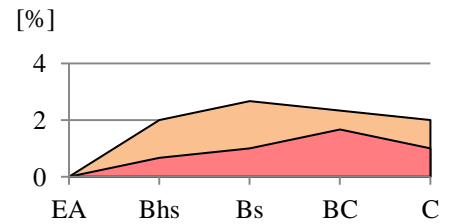
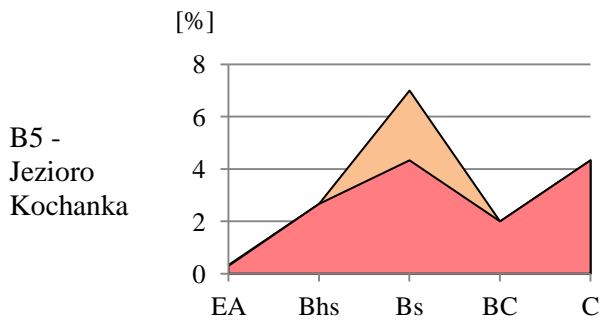
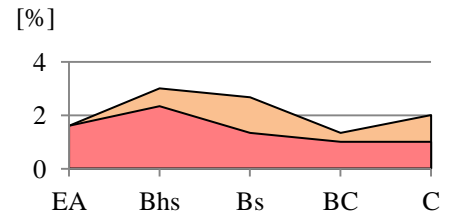
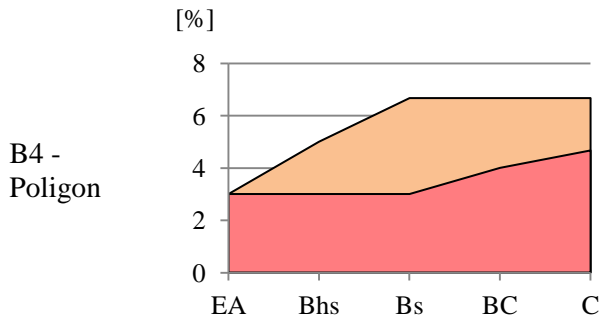
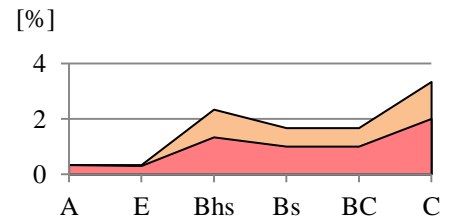
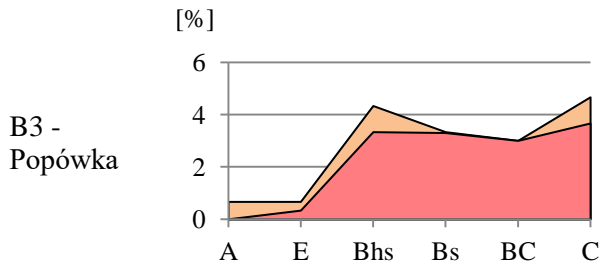
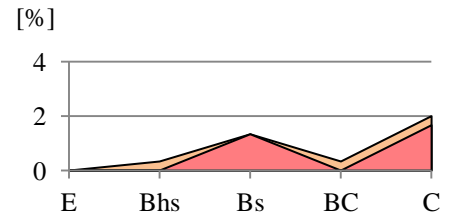
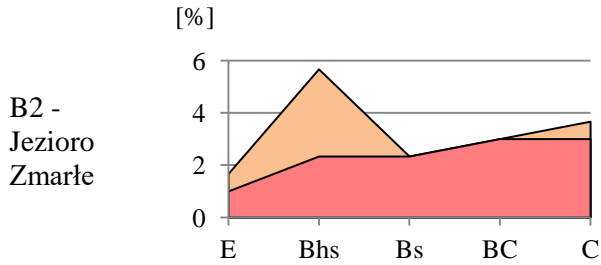
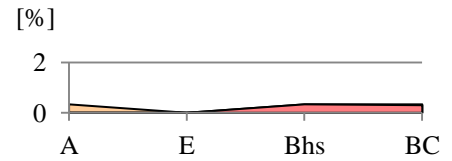
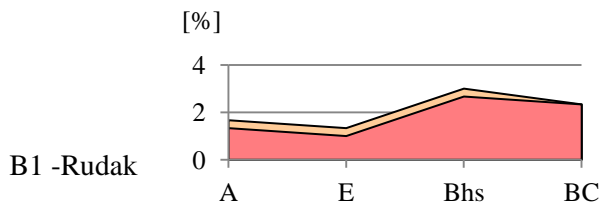
Badane gleby murszaste charakteryzują się zawartością skaleni w poziomach próchnicznych od 2,9% do 5,7% we frakcji 0,25-0,5 mm i od 1,3% do 3,7% we frakcji 0,1-0,25 mm, natomiast w ich skałach macierzystych jest to odpowiednio 3,1-8,3% oraz 1,3-5,3%. W dwóch z badanych profili, M1 - Rytebłota i M3 - Kruszyn, w obu frakcjach zawartość skaleni rośnie wraz z głębokością, natomiast w profilach M2 - Barbarka i M5 - Czarne błoto pozostaje na podobnym poziomie. W profilu R4 - Struga Jezuicka w mniejszej z omawianych frakcji odnotowano większą ilość skaleni w poziomie próchnicznym, niż w skałe macierzystej, natomiast frakcja 0,25-0,5mm była obecna jedynie w poziomie Aup.

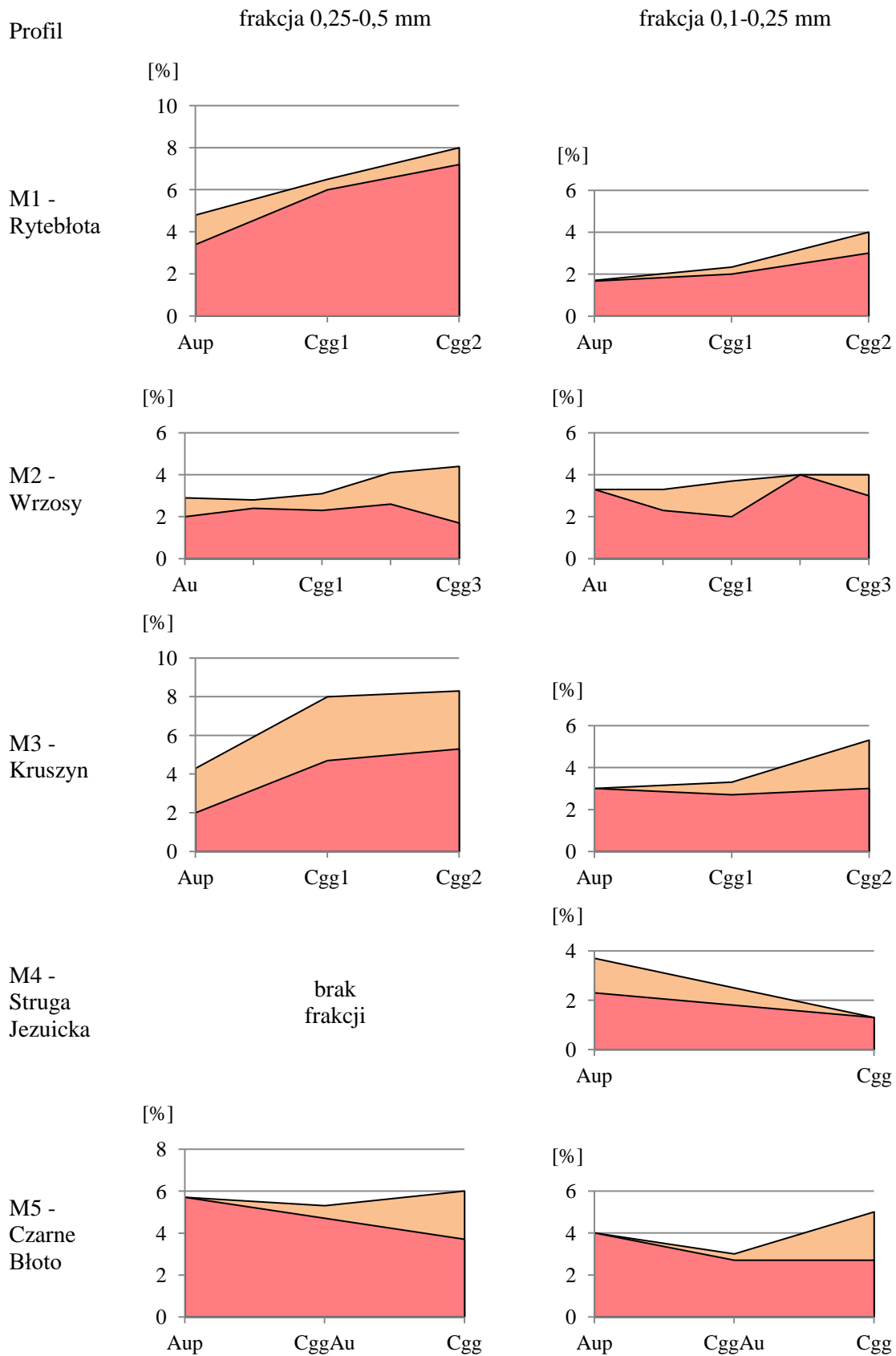


Profil

frakcja 0,25-0,5 mm

frakcja 0,1-0,25 mm



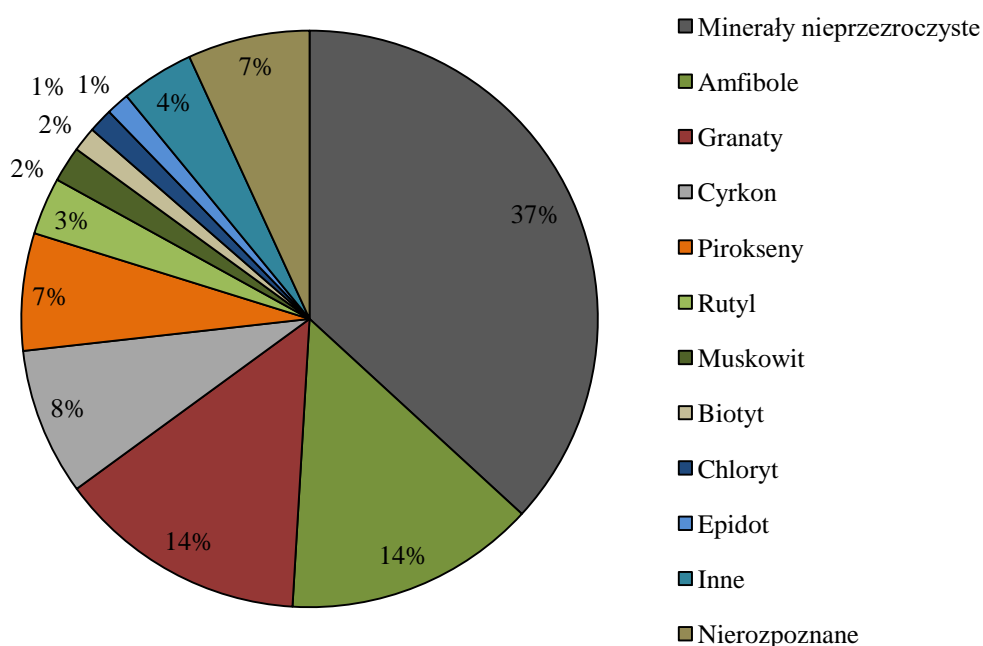


Ryc. 25. Pionowa zmienność zawartości skaleni w badanych glebach, we frakcjach 0,25-0,5 mm i 0,1-0,25 mm, z uwzględnieniem podziału na skalenie potasowe i plagioklasy (■ - skalenie potasowe, ■ - plagioklasy)

Z analizy wykonanej dla frakcji 0,25-0,5 mm oraz 0,1-0,25 mm, w której zbadano osobno zawartość skaleni potasowych i plagioklazów wynika, że skaleni potasowych jest w badanych profilach więcej. Stosunek skaleni sodowych do potasowych jest z reguły najwyższy w poziomach, w których skaleni jest najwięcej, dotyczy to poziomów wzbogacania gleb rdzawych i bielcowych, co widać w profilach R1-R3, B2-B5, oraz skały macierzystej, co można zaobserwować we wszystkich trzech omawianych jednostkach typologicznych, w profilach R1-R3, B2-B4 oraz M1-M3 i M5.

### 5.8. Skład minerałów ciężkich

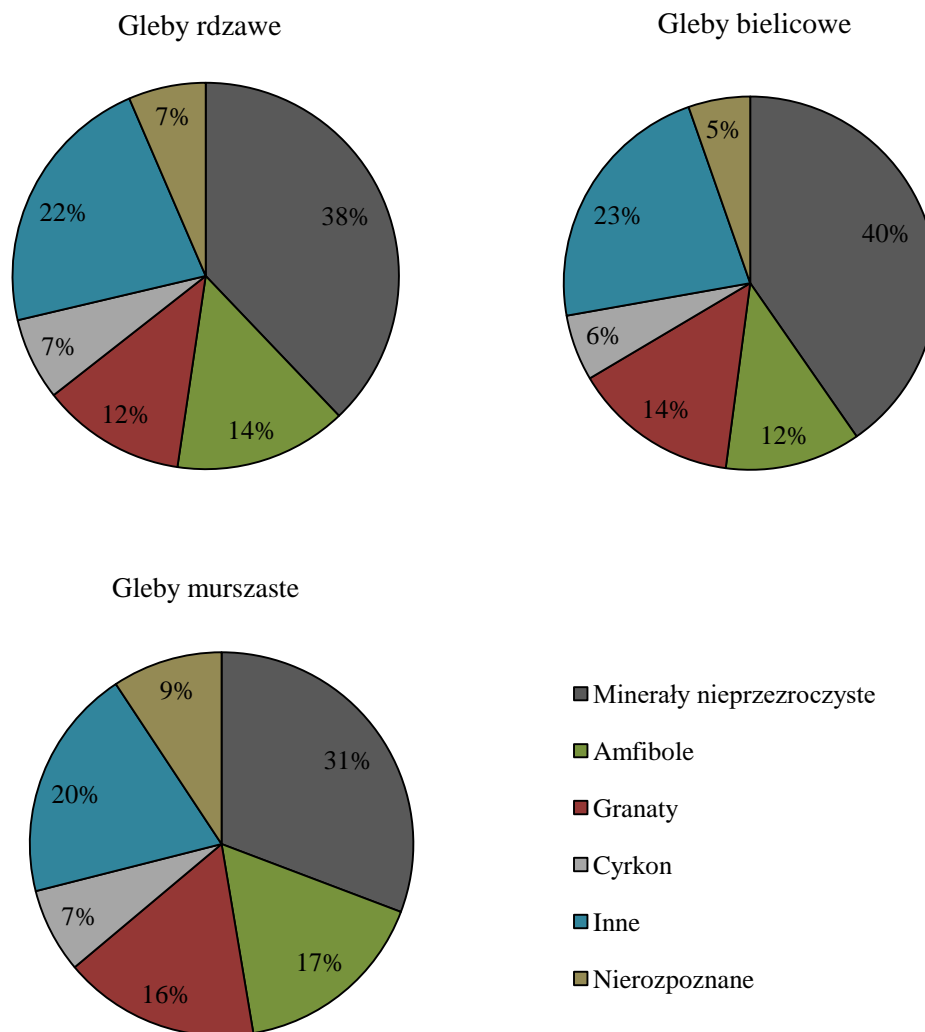
Wśród minerałów ciężkich, w przyjętej do badań frakcji granulometrycznej 0,056-0,1 mm omawianych gleb zdecydowanie dominują minerały nieprzezroczyste, stanowiące średnio 37% próbek (ryc. 26, por. tab. 8 w zał.). Wyniki separacji z użyciem magnesu wskazują iż większość z nieprzezroczystych ziaren stanowi magnetyt. Kolejne dwie ważne grupy reprezentują amfibole, głównie hornblenda (14%) oraz granaty (14%). Mniej jest cyrkonu i piroksenów (odpowiednio 8% i 7%). Poza tymi minerałami w próbkach zarejestrowano rutyl, muskowitz, biotyt, chloryty, epidot, oraz minerały, które występowały tak rzadko, że na wykresie przedstawiono je we wspólnej kategorii „inne”. Były to: turmalin, dysten, sillimanit, andaluzyt, glaukonit, tytanit, apatyt i monacyt. Ziarna nie dające się rozpoznać z powodu znacznego stopnia zwiertzenia stanowią razem średnio 7% wyseparowanych minerałów ciężkich.



Ryc. 26. Średni skład minerałów ciężkich w badanych próbkach



Różnice w średnim składzie minerałów ciężkich pomiędzy trzema badanymi typami gleb przedstawiono tylko dla wybranych, relatywnie licznych grup minerałów, które mogą być diagnostyczne dla wnioskowania o procesach wietrzeniowych, (minerałów nieprzezroczystych, amfiboli, granatów i cyrkonu, ryc. 27). Z zestawienia wynika, że różnice te nie są duże i wynoszą w przypadku każdego z opisywanych wydzieleni najwyżej kilka procent.



Ryc. 27. Różnice w średnim składzie minerałów ciężkich pomiędzy badanymi typami gleb

W obrębie poszczególnych profili glebowych pewne prawidłowości rozmieszczenia dało się zaobserwować dla dwóch grup minerałów: amfiboli i granatów.

Odsetek amfiboli wśród ziaren minerałów ciężkich frakcji 0,056-0,1 mm w glebach rdzawych wynosi 11,3-22,9% w poziomach próchnicznych, 7,9-23,0% w poziomach wzbogacania i 7,1-19,4% w skale macierzystej (ryc. 28). W tych glebach zawartość amfiboli osiąga swoje maksimum w poziomach próchnicznych (profile R2 - Konojady, R3 - Barbarka

i R4 - Widno) lub w poziomach wzbogacania (profile R1 - Ciche i R5 - Strzemiuszczek). W skale macierzystej zawartość minerałów tej grupy spada względem poziomów nadległych i w czterech z pięciu badanych gleb osiąga wartości najniższe w całym profilu.

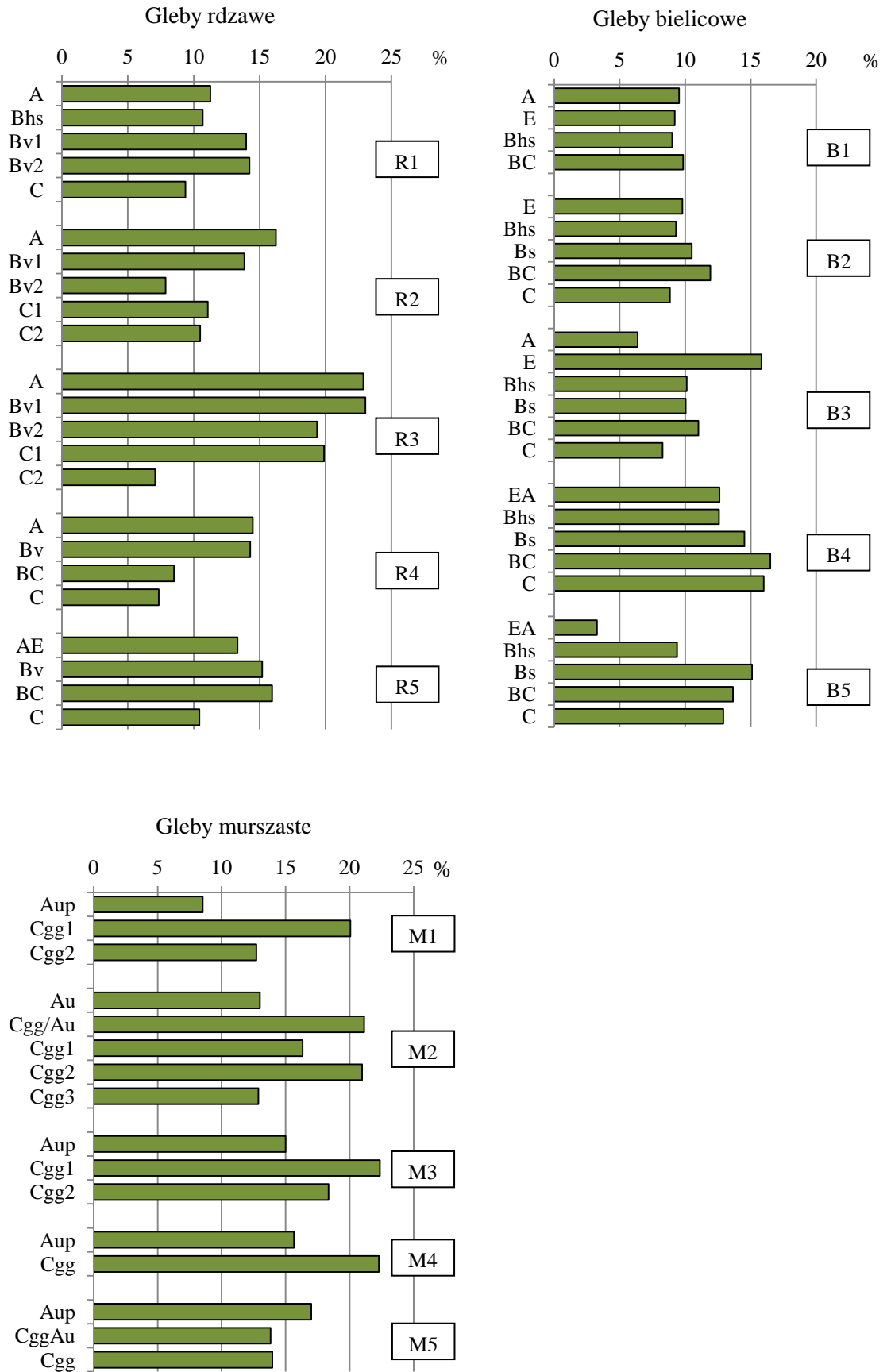
W glebach bielcowych procentowy udział amfiboli w poziomach powierzchniowych, próchnicznych i wymywania, wynosi od 3,3% do 15,8%. W poziomach Bhs jest to między 9,0% a 12,6%. W tym przedziale mieści się również wynik uzyskany dla poziomu wzbogacania w związki żelaza i próchnicy Bhs obecnego w profilu R1 - Ciche. Poziomy Bs gleb bielcowych charakteryzują się odsetkiem amfiboli wśród minerałów ciężkich frakcji 0,056-0,1 mm na poziomie 10,0-15,1%, w przypadku ich skał macierzystych jest to 8,3-16,0%. W tej jednostce typologicznej gleb maksymalne zawartości amfiboli wśród minerałów ciężkich omawianej frakcji występują we wszystkich przypadkach w dolnych częściach poziomów wzbogacania, w poziomach przejściowych między poziomami wzbogacania a skałą macierzystą lub w skale macierzystej.

W glebach murszastych odsetek amfiboli wśród minerałów ciężkich przyjmuje wartości od 8,5% do 17% w poziomach próchnicznych i od 12,7% do 22,3% w skale macierzystej. W większości profili, oprócz M5 - Czarne Błoto, maksimum zawartości amfiboli obserwowane jest w skale macierzystej.

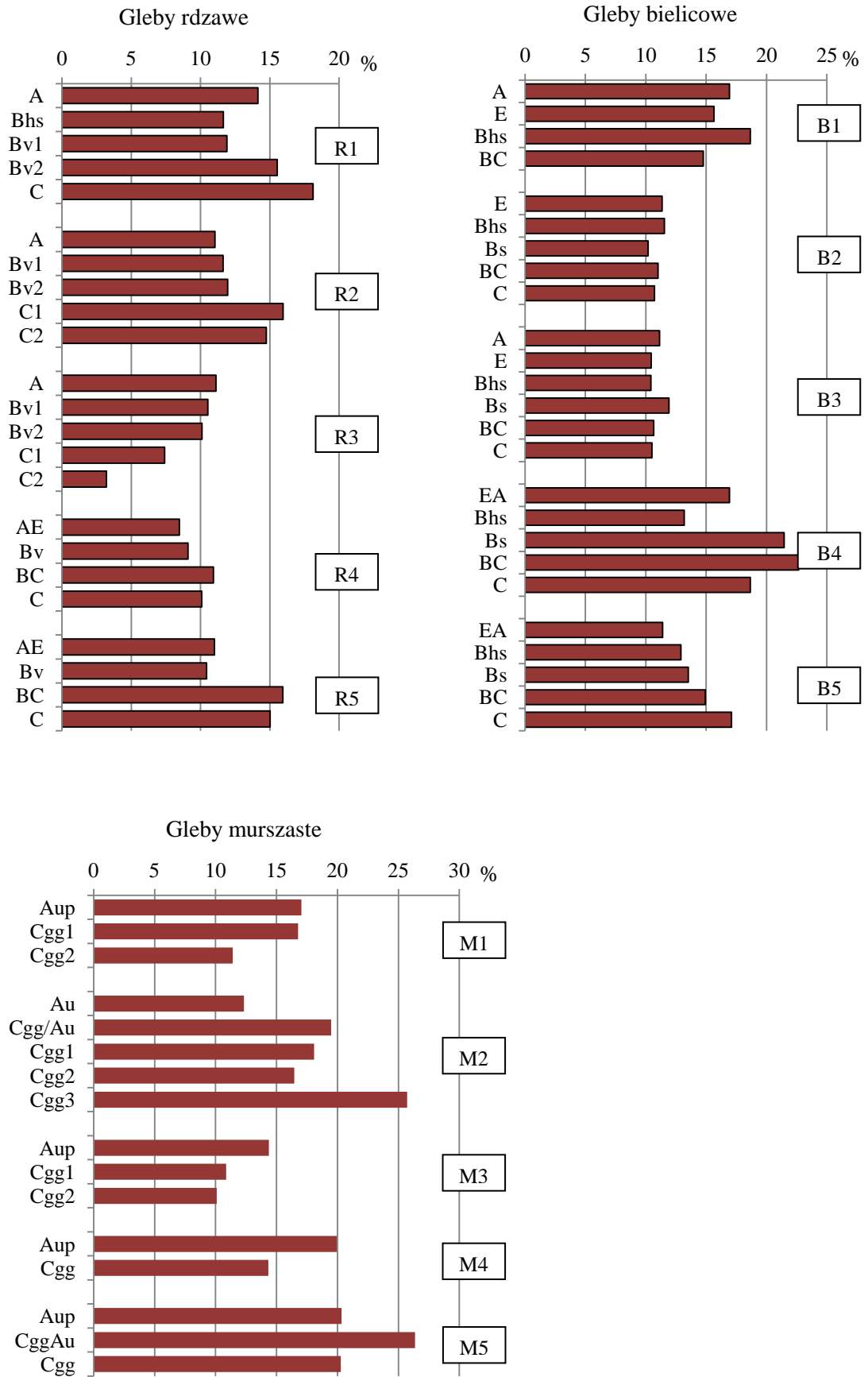
Odsetek granatów wśród minerałów ciężkich frakcji 0,056-0,1mm wynosi w glebach rdzawych od 8,5% do 14,1% w poziomach próchnicznych, od 9,1% do 15,5% w poziomach wzbogacania i od 3,21% do 15,9% w skale macierzystej (ryc. 29). W przypadku tej grupy minerałów w glebach rdzawych najwyższe wartości osiągnęte są najczęściej w skale macierzystej, lub w poziomach przejściowych między poziomami wzbogacania a skałą macierzystą. Wyjątkiem jest profil R3 - Barbarka, w którym najwyższa wartość zarejestrowana została w poziomie powierzchniowym.

W populacji minerałów ciężkich gleb bielcowych ziarna granatów stanowią 11,1-16,9% w poziomach powierzchniowych, 12,9-18,6% w poziomach *spodik*, 10,2-21,5% w poziomach Bs i 10,5-17,1% w skale macierzystej. Maksymalne zawartości w profilach obserwowane są w różnych poziomach, w przypadku profili B1 - Rudak i B2 - Jezioro Zmarłe ma to miejsce w poziomach Bhs, ale koncentracja może też mieć miejsce w niższych poziomach: Bs, BC, lub C, jak ma to miejsce w trzech pozostałych profilach.

W glebach murszastych odsetek granatów wśród minerałów ciężkich frakcji 0,056-0,1 mm wynosi 12,3-20,3% w poziomach próchnicznych i 10,1-25,7% w skale macierzystej. W przypadku tej jednostki typologicznej nie daje się zaobserwować prawidłowości w rozmieszczeniu granatów w obrębie profili glebowych.



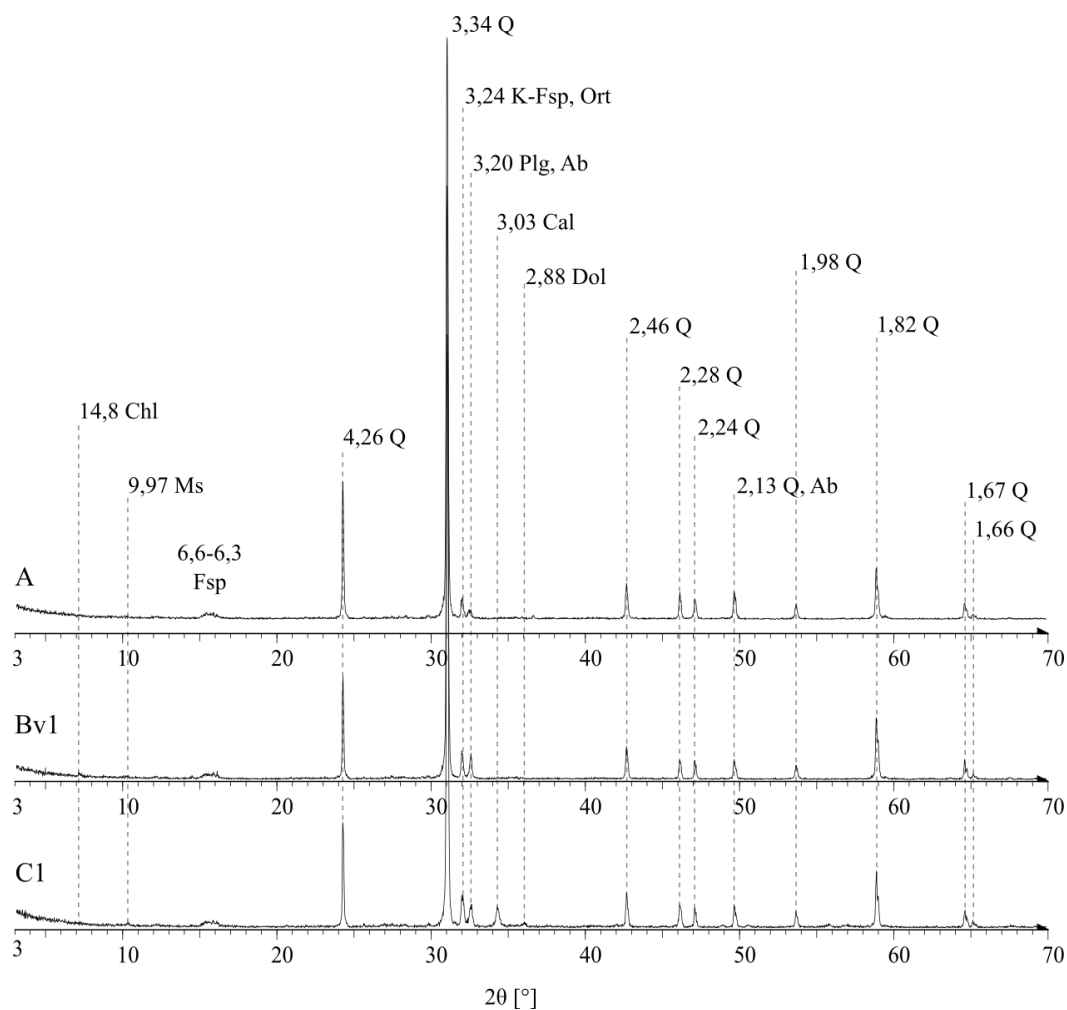
Ryc. 28. Zawartość amfiboli w poszczególnych poziomach badanych gleb



Ryc. 29. Zawartość granatów w poszczególnych poziomach badanych gleb

## 5.9. Skład mineralogiczny określony metodą dyfraktometrii rentgenowskiej (XRD)

Dyfraktogramy sporządzone dla części ziemistych (<2 mm) wyraźnie ukazują dominację kwarcu i skaleni w próbkach. Refleksy tych minerałów, jako jedyne, pojawiły się we wszystkich poziomach, na wszystkich otrzymanych dyfraktogramach, podczas gdy refleksy innych minerałów były pojedyncze i często niemożliwe do interpretacji (ryc. 30; por. ryc. 16.-21 w zał.).

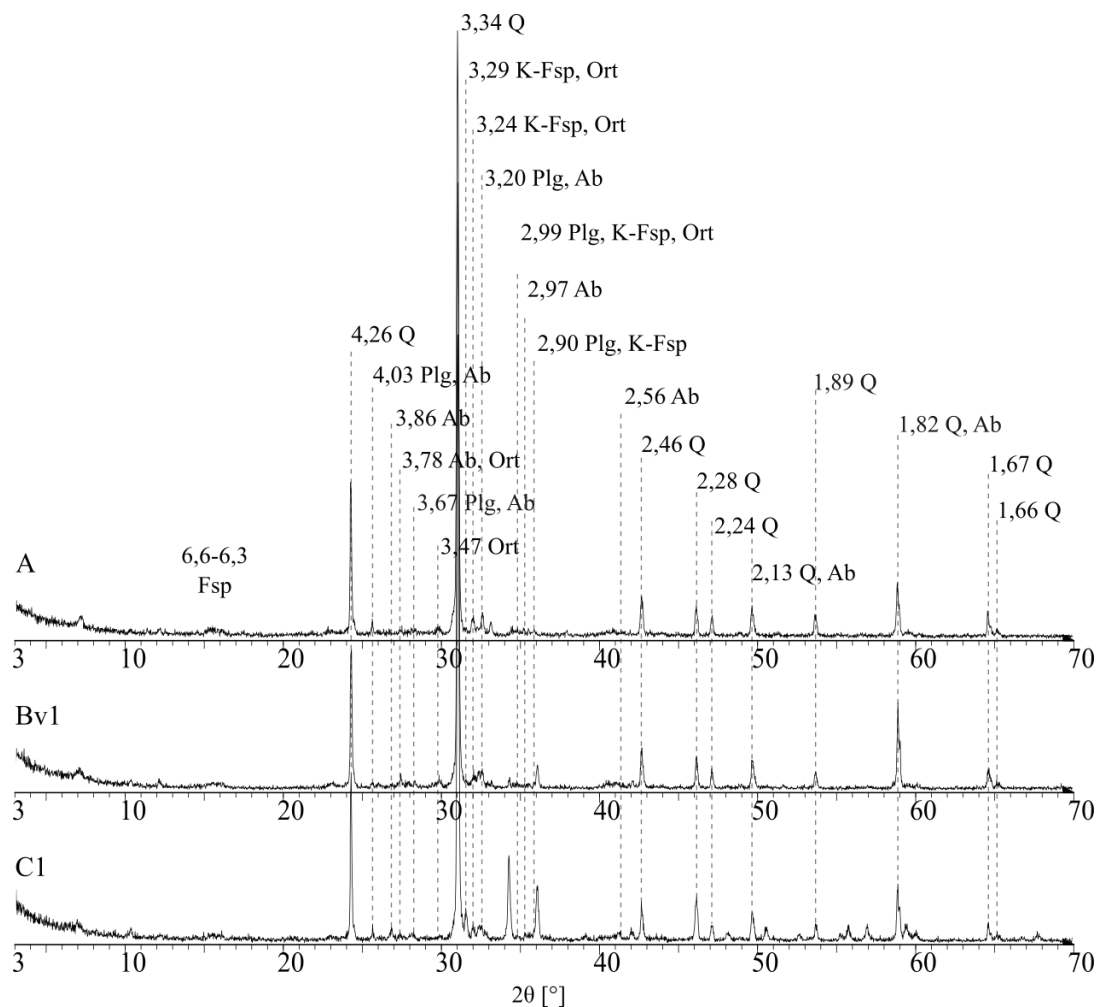


Ryc. 30. Przykładowe dyfraktogramy sporządzone dla całości części ziemistych w poziomach genetycznych gleby rdzawej w profilu R2 - Konojady

Wykonanie dyfraktogramów dla frakcji poniżej 0,1 mm, pozbawionej znacznej części dużych ziaren kwarcu i skaleni pozwoliło na dokładniejsze rozpoznanie składu mineralnego materiału. Na dyfraktogramach wykonanych dla mniejszych frakcji również we wszystkich badanych poziomach dominują refleksy kwarcu i skaleni, jednak zestawy refleksów dla tych i innych minerałów są o wiele bardziej kompletne i umożliwiają dokładniejszą interpretację (ryc. 31, por. ryc. 22-27 w zał.).

Kwarc (Q - SiO<sub>2</sub>) odznacza się refleksami o wartościach: 4,26 Å, 3,34 Å, 2,46 Å, 2,28 Å, 2,13 Å, 1,82 Å a także 1,98 Å, 1,66 Å i 1,67 Å. Są to najwyraźniejsze refleksy na wszystkich otrzymanych dyfraktogramach.

Skalenie dają refleksy niższe, ale równie powszechne, bowiem widoczne są na każdym z otrzymanych wykresów, a ważną wskazówką ich obecności jest szeroki refleks o niewielkiej intensywności, położony w okolicach wartości 6,6-6,3 Å. Z powodu swojej znacznej intensywności wyraźnie dominują one nad innymi refleksami.

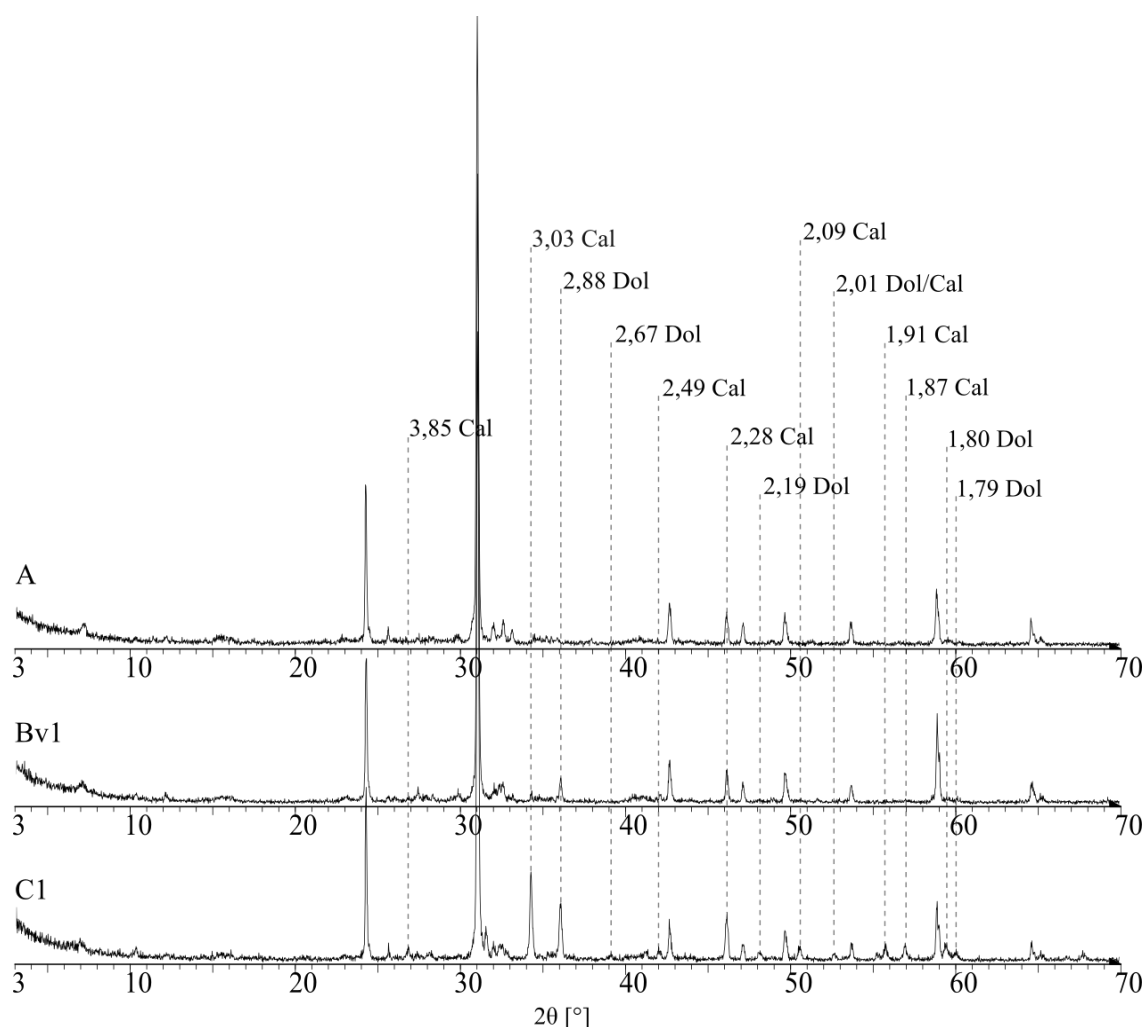


Ryc. 31. Refleksy kwarcu i skaleni na przykładowych dyfraktogramach, sporządzonych dla próbek frakcji <0,1mm w poziomach genetycznych gleby rdzawej w profilu R2 - Konojady

Refleksy plagioklazów (Plg), czyli skaleni sodowo-wapniowych, występują w przedziałach 4,04-4,02 Å, 3,67-3,62 Å 3,21-3,15 Å, 3,04-2,89 Å 2;91-2,89 Å, przy czym wyraźne refleksy o wartościach 4,03 Å, 3,86 Å, 3,78 Å, 3,68 Å, 3,67 Å, 3,66 Å, 3,20 Å, 3,19 Å, 2,97 Å, 2,86 Å, 2,56 Å, 2,44 Å, 2,13 Å, 1,82 Å, wskazują, że dominującym plagioklazem w analizowanym materiale jest albit (Ab), odmiana o dużej zawartości sodu (Na[AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>]).

Kolejnym rodzajem skałeni, których obecność potwierdzono analizą XRD są skałenie potasowe (K-Fsp), o charakterystycznych refleksach w okolicach wartości 3,31-3,29 Å, 3,26-3,23 Å oraz 2,99 Å. Z kolei, na podstawie refleksów o wartościach 4,22 Å, 3,77 Å, 3,47 Å, 3,31 Å, 3,29 Å, 3,24 Å i 2,99 Å można wnioskować, że dominującym minerałem w tej grupie jest ortoklaz (Ort -  $K[AlSi_3O_8]$ ).

Cechą wyróżniającą profil R2 - Konojady, a właściwie jego skałę macierzystą, spośród wszystkich badanych obiektów jest obecność węglanów (ryc. 32). Na dyfraktogramach zarejestrowany został duży zestaw refleksów dla kalcytu (Cal -  $CaCO_3$ ) 3,85 Å, 3,03 Å, 2,88 Å, 2,67 Å, 2,49 Å, 2,28 Å, 2,09 Å, 1,91 Å, 1,87 Å oraz dolomitu (Dol -  $CaMg[CO_3]_2$ ) 2,89 Å, 2,67 Å, 2,19 Å, 2,01 Å, 1,80 Å, 1,79 Å.

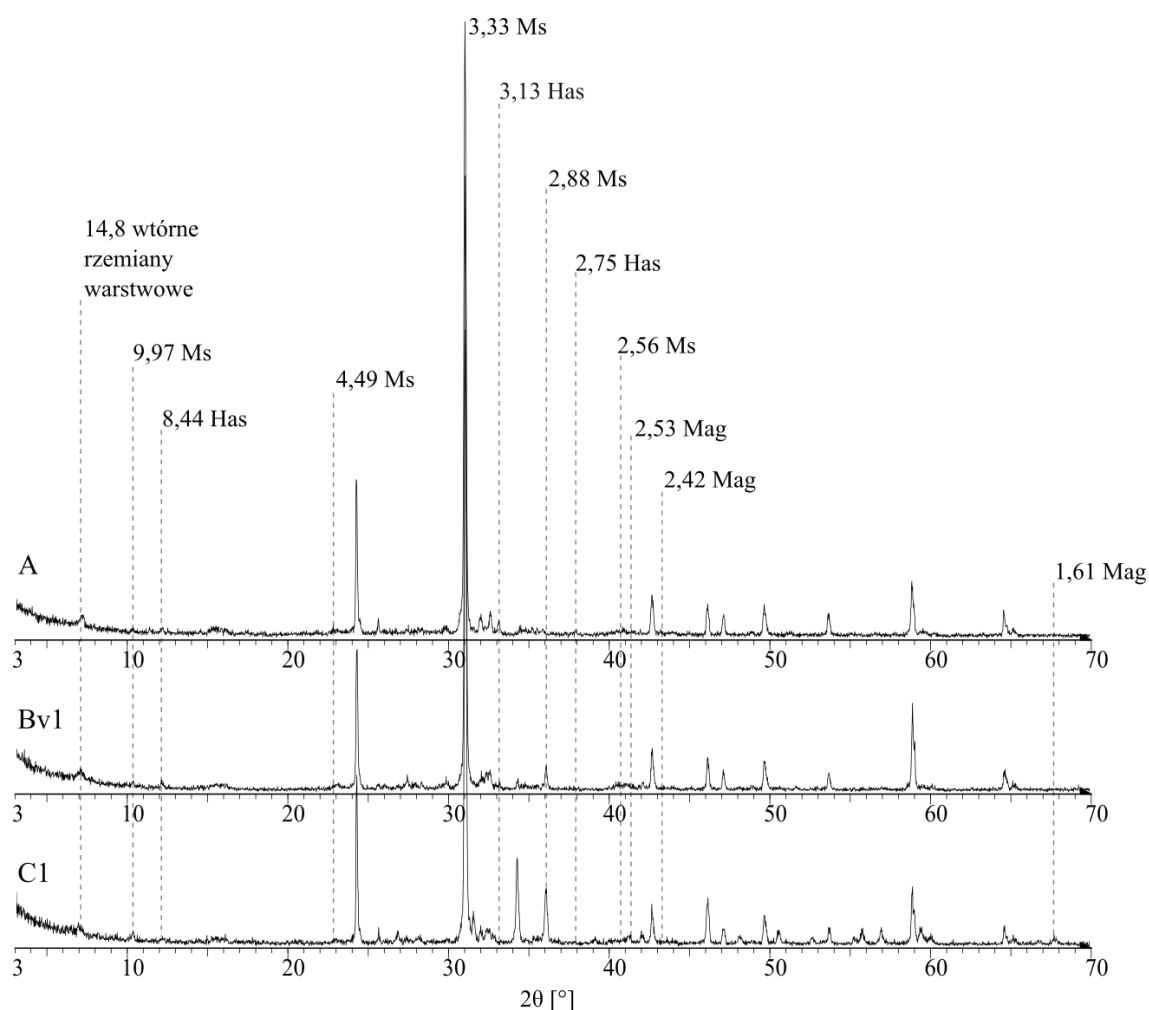


Ryc. 32. Refleksy kalcytu i dolomitu na przykładowych dyfraktogramach sporządzonych dla próbek frakcji <0,1mm, w poziomach genetycznych gleby rdzawej w profilu R2 - Konojady

Inne minerały występujące w próbkach przedstawiono na osobnych dyfraktogramach (ryc. 33, por. ryc. 29-33 w zał.). Wśród nich wymienić należy przede wszystkim hastingsyt (Has). Jest to amfibol, należący do hornblend, cechujący się znaczną zawartością żelaza (Borkowska, Smulikowski, 1973). Charakterystyczne dla niego refleksy,

o wartościach 8,44 Å, 3,13 Å i 2,72 Å obecne są we wszystkich badanych profilach, chociaż w dwóch przypadkach, w profilach B5 - Jezioro Kochanka i M3 - Kruszyn jego refleksy są słabo widoczne w poziomach powierzchniowych.

Kolejnym minerałem, stwierdzonym we wszystkich profilach jest łuszczyk, muskowit (Ms), czyli glinokrzemian potasu (Manecki, Muszyński, 2009). Jego obecność potwierdzają refleksy o wartościach 9,97 Å, 4,99 Å, 4,49 Å, 4,46 Å, 3,33 Å, 2,88 Å, 2,56 Å, 2,00 Å. Najbardziej widoczny jest on w poziomach powierzchniowych i poziomach *spodik* gleb bielcowych.



Ryc. 33. Identyfikacja minerałów na przykładowych dyfraktogramach sporządzonych dla próbek frakcji <0,1mm z poziomów genetycznych gleby rdzawej , profil R2 - Konojady

Magnetyt (Mag -  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), o refleksach 2,53 Å, 2,42 Å i 1,61 Å zaobserwowano we wszystkich poziomach profili R2 - Konojady i B4 - Poligon, na pozostałych wykresach nie stwierdzono jego obecności.

Poza tym, na wszystkich dyfraktogramach, oprócz profilu M5, stwierdzono refleksy o wartości 14,8 Å, należące najprawdopodobniej do wtórnych krzemianów warstwowych.



Dyfraktogramy wykonane dla poziomów genetycznych gleb rdzawych i bielcowych w zawężonym zakresie, od 37 do 51° 2θ, pozwoliły rozpoznać minerały, które z powodu słabego stopnia krystaliczności, bądź niewielkiego udziału w masie próbek nie były możliwe do wykrycia na poprzednich dyfraktogramach (ryc. 34; por. ryc. 34-37 w zał.).

Najpowszechniej występującym na tych wykresach minerałem jest: goethyt (Goe - α-FeOOH), którego charakterystyczne refleksy to 2,68 Å, 2,58 Å, 2,57 Å, 2,64 Å, 2,26 Å, 2,18-2,17 Å. Został on rozpoznany we wszystkich badanych poziomach zarówno w glebach rdzawych, jak i bielcowych.

Syderyt (Syd - FeCO<sub>3</sub>), rozpoznawany na podstawie refleksów 2,79 Å, 2,34 Å, 2,13 Å w glebach rdzawych widoczny jest w całym profilu R2 - Konojady, w poziomie powierzchniowym profilu R5 - Strzemiuszczek. W obu analizowanych glebach bielcowych wykryto ten minerał w poziomach powierzchniowych i poziomach Bs, jednak jego obecność w poziomach *spodik* jest trudna do stwierdzenia.

Piroluzyt (Pir - MnO<sub>2</sub>) ujawniający się w pozycjach 2,41 Å, 2,11 Å, widoczny jest w poziomach próchnicznych obu gleb rdzawych, jednak poniżej, w poziomach wzbogacania widoczny jest jedynie w profilu R2 - Konojady. W glebach bielcowych nie rozpoznano tego minerału w poziomie Bs profilu B4 - Poligon oraz w skale macierzystej profilu B5 - Jezioro Kochanka.

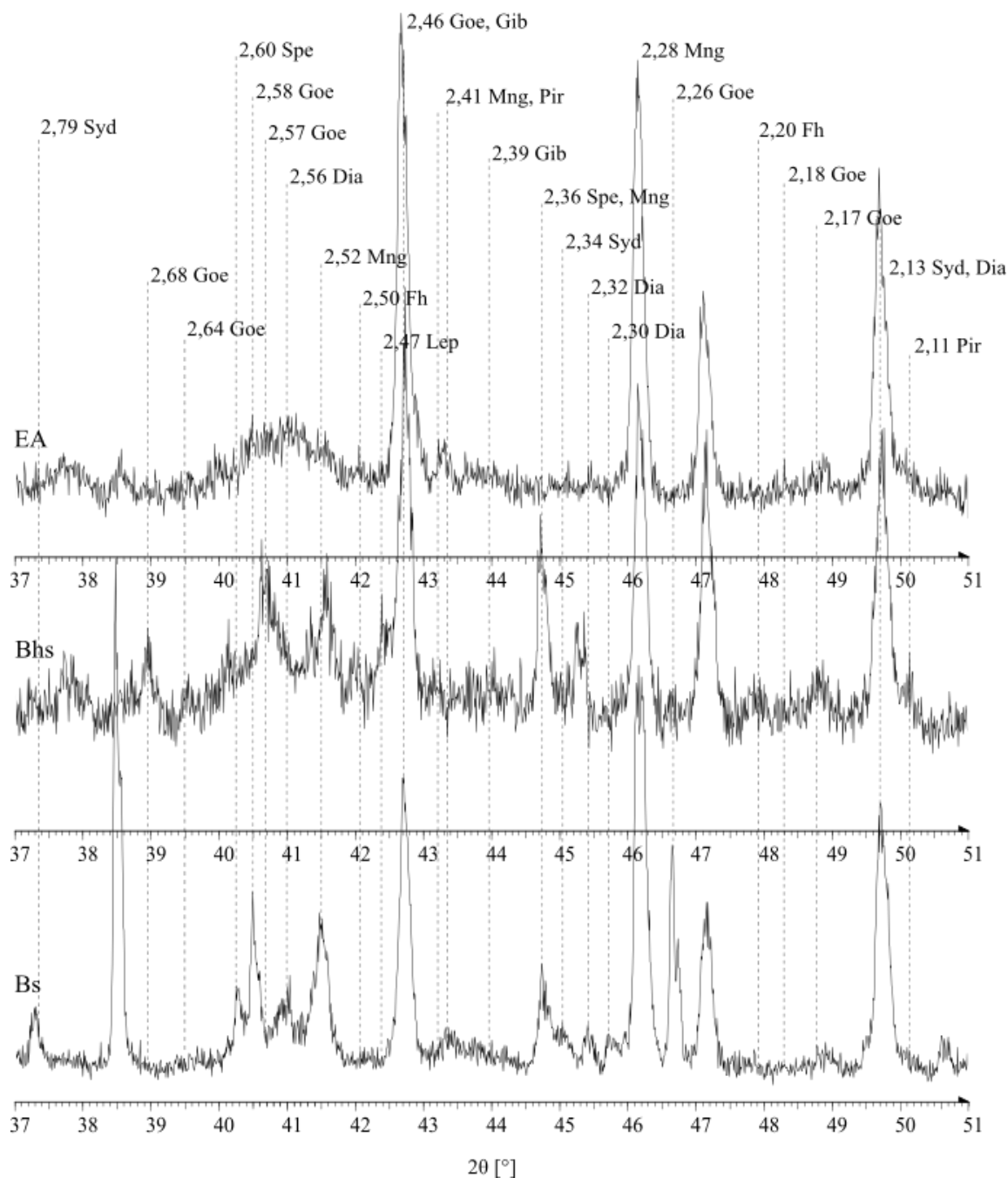
Manganit (Mng - MnO(OH)), powodujący powstawanie refleksów w pozycjach 2,65 Å, 2,52 Å, 2,41 Å, 2,28 Å, i 2,20 Å, widoczny jest w całym profilu B5 oraz B4.

Diaspor (Dia - α-AlOOH) z refleksami o wartościach 2,56 Å, 2,32 Å, 2,30 Å, 2,13 Å, pojawił się na dyfraktogramach wszystkich poziomów z profili R2, B4 oraz B5, ale nie stwierdzono go w żadnym z poziomów genetycznych profilu R5.

Ferrihydryt (Fh - Fe<sub>3</sub>HO<sub>8</sub> · 4H<sub>2</sub>O), dający refleksy o niewielkiej intensywności w pozycjach 2,50 Å, 2,20 Å rozpoznano w obu badanych poziomach profilu R2, a w przypadku gleb bielcowych obecny był w poziomach powierzchniowych i poziomach *spodik*, jednak w poziomach Bs jego refleksy są bardzo niewyraźne.

Refleks w pozycji 2,47 Å może wskazywać na prawdopodobne występowanie w próbkach lepidokrokoitu (Lep - γ-FeO(OH)). Można go zaobserwować na dyfraktogramach z obu poziomów profilu R2 oraz z poziomów powierzchniowych i Bhs profili B4 i B5.

W profilu o najbogatszym składzie zarejestrowanym w zakresie 37-51° 2θ, B4 - Poligon, dodatkowo we wszystkich analizowanych poziomach wykryto gibbsyt (Gib - γ-Al(OH)<sub>3</sub>), dający refleksy w pozycjach 2,45 Å, 2,39 Å



Ryc. 34. Przykładowe dyfraktogramy sporządzone w zawężonym zakresie wartości kąta  $2\theta$ , dla próbek frakcji  $<0,1\text{mm}$  z poziomów genetycznych gleby biellicowej, profil B4 - Poligon

Ponadto, w profilu B4, stwierdzono możliwość występowania granatu o składzie spessartynu (Spe -  $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_3]$ ), ponieważ na dyfraktogramie pojawił się refleks o wartości  $2,60 \text{ \AA}$ . Kolejny refleks tego minerału jest prawdopodobnie zakryty przez jeden z refleksów manganitu, jednak biorąc pod uwagę powszechne występowanie granatów w populacji minerałów ciężkich, rozpoznanie spessartynu na dyfraktogramie daje możliwość wnioskowania na temat prawdopodobnego składu chemicznego granatów występujących w badanych glebach.

### 5.10. Skład pierwiastkowy próbek określony metodą spektrometrii mas z plazmą wzbudzoną indukcyjnie (ICP-MS)

Powyższą metodą zbadano zawartość 46 pierwiastków we frakcji <0,056 mm analizowanych gleb (por. tab. 9 w zał.). Łącznie stanowią one średnio od 4,18% do 18,76% masy próbek z poszczególnych poziomów.

Średnie zawartości badanych pierwiastków dla wszystkich próbek przedstawia tabela 1. Zawartości badanych pierwiastków w materiale różnią się nawet o pięć rzędów wielkości. Najwyższe wyniki uzyskano dla glinu, żelaza i potasu. Każdego z tych pierwiastków było średnio w próbkach powyżej 1%. Wapń, sód tytan magnez i potas występują w analizowanym materiale średnio w ilości 0,1-1%. O rząd wielkości mniej jest manganu, baru oraz cyrkonu. Od 10 ppm do 100 ppm to przedział, w którym mieszczą się zawartości największej ilości spośród badanych pierwiastków, a należą do nich: stront, cer, rubid, lantan, chrom, cynk, wanad, ołów, itr, tor oraz lit. Nikiel, miedź, niob, hafn skand, arsen, kobalt, uran i cyna stanowią średnio w próbkach od 1 ppm do 10 ppm. Wolfram, tal, molibden i antymonit nie przekraczają średnio 1 ppm. Dziesięć spośród badanych pierwiastków: srebro, tal, tellur, selen, ren, ind, siarka, beryl, bizmut i kadm, z powodu znikomej zawartości w próbkach nie zostało ujętych w dalszych badaniach.

Tab. 1. Średnia zawartość badanych pierwiastków w próbkach

Pier-wiastek	Zawartość [%]	Pier-wiastek	Zawartość [ppm]	Pier-wiastek	Zawartość [ppm]
Al	2,99	Mn	469,13	Ni	9,77
Fe	1,64	Ba	308,73	Cu	9,44
K	1,29	Zr	170,36	Nb	8,32
Ca	0,76	Sr	71,92	Hf	4,79
Na	0,48	Ce	65,67	Sc	4,58
Ti	0,37	Rb	49,11	As	4,33
Mg	0,28	La	32,45	Co	4,17
P	0,13	Cr	31,65	U	2,45
		Zn	31,19	Sn	1,20
		V	29,67	W	0,60
		Pb	26,10	Ta	0,56
		Y	17,76	Mo	0,50
		Th	10,91	Sb	0,37
		Li	10,66		

Na podstawie danych dotyczących pionowej dystrybucji poszczególnych pierwiastków w obrębie profili glebowych, pierwiastki te podzielono na grupy pod względem tego, w których poziomach obserwuje się ich najwyższe zawartości (tab. 2-4). W przypadku gleb rdzawych i bielcowych wyróżniono po cztery grupy, a dla gleb murszastych trzy.

W grupie IR znajdują się pierwiastki, które w glebach rdzawych najwyższe zawartości osiągają najczęściej w poziomach próchnicznych, chociaż w części profili ich najwyższą koncentrację obserwuje się w poziomach wzbogacania. Są to bar, lit, arsen, miedź, ołów, wolfram, cynk, cyna, molibden i antymonit. W analogicznej grupie, skupiającej pierwiastki gromadzące się w pobliżu powierzchni terenu w glebach bielcowych, IB, znajdują się potas, wapń, bar, molibden, antymonit, ołów i cyna. Natomiast w glebach murszastych w poziomach próchnicznych (grupa IM) swoje najwyższe zawartości osiągają miedź, nikiel, lit, fosfor, stront, wapń, wanad, ołów, wolfram, arsen, molibden i antymonit. We wszystkich trzech typach gleb najwyższą koncentrację w poziomach powierzchniowych wykazują ołów, molibden i antymonit. Dwa pierwiastki, bar i cyna koncentrują się przy powierzchni gleb rdzawych i bielcowych, natomiast jeden pierwiastek, wapń, w glebach bielcowych i murszastych. Z kolei poziomy próchniczne gleb rdzawych i murszastych wykazują podobieństwo pod względem koncentracji czterech pierwiastków: litu, arsenu, miedzi i wolframu.

Grupy IIR i IIB skupiają pierwiastki, których najwyższe zawartości w obrębie profili obserwowane są w poziomach wzbogacania odpowiednio gleb rdzawych i bielcowych. W przypadku gleb rdzawych lista pierwiastków jest długa, bo obejmuje ich aż 18, a są to: glin, potas, tal, cyrkon, wanad, skand, kobalt, uran, żelazo, nikiel, sód, tor, itr, cer, lantan, chrom, hafn i tytan. W glebach bielcowych, w poziomach B, swoje najwyższe koncentracje osiągają glin, żelazo, fosfor, arsen, lit, chrom i nikiel. Spośród wymienionych pierwiastków w obu grupach, IIR i IIB swoje maksima mają: glin, żelazo, chrom i nikiel.

Do grupy IIIR zaliczono wapń, magnez i stront, które w glebach rdzawych osiągają najwyższe zawartości w poziomach wzbogacania lub w skale macierzystej. Grupa IIIB zawiera pierwiastki, które w profilach B2-B5 w największych ilościach występują w poziomach wzbogacania lub skale macierzystej, jednak w profilu B1 ich najwyższe wartości pojawiają się w poziomie powierzchniowym AE. Są to: lantan, cer, uran, skand, tal, kobalt, niob, wanad, hafn, mangan, cyrkon, tytan, itr i magnez. Grupa IIM, skupiająca pierwiastki, które mają tendencję do gromadzenia się w skale macierzystej gleb murszastych zawiera: niob, tytan, hafn, rubid, tal, potas, cyrkon, bar, tor i magnez. Z tej grupy tylko rubid, potas, bar i tor nie powtarzają się w omówionej powyżej grupie IIIB, do której należą pierwiastki koncentrujące się w skałach macierzystych w obrębie profili gleb bielcowych. Jedyne pierwiastek, który zaliczyć można do grupy IIIR, IIIB i IIM to magnez.

Grupy IVR, IVB i IIIM skupiają pierwiastki których maksymalne wartości obserwowane są w różnych poziomach, można więc założyć, że nie wykazują one tendencji do gromadzenia się w konkretnych poziomach. W glebach rdzawych są to: fosfor, mangan, niob i rubid, w glebach bielcowych: wolfram, miedź, sód, rubid, tor, stront i cynk, natomiast w glebach murszastych: żelazo, kobalt, uran, skand, sód, itr, cer, lantan, chrom, cynk, cyna, glin i mangan. Wśród pierwiastków powtarzających się w więcej niż jednej grupie zauważyć tu można jedynie mangan w grupach IVR i IIIM, rubid w grupach IVR i IVB oraz sód i cynk w grupach IVB i IIIM. W badanych glebach nie ma ani jednego pierwiastka, który można by było zaliczyć jednocześnie do grup IVR, IVB i IIIM

Tab. 2. Grupy pierwiastków o maksymalnej zawartości w poszczególnych poziomach genetycznych gleb rdzawych

Pierwiastek		R1	R2	R3	R4	R5
Grupa I R - dominują poziomy powierzchniowe i wzbogacania	Ba	orange	grey	grey	orange	orange
	Li	orange	orange	orange	grey	grey
	As	grey	orange	orange	grey	grey
	Cu	grey	orange	orange	grey	grey
	Pb	grey	orange	grey	grey	grey
	W	grey	grey	orange	orange	orange
	Zn	orange	grey	grey	grey	grey
	Sn	grey	grey	grey	grey	grey
	Mo	grey	grey	grey	grey	grey
	Sb	grey	grey	grey	grey	grey

Pierwiastek		R1	R2	R3	R4	R5
Grupa III R *	Ca	orange	tan	tan	orange	orange
	Mg	orange	tan	tan	orange	orange
	Sr	orange	tan	tan	orange	tan

Pierwiastek		R1	R2	R3	R4	R5
Grupa IVR - brak wyraźnej dominacji	P	orange	grey	tan	orange	orange
	Mn	tan	orange	grey	grey	orange
	Nb	tan	grey	orange	orange	orange
	Rb	orange	orange	orange	grey	tan

Pierwiastek		R1	R2	R3	R4	R5
Grupa II R - dominują poziomy wzbogacania	Al	orange	orange	orange	orange	orange
	K	orange	orange	orange	orange	orange
	Ta	orange	orange	orange	orange	orange
	Zr	orange	orange	orange	orange	orange
	V	orange	orange	orange	orange	orange
	Sc	orange	orange	orange	orange	orange
	Co	orange	orange	orange	orange	orange
	U	orange	orange	orange	orange	orange
	Fe	orange	orange	orange	grey	orange
	Ni	orange	orange	orange	grey	orange
	Na	orange	orange	grey	orange	orange
	Th	tan	orange	orange	orange	orange
	Y	tan	orange	orange	orange	orange
	Ce	tan	orange	orange	orange	orange
	La	tan	orange	orange	orange	orange
	Cr	tan	orange	orange	orange	orange
Hf	tan	orange	orange	orange	orange	
Ti	tan	orange	orange	orange	orange	

- poziomy powierzchniowe

- poziomy wzbogacania

- skała macierzysta

Tab. 3. Grupy pierwiastków o maksymalnej zawartości w poszczególnych poziomach genetycznych gleb biellicowych

Pier-wiastek		B1	B2	B3	B4	B5
Grupa IB - dominują poziomy powierzchniowe i poziomy wzbogacania	K	Orange	Dark Grey	Dark Grey	Orange	Orange
	Ca	Orange	Dark Grey	Dark Grey	Orange	Orange
	Ba	Dark Grey	Dark Grey	Dark Grey	Orange	Dark Grey
	Mo	Dark Grey	Orange	Dark Grey	Dark Grey	Orange
	Sb	Dark Grey	Orange	Dark Grey	Dark Grey	Orange
	Pb	Dark Grey	Orange	Dark Grey	Dark Grey	Orange
	Sn	Dark Grey	Orange	Dark Grey	Dark Grey	-

Pier-wiastek		B1	B2	B3	B4	B5
Grupa II B - dominują poziomy wzbogacania	Al	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange
	Fe	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange
	P	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange
	As	Dark Grey	Orange	Orange	Orange	Orange
	Li	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange
	Cr	Dark Grey	Orange	Orange	Orange	Orange
	Ni	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange





  

Pier-wiastek		B1	B2	B3	B4	B5
Grupa III B - dominują poziomy wzbogacania i skała macierzysta	La	Orange	Light Grey	Orange	Orange	Light Grey
	Ce	Dark Grey	Light Grey	Light Grey	Orange	Light Grey
	U	Dark Grey	Light Grey	Orange	Orange	Light Grey
	Sc	-	Light Grey	Orange	Orange	Light Grey
	Ta	-	Light Grey	Orange	Orange	Light Grey
	Co	Light Grey	Light Grey	Orange	Orange	Orange
	Nb	Dark Grey	Light Grey	Orange	Orange	Light Grey
	V	Dark Grey	Light Grey	Orange	Orange	Light Grey
	Hf	Dark Grey	Light Grey	Light Grey	Orange	Light Grey
	Mn	Dark Grey	Light Grey	Orange	Orange	Light Grey
	Zr	Dark Grey	Light Grey	Light Grey	Orange	Light Grey
	Ti	Dark Grey	Light Grey	Light Grey	Orange	Light Grey
	Y	Dark Grey	Light Grey	Light Grey	Light Grey	Light Grey
Mg	Dark Grey	Light Grey	Orange	Orange	Light Grey	

Pier-wiastek		B1	B2	B3	B4	B5
Grupa IV B - brak wyraźnej dominacji	W	-	Light Grey	Dark Grey	-	Light Grey
	Cu	Dark Grey	Light Grey	Orange	Light Grey	Dark Grey
	Na	Orange	Dark Grey	Dark Grey	Orange	Light Grey
	Rb	Orange	Light Grey	Dark Grey	Dark Grey	Orange
	Th	Orange	Dark Grey	Dark Grey	Orange	Light Grey
	Sr	Dark Grey	Dark Grey	Dark Grey	Orange	Light Grey
	Zn	Dark Grey	Light Grey	Orange	Dark Grey	Orange


	- poziomy powierzchniowe
	- poziomy wzbogacania
	- skała macierzysta
	- brak danych

Tab. 4. Grupy pierwiastków o maksymalnej zawartości w poszczególnych poziomach genetycznych gleb murszastych

Pierwiastek		M1	M2	M3	M4	M5
Grupa IM - dominują poziomy powierzchniowe	Cu					
	Ni					
	Li					
	P					
	Sr					
	Ca					
	V					
	Pb					
	W					
	As					
	Mo					
	Sb					

Pierwiastek		M1	M2	M3	M4	M5
Grupa IIM - dominuje skała macierzysta	Nb					
	Ti					
	Hf					
	Rb					
	Ta					
	K					
	Zr					
	Ba					
	Th					
	Mg					

Pierwiastek		M1	M2	M3	M4	M5
Grupa IIIM - brak wyraźnej dominacji	Fe					
	Co					
	U					
	Sc					
	Na					
	Y					
	Ce					
	La					
	Cr					
	Zn					
	Sn					
	Al					
	Mn					


  
 - poziomy powierzchniowe  
 - skała macierzysta



## 6. Dyskusja

Zasadniczym celem niniejszej pracy jest stwierdzenie czy poszczególne, typologiczne procesy glebotwórcze mają swoje odzwierciedlenie w składzie mineralnym gleb piaszczystych obszaru młodoglacjalnego. Osiągnięcie tego celu umożliwiła wyczerpująca charakterystyka minerałów, a także grup minerałów występujących powszechnie w badanych glebach. Realizacja obranego celu obejmowała prześledzenie zmienności składu mineralnego gleb, zarówno pionowej, wewnątrz każdego z profili, jak między grupami profili gleb rdzawych, bielcowych i murszastych oraz uchwycenie zmian ewolucyjnych, które zachodzą w składzie mineralnym gleb pod wpływem poszczególnych procesów glebotwórczych. Na uchwycenie zmian ewolucyjnych pozwoliło porównanie poziomów genetycznych budujących solum gleb ze skałą macierzystą. Stwierdzono, że w badanych glebach zaznaczyły się już procesy wietrzenia, jednak jednocześnie częściowo wciąż widoczny jest skład minerałów pierwotnych. Minerale wtórne współwystępują z pierwotnymi, co jest charakterystyczne dla gleb wytworzonych z osadów plejstocenijskich (Dultz, 2002).

Do badań wybrano najbardziej powszechne gleby, powstające na obszarach piaszczystych północnej Polski, a także całej środkowej i północnej Europy. Gleby te są częścią szeroko rozprzestrzenionych, wykorzystywanych przez człowieka ekosystemów, dlatego zrozumienie ich funkcjonowania może przynieść korzyści zarówno człowiekowi, jak i środowisku (Bednarek, Prusinkiewicz, 1980; Mendyk, i in., 2014; Sykuła, 2020).

Oprócz omawianych trzech jednostek typologicznych do gleb piaszczystych, występujących na obszarze młodoglacjalnym należą między innymi arenosole oraz gleby ochrowe. Pierwsze z tych gleb są zaliczane do gleb słabo ukształtowanych. Występują one tam, gdzie strop gleb jest regularnie niszczone, na przykład przez procesy eoliczne (Jankowski, 2010). Natomiast występowanie gleb ochrowych jest związane z istnieniem lokalnych wpływów wód podziemnych i silnym wzbogaceniem geochemicznym (Jankowski, 2013). Te dwie jednostki typologiczne zajmują niewielkie obszary, a ponadto w ich przypadku oddzielenie przemian minerałów następujących w wyniku procesów glebotwórczych od naturalnego zróżnicowania skały macierzystej i procesów allochtonicznych mogłoby okazać się niejednoznacznym. Z tego powodu nie zostały one uwzględnione w niniejszej pracy.

Omawiane gleby rdzawe, bielcowe i murszaste powstawały w podobnym czasie, z materiału piaszczystego o podobnym wieku, pod wpływem tego samego klimatu, co umożliwia porównanie kierunków przekształceń składu mineralnego spowodowanego działaniem procesów glebotwórczych, uwarunkowanych lokalną zmiennością pozostałych czynników glebotwórczych. Te czynniki, których lokalna zmienność doprowadza do

różnicowania się kierunków procesów glebotwórczych to: rzeźba terenu, drugorzędna zmienność granulacji frakcji piasku, warunki wodne, szata roślinna oraz działalność prowadzona przez człowieka. Natomiast formowany w toku procesów glebotwórczych skład mineralny gleb wpływa na takie ich właściwości, jak: skład granulometryczny, lepkość, zwięzłość, możliwość pęcznienia, skład pierwiastkowy, odczyn, czy właściwości sorpcyjne (Churchman, Lowe, 2012; Giesecking, 1975; McBride, 1994). Zatem zespoły czynników glebotwórczych oraz minerały zawarte w glebach tworzą dynamiczne układy, których efektem są zestawy cech poszczególnych gleb, decydujące o ich funkcjach w ekosystemie.

### **6.1. Skład petrograficzny frakcji szkieletowej**

Badane gleby cechują się zróżnicowaną zawartością frakcji żwirowej, co wynika z pierwotnych cech skały macierzystej. W większości należą one do bezszkieletowych, lub bardzo słabo szkieletowych. Wśród badanych typów gleb najczęściej frakcji szkieletowej zawierają gleby rdzawe, co związane jest z ich częstym występowaniem w obrębie stożków sandrowych, gdzie wysoka energia środowiska depozycji umożliwia akumulowanie stosunkowo dużej ilości klastów tej frakcji (Galon, 1953; Niewiarowski, 1986).

Dominującym typem skał we frakcji szkieletowej wszystkich badanych gleb są skały felsyczne, składające się głównie z kwarcu i skaleni. Frakcje żwirowe badanych gleb zawierają więcej skaleni niż inne, mniejsze frakcje, ponieważ w skałach magmowych ta grupa minerałów występuje w największych ilościach, co czyni tę grupę minerałów najpowszechniejszą w skorupie ziemskiej (Sanz *i in.*, 2022). Zdecydowanie mniej jest piaskowców, skał maficznych i obojętnych oraz pojedynczych ziaren kwarcu. Z kolei skały węglanowe występują rzadko. Ich obecność stwierdzono jedynie w dwóch profilach i to tylko w skale macierzystej. Ma to swoje potwierdzenie w literaturze, bowiem mimo, iż skały węglanowe mają znaczny udział w tworzeniu glin morenowych (Czubla, 2015; Górska, Zabielski, 2006), zespół klastów osadzany w warunkach fluwioglacjalnych może mieć bardzo odmienny skład petrograficzny frakcji żwirowej zawartej w glinach i to właśnie skały węglanowe są tymi, których ubywa najszybciej (Rutkowski, 2003). Ponadto dalsze badania metodą dyfraktometrii rentgenowskiej ujawniły, że oprócz bardzo powszechnych w skałach obszaru alimentacyjnego wapieni, znaczącą część obecnych w glebach klastów węglanowych stanowią okruchy bardziej odpornych dolomitów. W przypadku frakcji żwirowych nie stwierdzono wyraźnych różnic pomiędzy badanymi jednostkami typologicznymi. Dzieje się tak najprawdopodobniej dlatego, że w tej frakcji bardzo silny jest jeszcze wpływ pierwotnego składu materiału macierzystego.

Skały felsyczne to klasty o znacznej odporności, których zawartość niewiele różni się w zależności od frakcji. Tymczasem skład pozostałych wydzielań zmienia się diametralnie. Wraz ze zmniejszaniem się wielkości ziaren w próbkach widocznie spada ilość

piaskowców i skał maficznych oraz obojętnych, traktowanych jako jedno wydzielenie petrograficzne. Z kolei ilość monomineralnych, bardzo odpornych ziaren kwarcu wzrasta kilkukrotnie. Świadczy to o zwiększającym się stopniu zwietrzenia w miarę zmniejszania się średnicy ziaren.

W profilach pionowych, w większości przypadków, w każdym z poziomów, w badanych frakcjach: 4-8 mm i 2-4 mm wraz z głębokością spada zawartość monomineralnych ziaren kwarcu, najbardziej odpornego typu klastów, a wzrasta udział mniej odpornych skał. Wzrost ten najczęściej następuje kosztem skał felsycznych. Na tej podstawie można było uznać, że stopień zwietrzenia jest największy w górnych częściach profili, a najmniejszy w skale macierzystej. Natomiast w przypadku większości profili zaobserwować można, iż w przypadku skał maficznych i obojętnych oraz piaskowców, ilość klastów najpierw w poziomach wzbogacania wzrasta w stosunku do poziomów powierzchniowych, jednak głębiej, w skale macierzystej ich ilość znowu spada. Jest to pierwsza przesłanka, mogąca wskazywać, że w poziomach wzbogacania okruchy te są w jakiś sposób chronione przed wietrzeniem.

## **6.2. Minerale lekkie frakcji piasku**

We frakcji piaszczystej, wraz ze spadkiem średnicy ziaren zawartość skaleni zmniejsza się na korzyść kwarcu. Tak jak w ziarnach żwiru, w przypadku piasku bardzo grubego i grubego skaleni wchodzi w skład skał magmowych i piaskowców, jednak w przeciwieństwie do kwarcu, bardzo rzadko tworzą ziarna monomineralne. W tych frakcjach najwięcej skaleni zawierają gleby rdzawe, co wynika z ich pierwotnego względnie bogatego składu mineralnego. W przypadku gleb bielcowych i murszastych różnica może wynikać z pierwotnego składu skały macierzystej, jednakże różnorodność litologiczna dobranych obiektów i jednoczesna konsekwentnie niższa ilość skaleni w glebach bielcowych może wskazywać, iż uwidacznia się tu skutek procesów glebotwórczych, bowiem w środowisku o niższym pH skaleni są mniej trwałe (Parsons, 1993). We frakcji piasku średniego i drobnego, udział skaleni jeszcze bardziej się zmniejsza. Co ciekawe, we frakcji piasku średniego zawartość skaleni jest już we wszystkich trzech badanych typach gleb podobna. We frakcji piasku bardzo drobnego, podczas analizy metodą barwienia skaleni bardzo trudno było znaleźć nawet pojedyncze ziarna. Być może przyczyniło się do tego niezbędne w tej metodzie trawienie kwasem fluorowodorowym, które zniszczyło większą część ziaren skaleni, jednak biorąc pod uwagę konsekwentnie zmniejszającą się ilość minerałów tej grupy w coraz mniejszych frakcjach można przyjąć, że w tej frakcji jest ich naprawdę niewiele. Jednakże uzyskane dyfraktogramy pozwoliły na wykrycie skaleni we frakcji pyłu i drobniejszych, co więcej, na dyfraktogramach były one łatwo rozpoznawalne i można było określić ich rodzaj.

Jeżeli chodzi o pionową dystrybucję skaleni w profilach badanych gleb, to w przypadku piasku grubego i bardzo grubego nie widać prawidłowości. Pojawiają się one natomiast we frakcjach piasku średniego i drobnego. We wszystkich przypadkach, we wszystkich trzech jednostkach typologicznych gleb zaobserwowano zmniejszenie ilości skaleni w porównaniu z poziomami zalegającymi niżej. Różnice te były największe w profilach gleb rdzawych, cechujących się największą zasobnością w ten rodzaj minerałów, co koresponduje z wynikami uzyskanymi wcześniej dla podobnego obszaru (Dultz, 2002). Literatura dotycząca wpływu ekosystemu na minerały zawarte w poziomach powierzchniowych gleb obszernie charakteryzuje w jaki sposób wydzielane przez rośliny kwasy organiczne (Augusto *i in.*, 2000; Oelkers, Schott, 1998; Welch, Ullman, 1996), lub organizmy, takie jak grzyby (Smits *i in.*, 2005), czy bakterie (Štyriaková *i in.*, 2002), powodują rozpad minerałów (Dultz, 2002) pierwotnych, a niekiedy syntezę minerałów wtórnych (Lee *i in.*, 2008). Natomiast na uwagę zasługują również spadki zawartości minerałów należących do tej grupy poniżej poziomów wzbogacania, które mimo iż były zauważalne także w wynikach uzyskanych przez innych badaczy (np. Bednarek, 1991; Manikowska, 1976), nie były przez nich interpretowane. Występowanie tego rodzaju spadku zawartości skaleni poniżej poziomów wzbogacania, w górnych częściach skały macierzystej, lub w poziomach przejściowych między poziomami wzbogacania a skałą macierzystą, może świadczyć o silniejszym wietrzeniu w tym niższym obszarze. To z kolei najprawdopodobniej wskazuje, że wietrzenie mniej odpornych minerałów, w tym przypadku skaleni jest w poziomach wzbogacania w jakiś sposób ograniczone, dzięki temu pozostaje ich tam więcej, niż gdyby te poziomy nie powstały. Jako odniesienia i porównania użyć można w tym przypadku gleb murszastych, które, choć są stosunkowo zasobne w składniki pokarmowe, a odczyn w ich obrębie jest zbliżony do obojętnego, nie posiadają w środkowych częściach profili poziomu, w którym zawartość skaleni byłaby wyższa, niż w skałe macierzystej.

Badane skalenie najczęściej należą do skaleni potasowych, zdecydowanie mniej jest plagioklazów. Widoczne jest to na wszystkich wykresach, sporządzonych na podstawie badania zawartości skaleni do kwarcu, z podziałem na skalenie potasowe i plagioklasy (ryc. 25). Badania rentgenowskie ujawniły, że najbardziej powszechnym skaleniem potasowym jest ortoklaz, natomiast wśród plagioklazów dominują ziarna o wysokiej zawartości sodu, czyli głównie albit.

Powyższe wyniki są zgodne z szeregiem trwałości minerałów, zaproponowanym przez Goldicha (1938), według którego we wspomnianych warunkach najbardziej trwałe jest kwarc, natomiast wśród skaleni największą odpornością cechują się skalenie potasowe, a mniej odporne od nich plagioklasy rozpadają się w kolejności: od najbardziej zasobnych w wapń, najmniej trwałych w warunkach hipergenicznych do tych, zawierających największą ilość sodu. Przy czym kolejność rozpadu plagioklazów była wielokrotnie potwierdzana

podczas eksperymentów (Parsons, 1993). Wykres trwałości minerałów koresponduje z szeregiem krystalizacji Bowena (1928), co pokazuje, że kolejność krystalizacji minerałów z magmy jest odwrotnie proporcjonalna do ich trwałości w środowisku hipergenicznym, a więc minerały są najbardziej trwałe, kiedy znajdują się w środowisku podobnym do tego, w którym powstawały.

### **6.3. Minerale ciężkie frakcji piasku**

Minerały ciężkie we wszystkich frakcjach stanowią bardzo niewielki odsetek ziaren. Są one w badanych glebach różnorodne, jednak większość ich rodzajów ma znikomy udział w populacji. Ich zróżnicowanie jest wynikiem istnienia rozległego obszaru alimentacyjnego osadów visuliańskich północnej Polski (Czubla, 2015; Górska, Zabielski, 2006; Górska-Zabielska, 2008).

W tej kategorii we wszystkich glebach najliczniejsze są minerały nieprzezroczyste, reprezentowane w dużej mierze przez magnetyt, a ponadto amfibole, granaty, cyrkon, pirokseny, rutil, muskowit i biotyt. Ich znaczny udział w populacji uwarunkowany jest z jednej strony przez powszechne występowanie w materiale pierwotnym, w przypadku minerałów nieprzezroczystych, amfiboli i piroksenów, lub z drugiej strony przez stosunkowo dużą trwałość, głównie w przypadku cyrkonu i rutilu, ale również granatów występujących w środowiskach, w których dominuje wietrzenie fizyczne. Te minerały są głównymi składnikami frakcji ciężkiej badanej w osadach plejstoceniowych w wielu obszarach (Bednarek, 1991; Lång, 2000; Marcinkowski, Mycielska-Dowgiało, 2013; Racinowski R., 2000; Zagórski, 2003).

Różnice w zawartości poszczególnych minerałów ciężkich pomiędzy badanymi jednostkami typologicznymi gleb są niewielkie, warto jednak zwrócić uwagę na proporcje amfiboli do granatów. W środowisku glacieofluwialnym osady zawierają zazwyczaj więcej amfiboli, niż granatów, natomiast w osadach fluwialnych i eolicznych granaty będą dominowały nad amfibolami, przy czym w środowiskach wydmowych ta przewaga może być większa (Racinowski, 2008). Znajduje to potwierdzenie w średniej zawartości minerałów ciężkich w badanych obiektach, bowiem gleby rdzawe, w większości przypadków wytworzone z piasków sandrowych, jako jedyne charakteryzują się przewagą amfiboli nad granatami. Z kolei w przypadku dwóch pozostałych typów gleb większą przewagą granatów nad amfibolami cechują się gleby bielcowe, które w części przypadków wytworzone zostały w piaskach wydmowych.

Pionowy rozkład zawartości amfiboli w profilach glebowych jest odmienny dla każdego z badanych typów gleb. W glebach rdzawych największy odsetek amfiboli w populacjach minerałów ciężkich jest charakterystyczny dla poziomów wzbogacania, ale

także w wielu przypadkach dla poziomów powierzchniowych. Z kolei w glebach bielcowych najwyższe zawartości amfiboli w obrębie profili glebowych stwierdzono w dolnych częściach poziomów wzbogacania i w skale macierzystej. Ponadto brak jest stwierdzonych prawidłowości w glebach murszastych. Biorąc powyższe pod uwagę należałoby wysnuć wniosek, iż na stopień zwietrzenia, a co za tym idzie ubytek tej grupy minerałów ma wpływ obecność poziomów wzbogacania, w których amfibole są w jakiś sposób chronione przed rozpadem. Natomiast przy porównaniu gleb rdzawych i bielcowych uwidacznia się destrukcyjny wpływ procesu bielcowania na ziarna tych minerałów, co skutkuje „przeniesieniem” ich maksymalnych zawartości do dolnych części poziomów wzbogacania.

Ubytek amfiboli w poziomach próchnicznych i poziomach wymywania gleb bielcowych stwierdzano już we wcześniejszych pracach dotyczących gleb piaszczystych (Lång, 2000; Ali i in., 1995). Ponadto, w jednej z tych prac (Lång, 2000) powszechnie odnotowywane były nadtrawione ziarna hornblendy w dolnych częściach poziomów wzbogacania i skale macierzystej. (Lång, 2000). Fakt ten wydaje się potwierdzać hipotezę, że poniżej poziomów wzbogacania tempo wietrzenia minerałów mniej odpornych może być szybsze, niż w ich obrębie.

W przypadku granatów, zarówno w glebach rdzawych jak i bielcowych największe ich zawartości w większości profili stwierdzano w skale macierzystej. Oznacza to, że obecność poziomów wzbogacania najprawdopodobniej nie ma wpływu na ich przetrwanie w środowisku. Z kolei w glebach murszastych tendencja wydaje się być odwrotna. W ich przypadku procentowa zawartość granatów wśród minerałów ciężkich wzrasta w górę profilu glebowego. Wspólną cechą ubożonych w granaty poziomów powierzchniowych gleb rdzawych i bielcowych oraz poziomów podpowierzchniowych gleb murszastych może być ich stosunkowo większe uwilgocenie w porównaniu z innymi częściami profili. Gleby rdzawe i bielcowe są zasilane wodą opadową, która migruje w głąb profili do spągu poziomów wzbogacania. Z kolei gleby murszaste zasilane są wodami gruntowymi, więc ich poziomy powierzchniowe częściej przesuszają. Granaty, mimo iż bardzo odporne na czynniki abrazyjne, bywają wymieniane jako jedne z mniej odpornych minerałów na wietrzenie chemiczne (Andò i in. 2012; Dryden, Dryden, 1946; Turnau-Morawska, 1955).

#### **6.4. Minerale wtórne**

Minerały wtórne – pedogeniczne z reguły charakteryzują się bardzo małymi rozmiarami, w związku z warunkami nie sprzyjającymi krystalizacji w strefie hipergenicznej. Prześledzenie rozmieszczenia minerałów wtórnych w obrębie profili glebowych było możliwe pośrednio dzięki badaniu właściwości gleb (zawartości różnych

form żelaza, glinu i manganu oraz węglanów) oraz zastosowaniu metody dyfraktometrii rentgenowskiej.

Skład minerałów wtórnych w badanych obiektach nie jest stanem stabilnej równowagi, bo wciąż dostarczane są produkty rozpadu minerałów pierwotnych. Jest więc stanem równowagi dynamicznej (Nørnberg, 1990; St.Arnaud, Whiteside, 1963), a o wciąż przebiegających procesach glebotwórczych w omawianych obiektach świadczy przewaga pedogenicznych form żelaza nad pedogenicznymi formami glinu (Bednarek, 1991).

W glebach rdzawych i bielicowych wtórne formy żelaza i glinu gromadzą się w największych ilościach w poziomach wzbogacania. W glebach bielicowych są to poziomy wzbogacania w materię organiczną i związki próchnicy Bhs, a w glebach rdzawych poziomy Bv. W poziomach Bs gleb bielicowych form żelaza związanego i wolnego jest z reguły mniej, niż w poziomach Bv gleb rdzawych, co znajduje potwierdzenie w literaturze (Różański, 2013). Może to świadczyć o kluczowej roli próchnicy w immobilizacji wyżej wymienionych form żelaza (Degórski, 2002; Degórski i in. 2013). Natomiast w glebach murszastych najwięcej wtórnych minerałów żelaza i glinu jest w poziomach próchnicznych. Wynika to ze sposobu zasilania ekosystemu w wodę, który wymusza przemieszczanie związków zawierających żelazo z poziomów próchnicznych w dwóch pierwszych typach gleb i osadzania ich w niższych częściach profili. Z kolei w glebach murszastych, w których podsiąkają wody gruntowe, poziomy podpowierzchniowe są zubożone w omawiane minerały w wyniku redukcji tlenków i ich odmywania.

W glebach bielicowych, zwłaszcza w poziomach wzbogacania w związki żelaza i materię organiczną, istnieje wyraźna przewaga zawartości żelaza amorficznego ( $Fe_o$ ) nad krystalicznym, zgromadzonym w strukturach minerałów pedogenicznych ( $Fe_{kr}$ ). W glebach rdzawych ta dysproporcja jest o wiele mniej widoczna. Z kolei w poziomach próchnicznych gleb murszastych ponownie pojawia się znacząca rozbieżność na korzyść żelaza w formie wolnej ( $Fe_d$ ). Można zatem wysnuć wniosek, że stopień związania żelaza w środowisku glebowym zależy od ilości substancji organicznej, która sprzyja występowaniu wolnych form. Ilość świeżo strąconych tlenków żelaza może, według źródeł, zależeć od czasu, w jakim kształtowała się gleba, gdyż w glebach substancje te stopniowo ulegają odwodnieniu i krystalizują (Bednarek, Pokojska, 1996; Schwertmann, 1964). Z drugiej jednak strony badane obiekty powstawały w podobnym czasie, więc różnica między żelazem krystalicznym zgromadzonym w formie minerałów wtórnych a żelazem amorficznym prawdopodobnie wynika z zawartości próchnicy w poszczególnych poziomach. Przyjmuje się, że obecność materii organicznej utrudnia krystalizację tlenków (Pokojska, 1976).

Wśród wykrytych minerałów wtórnych w badanych glebach najbardziej powszechne i różnorodne są wtórne minerały żelaza. We wszystkich badanych próbkach stwierdzono obecność goethytu, będącego w glebach klimatu umiarkowanego najpowszechniejszym

minerałem żelaza (Schwertmann, 1971) oraz syderytu. We wszystkich próbkach poza jedną dodatkowo obecny jest ferrihydryt i lepidokrokoit.

W przypadku glinu zależność pionowego rozmieszczenia w profilach glebowych od ilości materii organicznej nie jest widoczna. W prawie wszystkich poziomach, w których stwierdzono podwyższone zawartości wtórnych form glinu, ilość glinu amorficznego ( $Al_o$ ) jest znacznie niższa, niż wolnego ( $Al_d$ ). Oznacza to, że wiązanie tego pierwiastka w formy krystaliczne zachodzi swobodnie tam, gdzie trafi on przemieszczany przez wodę przemywającą profil. Zarówno w glebach rdzawych jak i bielicowych są to poziomy wzbogacania, jednak zauważyć można, że glin amorficzny gromadzi się w niższych częściach profili, niż glin krystaliczny ( $Al_{kr}$ ). Takiego zjawiska nie stwierdzono w przypadku pedogenicznych form żelaza. Podobne prawidłowości są obserwowane w przypadku gleb badanych przez innych autorów (Pokojska, 1979a

, Bednarek, 1991), a wynika to z większej rozpuszczalności glinu niż żelaza w warunkach takiego samego odczynu (Blume, Schwertmann, 1969).

Stwierdzone w profilach minerały wtórne glinu to diaspor i gibbsyt, przy czym pierwszy z nich jest bardziej powszechny, niż drugi, którego występowanie potwierdzono tylko w jednej z gleb bielicowych.

W przypadku wtórnych form manganu nie stwierdzono w badanych glebach prawidłowości w rozmieszczeniu pionowym. Występujące w nich wtórne minerały manganu to prawie we wszystkich przypadkach manganit i piroluzyt.

W badanych glebach konsekwentnie stwierdzano zarówno większą, jak i większą różnorodność minerałów wtórnych w glebach bielicowych, niż w glebach rdzawych, co znalazło potwierdzenie w literaturze (Różański i in., 2013).

## **6.5. Krążenie pierwiastków w profilach badanych gleb**

Z badania zawartości rzadkich pierwiastków w glebach trudno wysnuć jednoznaczne wnioski na temat rozmieszczenia minerałów w profilach glebowych, ponieważ zestawy pierwiastków, których podwyższone zawartości były obserwowane w konkretnych poziomach glebowych znacznie różniły się dla poszczególnych jednostek typologicznych, a nawet dla poszczególnych profili należących do każdej z jednostek. Na uwagę zasługuje jednak zwiększona koncentracja ponad połowy z badanych pierwiastków w poziomach wzbogacania gleb rdzawych. Podobnej prawidłowości nie zaobserwowano w glebach bielicowych. Również w glebach murszastych żaden z poziomów w tak znaczący sposób nie wyróżnia się na tle profilu. Może to oznaczać, że poziomy wzbogacania w glebach rdzawych, mimo, że są mniej różnorodne pod względem mineralogicznym, a także mniej zasobne w minerały wtórne, niż w glebach bielicowych, odznaczają się lepszymi warunkami dla zachowania rzadkich pierwiastków w profilu glebowym.



## **6.6. Możliwości i ograniczenia zastosowanych metod**

Zastosowany w pracy zestaw metod badawczych pozwolił na charakterystykę najbardziej powszechnych minerałów lub ich grup, zawartych w glebach rdzawych, bielcowych i murszastych obszaru młodoglacjalnego, w różnych frakcjach granulometrycznych. Pełniejsza charakterystyka była jednak możliwa tylko w przypadku najbardziej powszechnych minerałów i ich grup: kwarcu, skaleni, amfiboli, granatów i wtórnych tlenków żelaza.

Z frakcji żwirowych, dzięki modyfikacjom stosowanych wydzielen petrograficznych, wyodrębniono grupy ziaren cechujących się podobnym składem chemicznym i trwałością, co umożliwia przewidywanie tempa ich rozkładu oraz charakter prawdopodobnych produktów. Podobne podejście zastosowano podczas analizy frakcji piasku grubego i bardzo grubego. Natomiast we frakcji piasku średniego i drobnego charakter ziaren, występowanie wielu monomineralnych okruchów, umożliwiło bardziej szczegółową charakterystykę zawartych w glebie skaleni, czyli najpowszechniejszego, zaraz po kwarcu, typu minerałów. W przypadku minerałów ciężkich znacznie ograniczono liczbę analizowanych minerałów, jednakże celem tej pracy jest charakterystyka prawidłowości w występowaniu minerałów w glebach, a tylko w przypadku amfiboli i granatów te prawidłowości były możliwe do zaobserwowania. Analiza metodą dyfraktometrii rentgenowskiej wniosła nowe informacje do wyników uzyskanych dwiema poprzednimi metodami, a także dała możliwość scharakteryzowania szerokiego spektrum minerałów wtórnych. Uzupełniające badania metodą spektrometrii mas z plazmą wzbudzoną indukcyjnie pozwoliła ustalić w jakich poziomach koncentrują się różne pierwiastki, co, wobec ogromnej różnorodności składu minerałów, ułatwiło interpretację wyników badań.

Wyniki badań dają możliwość przyszłego pogłębiania tematu i szukania dalszych prawidłowości dla innych typów gleb, lub innych, mniej powszechnych minerałów. Na uwagę przy ewentualnych dalszych badaniach zasługują przede wszystkim minerały ciężkie, których ogromna różnorodność nastręcza trudności w określaniu prawidłowości decydujących o ich wietrzeniu w profilach glebowych.

## **6.7. Przebieg przemian minerałów w glebach a procesy glebotwórcze**

W przypadku wszystkich trzech badanych procesów: rdzawienia, bielcowania oraz murszenia wyraźnie zaznacza się silne zwietrzenie poziomów powierzchniowych, próchnicznych, oraz poziomu eluwalnego gleb bielcowych. Zjawisko to było już niejednokrotnie omawiane na przykładach wielu gleb, przez różnych badaczy (np. Augusto i in., 2000; Bednarek, 1991; Lång, 2000; Manikowska, 1976). W niniejszej pracy, w profilach gleb rdzawych i bielcowych obserwowano jednak kolejny spadek zawartości minerałów

mniej odpornych w dolnych częściach poziomów wzbogacania Bv lub Bs, albo w górnych częściach skały macierzystej. Z kolei w glebach murszastych takie spadki w środkowych częściach profili nie miały miejsca. Podobne przesłanki wskazujące na zmniejszoną intensywność wietrzenia minerałów pierwotnych w środkowych częściach profili glebowych gleb rdzawych i bielicowych zauważyć można w istniejącej literaturze (Bednarek, 1991, Manikowska, 1976), jednakże tam pojawiają się one tylko w postaci danych na wykresach, natomiast brak jest interpretacji tego zjawiska. Wynika z tego, że procesy glebotwórcze, prowadzące do powstania poziomów wzbogacania – proces rdzawienia, dzięki któremu powstaje poziom Bv – *siderik*, oraz proces bielicowania, w wyniku którego tworzone są poziomy Bhs – *spodik* oraz Bs, mają bezpośredni wpływ na zmniejszenie tempa wietrzenia minerałów pierwotnych w profilach glebowych. Tymczasem proces murszenia, prowadzący do powstania poziomu Au – *murszik*, nie wywołuje takiego zjawiska.

#### **6.8. Znaczenie uzyskanych wyników dla nauki i gospodarki**

Uzyskane wyniki wskazują na istnienie obustronnych, ścisłych zależności między obecnym składem mineralnym badanych gleb a czynnikami glebotwórczymi. Zrozumienie funkcjonujących zależności niesie za sobą szereg możliwości praktycznego zastosowania tej wiedzy.

Mniej odporne minerały pierwotne, jak skalenie, czy amfibole zawierają wiele potrzebnych organizmom pierwiastków, a rozpadając się, uwalniają te elementy (Ciceri, Allanore, 2015; Colombo i in., 2014; Rogers i in. 1998; Singh, Schulze, 2015). Dodatkowo, skalenie mają właściwości buforujące i mogą ograniczać zakwaszenie gleby przez wymianę znajdujących się w ich strukturze kationów zasadowych (Chardon i in., 2006; Mol i in., 2003), więc ich zachowanie w profilu glebowym korzystnie wpłynie na pH gleb. Ponadto, pierwiastki są także akumulowane w poziomach wzbogacania, na przykład w formie minerałów wtórnych (Colombo i in., 2018). Poziomy wzbogacania są znaczącymi rezerwuarami substancji odżywczych w ekosystemach, zatem zasadne jest zwrócenie uwagi na konieczność ich ochrony, na przykład podczas prowadzenia gospodarki leśnej.

Ponadto metody wykorzystane w pracy mogą znaleźć zastosowanie w badaniach z zakresu paleopedologii lub archeologii do diagnozowania kopalnych gleb w przypadkach, gdy cechy morfologiczne poziomów próchnicznych i wzbogacania mogą budzić wątpliwości. W takich przypadkach pomocnym może być widoczne zmniejszenie zawartości minerałów mniej odpornych w przewidywanych kopalnych poziomach próchnicznych, następnie wzrost ich zawartości w domniemanych poziomach wzbogacania, a jeszcze niżej prawdopodobny lekki spadek w górnej części skały macierzystej.

## 7. Wnioski

Wyniki badań przeprowadzonych w ramach realizacji niniejszej pracy pozwalają na sformułowanie następujących wniosków:

1. W glebach, reprezentujących najbardziej powszechne jednostki typologiczne, występujące na obszarze młodoglacjalnym Polski pierwotne cechy materiału macierzystego współwystępują ze składem mineralnym wymuszonym przebiegiem procesów glebotwórczych. Cechy pierwotne skał są wyrażone przez zróżnicowanie składu mineralnego pomiędzy poszczególnymi typami gleb, a także w części przypadków pomiędzy poszczególnymi poziomami badanych gleb. Natomiast skład mineralny, będący skutkiem działania procesów glebotwórczych objawia się podobieństwem odpowiadających sobie poziomów w różnych obiektach należących do jednego typu gleb.
2. Stopień zwietrzenia ziaren i kierunek przemian minerałów jest coraz lepiej widoczny wraz ze zmniejszaniem się wielkości badanej frakcji. Pierwsze oznaki selektywnego wietrzenia w obrębie profili glebowych widoczne są już we frakcjach żwirowych, jednak najbardziej wyraźne są one we frakcjach od piasku średniego do piasku bardzo drobnego.
3. We wszystkich trzech badanych jednostkach typologicznych, glebach rdzawych, bielcowych i murszastych wietrzenie minerałów pierwotnych najsilniejsze jest w poziomach próchnicznych oraz w poziomach eluwialnych gleb bielcowych.
4. Wpływ procesów glebotwórczych na minerały pierwotne uwidacznia się również w poziomach wzbogacania. W tych poziomach ilość minerałów mniej trwałych jest większa w porównaniu z poziomami próchnicznymi i wymywania, ale także w porównaniu z górnymi częściami skały macierzystej. Zjawisko to występuje zarówno w glebach rdzawych jak i bielcowych, jednak w glebach rdzawych jest bardziej wyraźne. Tymczasem w glebach murszastych, nie posiadających poziomów wzbogacania zjawisko konserwacji mniej odpornych minerałów w środkowych częściach profili nie zachodzi. Pozwala to łączyć zmniejszone tempo wietrzenia z obecnością na ziarnach mineralnych żelazistych otoczek, które być może chronią minerały przed rozpadem.
5. Drobnokrystaliczne minerały wtórne występują w większej ilości i są bardziej różnorodne w poziomach wzbogacania gleb bielcowych, niż w analogicznych poziomach gleb rdzawych, jednakże to w glebach rdzawych poziomom tym towarzyszą bardziej różnorodne pierwiastki.
6. Uzyskane wyniki zwracają uwagę na konieczność ochrony nie tylko powierzchniowych poziomów gleb piaszczystych ale także poziomów wzbogacania, które są w środowisku ważnym rezerwuarem mikroelementów dla biocenozy.

1.

## Spis literatury

- Alcacio, T.E., Hesterberg, D., Chou, J.W., Martin, J.D., Beauchemin, S., Sayers, D.E. 2001. Molecular scale characteristics of Cu(II) bonding in goethite–humate complexes. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 65, 1355-1366.
- Ali A., Esser K.B., Esser J.M., 1995, Mineral distribution in four podzolic soils in southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, vol. 75, str. 137-145.
- Alley R.B., Cuffey K.M., Everson E.B., Strasser J.C., Lawson D.E., Larson G.J., 1997. How glaciers entrain and transport basal sediment: Physical constrains. *Quaternary Science Reviewa*, vol. 16, iss. 9, str. 1017-1038.
- Andò S., Garzanti E., Padoan M., Limonta M., 2012. Corrosion of heavy minerale Turing weathering and diagenesis: A katalog for optical analysis. *Sedimentary Geology*, vol. 280, str. 165-178.
- Andrzejewski L., Weckwerth P., 2010. Dunes of the Toruń Basin against palaeogeographical conditions of the Late Glacial and Holocene. *Ecological Questions* 12
- Augusto L., Turpault M.-P., Ranger J., 2000. Impact of forest tree species on feldspar weathering rates. *Geoderma*, vol. 96, iss. 3, str. 215-237.
- Barczuk A., Wachecka-Kotkowska L., 2015. Analiza minerałów ciężkich jako metoda określania źródła osadów wodnolodowcowych w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geographica Lodziensia*, vol. 103, str 9-24.
- Barrett L. R., Schaetzl R. J., 1992. *An examination of podzolization near Lake Michigan using chronofunctions*. *Can. J. Soil Sci.* 72. 527-541.
- Bednarek R., 1991. Wiek, geneza i stanowisko systematyczne gleb rdzawych w świetle badań paleopedologicznych w okolicach Osia (Bory Tucholskie). *Rozprawy UMK, Toruń*.
- Bednarek R., Pokojska U., 1996. Diagnostyczne znaczenie niektórych wskaźników chemicznych w badaniach paleopedologicznych. Konferencja „Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii”. Łódź, str. 25-29.
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1999. *Geografia gleb*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa. Strony 79-85, 182.
- Bednarek R., Skiba S., 2015. Czynniki i procesy glebotwórcze [w:] Mocek A., *Gleboznawstwo*. -Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, str. 68-99.
- Bertran P., Bosq M., Borderie Q., Coussot C., Coutard S, Deschodt L., Franc O., Gardère P., Liard m., Wuscher P., 2022. Revised map of European aeolian deposits derived from soil texture data. *Quaternary Science Reviews*, Elsevier, 2021, 266, pp.107085.
- Bieniek A, Graboski K., 2007. Skutki ewolucji gleb murszowych w krajobrazie sandrowym na przykładzie obiektu Głuch. *Roczniki Gleboznawcze*, t. LVIII, nr 1, str. 5-11.

- Birkeland, P.W., 1984. *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press, New York. 372 pp.
- Biuro Urządzania Lasu i Geodezji Leśnej, Oddział w Gdyni Wydział Produkcyjny w Toruniu, 2013. Plan urządzania lasu, Opis ogólny, Nadleśnictwo Toruń, Obręby: Olek, Ostromecko, wg. stanu na dzień 01.01.2013 r. na okres obowiązywania planu od 2013 do 2022 r.
- Biuro Urządzania Lasu i Geodezji Leśnej, Oddział w Gdyni Wydział Produkcyjny w Toruniu, 2015. Plan urządzania lasu, Program ochrony przyrody, Nadleśnictwo Brodnica, Obręby: Mścín, Zbiczno, Ruda. Na okres gospodarczy od 2015.01.01 do 2024.12.31, aktualizacja, część I.
- Biuro Urządzania Lasu i Geodezji Leśnej, Oddział w Gdyni Wydział Produkcyjny w Toruniu, 2019. Plan urządzania lasu opis ogólny, Nadleśnictwo Przymuszewo. Obręby: Laska, Przymuszewo, wg. stanu na dzień 1.01.2019 r., na okres obowiązywania planu od 2019 r. do 2028 r.
- Blume H.P., Schwertmann U., 1969. Genetic evaluation of profile distribution of aluminium, iron, and manganese oxides. *Soil Science Society of America Journal, Division S-5, Soil Genesis, Morphology and Classification*, vol 33, iss. 3, str. 438-444.
- Borkowska M., Smulikowski K., 1973. *Minerały skałotwórcze*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Bowen N.L., 1928. *The evolution of the igneous rocks*. Princeton University Press, Pinceton.
- Carson J.K., Campbell L., Rooney D., Clipson N., Gleeson D.B., 2009. Minerals in soil select distinct bacterial communities in their microhabitats. *FEMS Microbiology Ecology*, Volume 67, 3, pp. 381–388.
- Chardon E.S., Livens F.R., Vaughan D.J., 2006. Reaction of feldspar surfaces with aqueous solutions. *Earth-Science Reviews*, vol. 78, str. 1-26.
- Churchman, G.J.; Lowe, D.J. 2012. Alteration, formation, and occurrence of minerals in soils. In: Huang, P.M.; Li, Y; Sumner, M.E. (editors) "*Handbook of Soil Sciences. 2nd edition. Vol. 1: Properties and Processes*". CRC Press (Taylor & Francis), Boca Raton, FL, pp.20.1-20.72.
- Churchman G.J., 2018. *Game Changer in Soil Science. Functional role of clay minerals in soil*. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 181, str. 99-103.
- Ciceri D., Allanore A., 2015. Microfluidic Leaching of Soil Minerals: Release of K<sup>+</sup> from K Feldspar. *PLoS One*, 10(10), str 1-10.
- Colombo C., diIoro E., Liu Q., Jiang Z., Barrón V., 2018. Iron Oxide Nanoparticles in Soils: Environmental and Agronomic Importance. *Journal of nanoscience and nanotechnology*, 1;18(1):761, str. 4449-4460.
- Colombo C., Palumbo G., He J.-Z., Pinton R., Cesco S., 2014. Review on iron availability in soil: interaction of Fe minerals, plants and microbes. *Journal of Soils and Sediments*. vol. 14, str. 538-548.

- Czubla P., 2001. Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geographica Lodziensia* vol. 80, 1-147.
- Czubla P., 2015 Eratyki fennoskandzkie w osadach glacialnych Polski i ich znaczenie badawcze. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Czubla P., Gałązka D., Górską-Zabielską M., 2006. Eratyki przewodnie w glinach morenowych Polski. *Przegląd Geologiczny* vol. 54 nr 3.
- Degórski M., 2002. Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych. *Prace Geograficzne PAN*, 128, pp. 9-189
- Degórski M., Kowalkowski S., Kozłowska A., 2013. Gleby bielicoziemne – geograficzne trendy oraz dyskontynuacje procesów rozwoju. SEDNO Wydawnictwo Akademickie, Instytut geografii i przestrzennego zagospodarowania PAN.
- Delvigne J. E., 1998. *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering*. Mineralogical Association of Canada, Ottawa, Paris.
- Deshpande T., Greenland, D., Quirk, J., 1964. Role of Iron Oxides in the Bonding of Soil Particles. *Nature* 201, 107–108.
- Długosz J., 2002. Zróżnicowanie składu minerałów ilastych frakcji ilastej drobnej (<0,2µm) gleb płowych wytworzonych z glin lodowcowych. Wydawnictwa Uczelniane Akademii Techniczno-Rolniczej, Bydgoszcz.
- Długosz J., Kobierski M., Spychaj-Fabisiak E., 1997. Skład mineralogiczny frakcji ilastej warstwy ornej wybranych czarnych ziem kujawskich. *Roczniki Gleboznawcze*, t. XLVIII nr. 1/2, pp. 87-93..
- Drever J. I., 1994. The effect of land plants on weathering rates of silicate mineral. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 58, No. 10, pp. 2325-2332.
- Drewnik M., Skiba M., Szymański W., Żyła M., 2014. Mineral composition vs. soil forming processes in loess soils : a case study from Kraków (Southern Poland). *Catena* 119: 166-173.
- Dryden A.L., Dryden C., 1946. Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 16(3), str. 91-96.
- Dultz S., 2002. Effects of parental material and weathering on feldspar content in different particle size fractions from forest soils in NW Germany. *Geoderma*, vol. 106, str. 63-81.
- Dziadowiec H., 1979a. Próchnica gle leśnych - akumulacja, właściwości, klasyfikacja. *Prace Komisji Naukowych PTG V/37*, Warszawa-Toruń.
- Dziadowiec H., 1979b. Zmiany energetyczne towarzyszące humifikacji ściółek leśnych. *Studia Soc. Sci. Toruniensis, Sect. D, Botanica* 11, 1.
- Dziadowiec H., 1990. Rozkład ściółek w wybranych ekosystemach leśnych. *Rozprawy UMK*, Toruń.

- Dziadowiec H., 2003. Wybrane problemy badań próchnicy gleb leśnych. [w:] Dębska B., Gonet S.S. *Substancje humusowe w glebach i nawozach*, str. 141-166.
- Dziadowiec H., Pokojska U., Prusinkiewicz Z., 2004. Materia organiczna, koloidy i roztwory glebowy jako przedmiot badań specjalistycznych [w:] Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojska U., Prusinkiewicz Z., *Badania ekologiczno-gleboznawcze*, Wyd. Nauk PWN Warszawa 154-167.
- Evans D. J. A., 1999. *A soil chronosequence from neoglacial moraines in western Norway*. *Geografiska Annaler* 81A, 47-62.
- Finley R. D. Mahmood S., Rosenstock N., Bolou-Bi E. B., Köhler S. J., Zaenab Fahad Z., Rosling A., Wallander H., Belyazid S., Bishop K., Lian B., 2020. Biological weathering and its consequences at different spatial levels – from nanoscale to global scale. *Biogeosciences*, 17, 1507–1533.
- Flint R.F., 1971. *Glacial and Quaternary geology*. J. Wiley and Sons, New York – London – Sydney – Toronto.
- Galon R., 1953. *Morfologia doliny i zandru Brdy*. Stud. Soc. Scient Tor. Sectio C, Vol. I, nr 6. Toruń 1953.
- Galon R., 1958, Z problematyki wydm śródlądowych w Polsce [Sur les dunes continentales en Pologne], [in:] R. Galon (ed.) *Wydm śródlądowe Polski, część pierwsza [Les dunes continentales en Pologne, premier partie]*, PWN, Warszawa: 13–31.
- geolog.pgi.gov.pl, na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, (dostęp z 09.10.2022).
- Gieseking J. E., 1975. *Soil Components, Vol. 2, Inorganic Components*. Springer Verlag, Berlin, pp. 351—393.
- Goldich S.S., 1938. A study in rock weathering. *Journal of Geology*, 46: 17-58
- Górska-Zabielska M., 2003. Analiza petrograficzna narzutniaków skandynawskich. [w:] Harasimiuk M., Terpiłowski S., 2003. *Analizy sedimentologiczne osadów glacygenicznych*. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin 2003.
- Górska-Zabielska M., 2007. Eratyki skandynawskie – metodyka i interpretacja. [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., 2007. *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*. Wydawnictwo Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa 2007.
- Górska-Zabielska M., 2008. Obszary macierzyste skandynawskich eratyków przewodnich osadów ostatniego zlodowacenia północno-zachodniej Polski i północno-wschodnich Niemiec. *Geologos*, vol. 14, nr. 2, str. 177-194.
- Górska M., Zabielski R., 2006. Petrographic characteristics of fluvio-glacial deposits of the Odra lobe, Poland: a statistical analysis. *Geological Quarterly*, 50 (2), str. 239–246

- Hori T., Aoya T., Itoh H., Narihiro T., Oikawa A., Suzuki K., Ogata A., Friedrich M.W., Conrad R., Kamagata Y., 2015. Isolation of microorganisms involved in reduction of crystalline iron (III) oxides in natural environments. *Front Microbiol.* 6: 386,
- IUSS Working Group WRB. 2022. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition. International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, Austria.
- Jankowski M., 2000. Chronologiczna i przestrzenna zmienność gleb na stanowisku archeologicznym Katarzynka (nr 242) w północnej części Kotliny Toruńskiej. *AUNC. Seria Geografia* 30: 97— 114.
- Jankowski, M., 2003. Historia rozwoju pokrywy glebowej obszarów wydmowych Kotliny Toruńskiej. Ph.D. Thesis, Nicolaus Copernicus University, Toruń, Poland.
- Jankowski M. 2010. Some aspects of site conditions of heathlands in the Toruń Basin. *Ecological Questions*, 12, str. 149–156
- Jankowski M., 2013. Gleby ochrowe. Pozycja w krajobrazie, właściwości, geneza i miejsce w systematyce. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika.
- Jankowski M., 2014a. The evidence of lateral podzolization in sandy soils of Northern Poland. *Catena* 112, str. 139-147.
- Jankowski M., 2014b. Bielcowanie jako wtórny proces w glebach rdzawych Brodnickiego Parku Krajobrazowego. [w:] Świtoniak M., Jankowski M., Bednarek R., 2014. Antropogeniczne przekształcenia pokrywy glebowej Brodnickiego Parku Krajobrazowego. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu, Toruń. Str. 9-24.
- Jankowski i Bednarek, 2021. Rusty soil – gleba rdzawa – Soil of the Year 2021 in Poland. Concepts of genesis, classification and regularities of geographical distribution . *Soil Science Annual*
- Jankowski M., Przewoźna B., Bednarek R., 2011. Topographical inversion of sandy soils due to local conditions in Northern Poland. *Geomorphology*, Volume 135, Issues 3–4, 15 December 2011, Pages 277-283
- Jankowski M., Świtoniak M., Mendyk Ł., 2015. Stan pokrywy glebowej Tucholskiego Parku Krajobrazowego. [w:] Stan poznania środowiska przyrodniczego Tucholskiego Parku Krajobrazowego i Rezerwatu Biosfery Bory Tucholskie. PWR, str. 31-43.
- Jasińska J., Sewerniak P., Markiewicz M., 2019. Links between slope aspect and rate of litter decomposition on inland dunes, *Catena*, 172: 501-508.
- Jankowski M. & Weckwerth P., 2000, Nowe dane dotyczące budowy i wieku wydm w Kotlinie Toruńskiej, [in:] P.Molewski, W.Wysota (eds.) Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej, V Zjazd Geomorfologów Polskich, Toruń 11–14 września 2000 r., Wydawnictwo UMK, Toruń: 209–217
- Jastrzębska, A., Churska I., Skowyrski W., Stolarska M., 2020. Stop suszy! 2020. Raport od suszy 50-lecia do wzrostu retencji. Państwowe Gospodarstwo Wodne, Wody Polskie.



- Jauhainen E., 1973. *Rate of podzolization in a dune in northern Finland*. *Comm. Phys.-Math. Soc. Sci. Fennica* 42, 33-44.
- Jenny H., 1941. *Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology*. Dover Publicationa, New York, ss. 281.
- Kabała C., 2005. Origin, properties and occurrence of podzols in different geological conditions of the Lower silesia region. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu*, nr 519, rozprawy CCXXXIII.
- Kabała C., Waroszewski J., Bogacz A., Labaz B., 2012. On the specifics of Podzols in Mountain Areas. *Soil Science Annual* 63(2)
- Kamińska R., Konecka-Betley K., Mycielska-Dowgiałło E., 1986. The Liszyno dune in the Vistula valley (east of Płock). *Biuletyn Peryglacjalny*, 31, 141-162
- Karczewski A., 1988. Układ przestrzenny morenowych poziomów wysoczyznowych północnego skłonu pomorza jako rezultat zróżnicowanej deglacjacji. *Badania fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, t. XXXVIII, seria A, Geografia Fizyczna.
- Kierczak, J., Pędziwiatr, A., 2013. Mineralogy of soils developed on various ultrabasic rocks from Poland. *Mineralogia - Special Papers*, tom 41, 71.
- Kierczak, J., Pędziwiatr, A., Waroszewski, J., & Modelska, M., 2016. Mobility of Ni, Cr and Co in serpentine soils derived on various ultrabasic bedrocks under temperate climate. *Geoderma*, 268, 78–91.
- Kirsten M., Mikutta R., Vogel C., Thompson A., Mueller C.W., Kimaro D.,N., Bergsma H.T.L., Feger K.-H., Kalbitz K., 2021. Iron oxides and aluminous clays selectively control soil carbon storage and stability in the humid tropics. *Scientific Reports* 11, 5067.
- Klaes B., Wörner G., Thiele-Bruhn S., Arz H.W., Struck J., Dellwig O., Groschopf N., Lorenz M., Wagner J.-F., Urrea O.B., Lamy F., Kilian R., 2022. Element mobility related to rock weathering and soil formation at the westward side of the southernmost Patagonian Andes. *Science of Total Environment*, 815
- Klein C., Phillpotts A.R., 2017. *Earth Materials. Introduction to Mineralogy and Petrology*. Cambridge University Press.
- Kobierski M., 2013. *Morfologia, właściwości oraz skład mineralny gleb płowych zerodowanych w wybranych obszarach morenowych województwa kujawsko-pomorskiego*. Wydawnictwa Uczelniane Uniwersytetu Technologiczno-Przyrodniczego Bydgoszcz.
- Kobierski M., Cieścińska B., Cieściński J., Kondratowicz-Maciejewska K., 2020. Effect of Soil Management Practices on the Mineralization of Organic Matter and Quality of Sandy Soils. *Journal of Ecological Engineering*, Vol. 21, nr 4, str. 217—223.
- Kobierski M., Dąbkowska-Naskręt H., 2003. Skład mineralogiczny i wybrane właściwości fizykochemiczne gleb Równiny Inowrocławskiej. Cz II. Skład mineralogiczny frakcji ilastej. *Roczniki Gleboznawcze*, t. LIV nr 4, pp. 29-44.

- Kome, G. , Enang, R. , Tabi, F. and Yerima, B., 2019. Influence of Clay Minerals on Some Soil Fertility Attributes: A Review. *Open Journal of Soil Science*, 9, 155-188.
- Konecka-Betley K., 1981. Development of the soil-forming processes of the late Pleistocene and Holocene in dunes of the environs of Warsaw. *Roczniki Gleboznawcze*, 30, 3, 151-160.
- Konecka-Betley K., 1982. Gleby kopalne i reliktowe wydm okolic Warszawy. *Roczniki Gleboznawcze*, 33, 3-4, 81-112.
- Kotarbiński J., Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 2000. Wybrane cechy sedimentologiczne osadów ułatwiające ich podział stratygraficzny, na przykładzie otworu Galumin I. *Przegląd Geologiczny*, vol. 48, nr 11, str. 1030-1034.
- Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F., 2006. World map of Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 15, No. 3, 259-263.
- Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 KA -> 10 KA BP. Dokumentacja Geograficzna PAN, Wrocław.
- Kozłowska-Szczęśna T., 1994, Promieniowanie, temperatura powietrza, Atlas Rzeczypospolitej Polskiej. Cz.2, Główny Geodeta Kraju, Warszawa, arkusz 31.2 (5 map).
- Křížek M., Krbcová K. a, Mida P., Hanáček M., 2017. Micromorphological changes as an indicator of the transition from glacial to glaciofluvial quartz grains: Evidence from Svalbard. *Sedimentary Geology* vol. 358, str. 35-43.
- Kuś J., 2015. Glebowa materia organiczna – znaczenie, zawartość i bilansowanie. *Studia i raporty IUNG-PIB*, 45(19), 27-53.
- Kuś J., 2016. Gospodarowanie wodą w rolnictwie. *STUDIAIRAPORTY IUNG-PIB ZESZYTY* 47(1): 83-104. Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa - Państwowy Instytut Badawczy w Puławach.
- Lan, T.; Hao, L.; Lu, J.; Yin, Y.; Chen, X.; Fan, Y.; Zhao, W.; Hou, Y. 2021. Geochemical Behavior of Different Chemical Elements during Weathering of the Basalts in Changbai Mountain, Northeast China. *Sustainability*, 13.
- Lång L.-O. 2000. Heavy mineral weathering under acidic soil conditions. *Applied Geochemistry*, 15,4, pp. 415-423.
- Lee M.R., Brown D.J., Hodson M.E., MacKenzie M., Smith C.L., 2008. Weathering Microenvironments on feldspar surfaces: implications for understanding fluid-mineral reactions in soils. *Mineralogical Magazine*, vol. 72(6), str. 1319-1328.
- Li J., Zhang G., Gong Z., 2014. Mobilization and redistribution of elements in soils developed from extreme weathering basalt on Hainan Island. *Chinese Journal of Geochemistry* volume 33, pp. 262–271.
- Lindner L., 1987. Main stratigraphic problems in the Pleistocene of Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Science, Earth Sciences*, 35 (4): 343–358.

- Lindner L., 1987. Main stratigraphic problems in the Pleistocene of Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Science, Earth Sciences*, 35 (4): 343–358.
- Lindner L., 1992. Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. Wydawnictwo PAE, Warszawa.
- Manecki A., Muszyński M., 2008. Przewodnik do petrografii. Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne, Kraków.
- Mange M.A., Maurer H., 1992. Heavy Minerals in Colour. Springer.
- Manikowska B., 1976. Metoda barwienia skaleni azotynokobaltanem sodu i jej zastosowanie w badaniach czwartorzędu okolic Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia*, nr 37.
- Manikowska B., 1985. O glebach kopalnych, stratygrafii, litologii wydm Polski Środkowej. *Acta Geographica Lodziensia*, 52.
- Marcinkowski B., Mycielska-Dowgiałło E., 2013. Heavy-mineral analysis in Polish investigations of Quaternary deposits: a review. *Geologos*, vol. 19, 1-2, str. 5-23.
- Marks L., 2012. Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews* 44: 81–88.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos, M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B. 2016. Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 66 (3), 403–427. Warszawa.
- Marks L., Makos M., Szymanek M., Woronko B., Dzierżek J., Majecka A., 2019. Late Pleistocene climate of Poland in the mid-European context. *Quaternary International*, vol. 504, str. 24-39.
- Matuszkiewicz J. M. , Potencjalna roślinność naturalna Polski, IGiPZ PAN, Warszawa, 2008
- McBride M. B., 1994. Environmental geochemistry of soils. Oxford University Press, Inc.
- McKeague J. A., Day D.H., 1966. Dithionite- and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 46, 13-22
- Mehra O.P., Jackson M.L., 1960. Iron Oxide Removal from Soils and Clay by a Dithionite-Citrate System Buffered with Sodium Bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7, 317-327.
- Mendyk Ł., Markiewicz M., Jankowski M., Derdzikowski P., 2014. Przekształcenie pokrywy glebowej wskutek odwodnienia. [w:] Świtoniak M., Jankowski M., Bednarek R., 2014. Antropogeniczne przekształcenia pokrywy glebowej Brodnickiego Parku Krajobrazowego. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu, Toruń. Str. 85-110.
- meteoblue.com, dostęp z 11.10.2022
- Miksell L.R., Schaeztl R.J., Velbel M.A., 2004. Hornblende etching and quartz/feldspar ratios as weathering and soil development indicators in some Michigan soils. *Quaternary Research*, 62,2, pp. 162-171

- Mokma D.L., Yli-Halla M., Lindqvist K. 2004. *Podzol formation in sandy soils of Finland*. *Geoderma* 120, 259-272.
- Mol G., Vriend S.P., vanGaans P.F.M., 2003. Feldspar weathering as a key to understanding soil acidification monitoring data; a study of acid sandy soils in the Netherlands. *Chemical Geology*, vol. 202, str. 417-441.
- Mrózek W., 1958. Wydmy Kotliny Toruńsko-bydgoskiej. [w]: R. Galon (ed.), *Wydmy śródlądowe Polski, część druga* [Les dunes continentales en Pologne, deux partie], PWN, Warszawa: 7-59.
- Nesse W.D., 2000. *Introduction to Mineralogy*. Oxford University Press, New York, Oxford.
- Niedźwiedź T., Cebulak E., 1994. *Opady atmosferyczne (w:) Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, Polska Akademia Nauk, Warszawa.
- Niewiarowski W., 1986. Morfogeneza sandru brodnickiego na tle innych form polodowcowych Pojezierza Brodnickiego. *Acta Universitatis Nicolai Copernici. Geografia*, Toruń str. 3-30.
- Niewiarowski W., Weckwerth P., 2006. Geneza i rozwój rzeźby terenu. In: Andrzejewski L., Weckwerth P., Burak Sz. (eds.) *Toruń i jego okolice, monografia przyrodnicza*. Wyd. UMK, Toruń: 65–98.
- Nørnberg P., 1980. Mineralogy of a podzol form in sandy materials in northern Denmark. *Geoderma*, vol. 24, str. 25-43.
- Oelkers E.H., Schott J., 1998. Does organic acid adsorption affect alkali-feldspar dissolution rates? *Chemical Geology*, vol. 151, str. 235-245.
- Paluszek J., 2011. *Kryteria oceny jakości fizycznej gleb uprawnych w Polsce*. Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, Lublin.
- Parsons I., 1993. *Feldspars and Their Reactions*. NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences – Vol. 421, str 595-630.
- Penck A., Brückner E., 1901-1909. *Die Alpen In Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- Piaścik H., Gotkiewicz J., 1995. Procesy degradacji na odwodnionych torfowiskach terenów młodoglacjalnych. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, z. 418, str. 185-190.
- Plichta W., 1981. *Zagadnienia genezy, właściwości i klasyfikacji próchnicy typu mor*. Rozprawy UMK, Toruń.
- Pokojska U., 1979a, *Geochemical studies on podzolization. Part I. Podzolization in the light of the pro-le distribution of various forms of iron and aluminium*, *Roczniki Gleboznawcze*, 30, 1, s. 189–215.
- Pokojska U., 1979b, *Geochemical studies on podzolization. Part II. Silicon in podzolization*, *Roczniki Gleboznawcze*, 30, 2, s. 143–151.
- Pokojska U., 1992. *Adsorpcja i wymiana kationów w próchnicach leśnych*. Rozprawy UMK, Toruń.

- Protz R., Ross, G.J., Shipitalo, M.J., Terasmae, J. 1984. *Podzolic soil development in the southern James Bay lowlands, Ontario*. Can. J. Soil Sci. 68, s. 287-305.
- Prusinkiewicz Z., Noryśkiewicz B., 1975. Geochemiczne i paleopedologiczne aspekty genezy kredy jeziornej jako składy macierzystej północnopolskich rędzin. Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XI, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze. z. 35, str 115-127.
- PTG – Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, Komisja Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb, 2019. Systematyka gleb Polski, 2019. Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, Wrocław–Warszawa: 235 ss.
- Racinowski R., 1995. Analiza minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski. [w:] Eds. Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Państwowy Instytut Geologiczny, Komisja Litologii i Genezy Osadów Czwartorzędowych Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa, 1995.
- Racinowski R., 2000. Niektóre problemy interpretacji wyników analiz minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych. Przegląd Geologiczny, vol. 48, nr 4, str.354-359.
- Racinowski R., 2008. Znaczenie analizy minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Lublin-Polonia. Sectio B, vol. LXIII, t.1, str. 7-44.
- Rahmonow O., 2007. Relacje między roślinnością i glebą w inicjalnej fazie sukcesji na obszarach piaszczystych. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Rogers J.R., Bennett P.C., Choi W.J., 1998. Feldspars as a source of nutrients for microorganisms, American Mineralogist, vol. 83, str. 1532-1540.
- Różański S., Bartkowiak A., Jaworska H., 2013. /forms of iron as an indicator of progenesis in profiles of selected soil types of the northern area of kujawsko-pomorskie Provence, Poland. Soil Science Annual, vol. 64, nr 3, str. 98-105.
- Rutkowska P., 2020. Przebieg procesu bielicowania w cyklu uprawy monokultur sosnowych w wybranych obszarach piaszczystych Polski Północnej. Rozprawa doktorska, Toruń.
- Rutkowski J., 1995. Badania petrograficzne żwirów. [w:] Wycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., 1995. Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego. Państwowy Instytut Geologiczny. Komisja Litologii i Genezy Osadów Czwartorzędowych Komitetu Badań Czwartorzędu Polskiej Akademii Nauk. Warszawa, 1995.
- Rutkowski J., 2003. Wprowadzenie w badanie petrograficzne żwirów. [w:] Harasimiuk M., Terpiłowski S., 2003. Analizy sedymentologiczne osadów glacialnych. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin 2003.

- Rutkowski J., 2007. Petrografia żwirów – możliwości badawcze i podstawy interpretacji wyników. [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., 2007. Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku. Wydawnictwo Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa..
- Sadowski M., 1994. Średnie sumy opadów atmosferycznych (w:) Atlas zasobów, walorów i zagrożeń środowiska geograficznego Polski. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Polska Akademia Nauk, Warszawa.
- Sanz J., Tomasa O., Jimenez-Franco A., Sidki-Rius N. (2022). Feldspar. In: Elements and Mineral Resources. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer, Cham. str. 351-353.
- Sauer D., Schüllli-Maurer I., Sperstad R., Sørensen R., Stahr K. 2008. *Podzol development with time in sandy beach deposits in southern Norway*. J. Plant Nutr. Soil Sci. 171, 483-497.
- Schild R., 1969. Uwagi o stratygrafii archeologicznej wydym śródlądowych. Prace Geograficzne IG PAN, 75, 145-162.
- Schwertmann U., 1964. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, vol. 105, iss. 3. Str. 194-202
- Schwertmann U., 1971. *Transformation of Hematite to Goethite in Soils*. Nature 232, 624–625.
- Schwertmann U., 1993. *Relations between iron oxides, soil color and soil formation*. [w:] Bigam J.M., Ciolkosz E.J. *Soil color*, SSSA Spec. Publ. 31.
- Sewerniak P., Jasińska J., Golińska P., Składanowski M., 2015. Intensywność mineralizacji igieł w borze sosnowym w odniesieniu do warunków siedliskowych i mikrobiologicznych stoków wydym o kontrastowej ekspozycji, Sylwan, 159, 10: 839-847
- Singh B., Schulze D.G., 2015. Soil Minerals and Plant Nutrition. Nature Education Knowledge vol. 6(1):1
- Siuta J., 1961. Wpływ procesu glejowego na kształtowanie się cech morfologicznych i właściwości chemicznych profilu glebowego. Gleby wytworzone z lessu i gliny pylastej. Roczniki Gleboznawcze, t. X, z. 2, str. 267-295.
- Skiba M., Szczerba M., Skiba S., Bish D.L.Grybos M., 2011. The nature of interlayering in clays from a podzol (Spodosol) from the Tatra Mountains, Poland. Geoderma 160, Nr 3-4, str. 425-433
- Skoneczna M., Skiba M., Szymański W., Kisiel M., Maj-Szeliga K., Błachowski A., 2019. Weathering of glauconite in alkaline soils of temperate climate: A case study from Górniki, eastern Poland. Geoderma, 340, pp. 146-156.
- Smits M.M., Hoffland E., Jongmans A.G., van Breemen N., 2005. Contribution of mineral tunneling to Total feldspar weathering. Geoderma, vol. 125, str. 59-69.

- Sokołowski K., 2012. Występowanie i charakterystyka mineralnych substancji amorficznych w glebach bielcowych, rdzawych i brunatnych dystroficznych. Rozprawa doktorska, Sękocin Stary.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018. *Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data*. *Geographia Polonica*, vol. 91, no. 2, pp. 143-170.
- Starkel L., 1977. *Paleogeografia holocenu*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Stokes C., Clark C., 2001. Paleo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*. 20. 10.1016/S0277-3791(01)00003-8.
- St.Arnaud R.J., Whiteside E.P., 1963. Physical breakdown in relation to soil development. *Journal of Soil Science*, vol. 14, str. 267-281.
- Starr M., Lindroos A.-J. 2006. *Changes in the rate of release of Ca and Mg and normative mineralogy due to weathering along a 5300-year chronosequence of boreal forest soils*. *Geoderma* 133, 269-280
- Sykuła M., 2020. Zmiany zasięgu gleb organicznych w krajobrazach młodoglacjalnych w drugiej połowie XX wieku. Praca doktorska, UMK, Toruń.
- Systematyka gleb Polski. 2019. Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, Komisja Genezy Klasyfikacji i Kartografii Gleb. Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, Wrocław–Warszawa, str. 1-235.
- Štyriaková I., Štyriak I., Galko I., Hradil D., Bezdička P., 2002. The release of iron-bearing minerals and dissolution of feldspars by heterotrophic bacteria of *Bacillus* species. *Ceramics - Silikaty*. 47. str. 20-26.
- Tamm O., 1920. *Bodenstudien in der Nordschwedischen Nadelwaldregion*. *Meddelanden fran Statens skogsförsöksanstalt*. 17: 49—300.
- Tamulewicz J., 1995. Dni z opadem w Polsce (1951-1980). *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu*, tom CCLXXI, Poznań.
- Trescases J.-J., 1973. Weathering and geochemical behaviour of the elements of ultramafic rocks in New Caledonia. *Bulletin - Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics*, 141, pp. 149-161
- Turnau-Morawska M., 1955. Znaczenie analizy minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych. *Acta Geologica Polonica*, vol. 3, str. 363-388.
- Uggla H., Uggla Z., 1979. *Gleboznawstwo leśne*. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne. ss. 525.

- Uhling D., von Blanckenburg F., 2019. How slow rock weathering balances nutrient loss during fast forest floor turnover in montane, temperate forest ecosystems. *Frontiers In Earth Science*, 17, pp. 1-28.
- Vogelsang V., Kaiser K., Wagner F. E., Jahn R., Fiedler, S., 2016. Transformation of clay-sized minerals in soils exposed to prolonged regular alternation of redox conditions. *Geoderma*, vol. 278, pp. 40-48.
- Weckwerth, 2010. Evolution of the Toruń Basin in the Late Weichselian. *Landform Analysis*, Vol. 14: 57–84.
- Weckwerth P., Chabowski M., 2013. Heavy minerale as a tool to reconstruct River activity Turing the Weichselian glaciation (Torń Basin, Poland), *Geologos*, vol. 19, 1-2, str. 25-46.
- Weckwerth P., Przegiętka P., Chruścińska A., Woronko B., Oczkowski H.L., 2011. Age and sedimentological features of fluvial series in the Toruń Basin and the Drwęca Valley (Poland). *Geochronometria* 38, 4: 397–412.
- Welch S.A., Ullman W.J., 1996. Feldspar dissolution in acidic and organic solutions: Compositional and pH dependence of dissolution rate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60, str. 2939-2948.
- Wilson M.J., 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay minerale*, 34, str. 7-25.
- Wilson M. J., 2004. Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. *Clay Minerals* 39, 233–266.
- Woodruff L., Cannon W. F., Smith D. B., Solano F., 2015. The distribution of selected elements and minerals in soil of the conterminous United States. *Journal of Geochemical Exploration* 145, 49-60.
- Woronko, Bujak, 2018. Quaternary aeolian activity of Eastern Europe (a Poland case study). *Quaternary International*. Vol. 478, str. 75-96.
- Woronko B., Rychtel J., Karasiewicz M.T., Ber A., Krzywicki T., Marka L., Pochocka-Szwarc K., 2013. Heavy and light minerale as a tool for reconstructing depositional environments: an example from the Jałówka site (northern Podlasie region, NE Poland). *Geologos*, vol. 19, str. 47-66.
- Woś A., 1999, *Klimat Polski*, PWN, Warszawa.
- Zagórski Z., 2001. Formy żelaza jako wskaźniki procesów pedo- i litogenezy w glebach niecałkowitych, *Roczniki Gleboznawcze*, t. LII, suplement, str. 87-96.
- Zagórski Z., 2003. Minerale pierwotne jako wskaźniki procesów lito- i pedogenezy w glebach niecałkowitych wytworzonych z osadów glacialnych zlodowacenia warty. *Roczniki Gleboznawcze*, t. LIV, nr 4, str. 45-56.
- Zaharescu D.G., Carmen I. Burghilea C.I., Dontsova K., Presler J.K., Hunt E.A., Domanik K.J., Amistadi M.K., Sandhaus S., Munoz E.N., Gaddis E.E., Galey M., Vaquera-Ibarra



- M.O., Palacios-Menendez M.A, Castrejón-Martinez R., Roldán-Nicolau E.C., Li K., Maier R.M., Reinhard C.T., Chorover J., 2019. Ecosystem-bedrock interaction changes nutrient compartmentalization during early oxidative weathering. *Scientific Reports* volume 9, pp. 1-16.
- Zeeberg, J., 1998, The European sand belt in eastern Europe - and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. *Boreas*, 27: 127–139
- Zhu Y.G., Duan G.L., Chen B.D., Peng X.H., Chen Z., Sun G.X., 2014. Mineral weathering and element cycling in soil-microorganism-plant system.

## Spis tabel

Tab. 1. Średnia zawartość badanych pierwiastków w próbkach.....	75
Tab. 2. Grupy pierwiastków o maksymalnej zawartości w poszczególnych poziomach genetycznych gleb rdzawych .....	78
Tab. 3. Grupy pierwiastków o maksymalnej zawartości w poszczególnych poziomach genetycznych gleb bielcowych .....	79
Tab. 4. Grupy pierwiastków o maksymalnej zawartości w poszczególnych poziomach genetycznych gleb murszastych.....	80

## Spis rycin

Ryc. 1. Schemat przemian minerałów w środowisku glebowym (zestawiono na podstawie literatury przedmiotu) .....	5
Ryc. 2. Schemat wpływu czynników glebotwórczych na różnicowanie się kierunków procesów glebotwórczych w utworach piaszczystych .....	8
Ryc. 3. Położenie obszaru badań na tle strumieni lodowcowych, funkcjonujących podczas ostatniego zlodowacenia (na podstawie: Stokes, Clark, 2001) .....	11
Ryc. 4. Położenie obszaru badań na tle zasięgu i wieku poszczególnych faz i subfaz zlodowacenia wisły według wydzielen zastosowanych przez: A - Marksa <i>i in.</i> (2016) oraz B - Kozarskiego (1995), szarymi kołami oznaczono obszary badawcze, a w prostokątnych ramkach znajdują się ich numery .....	11
Ryc. 5. Położenie obszarów badań na tle powierzchniowych utworów geologicznych (geolog.pgi.gov.pl, na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000) .....	12
Ryc. 6. Meteorogramy dla miejscowości znajdujących się w pobliżu każdego z trzech obszarów badań (meteoblue.com, dostęp z 11.10.2022) .....	17
Ryc. 7. Schemat postępowania z próbkami przy podziale ich na potrzeby badań laboratoryjnych. Przy oznaczeniach wykonywanych na określonych wielkościach ziaren, frakcja (lub frakcje) została podana pod nazwą metody .....	28
Ryc. 8. Schemat postępowania w trakcie procedury barwienia i oznaczania zawartości skaleni z uwzględnieniem wprowadzonej modyfikacji (za: Manikowska, 1976) .....	31
Ryc. 9. Plagioklasy wybarwione metodą Manikowskiej (1976) z poziomu C1 profilu R2, A - frakcja 1-2 mm, B - frakcja 0,25-0,5 mm, C - frakcja 0,056-0,1 mm .....	31
Ryc. 10. Morfologia profili badanych gleb .....	35
Ryc. 11. Uziarnienie poszczególnych poziomów badanych gleb .....	36
Ryc. 12. Udział poszczególnych frakcji piasku w badanych poziomach genetycznych gleb. Kolory punktów: pomarańczowy - gleby rdzawe, żółty - gleby bielcowe, zielony - gleby murszaste .....	37
Ryc. 13. Pionowe zróżnicowanie wartości pH w profilach badanych gleb. Linia ciągłą oznaczono pH mierzone w wodzie destylowanej, a linią przerywaną mierzone w roztworze chlorku potasu .....	38
Ryc. 14. Zawartość węgla organicznego w wybranych poziomach badanych gleb .....	41
Ryc. 15. Zawartość azotu w wybranych poziomach badanych gleb .....	42
Ryc. 16. Stosunek zawartości węgla do azotu w powierzchniowych poziomach mineralnych badanych gleb .....	43
Ryc. 17. Rozmieszczenie wybranych form żelaza w profilach badanych gleb .....	46
Ryc. 18. Rozmieszczenie pionowe wybranych form glinu w poszczególnych profilach badanych gleb .....	49
Ryc. 19. Rozmieszczenie pionowe manganu ekstrahowanego w wyciągu dithionianowo-cytrynianowym w poszczególnych poziomach badanych gleb .....	50
Ryc. 20. Procentowy stosunek wagi poszczególnych frakcji żwiru w wybranych profilach .....	51
Ryc. 21. Średnia procentowa zawartość poszczególnych wydzielen petrograficznych we frakcji 4-8 mm oraz 2-4 mm badanych profili .....	52
Ryc. 22. Zawartość omawianych wydzielen petrograficznych w poszczególnych poziomach wybranych profili glebowych .....	56

Ryc. 23. Procentowy udział ziaren skał zawierających skalenie (frakcje od 2-0,5 mm) oraz ziaren skaleni (frakcje 0,5-0,065) w poszczególnych profilach badanych gleb, obliczany metodą średniej ważonej dla całych profili.....	57
Ryc. 24. Pionowa zmienność zawartości fragmentów skał złożonych głównie ze skaleni we frakcjach 1-2 mm oraz 0,5-1 mm.....	59
Ryc. 25. Pionowa zmienność zawartości skaleni w badanych glebach, we frakcjach 0,25-0,5 mm i 0,1-0,25 mm, z uwzględnieniem podziału na skalenie potasowe i plagioklasy .....	63
Ryc. 26. Średni skład minerałów ciężkich w badanych próbkach .....	64
Ryc. 27. Różnice w średnim składzie minerałów ciężkich pomiędzy badanymi typami gleb.....	65
Ryc. 28. Zawartość amfiboli w poszczególnych poziomach badanych gleb .....	67
Ryc. 29. Zawartość granatów w poszczególnych poziomach badanych gleb.....	68
Ryc. 30. Przykładowe dyfraktogramy sporządzone dla całości części ziemistych w poziomach genetycznych gleby rdzawej w profilu R2 - Konojady .....	69
Ryc. 31. Refleksy kwarcu i skaleni na przykładowych dyfraktogramach, sporządzonych dla próbek frakcji <0,1mm w poziomach genetycznych gleby rdzawej w profilu R2 - Konojady .....	70
Ryc. 32. Refleksy kalcytu i dolomitu na przykładowych dyfraktogramach sporządzonych dla próbek frakcji <0,1mm, w poziomach genetycznych gleby rdzawej w profilu R2 - Konojady .....	71
Ryc. 33. Identyfikacja minerałów na przykładowych dyfraktogramach sporządzonych dla próbek frakcji <0,1mm z poziomów genetycznych gleby rdzawej , profil R2 - Konojady .....	72
Ryc. 34. Przykładowe dyfraktogramy sporządzone w zawężonym zakresie wartości kąta $2\theta$ , dla próbek frakcji <0,1mm z poziomów genetycznych gleby biellicowej, profil B4 - Poligon.....	74