



AKADEMIA TECHNICZNO-ROLNICZA
IM. JANA I JĘDRZEJA ŚNIADECKICH
W BYDGOSZCZY

ROZPRAWY NR 104

Jacek Długosz

ZRÓŻNICOWANIE SKŁADU MINERAŁÓW
ILASTYCH FRAKCJI ILASTEJ DROBNEJ
($< 0,2 \mu\text{m}$) GLEB PŁOWYCH
WYTWORZONYCH Z GLIN LODOWCOWYCH

1.4

Długosz, Jacek.
Różnicowanie składu mine

BYDGOSZCZ – 2002





AKADEMIA TECHNICZNO-ROLNICZA
IM. JANA I JĘDRZEJA ŚNIADECKICH
W BYDGOSZCZY

ROZPRAWY NR 104

Jacek Długosz

ZRÓŻNICOWANIE SKŁADU MINERAŁÓW
ILASTYCH FRAKCJI ILASTEJ DROBNEJ
($< 0,2 \mu\text{m}$) GLEB PŁOWYCH
WYTWORZONYCH Z GLIN LODOWCOWYCH

Biblioteka Główna ATR w Bydgoszczy



000000093743

BYDGOSZCZ – 2002

REDAKTOR NACZELNY
dr hab. inż. Janusz Prusiński, prof. nadzw. ATR



OPINIODAWCY
prof. dr hab. Adam Bogda
prof. dr hab. Andrzej Mocek

REDAKTOR NAUKOWY
prof. dr hab. Halina Dąbkowska-Naskręt

OPRACOWANIE REDAKCYJNE I TECHNICZNE
mgr Michał Górecki, Ewa Olawińska

© Copyright
Wydawnictwa Uczelniane Akademii Techniczno-Rolniczej
Bydgoszcz 2002

ISSN 0209-0597

Wydawnictwa Uczelniane Akademii Techniczno-Rolniczej
ul. Ks. A. Kordeckiego 20, 85-225 Bydgoszcz, tel. (052) 3749482, 3749426
e-mail: wydawucz@atr.bydgoszcz.pl <http://www.atr.bydgoszcz.pl/~wyd>

Wyd. I. Nakład 150 egz. Ark. aut. 6,20. Ark. druk. 6,50. Papier druk. kl. III.
Oddano do druku i druk ukończono w marcu 2002 r.
Zakład Małej Poligrafii ATR, ul. Ks. A. Kordeckiego 20, 85-225 Bydgoszcz
Zamówienie nr 3/2002

2002

572

SPIS TREŚCI

SKRÓTY ZASTOSOWANE W NINIEJSZEJ PRACY	5
1. WSTĘP	7
2. PRZEGLĄD LITERATURY	8
2.1. Gлина glacialna – utwór macierzysty gleb Polski	8
2.2. Gleby płowe – geneza i klasyfikacja	10
2.3. Glebowe minerały ilaste – geneza i transformacje	11
3. MATERIAŁ I METODY	13
3.1. Cel i zakres badań	13
3.2. Lokalizacja obiektów	13
3.3. Metody badań	16
4. WYNIKI BADAŃ	19
4.1. Morfologia gleb	19
4.2. Uziarnienie analizowanych gleb	24
4.3. Właściwości fizykochemiczne i sorpcyjne	38
4.3.1. Właściwości fizykochemiczne	38
4.3.2. Właściwości sorpcyjne	43
4.3.3. Żelazo wolne i amorficzne w analizowanych glebach	48
4.4. Minerały ilaste we frakcji < 0,2 μm w analizowanych glebach	54
4.4.1. Skład minerałów ilastych	54
4.4.2. Struktura minerałów mieszanopakietowych	77
5. DYSKUSJA	88
6. PODSUMOWANIE	91
7. WNIOSKI	92
LITERATURA	93
STRESZCZENIA	103

SKRÓTY ZASTOSOWANE W NINIEJSZEJ PRACY

TABELA 1

Tekstura:

według USDA: fSL – fine Sandy Loam; SL – Sandy Loam; LS – Loamy Sand; SCL – Sandy Clay Loam; L – Loam;

według PTG: pgl – piasek gliniasty lekki; pgm – piasek gliniasty mocny; pgmp – piasek gliniasty mocny pylasty; gl – glina lekka; glp – glina lekka pylasta; gś – glina średnia;

według PN-R-04033: spg – średnioziarnisty piasek gliniasty; sgp – glina średniopiaszczysta; dgp – glina drobnopiaszczysta; gl – glina lekka; g – glina; gs – glina średnia; gc – glina ciężka.

Struktura:

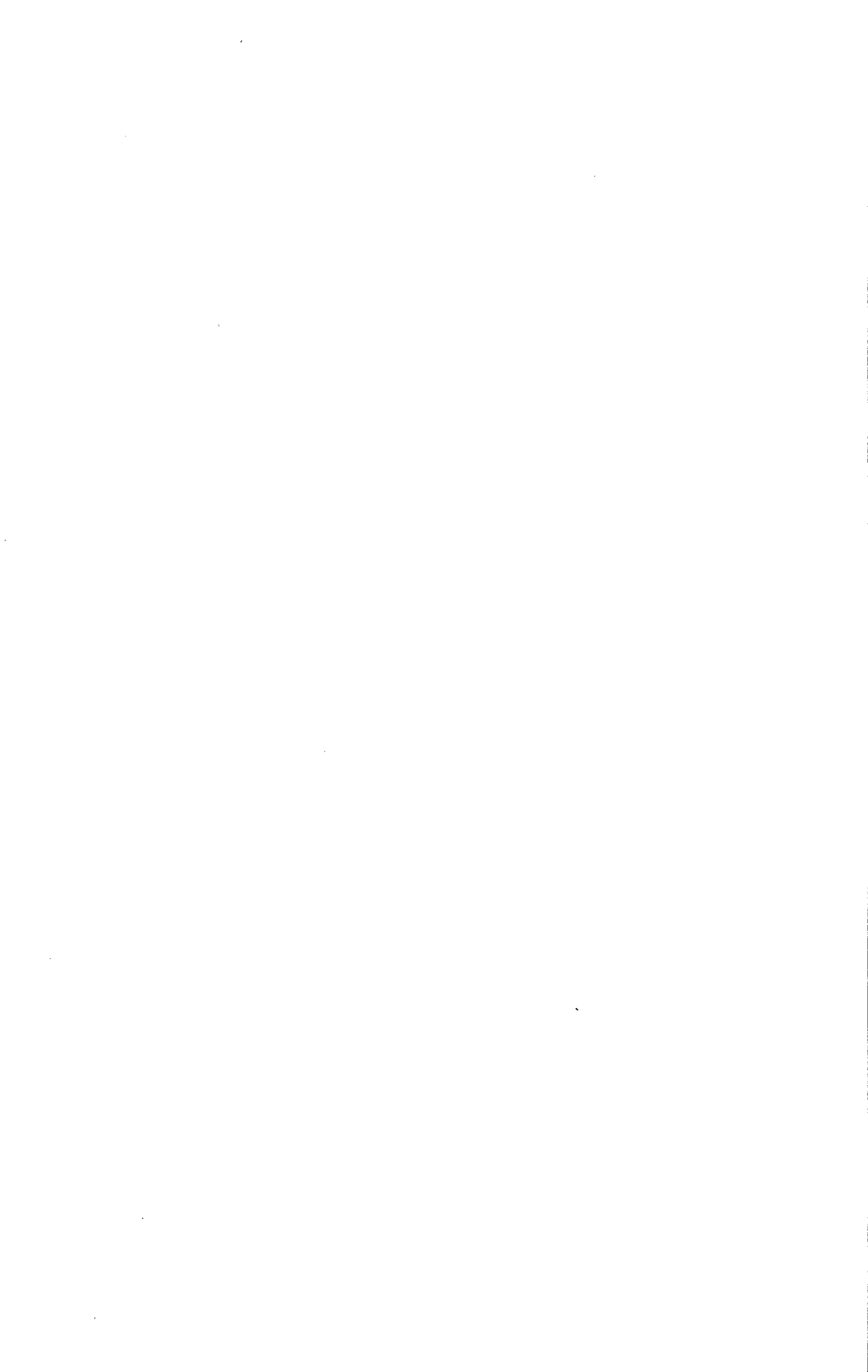
typ struktury: gr – gruzelkowata, crumb; zn – ziarnista, granular; br – bryłowa, blocky; pr – pryzmatyczna, prismatic; oa – foremnowielościenna ostrokrawędzista, angular blocky; os – foremnowielościenna zaokrąglona, subangular blocky;

wielkość agregatów: d/c – drobna, fine; s – średnia, medium; g – gruba, coarse;

trwałość agregatów: 1 – słaba, weak; 2 – średniotrwała, moderate; 3 – trwała, strong;

TABELA 6

Typ uporządkowania: N – nieuporządkowany; random, IS/N – częściowo uporządkowany, partially oriented; IS – pierwszy typ uporządkowania, first type of oriented; ISII – drugi typ uporządkowania, second type of oriented.



1. WSTĘP

Gliny lodowcowe będące akumulacyjnymi osadami zdeponowanymi podczas plejstocenijskich epizodów glacialnych są utworami macierzystymi dla gleb pokrywających znaczny obszar Polski północnej i środkowej. Wykazują one duże zróżnicowanie, które jest wynikiem warunków depozycji. Zróżnicowany materiał ulegał różnorodnym procesom zarówno peryglacialnym, jak i pedogenetycznym (płowienia, brunatnienia), które powodowały zmiany w składzie i we właściwościach tych utworów. Jednym z najpowszechniej występujących w tych warunkach był proces płowienia, który przyczynił się do powstania licznie występujących na tym obszarze gleb płowych. Zróżnicowanie i zmiany zaszele podczas tego procesu dotyczyły zarówno właściwości fizykochemicznych, jak i składu mineralogicznego tych utworów. Najważniejsze dla gleboznawcy są zmiany w składzie mineralogicznym frakcji ilastej, a w szczególności we frakcji ilastej drobnej ($< 0,2 \mu\text{m}$), gdyż to ona determinuje właściwości sorpcyjne gleb. Kierunki transformacji zależą od wielu czynników, z których najważniejsze to: pH, warunki oksydo-redukcyjne oraz wilgotnościowe. Na procesy transformacyjne przebiegające we frakcji ilastej drobnej wpływ ma również jej pierwotny skład. Dlatego też, tak ważne dla późniejszego śledzenia przekształceń jakim podlegają podczas procesów glebotwórczych wchodzące w jej skład minerały, jest określenie zmienności składu mineralogicznego frakcji ilastej drobnej utworów macierzystych. Badania tej frakcji oraz zmian jakim ona podlega jest bardzo utrudnione ze względu na polifazowość omawianej frakcji, jak i jednocześnie oddziaływanie procesów zachodzących w glebie. Dotychczas w gleboznawstwie polskim badania minerałów ilastych dotyczyły głównie frakcji o średnicy $< 2 \mu\text{m}$ [9, 12, 19, 24, 36, 39, 163, 181, 183].

W związku z tym, że wytypowane do badań gleby były glebami płowymi w diagnozowaniu duże znaczenie miała ilość i jakość frakcji ilastej drobnej ($< 0,2 \mu\text{m}$), należąca do najbardziej dynamicznych części gleby. Właściwość ta powoduje, że we frakcji tej najszybciej zauważalne są wszelkie zmiany spowodowane procesami pedogenetycznymi. Dlatego też przedmiotem badań w niniejszych studiach była frakcja $< 0,2 \mu\text{m}$. Celem zaś było określenie zróżnicowania w składzie mineralogicznym frakcji ilastej drobnej glin lodowcowych zdeponowanych podczas różnych epizodów glacialnych oraz zmian, jakie zaszły pod wpływem procesów kształtujących analizowane gleby.

2. PRZEGLĄD LITERATURY

2.1. Gлина glacialna – utwór macierzysty gleb Polski

Znaczna część Polski północnej i środkowej pokryta jest osadami plejstoceniowymi powstałymi pod wpływem skandynawskich zlodowaceń kontynentalnych. Ilość oraz zasięg poszczególnych epizodów glacialnych jest nadal przedmiotem badań wielu geomorfologów, czego przejawem są liczne podziały stratygraficzne tego okresu [6, 62, 71, 95, 96, 97, 98, 100, 101, 144, 145, 146 149, 158, 182]. Za podstawę stratygrafii utworów będących przedmiotem niniejszej pracy przyjęto podział opracowany przez Słowańską i Makowską [158], który wykorzystywano przy tworzeniu geologicznej mapy Polski w skali 1:50000. W podziale tym wyróżnia się pięć zlodowaceń (nidy, sanu, odry, warty, bałtyckie), a zlodowacenie bałtyckie dzieli się na fazę leszczyńską, poznańską i pomorską [158].

Występujące na terenie naszego kraju w okresie plejstoceniowym zlodowacenia można skorelować z epizodami glacialnymi występującymi na innych obszarach zarówno Europy, Azji, jak i Ameryki Północnej. Dla przykładu odpowiednikiem zlodowacenia warty na terenach Europy Zachodniej (Niemcy, Holandia) jest zlodowacenie warthe zaś Europy Wschodniej zlodowacenie moskiewskie [99], natomiast w Ameryce Północnej w tym okresie panowało zlodowacenie illinoian, które na terenie Kanady nosiło nazwę zlodowacenia kordylierskiego [53]. Natomiast w czasie, gdy w Polsce występowało zlodowacenie bałtyckie na terenie Niemiec panowało zlodowacenie weichsel, w Europie Wschodniej zlodowacenie wałdyńskie [99], a Amerykę Północną pokrywał lądolód zlodowacenia wisconsin [53].

W czasie wszystkich epizodów glacialnych objętych nimi na terenach deponowane były osady ogólnie nazywane lodowcowymi. Rozdział i klasyfikacja tych osadów jest niezwykle trudna i jest źródłem licznych kontrowersji. Wynikają one z bardzo licznych powiązań glacialnego środowiska sedymentacji z innymi środowiskami sedymentacji [109]. Mimo tych trudności, osady te ogólnie podzielono na: powstałe w wyniku bezpośredniej depozycji z lodu (gliny lodowcowe) oraz osady wodnolodowcowe, zdeponowane przez wody płynące lub stojące powstałe z topniejącego lądolodu (sandrowe, kemo-we, ozowe oraz wytopieniowe) [78, 109].

Z osadów powstałych w bezpośredniej depozycji największe znaczenie ma glina lodowcowa, dawniej zwana zwałową. Jest ona głównym budulcem moren dennych i ablacyjnych [78, 123]. W osadach zlodowacenia bałtyckiego stanowi 40 i więcej procent osadów w całym profilu czwartorzędu, natomiast w starszych (warty, odry) jej zawartość procentowa jest mniejsza [150, 151].

Według Marksa [109] gliny lodowcowe są to niewysortowane osady o zmiennych proporcjach frakcji psamitowej, aleurytowej i pelitowej oraz różnej domieszce frakcji psefitowej. Klimaszewski [78] gliną lodowcową nazywa natomiast odwapniony margiel budujący moreny denne i ablacyjne, który jest utworem drobnoziarnistym, ubogim

w grube fragmenty o strukturze fluidalnej, zawierającym 10-20 % CaCO_3 i pochodzącym z rozkruszonych skał [78].

W literaturze anglojęzycznej odpowiednikiem gliny lodowcowej jest osad noszący nazwę „till” [43, 53, 93]. Jako pierwszy w literaturze geologicznej terminu tego użył Geike w 1874 roku [53]. Harland [63] zaś w 1966 roku określił dokładne kryteria identyfikacji tego utworu.

Ze względu na niejednakowe warunki depozycji tego typu utworów wyróżniono glinę bazalną (subglacialną) powstałą pod lodowcem oraz glinę ablacyjną (supraglacialną) powstałą na lodowcu. Pierwszy typ gliny buduje moreny denne, a drugi ablacyjne [78, 109]. W podziale tym wzięto jednak pod uwagę tylko określoną strefę depozycji, natomiast nie uwzględniono charakteru procesów sedymentologicznych, co nie odzwierciedla w pełni zróżnicowania tego utworu. Charakter procesów sedymentologicznych uwzględniony został w podziale tych utworów wg Boultona [15, 16, 148], który dzieli gliny na: z odłożenia (ang. lodgement till) – powstającą bezpośrednio pod poruszającym się lodowcem, wytopieniową (ang. melt-out-till) – powstającą na skutek topnienia martwego lodu oraz spływową (ang. flow till) – która powstaje na powierzchni topniejącego lodowca (sporadycznie przez spływanie topniejącego materiału po stokach wyniosłości podłoża) [148].

Mimo tak różnych warunków depozycji, wszystkie te gliny charakteryzuje bardzo małe wysortowanie lub jego brak, na co wskazują wysokie wartości wskaźnika wysortowania ($\text{GSO} = 3-6$, a skrajnie $\text{GSO} = 10$) [42, 46, 60, 107, 134, 152]. Inną wspólną cechą tych utworów jest ich drobnoziarnistość, co potwierdza średnia średnica ziarn (GSS), która wynosi w skali phi od 4 do 8 [87, 134, 152] oraz dodatni współczynnik asymetrii czyli tzw. skośność oraz zawartość ziarn o średnicy powyżej 2 mm nie przekraczająca w większości glin 7 % [50, 90].

Oprócz zróżnicowania w uziarnieniu gliny lodowcowe wykazują również zróżnicowanie w składzie mineralogicznym zarówno frakcji grubszych, jak i drobniejszych. Już Turnau – Morawska [176] wskazywała, że gliny lodowcowe obfitują w kwarc, muskowitzit lub illit. Dalsze badania petrograficzne i mineralogiczne glin lodowcowych Polski, prowadzone przez wielu geologów zajmujących się badaniami czwartorzędu [42, 49, 50, 80, 114, 163, 166, 175] wykazały, że w skład frakcji grubszych tych utworów wchodzi kwarc, skalenie, łuszczyki, chloryty oraz minerały ciężkie (granaty, amfibole, tlenki i wodorotlenki żelaza). Szczególnie duże znaczenie w rozróżnianiu poszczególnych rodzajów glin ma analiza minerałów ciężkich. Jakkolwiek trudniejsza w wykonaniu, jak i w interpretacji analiza mineralogiczna frakcji ilastej może według wielu autorów służyć również do rozfrakcjonowania glin lodowcowych pod względem stratygraficznym (wieku) [46, 54, 88, 134, 135, 164, 165, 166, 178, 183]. Badania te wskazują na dominującą rolę minerałów z grupy illitu i mieszanopakietowych typu illit/smektyt w glinach lodowcowych młodszych (np. zlodowacenia pomorskiego, poznańskiego), a minerałów smektytowych w glinach starszych (np. warciańskiej) [39, 164, 183]. Frakcja ilasta glin lodowcowych – oprócz dominujących minerałów – zawiera różnorodną ilość minerałów z grupy chlorytu oraz minerałów mieszanopakietowych zawierających pakiety chlorytowe oraz niewielkie ilości kaolinitu i minerałów pierwotnych.

2.2. Gleby płowe – geneza i klasyfikacja

Glina lodowcowa pokrywająca obszary moren dennych i ablacyjnych stała się głównym utworem macierzystym dla gleb nazywanych w systematyce PTG [82] glebami płowymi. Gleby te wg badań Witka w 1974 roku zajmowały 38 % obszaru Polski [180]. Termin gleby płowe został wprowadzony po raz pierwszy w systematyce PTG w 1969 roku i objął gleby wcześniej zaliczane do gleb darniowo-bielicowych, pobielicowych i pseudobielicowych [47, 108, 174]. W literaturze światowej gleby płowe występują jako Alfisols [160, 161] lub Luvisols [92].

Gleby te występują głównie w strefie klimatu umiarkowanego ciepłego z dużą ilością opadów [147]. Również według Buola [20] gleby te kształtowały się w klimacie wilgotnym, umiarkowanym na terenach bezerozyjnych i nie podlegających pedoturbulencjom przez co najmniej kilka tysięcy lat, gdyż proces ten jest bardzo powolny. Pierwotną roślinnością, pod którą tworzyły się gleby płowe, były lasy liściaste, mieszane, bądź roślinność trawiasta [147, 160, 161], a utworami macierzystymi były zarówno utwory glacialne, lessy, utwory zastoiskowe, jak również krystaliczne skały podłoża i morskie osady sedimentacyjne [1]. Są one nie tylko zróżnicowane pod względem genetycznym, ale również tekstury (od piasków gliniastych do ilów) [20, 82].

Proces powstawania tych gleb jest złożony i można go podzielić na kilka etapów. Pierwszym jest ługowanie węglanów, po którym rozpoczyna się migracja frakcji ilastej. Z niej jako pierwsze ulegają przemieszczeniu cząstki najdrobniejsze. Przemieszczanie to odbywa się nawet w tworzącym się poziomie iluwialnym. Po uformowaniu się poziomu iluwialnego w jego obrębie następuje intensyfikacja procesu wietrzenia skałeni, mik oraz minerałów żelazisto-magnezowych, co prowadzi do zmian w składzie chemicznym i mineralogicznym tego poziomu.

Zmiany w składzie mineralogicznym poziomu iluwialnego polegają głównie na jego wzbogaceniu w minerały pęczniejące (smektyty bądź minerały mieszanopakietowe zawierające pakiety pęczniejące) [1, 39]. Może to być spowodowane zwiększeniem się ilości cząstek bardzo drobnych, które zawierają zwiększone ilości smektytów [168]. Proces ten dominuje w lepiej przepuszczalnych Alfisolach powstałych w późnym plejstocenie [1]. Drugim procesem występującym głównie w utworach glacialnych i peryglacialnych zawierających minerały illitowe, jest transformacja tych minerałów do minerałów smektytowych. Odbywa się ona przez różne stadia pośrednie (chloryty, wermikuly i różne minerały mieszanopakietowe) [51, 72, 94, 159].

W wyniku tak rozumianego procesu płowienia wykształca się poziom iluwialny (Bt), spełniający cechy poziomu diagnostycznego *argillic*, który jest podstawą klasyfikacji tych gleb [82, 92, 160, 161]. Oprócz poziomu iluwialnego w glebach płowych tworzy się poziom eluwialny o cechach poziomu diagnostycznego *luvic*.

Gleby płowe w najbardziej rozpowszechnionych systematykach (Soil Taxonomy i FAO-UNESCO) występują w randze rzędu (order) Alfisols i Luvisols [92, 160, 161], natomiast w systematyce PTG są w randze typu, który dzieli się na podtypy [82].

W wyniku procesu płowienia tworzy się gleba o następującej sekwencji poziomów: O-A-Eet(*luvic*)-Bt(*argillic*)-C bądź Cca. Jednakże gleby występujące na terenach bogato urzeźbionych (obszary morenowe) i będące użytkami rolnymi mogą ulec przeobrażeniu, polegającemu na wchłonięciu poziomu eluwialnego przez poziom orno-próchniczny (Ap) [40].

2.3. Glebowe minerały ilaste – geneza i transformacje

Minerały ilaste, będące kluczem do zrozumienia wielu właściwości gleb i iltów [154] są uwodnionymi krzemianami warstwowymi zwanymi także fyllosilikatami (ang. phyllosilicates). Zostały one odkryte w latach dwudziestych XX wieku. Zbudowane są z czworoscianów (tetraedrów) i ośmiościanów (oktaedrów). W skład tetraedru wchodzi kation centralny (Si^{4+} , Al^{3+} lub Fe^{3+}) oraz cztery jony tlenu (O^{2-}). Natomiast warstwa oktaedryczna składa się z jonu dodatniego centralnego, którym może być kation trójwartościowy (Al^{3+} , Fe^{3+}) – pakiet dioktaedryczny bądź kation dwuwartościowy (Fe^{2+} , Mg^{2+}) – trioktaedryczny oraz jonów hydroksylowych (OH^-) i tlenowych (O^{2-}) [3, 143, 154, 169].

Klasyfikacja minerałów ilastych oparta jest na typie budowy (1:1, 2:1, 2:1:1), ładunku warstwy oraz rodzaju kationu międzywarstwowego. Przykładem budowy typu 1:1 są minerały z grupy serpentynitu – kaolinitu, typ budowy 2:1 reprezentują minerały z grup illitu, smektytu, wermikulitu, a przedstawicielem typu 2:1:1 są chloryty [3, 154].

Krzemiany i glinokrzemiany warstwowe występujące w glebowej frakcji ilastej nazywane są potocznie glebowymi minerałami ilastymi. Pochodzenie ich, mimo licznych prac badawczych, nie jest nadal w pełni poznane. Pierwsze próby wyjaśnienia pochodzenia glebowych minerałów ilastych poczynili Millot [113] i Jackson [68].

Na podstawie swoich badań Millot [113] wyróżnił trzy procesy powstania glebowych minerałów ilastych, które mogą występować w każdym etapie geochemicznego cyklu wietrzenia i formowania gleby. Pierwszym jest depozycja minerałów będących detrytyczną pozostałością skał wcześniejszych lub materiału wietrzeniowego. Oprócz tego procesu minerały glebowe mogą powstać w wyniku transformacji struktury rejonu międzypakietowego detrytycznych minerałów ilastych bez naruszenia ich głównej struktury oraz w procesie neoformowania. Proces neoformowania przebiega w środowiskach poprzednio zwietrzalnych i polega na krystalizacji nowych struktur z żeli bądź roztworów. Przykładem może być krystalizacja kaolinitu i montmorylonitu [113, 179]. Dalszą generalizację rozwoju i syntezy glebowych minerałów ilastych przeprowadził Pedro [125] który stwierdził, że proces transformacji może odbywać się w wyniku hydrolizy bądź acidolizy. Pierwszy proces zachodzi przy pH 5-9, natomiast drugi w pH poniżej 5. Drugi proces występuje najczęściej w glebach bielicowych, rdzawych lub brunatnych kwaśnych.

Określenie dokładnego pochodzenia poszczególnych minerałów ilastych występujących w danej glebie jest niezmiernie trudne z powodu nakładania się poszczególnych procesów na siebie oraz ze względu na możliwość powstania tego samego minerału w różnych procesach.

Typowym tego przykładem mogą być najczęściej spotykane w glebach naszego kraju minerały illitowe. Głównie są to illity detrytyczne będące pozostałością materiału macierzystego [52], ale oprócz nich – przede wszystkim w poziomach powierzchniowych – mogą występować illity pedogeniczne powstałe na skutek procesu illityzacji smektytów w środowisku bogatym w potas [32, 39, 118, 119, 120] lub wermikulitów [122]. W trakcie jego trwania powstają również formy pośrednie w postaci minerałów mieszanopakietowych (illit/smektyt bądź illit/wermikulit) [1, 2, 105, 173]. Różnego pochodzenia mogą być również występujące w glebach minerały z grupy smektytów, które są niekiedy odziedziczone po utworze macierzystym (np. glinie lodowcowej) [112, 115], jak również mogą powstać w trakcie kształtowania się gleby. Polega to na wietrzeniu mik wchodzących w skład utworu macierzystego [13, 34]. W czasie tego

procesu miki ulegają depotasykacji, a powstałe smektyty mają skład chemiczny zbliżony do beidellitu [124]. Drugim procesem powstawania smektytów jest ich bezpośrednia krystalizacja z roztworów lub żeli (neoformowania). Z innych minerałów ilastych we frakcji ilastej glin lodowcowych, jak i gleb z nich powstałych, często spotykane są minerały z grupy chlorytów, minerały mieszanopakietowe zawierające pakiety chlorytowe bądź hydroksy mieszanopakietowe wermikulity, nazywane czasami „chlorytami pedogenicznymi”. Typowe chloryty w glebowej frakcji ilastej mogą być pozostałością utworu macierzystego (np. gliny lodowcowej) [33, 44, 51], ale ich ilość w poziomach powierzchniowych jest niewielka [25, 51, 58, 66, 126, 132, 133] lub są składnikami minerałów mieszanopakietowych [64]. Zamiennie w trakcie procesu glebotwórczego mogą powstawać minerały zwane „chlorytami pedogenicznymi”, które mogą mieć strukturę chlorytów pęczniących (swelling), hydroksy mieszanopakietowych wermikulitów lub Al-chlorytów.

Terminu „chloryty pęczniące” (swelling chlorite) użyli po raz pierwszy Stephen i McEwan [110, 111, 167] oraz Honegborne [65] dla określenia minerałów, które nie zmieniły refleksu bazalnego 1,4 nm w dyfraktogramach z preparatów prażonych w 550°C, lecz uległy spęcznieniu po zastosowaniu glicerolu bądź glikolu etylenowego [8, 139]. Również w tej samej publikacji Stephen i McEwan stwierdzili, że chloryt pęczniący może mieć postać regularnego minerału mieszanopakietowego typu chloryt pęczniący/chloryt, którą Lippmann nazwał corrensytym [102]. Występuje również forma nieregularna tego minerału [157]. Inną odmianę chlorytów (zawierającą warstwy hydroksylo- we między pakietami typu 2:1) opisał Brindley [17]. W wyniku prażenia kolapsowały one do $d = 1,0$ nm [5]. Minerały te są produktami wietrzenia chlorytów trioktaedrycznych i mogą przybierać postać regularną (np. regularny chloryt/wermikulit) [128, 132, 133] bądź nieregularną (np. nieregularny chloryt pęczniący) [139].

Inną drogą tworzenia się tych minerałów wg Ducloux’a i wsp. [45] i Buurmanna i wsp. [22] jest wietrzenie chlorytów do smektytów. Wietrzenie to wg Senkagia [156] miałoby przebiegać następująco: chloryt → chloryt/wermikulit → chloryt/smektyt → smektyt. Jednakże dokładne poznanie struktury chlorytów pedogenicznych występujących w glebowej frakcji ilastej sprawia trudności, które zwiększają się wraz ze wzrostem ilości innych typów minerałów (illitów, smektytów oraz struktur mieszanopakietowych).

3. MATERIAŁ I METODY

3.1. Cel i zakres badań

Celem badań będących przedmiotem niniejszej pracy była próba oszacowania zróżnicowania w składzie i strukturze minerałów ilastych frakcji ilastej drobnej ($< 0,2 \mu\text{m}$), wydzielonej z gleb pływych wytworzonych z glin lodowcowych, zdeponowanych podczas różnych faz zlodowacenia bałtyckiego i zlodowacenia warty oraz zmian, które zaszły w tej frakcji pod wpływem późniejszych procesów pedogenetycznych i przyczyniły się do ukształtowania badanych gleb.

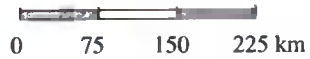
Studium to oprócz badań nad glinokrzemianami warstwowymi występującymi we frakcji ilastej drobnej obejmowało również analizy najważniejszych właściwości wybranych do badań gleb. Miało to na celu ustalenie jednorodności badanych gleb oraz potwierdzenia ich przynależności systematycznej.

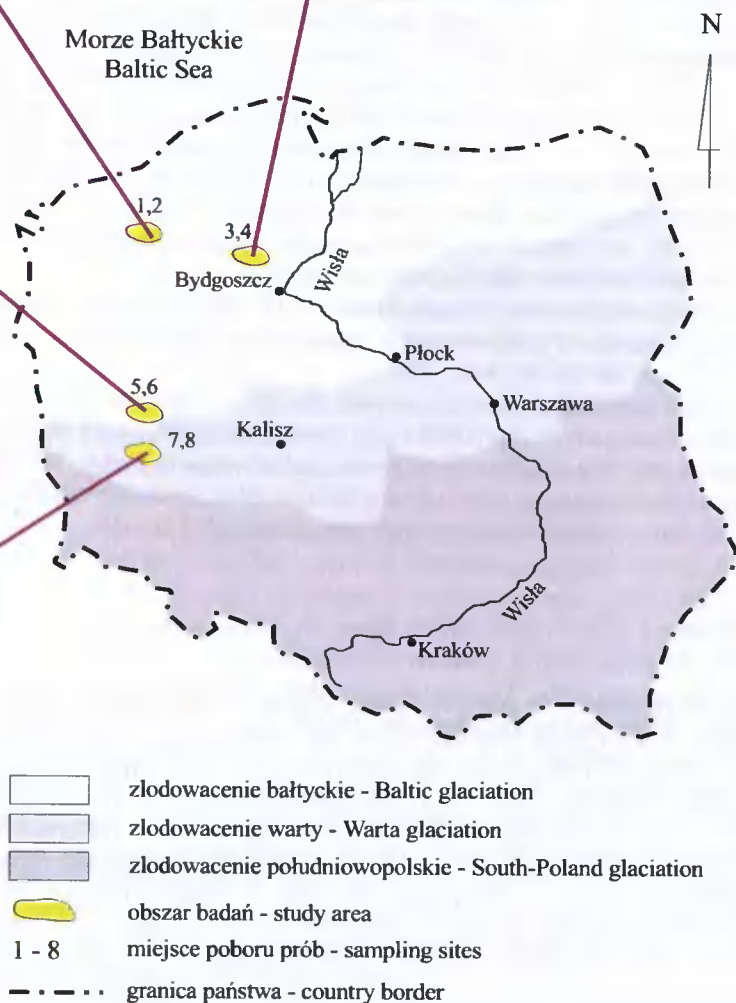
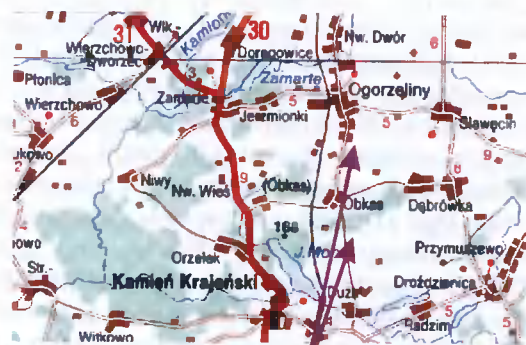
W celu określenia jednorodności w badanych glebach określono rzeczywisty skład granulometryczny, obliczono wskaźniki sedymentologiczne oraz wykreślono krzywe kumulacyjne. W związku z tym, że wybrane gleby w czasie badań terenowych i po podstawowych analizach gleboznawczych zostały zakwalifikowane do gleb pływych – dla potwierdzenia występowania poziomu diagnostycznego *argillic* – wykonano analizę ilościową frakcji ilastej drobnej oraz zawartości żelaza wolnego i amorficznego. Badania glinokrzemianów warstwowch, oprócz analizy jakościowej obejmowały również badania struktury minerałów mieszanopakietowych typu illit/smektyt i chloryt/smektyt (udział poszczególnych pakietów składowych). Pozwoliły one na uchwycenie procesów o małej intensywności i dlatego niewidocznych w podstawowych badaniach mineralogicznych. Dzięki temu, że minerały mieszanopakietowe jako formy pośrednie stanowią najbardziej dynamiczną część frakcji ilastej, badania nad strukturą pozwoliły prześledzić kierunek transformacji poszczególnych homogenicznych minerałów ilastych pod wpływem procesów zachodzących w badanych glebach.

3.2. Lokalizacja obiektów

Do badań będących przedmiotem niniejszego opracowania wytypowano 8 profili glebowych, które na podstawie cech morfologicznych zakwalifikowano do gleb pływych. Dokładną lokalizację badanych profili przedstawia rysunek 1. Utworami macierzystymi dla wybranych do badań gleb były gliny lodowcowe bazalne (lodgement), zdeponowane podczas różnych faz zlodowacenia bałtyckiego i zlodowacenia warty.

Fazę pomorską zlodowacenia bałtyckiego reprezentowały gleby z profili „Skape” i „Siemczyno”, które zlokalizowane były na obszarze Pojezierza Drawskiego [84]. Profil „Skape” usytuowany był w pobliżu wsi Skape na wschód od Jeziora Siecino na polu pszenicy przy drodze Złocieniec – Stare Worowo.





Rys. 1. Lokalizacja profili badawczych
Fig. 1. Location of soil profiles analysed

Natomiast profil „Siemczyno” zlokalizowano w lesie bukowym po prawej stronie drogi Złoceniec – Czaplina przed miejscowością Siemczyno (rys. 1). Materiałem macierzystym tych gleb była glina bazalna typu lodgement zdeponowana podczas tej fazy [79].

Przedstawicielami gleb wytworzonych z glin lodowcowych fazy poznańskiej były gleby pobrane z obszaru Pojezierza Krajeńskiego [84] w obrębie obkaskiej moreny czołowej zaliczanej do strefy marginalnej Krzywa Wieś – Tuchola [56] (profil „Ogorzeliny” i „Obkaz”). Profil „Ogorzeliny” położony był na polu uprawnym po prawej stronie szosy w pobliżu miejscowości Ogorzeliny (rys. 1). Gleba ta wytworzyła się z gliny bazalnej typu lodgement zapleczka obkaskiej moreny czołowej [56]. Drugi profil („Obkaz”) reprezentujący gleby wytworzone z gliny lodowcowej fazy poznańskiej usytuowany był na polu, 50 m od granicy lasu po prawej stronie drogi Duża Cerkwica – Chojnice przed miejscowością Obkaz, a utworem macierzystym była glina bazalna typu lodgement przedpola obkaskiej moreny czołowej [56] (rys. 1).

Glina zdeponowana w czasie najstarszej fazy zlodowacenia bałtyckiego (leszczyńskiej) była materiałem macierzystym dla gleb z profili „Wieleń Zaobrzański” i „Bukowiec Górny”. Profil „Wieleń Zaobrzański” pobrano z pola po prawej stronie drogi Kaszczor – Wschowa, tuż za miejscowością Wieleń Zaobrzański (rys. 1). Utworem macierzystym dla gleby pobranej w tym punkcie była glina bazalna typu lodgement zdeponowana podczas lobu glacialnego Sławy Śląskiej [75]. Natomiast profil „Bukowiec Górny” pobrano na polu przy drodze Włoszakowice – Bukowiec Górny przed miejscowością Bukowiec Górny, dla którego utworem macierzystym była glina bazalna typu lodgement, lecz zdeponowana przez lob glacialny Leszna [76].

Ostatnie dwa profile wytypowane do tych badań (profil „Jędrzychowice” i „Łękanów”) usytuowane były na obszarze Wysoczyzny Leszczyńskiej [84] związanym z akumulacyjną działalnością zlodowacenia warty [89].

Profil „Jędrzychowice” usytuowany był na polu przy drodze do Wschowy tuż za miejscowością Jędrzychowice (rys. 1). Gleba z tego profilu wykształciła się na glinie bazalnej typu Górzna [35, 89] zdeponowanej podczas zlodowacenia warty. Ten sam utwór macierzysty posiadała gleba pobrana jako profil „Łękanów”, który zlokalizowany był przy drodze Łękanów – Naratów, około 5 km za miejscowością Łękanów.

3.3. Metody badań

Wytypowane do badań profile glebowe zostały opisane, a z wydzielonych morfologicznie poziomów genetycznych pobrano próbki do badań laboratoryjnych. Jeżeli przejście między poziomami było niewyraźne pobierano je co 10-15 cm. Materiał badawczy po wysuszeniu został przesiany przez sito o średnicy oczek 2 mm. Następnie cząstki o średnicy > 2 mm rozfrakcjonowano za pomocą zestawu sit o następujących średnicach: 20 mm, 10 mm, 5 mm oraz 3,15 mm, uzyskując następujące frakcje: > 20 mm, 20-10 mm, 10-5 mm, 5-3,15 mm oraz 3,15-2 mm. Frakcje o średnicy < 2 mm poddano preparatyce wg Jacksona [27, 67], która miała na celu usunięcie składników koagulujących (próchnicy, węglanów i wolnych tlenków żelaza). W tak przygotowanych próbkach oznaczono zawartość poszczególnych frakcji piasku (2-0,05 mm) – metodą sitową za pomocą zestawu następujących sit: 1 mm; 0,5 mm; 0,25 mm; 0,1 mm oraz 0,05 mm. Udział cząstek o średnicy < 0,05 mm oznaczono metodą pipetową [162]

po zdyspergowaniu analizowanych próbek Na-jonitem [59]. Natomiast ilość frakcji ilastej drobnej o średnicy $< 0,2 \mu\text{m}$ oznaczono metodą sedimentacji wymuszonej z zastosowaniem wirówki firmy Beckmann [67].

Analizę składu granulometrycznego wykonano w dwóch powtórzeniach, a uzyskane wyniki posłużyły do wyliczenia uziarnienia wg PTG, uziarnienia sedimentologicznego, wykreślenia krzywych kumulacyjnych, obliczenia wskaźników sedimentologicznych wg Folka i Warda. Średnice cząstek w krzywych kumulacyjnych podano w wartościach skali phi ($\phi = \log_2 \delta$ bądź $\phi = -3,32 \cdot \log \delta$, gdzie δ jest średnicą cząstek w mm) [117]. Do obliczenia wskaźników sedimentologicznych wg Folka i Warda wykorzystano program komputerowy TEKSTURA [131].

Oprócz składu granulometrycznego w pobranych próbkach oznaczono:

1. Zawartość węgla organicznego – metodą Tiurina [103].
2. Zawartość azotu ogólnego po mineralizacji – metodą Kjeldahla, oznaczano destylacyjnie za pomocą aparatu Büchi.
3. pH gleby – potencjometrycznie w H_2O i w roztworze 1M KCl za pomocą pH-metru firmy Radiometer [73].
4. Kwasowość hydrolityczną – metodą Kappena.
5. Zawartość CaCO_3 – metodą Scheiblera.
6. Zawartość kationów wymiennych – metodą z BaCl_2 w modyfikacji Gillmana [57, 162]. Zawartość Na, K, Ca, Mg w przesączu oznaczono spektrometrem absorpcji atomowej PU 9100X firmy Phillips.
7. Zawartość wymiennego glinu – metodą Sokołowa [73].
8. Zawartość wolnych tlenków żelaza – metodą Mehra-Jacksona [69].
9. Zawartość amorficznych tlenków żelaza – metodą Tamma w modyfikacji Schwertmanna [155].
10. Zawartość Al, Fe, K, Mg we frakcji ilastej drobnej po mineralizacji mikrofalowej w mieszaninie H_2F_2 i HNO_3 (1:1). Oznaczenia w roztworze przeprowadzono spektrometrem absorpcji atomowej firmy Philips i firmy Varian.
11. Skład minerałów ilastych w próbkach orientowanych – metodą dyfraktometryczną z zastosowaniem dyfraktometru rentgenowskiego HZG-4 z komputerowym zbieraniem danych. Analizę wykonano metodą krokową przy kroku 0,02 2 θ i czasie zbierania 5 s, używając lampy $\text{CuK}\alpha$ i filtru niklowego.

Frakcja ilasta drobna do badań dyfraktometrycznych została wydzielona również metodą sedimentacji wymuszonej za pomocą wirówki firmy Beckmann, po uprzednim przygotowaniu próbki wg metodyki Jacksona [27, 67] oraz zdyspergowaniu Na-jonitem (Amberlit 120) [59]. Do analizy rentgenostrukturalnej próbki frakcji ilastej drobnej ($< 0,2 \mu\text{m}$) zostały wysycone jonami Mg^{2+} , które następnie były solwatowane glikolem etylenowym (GE) oraz wysycone jonami K^+ . Próbki wysycone jonami potasu były również prażone w temperaturze 550°C . Ogółem wykonano ponad 600 dyfraktogramów.

Uzyskane dyfraktogramy zostały opracowane graficznie przy wykorzystaniu programów komputerowych XRAYAN i ORIGIN 3.5. Analiza dyfraktogramów polegała na analizie jakościowej i oszacowaniu ilości poszczególnych minerałów występujących w badanej frakcji oraz dokładnej analizie struktury minerałów mieszanopakietowych typu illit/smektyt oraz chloryt/smektyt.

Analizę minerałów mieszanopakietowych typu illit/smektyt polegającą na ustaleniu zawartości w nich pakietów smektytowych i typu uporządkowania, przeprowadzono

metodą Środonia [170, 171, 172] oraz wykorzystaniu danych uzyskanych w wyniku modelowania struktury tych minerałów programem komputerowym NEWMOD Reynoldsa [137]. Zawartość pakietów smektytowych w minerałach typu chloryt/smektyt szacowano również na podstawie modeli uzyskanych za pomocą programu NEWMOD oraz danych opracowanych przez Reynoldsa [136].

4. WYNIKI BADAŃ

4.1. Morfologia gleb

Gleby wybrane do badań będących tematem niniejszej rozprawy reprezentowały dwa siedliska. Siedem gleb zlokalizowanych było na terenach użytkowanych rolniczo (gruntach ornym), a ósma (profil „Siemczyno”) na terenie lasu bukowego. Opis morfologiczny wszystkich analizowanych gleb zestawiono w tabelach 1a-1d.

Wszystkie gleby orne miały dobrze wyodrębniony poziom ornopróchniczny miąższości 30-32 cm i posiadały strukturę gruzelkową różnej trwałości (tab. 1). Natomiast poziom próchniczny gleby z profilu „Siemczyno” (gleba leśna) był niewielkiej miąższości (12 cm) o nietrwałej strukturze gruzelkowej, nad którym znajdował się 1 cm poziom próchnicy nadkładowej (Ol) złożony głównie z liści bukowych.

Poziomy ornopróchniczne (Ap) w analizowanych glebach przechodziły wyraźnie i równo w poziomy eluwalne (Eet) o zróżnicowanej miąższości. Wyróżniały się one jasniejszym zabarwieniem od 10YR6/3 do 10YR8/3 i nietrwałą strukturą o różnorodnym kształcie agregatów. Nietrwałość agregatów spowodowana była niską zawartością frakcji ilastej w tych poziomach. W glebie leśnej poziom próchniczny przechodził dyfuzyjnie w poziom eluwalny o znacznej miąższości (34 cm – tab. 1a). Natomiast przejście poziomów eluwalnych w iluwalne (Bt) we wszystkich badanych glebach było wyraźne faliste (zróżnicowana amplituda fal). Poziomy iluwalne gleb z profili „Skape”, „Siemczyno”, „Ogorzeliń”, „Obkaz”, „Jędrzychowice” oraz „Lękanów”, choć bardzo wyraźnie wyodrębnione morfologicznie od poziomów eluwalnych (zabarwieniem, teksturą, strukturą), miały niewyraźne przejście do utworu macierzystego (C). Jediną morfologicznie zauważalną cechą była nieco ciemniejsza barwa poziomu iluwalnego (tab. 1a, b, d). Cecha ta w znaczny sposób utrudniła precyzyjne określenie miąższości poziomów iluwalnych w tych profilach. Natomiast w glebach wytworzonych z gliny lodowcowej leszczyńskiej (profile „Wieleń Zaobrzański” i „Bukowiec Górny”) przejście między poziomem iluwalnym a utworem macierzystym było wyraźne, gdyż utwór ten zawierał węglan wapnia w postaci różnokierunkowych wstęg i smug. Kształt agregatów z poziomów iluwalnych analizowanych gleb był zróżnicowany (pryzmatyczny, foremnowielkościenny ostrokrawędzisty (tab. 1), a trwałość ich duża. Mimo znacznej zawartości frakcji ilastej powłoki ilaste występowały tylko w poziomie iluwalnym gleby z profilu „Bukowiec Górny”. W znacznej ilości poziomów iluwalnych występowało natomiast oglejenie, które miało postać plamistą (plamy średniej wielkości), a jego intensywność, jak i typy były różne. W poziomie iluwalnym profili „Skape” i „Siemczyno” oglejenie pokrywało 40-50 % powierzchni oraz malało wraz z głębokością (oglejenie opadowe). Poziomy iluwalne z profili „Ogorzeliń” i „Obkaz” były natomiast mniej oglejone (10-20 % powierzchni) i wykazywały charakter oglejenia gruntowego.

Poziomy utworu macierzystego, którym dla wszystkich gleb była glina lodowcowa mając uziarnienie gliny lekkiej i średniej (wg PTG) (tab. 1).

Tabela 1a. Wybrane cechy morfologiczne analizowanych gleb pływowych wytworzonych z gliny bazalnej fazy pomorskiej
 Table 1a. Selected morphology features of Alfisols formed from the Pomorska stage lodgment till

Profil Profile	Poziom gene- tyczny Horizon	Miaższość Thickness cm	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Barwa gleby Soil colour		Grupa granulometryczna Texture				Struktura Structure	CaCO ₃ %
				suchej dry soil	wilgotnej moist soil	USDA	PTG	PN-R-04033			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Skape	Ap	0-32	0-32	10YR 6/4	10YR 4/4	fSL	glp	gl	gr3s	0,0	
	Eet	32-45	33-45	10YR 7/3	10YR 5/4	fSL	glp	gl	os2s	0,0	
	B1tg	45-70	45-60	10YR 6/4	10YR 4/4	SCL	gś	gs	pr3g	0,0	
	B2tg	70-90	60-70	10YR 6/4	10YR 4/4	SCL	gś	gc	pr3g	0,0	
		< 90	70-90	10YR 6/4	10YR 4/4	SCL	gl	gc	pr2s	0,0	
	Cgg	110-120	90-110	10YR 6/4	10YR 4/4	SCL	gl	gs	oa2s	0,0	
		140-150	110-120	10YR 6/4	10YR 4/4	SCL	gl	gs	oa2s	0,0	
		150-170	140-150	10YR 7/4	10YR 5/4	SCL	gś	g	oa2s	0,0	
			150-170	10YR 7/4	10YR 5/4	SCL	gś	g	oa2s	0,0	
	Siemczyno	A	0-12	0-12	10YR 5/2	10YR 3/2	fSL	pgmp	dgp	gr1s	0,0
AE		12-36	12-36	10YR 6/3	10YR 4/3	fSL	glp	dgp	br2d/c	0,0	
Eet		36-70	36-70	10YR 8/3	10YR 6/3	fSL	gl	gl	os2s	0,0	
Btg		70-99	70-99	10YR 7/4	10YR 5/6	SCL	gś	gs	oa3s	0,0	
		99-126	100-114	10YR 7/4	10YR 5/8	L	glp	g	oa3s	0,0	
Cgg		126-145	114-126	10YR 7/8	10YR 6/8	fSL	glp	gl	oa2s	0,0	
		< 145	126-145	10YR 8/6	10YR 7/8	fSL	pgmp	dgp	oa1d/c	0,0	
			145-165	10YR 8/8	10YR 6/8	fSL	glp	gl	oa2s	0,0	

Tabela 1b. Wybrane cechy morfologiczne analizowanych gleb pływowych wytworzonych z gliny bazalnej fazy poznanskiej
 Table 1b. Selected morphology features of Alfisols formed from the Poznanska stage lodgment till

Profil Profile	Poziom gene- tyczny Horizon	Miaższosc Thickness cm	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Barwa gleby Soil colour		Grupa granulometryczna Texture			Struktura Structure	CaCO ₃ %
				suchej dry soil	wilgotnej moist soil	USDA	PTG	PN-R-04033		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ogorzelniny	Ap	0-32	0-32	10YR 5/3	10YR 3/3	fSL	gIp	dgp	gr2s	0,0
	AE	32-40	32-40	10YR 7/3	10YR 4/3	fSL	gIp	sgp	zn2s	0,0
	Eet	40-54	40-54	10YR 8/3	10YR 5/4	fSL	pgm	sgp	zn1s	0,0
	B1tgg	54-67	54-67	10YR 6/6	7.5YR 4/6	fSL	gl	sgp	pr2s	0,0
	B2tgg	67-80	67-80	10YR 6/6	7.5YR 4/6	SCL	gś	gs	pr3s	0,0
	Cgg	< 80	80-104	10YR 6/6	7.5YR 4/6	SCL	gl	gs	oa2s	0,0
			104-130	10YR 7/6	7.5YR 5/6	SCL	gl	gs	oa2s	0,0
			130-140	10YR 7/4	10YR 5/4	L	gś	g	oa2s	0,0
			140-160	10YR 6/6	7.5YR 4/4	SCL	gl	gs	oa2s	0,0
			160-175	10YR 6/6	7.5YR 4/4	SCL	gś	gs	oa3s	0,0
Obkazy	Ap	0-30	0-30	10YR 6/3	10YR 4/3	fLS	pgl	spg	gr1s	0,0
	Eet	30-44	30-44	10YR 8/3	10YR 6/6	fSL	gl	gl	br2d/c	0,0
	B1tgg	44-57	44-57	10YR 7/6	10YR 5/6	SCL	gś	gs	pr3s	0,0
	B2tgg	57-80	57-80	10YR 6/6	10YR 4/6	SCL	gIp	gs	pr2s	0,0
	Cgg	< 80	80-100	10YR 7/6	7.5YR 4/6	SCL	gl	gs	oa2s	0,0
			100-120	10YR 7/6	7.5YR 4/6	SCL	gl	gs	oa2s	0,0
			120-130	10YR 7/6	7.5YR 4/6	SCL	gl	gs	oa2s	0,0
			130-145	10YR 7/6	7.5YR 4/6	SCL	gl	gs	oa2s	0,0
			145-170	10YR 7/6	7.5YR 4/6	SCL	gl	gs	oa2s	0,0
							gl	gs	oa2s	0,0

Tabela 1c. Wybrane cechy morfologiczne analizowanych gleb pływowych wytworzonych z gliny bazalnej fazy leszczyńskiej
 Table 1c. Selected morphology features of Alfisols formed from the Leszczyńska stage lodgment till

Profil Profile	Poziom gene- tyczny Horizon	Miaższość Thickness	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Barwa gleby Soil colour		Grupa granulometryczna Texture			Struktura Structure	CaCO ₃ %	
				suchej dry soil	wilgotnej moist soil	USDA	PTG	PN-R-04033			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Wieleń Zaobrzański	Ap	0-30	5-30	10YR 5/3	10YR 3/3	fSL	pgl	sgp	gr1s	0,0	
	Eet	30-65	30-48	10YR 7/3	10YR 4/4	fSL	pgm	sgp	os1s	0,0	
	B1t	65-100	48-65	10YR 7/3	10YR 4/6	fSL	pgm	sgp	os1s	0,0	
	B2t	100-122	65-100	10YR 6/6	10YR 4/6	SCL	gl	gs	pr2s	0,0	
	Ccagg	< 122	100-122	100-122	10YR 6/6	10YR 4/6	fSL	gl	gl	pr2s	0,0
			122-142	10YR 7/4	10YR 4/6	fSL	pgm	sgp	os2s	6,2	
142-164	10YR 7/4	10YR 4/6	fSL	gl	os2s	6,5					
Bukowie Górny	Ap	0-30	0-30	10YR 6/3	10YR 4/3	SL	pgm	sgp	gr2s	0,0	
	Eet	30-43	30-43	10YR 5/4	10YR 4/4	SL	gl	sgp	os2s	0,0	
	B1t	43-83	43-63	7.5YR 6/6	7.5YR 4/6	SCL	glp	gs	pr2s	0,0	
			63-83	7.5YR 6/6	7.5YR 4/6	SCL	gś	gs	pr3s	0,0	
	B2t	83-95	83-95	7.5YR 6/6	7.5YR 4/6	SCL	gś	gs	pr3s	0,0	
			95-130	10YR 7/4	10YR 5/6	SCL	gl	gs	oa2s	7,3	
Ccagg	< 95	130-150	10YR 6/4	10YR 7/4	SCL	gl	gs	os2s	7,3		

Tabela 1d. Wybrane cechy morfologiczne analizowanych gleb pływowych wytworzonych z gliny bazalnej złodowacenia warty
 Table 1d. Selected morphology features of Alfisols formed from the Warta glaciation lodgment till

Profil Profile	Poziom gene- tyczny Horizon	Miaższosć Thickness cm	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Barwa gleby Soil colour		Grupa granulometryczna Texture			Struktura Structure	CaCO ₃ %
				suchej dry soil	wilgotnej moist soil	USDA	PTG	PN-R-04033		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Jędrzychowice	Ap	0-30	10-30	10YR 5/3	10YR 3/3	SL	pgm	sgp	gr2s	0,0
	Eet	30-52	30-49	10YR 6/3	10YR 4/4	SL	gl	sgp	os2s	0,0
	Bt	52-122	52-74	10YR 6/6	10YR 4/6	SCL	gś	gs	oa3g	0,0
			74-100	10YR 6/6	10YR 4/6	SCL	gś	gs	oa3g	0,0
			100-122	10YR 6/6	10YR 4/6	SCL	gś	gs	oa3g	0,0
		Cgg	< 122	122-145	10YR 6/6	10YR 4/6	SCL	gś	gs	oa3g
Łękanów	Ap	0-30	0-30	10YR 6/3	10YR 3/4	SL	pgl	sgp	gr1s	0,0
	Eet	30-50	30-50	10YR 7/3	10YR 5/4	SL	pgm	sgp	os2s	0,0
	Bt	50-128	50-73	10YR 6/6	10YR 4/4	SCL	gś	gs	oa3g	0,0
			73-100	10YR 6/8	10YR 5/8	SCL	gś	gs	oa3g	0,0
			100-128	10YR 6/6	10YR 4/6	SCL	gś	gs	oa3g	0,0
		Cgg	< 128	128-150	10YR 7/4	10YR 5/6	SCL	gś	gs	oa3g
			150-165	10YR 7/4	10YR 5/6	SCL	gś	gs	oa3g	0,0

Większość z analizowanych glin lodowcowych posiadała agregaty foremnowielościennie ostrokrawędziste (tab. 1a, b, d), a jedynie w glinie leszczyńskiej (profile: „Wieleń Zaobrzański”, „Bukowiec Górny”) występowały agregaty foremnowielościennie zaokrąglone (tab. 1c). Wszystkie utwory macierzyste wykazywały plamiste oglejenie typu gruntowego. Intensywność tego była zróżnicowana, ale nie przekraczała 40 % powierzchni.

4.2. Uziarnienie analizowanych gleb

Analizowane gleby pod względem uziarnienia wykazywały znaczne zróżnicowanie zarówno w ujęciu profilowym, jak i międzyprofilowym (tab. 2). Mimo tak dużego zróżnicowania pod względem zawartości poszczególnych frakcji, większość próbek została sklasyfikowana jako glina średnia bądź lekka (wg PTG) lub jako glina średnia bądź glina (wg PN-R04033) (tab. 1). Pozostałe próbki, które pochodziły najczęściej z poziomów powierzchniowych i eluwalnych miały uziarnienie od piasku gliniastego do gliny piaszczystej (PN-R04033) (tab. 1).

Analiza zawartości poszczególnych frakcji wykazywała szczególnie duże zróżnicowanie zawartości cząstek o średnicy 0,1-0,05 mm (pyłu grubego wg PTG), 0,05-0,02 mm (pyłu drobnego wg PTG) oraz frakcji ilastej ($< 0,002$ mm – wg PTG PN-R04033).

Zawartość cząstek o średnicy powyżej 2 mm w badanych glinach lodowcowych mieściła się od 1,1 do 9,4 % (tab. 2) i była zbliżona do ilości uzyskanych przez Krygowskiego [90] i Falkiewicza [50]. Najmniejszą ilość tych cząstek zawierała glina warciańska (tab. 2d). Natomiast poziomy solum analizowanych gleb miały nieco większe ilości tych cząstek (tab. 2 a-d). Było to szczególnie widoczne w profilach „Obkaz”, „Bukowiec Górny”, „Jędrzychowice” i „Łękanów” (tab. 2b-d).

Badania zawartości frakcji ilastej w poszczególnych próbkach gleb z profilu „Skape” i „Siemczyno” wykazały zróżnicowaną zawartość tej frakcji, która mieściła się w granicach od 8,6 do 29,4 % (tab. 2a). Wyraźne wzbogacenie w tę frakcję występowało w poziomach iluwalnych (22,8-29,4 %) na co może również wskazywać niska średnia średnica ziarn (GSS – 0,009-0,017 mm). Wzrosła jednak głównie ilość cząstek o średnicy od 2 do 0,2 μ m. Wykazała to analiza frakcji ilastej drobnej ($< 0,2$ μ m), której udział we frakcji ilastej z poziomów iluwalnych profilu „Skape” był zbliżony (rys. 2), a w profilu „Siemczyno” nawet niższy od jej udziału we frakcji ilastej z poziomu eluwalnego (rys. 2).

Glina lodowcowa fazy pomorskiej (profile „Skape” i „Siemczyno”) pod względem uziarnienia reprezentowała II typ charakteryzujący się dominacją dwóch frakcji [134]. Pierwszą była frakcja ilasta, której zawartość wahała się w granicach od 16,8 do 24,4 % przy czym glina z profilu „Skape” zawierała nieco więcej tej frakcji (tab. 2a). Natomiast drugą dominującą frakcją w glinie pomorskiej była frakcja piasku drobnego (0,25-0,1 mm), której zawartość oscylowała od 19,5 % do 29,9 %. Wyjątkiem była próbka pobrana z głębokości 126-145 cm (IIC gg) w profilu „Siemczyno”, która zawierała 36 % tej frakcji przy zawartości frakcji ilastej 9,5 % (tab. 2a). Analiza wskaźników sedymentologicznych oraz krzywych kumulacyjnych wykazała bardzo słabe wysortowanie badanej gliny pomorskiej na co wskazuje wysoka wartość GSO (4,05-5,55) (rys. 11) oraz łagodny przebieg krzywych kumulacyjnych (rys. 6).

Niższą wartość wskaźnika wysortowania (GSO = 3,05) wskazującą na lepsze wysortowanie miała tylko próbka pobrana z głębokości 126-145 cm z profilu „Siemczyno”.

Tabela 2a. Uziamienie analizowanych gleb pływowych wytworzonych z gliny bazalnej fazy pomorskiej
 Table 2a. Particle size of Alfisols formed from the Pomorska stage lodgment till

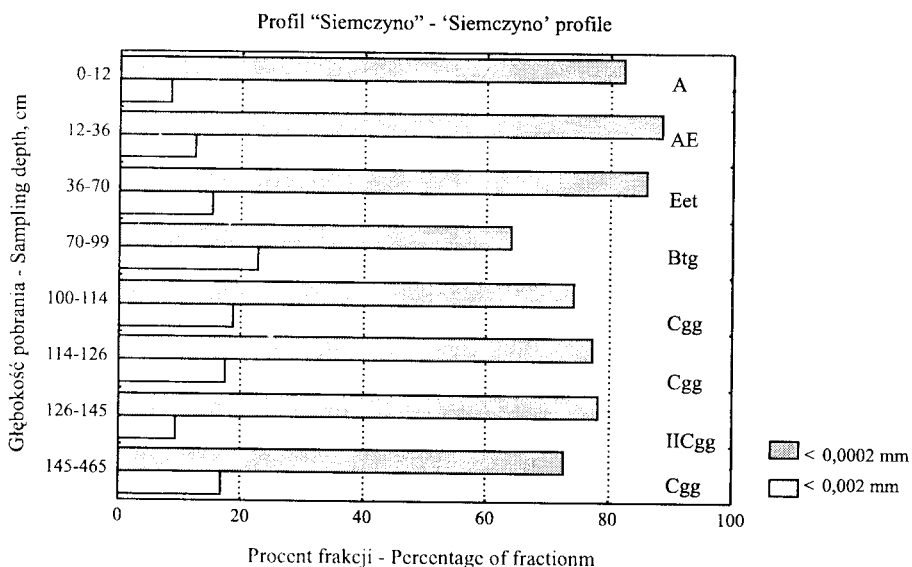
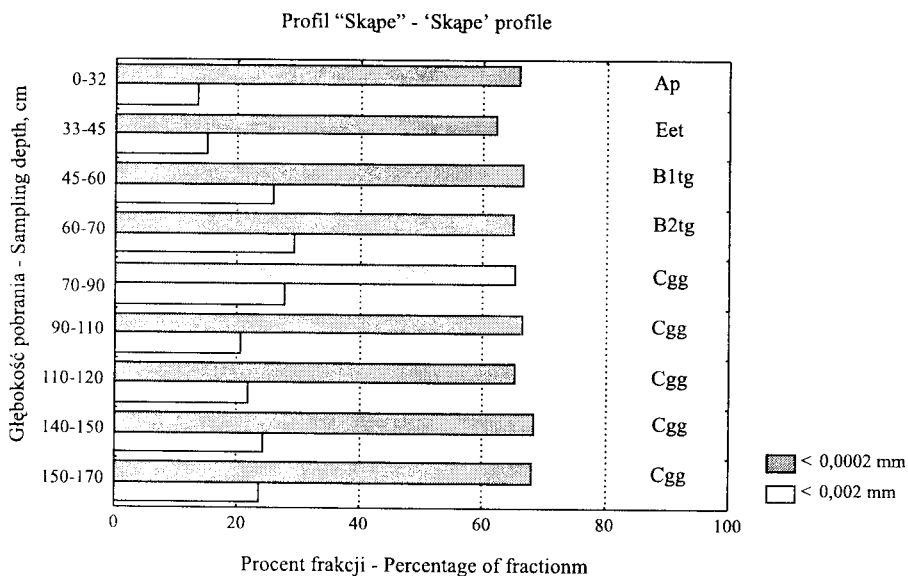
Profil Profile	Poziom gene- tyczny Horizon	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Zawartość frakcji (%) o średnicy w mm Content (%) of fraction in diameter, mm										
			> 2	2-1	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.02	0.02-0.006	0.006-0.002	< 0,002	< 0.0002
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Skape	Ap	0-32	4,4	1,9	4,7	12,5	27,7	9,3	17,3	9,4	3,6	13,6	8,9
	Eet	33-45	6,0	3,9	5,5	12,9	26,0	12,3	12,0	8,5	3,9	15,0	9,3
	B1tg	45-60	4,4	1,1	4,0	9,9	23,0	11,2	12,0	8,3	4,6	25,9	17,2
		60-70	2,7	2,4	3,8	9,0	19,5	10,6	9,9	11,0	4,4	29,4	19,0
	B2tg	70-90	2,7	1,2	4,1	9,7	21,1	10,6	18,6	2,5	4,5	27,7	18,1
	Cgg	90-110	2,7	3,2	5,6	12,0	23,2	10,8	11,1	8,8	4,8	20,5	13,6
		110-120	9,4	4,1	7,1	13,2	22,1	10,3	9,1	9,0	3,4	21,7	14,2
Siemczyño		140-150	2,9	3,6	4,8	11,3	19,6	10,8	10,9	9,8	4,8	24,4	16,6
		150-170	4,3	2,5	4,6	10,4	22,4	10,5	11,9	9,8	4,2	23,7	16,0
	A	0-12	3,6	2,1	6,0	14,0	29,9	15,9	13,0	7,8	2,7	8,6	7,0
	AE	12-36	2,9	2,7	6,0	14,0	28,8	14,7	11,3	7,7	2,5	12,3	10,9
	Eet	36-70	2,6	3,1	6,2	14,1	27,2	12,1	10,9	8,5	2,8	15,1	13,0
	Btg	70-99	2,3	1,5	5,1	12,7	24,2	12,4	9,0	9,0	3,2	22,8	14,6
	Cgg	100-114	4,0	1,9	5,1	11,4	13,4	13,4	22,7	11,0	2,5	18,6	13,8
	114-126	4,0	1,5	4,0	10,7	26,2	13,1	13,8	9,8	3,7	17,2	13,4	
	126-145	0,8	1,4	3,4	8,2	36,0	22,7	11,3	6,3	1,2	9,5	7,3	
	145-165	2,0	2,6	4,9	9,1	25,6	14,5	15,4	9,2	1,9	16,8	12,1	

Tabela 2b. Uziarnienie analizowanych gleb płowych wytworzonych z gliny bazalnej fazy poznańskiej
 Table 2b. Particle size of Alfisols formed from the Poznańska stage lodgment till

Profil Profile	Poziom gene- tyczny Horizon	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Zawartość frakcji (%) o średnicy, mm Content (%) of fractions in diameter, mm										
			> 2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,02	0,02-0,006	0,006-0,002	< 0,002	< 0,0002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ogorzelniny	Ap	0-32	1,6	2,6	5,7	13,1	28,9	15,2	9,8	8,4	2,5	13,8	11,3
	AE	32-40	2,1	2,9	7,0	15,7	29,1	12,7	12,5	7,8	2,2	10,1	7,1
	Eet	40-54	5,1	3,2	6,4	16,4	30,7	15,5	11,1	6,2	2,3	8,2	5,8
	B1tgg	54-67	1,9	4,4	7,4	14,5	27,2	11,8	8,6	5,8	2,6	17,7	12,0
	B2tgg	67-80	2,9	1,9	5,2	11,7	25,4	13,5	2,8	12,8	2,5	24,2	17,2
	Cgg	80-104	2,3	4,5	7,1	13,7	28,5	11,8	6,4	4,9	2,1	21,0	15,9
		104-130	1,7	1,3	5,2	11,8	25,2	13,9	9,0	7,5	1,8	24,3	17,1
		130-140	1,2	2,0	3,6	11,0	21,0	10,3	11,5	11,9	4,9	23,8	16,2
		140-160	4,0	1,7	4,8	13,5	27,3	13,6	7,4	7,0	3,6	21,1	16,4
		160-175	3,0	2,2	5,1	8,0	26,8	13,0	4,9	9,5	4,3	26,2	13,4
Obkaz	Ap	0-30	2,8	2,3	8,9	21,5	33,9	11,8	8,7	4,4	1,5	7,0	6,4
	Eet	30-44	2,8	1,9	5,3	14,1	29,9	9,7	11,7	7,5	3,8	16,1	9,0
	B1tgg	44-57	1,2	3,7	7,9	14,0	21,7	6,8	10,4	7,8	3,1	24,6	21,8
	B2tgg	57-80	1,6	1,7	5,0	12,2	23,2	12,7	13,7	6,4	3,2	21,9	14,4
	Cgg	80-100	1,0	1,5	4,8	12,4	25,6	13,0	11,3	7,3	2,8	21,3	13,4
		100-120	1,6	1,9	4,2	11,4	26,5	14,2	9,6	6,3	4,1	21,8	15,5
		120-130	1,6	1,6	4,6	9,9	26,7	15,5	8,7	7,1	3,8	22,1	14,6
		130-145	1,7	1,5	4,7	11,2	26,0	13,4	8,6	8,2	1,7	24,7	15,4
	145-170	1,2	2,2	5,0	13,2	26,7	12,3	9,7	7,6	3,1	20,2	12,8	

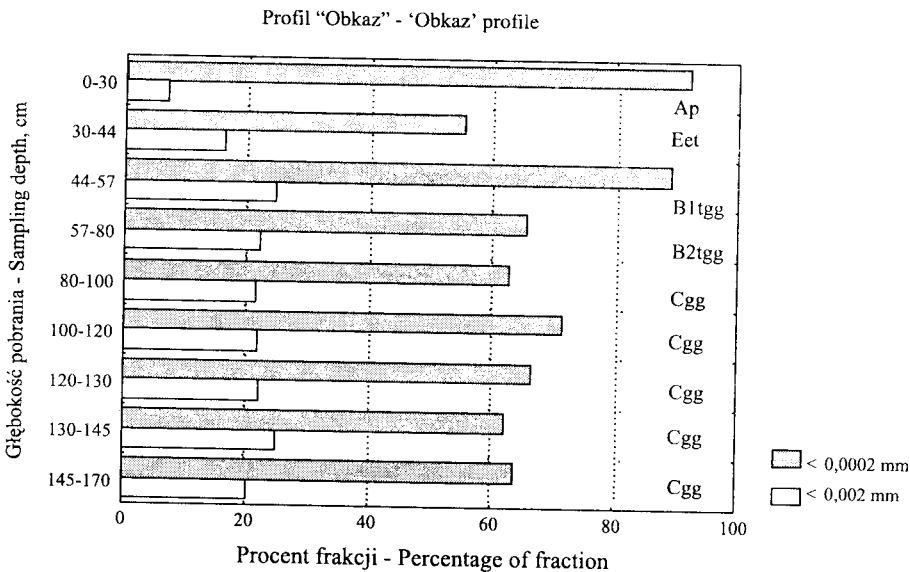
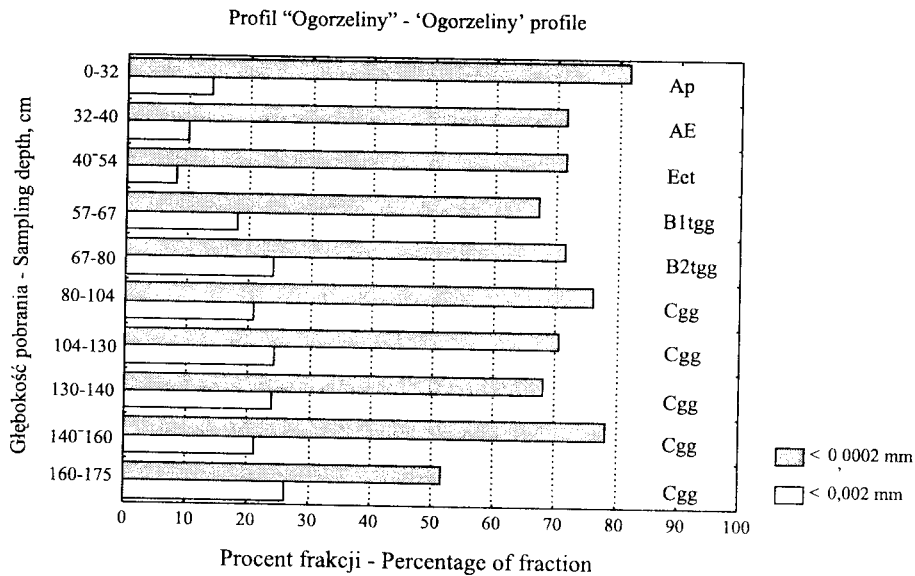
Tabela 2d. Uziarnienie analizowanych gleb pólowych wytworzonych z gliny bazalnej zlodowacenia warty
 Table 2d. Particle size of Alfisols formed from the Warta glaciation lodgment till

Profil Profile	Poziom gene- tyczny Horizon	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Zawartość frakcji (%) o średnicy w mm Content (%) of fractions in diameter, mm										< 0,0002		
			> 2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,02	0,02-0,006	0,006-0,002	< 0,002			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
		10-30	7,2	2,7	12,0	22,8	27,4	9,6	6,8	6,3	2,4	10,0	6,6		
		30-49	4,3	1,9	8,6	20,8	25,9	9,8	9,4	6,4	2,5	14,7	8,7		
		52-74	1,2	1,2	4,5	12,4	18,6	8,3	13,0	6,1	3,0	32,9	15,1		
		74-100	1,0	1,3	6,0	13,0	19,2	7,1	9,0	9,0	3,6	31,8	20,3		
		100-122	1,1	1,5	5,1	11,0	19,6	10,0	7,7	9,0	4,1	32,0	20,1		
		122-145	1,8	1,9	5,7	14,3	21,4	9,2	7,3	8,7	3,1	28,4	18,6		
		145-160	1,1	1,6	5,3	11,3	20,8	9,9	12,0	6,8	4,1	28,2	8,7		
		Jędrzychowice	Ap Eet Bt	0-30	3,6	2,5	10,4	22,4	30,8	11,3	7,6	6,0	1,5	7,5	2,9
				30-50	8,8	3,0	9,8	20,5	27,5	10,4	11,2	7,0	2,4	8,2	5,0
50-73	1,4			1,9	5,7	13,3	21,7	9,4	9,6	7,3	2,9	28,2	18,3		
73-100	1,8			2,3	5,5	11,6	27,0	8,2	8,3	7,9	3,1	26,1	17,2		
100-128	3,1			1,8	5,6	12,6	24,0	6,4	9,2	8,2	5,0	27,2	18,4		
128-150	1,6			3,0	5,3	11,5	20,5	10,4	10,3	7,7	4,0	27,3	17,7		
150-165	1,9			2,4	6,1	11,9	20,7	10,5	9,9	8,6	2,8	27,1	17,0		
Łękanów	Ap Eet Bt			0-30	3,6	2,5	10,4	22,4	30,8	11,3	7,6	6,0	1,5	7,5	2,9
				30-50	8,8	3,0	9,8	20,5	27,5	10,4	11,2	7,0	2,4	8,2	5,0
				50-73	1,4	1,9	5,7	13,3	21,7	9,4	9,6	7,3	2,9	28,2	18,3
		73-100	1,8	2,3	5,5	11,6	27,0	8,2	8,3	7,9	3,1	26,1	17,2		
		100-128	3,1	1,8	5,6	12,6	24,0	6,4	9,2	8,2	5,0	27,2	18,4		
		128-150	1,6	3,0	5,3	11,5	20,5	10,4	10,3	7,7	4,0	27,3	17,7		
		150-165	1,9	2,4	6,1	11,9	20,7	10,5	9,9	8,6	2,8	27,1	17,0		

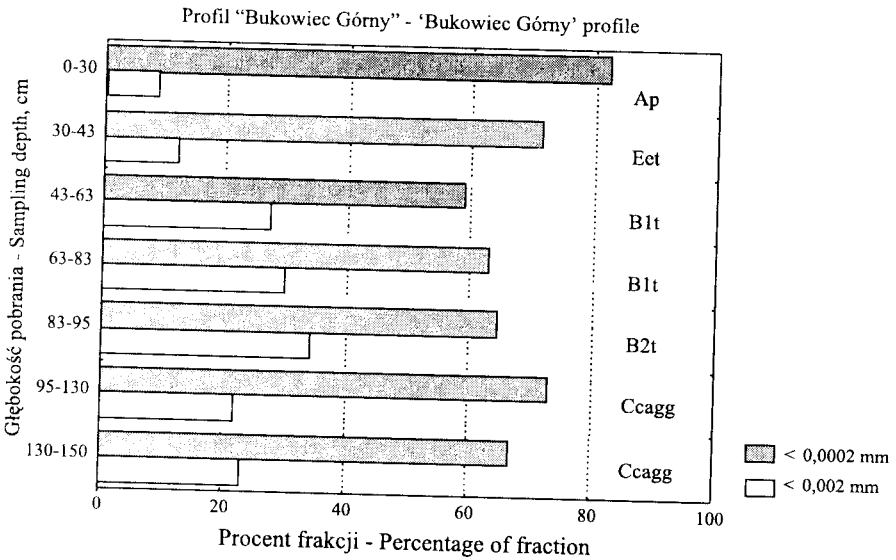
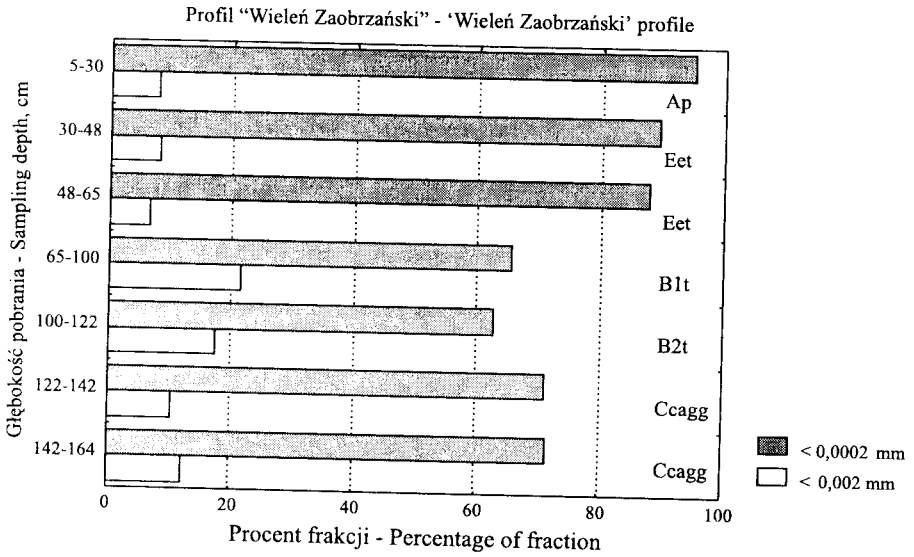


Rys. 2. Zawartość frakcji ilastej (< 0,002 mm) w analizowanych glebach płowych utworzonych z gliny lodowcowej fazy pomorskiej oraz udział w niej frakcji ilastej drobnej (< 0,0002 mm)

Fig. 2. Content of clay fraction (< 0.002 mm) in analysed Alfisols formed from the Pomorska stage till and the share of fine clay fraction (< 0.0002 mm) in clay fraction

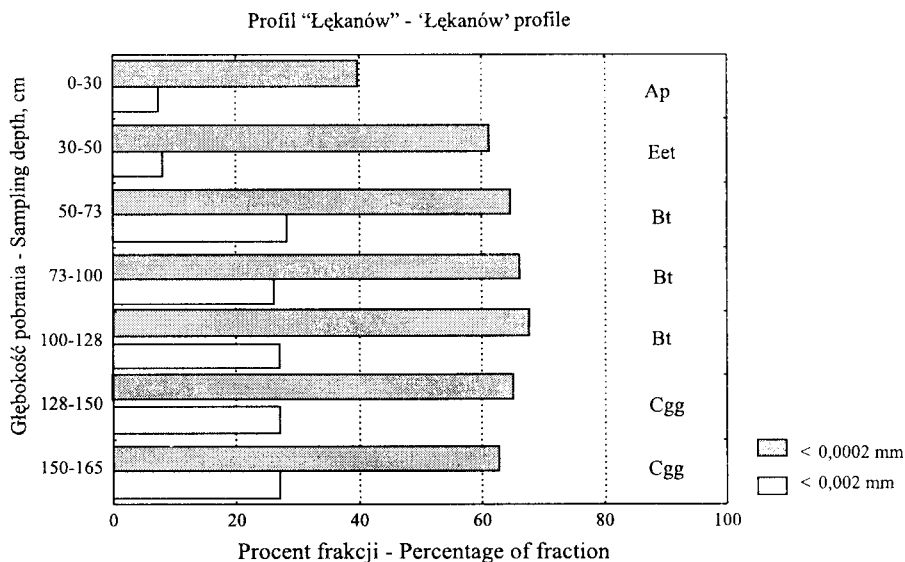
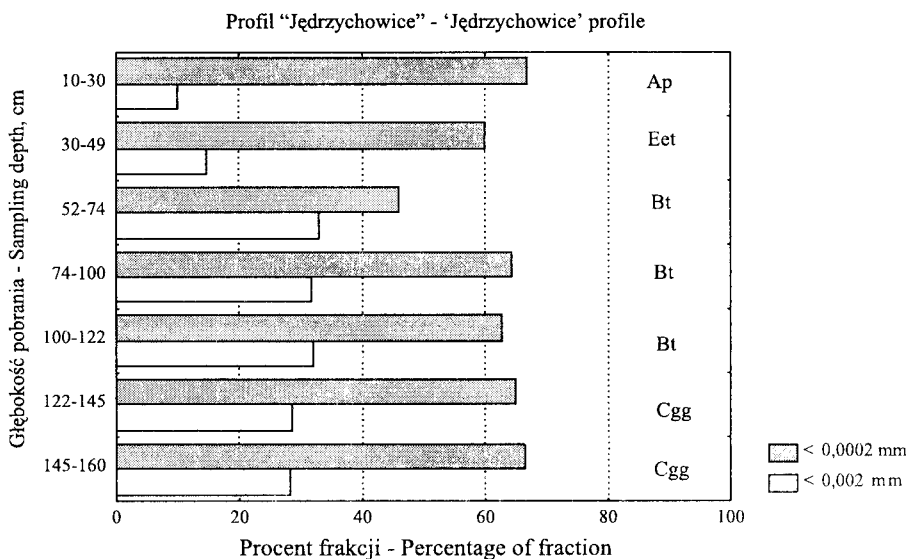


Rys. 3. Zawartość frakcji ilastej (< 0,002 mm) w analizowanych glebach płowych utworzonych z gliny lodowcowej fazy poznańskiej oraz udział w niej frakcji ilastej drobnej (< 0,0002 mm)
 Fig. 3. Content of clay fraction (< 0,002 μm) in Alfisols analysed formed from the Poznańska stage till and the share of fine clay fraction (< 0,0002 mm) in clay fraction



Rys. 4. Zawartość frakcji ilastej (< 0.002 mm) w analizowanych glebach płowych wytworzonych z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej oraz udział w niej frakcji ilastej drobnej (< 0.0002 mm)

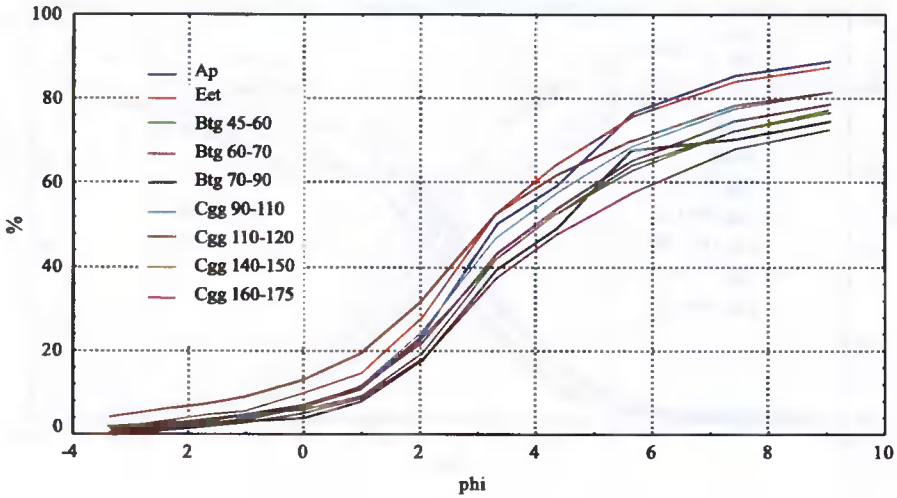
Fig. 4. Content of clay fraction (< 0.002 mm) in Alfisols analyzed from the Leszczyńska stage till and the share of fine clay fraction (< 0.0002 mm) in clay fraction



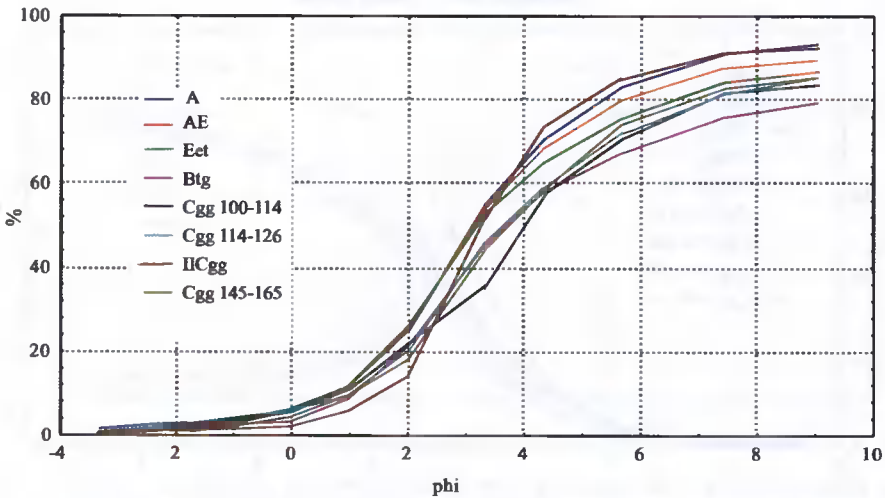
Rys. 5. Zawartość frakcji ilastej (< 0.002 mm) w analizowanych glebach płowych wytworzonych z gliny lodowcowej zlodowacenia warty oraz udział w niej frakcji ilastej drobnej (< 0.0002 mm)

Fig. 5. Content of clay fraction (< 0.002 mm) in Alfisols analysed formed from the Warta glaciation till and the share of fine clay fraction (< 0.0002 mm) in clay fraction

Krzywa kumulacyjna - Profil "Skape"
Cumulative curve - 'Skape' profile



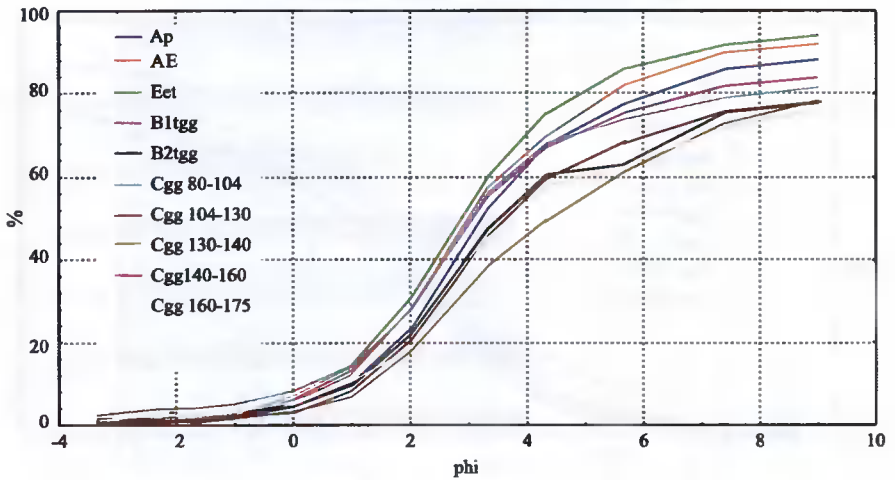
Krzywa kumulacyjna - Profil "Siemczyno"
Cumulative curve - 'Siemczyno' profile



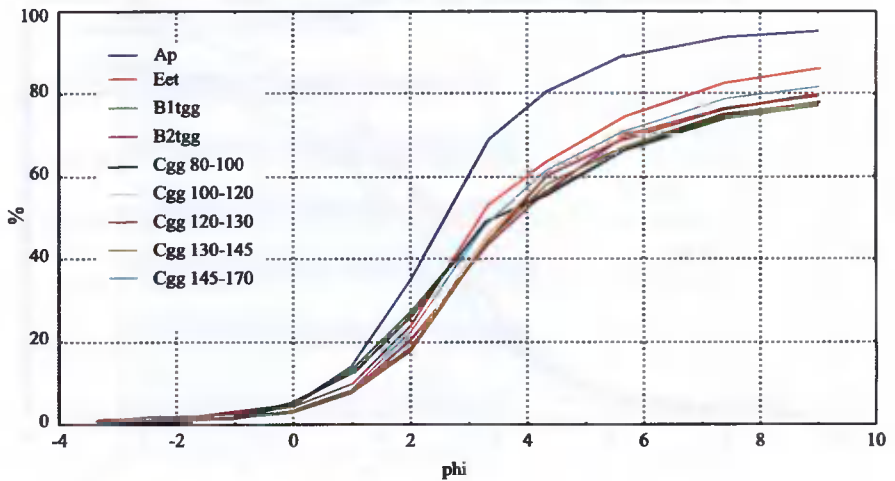
Rys. 6. Krzywe kumulacyjne poziomów genetycznych wydzielonych w glebach płowych wytworzonych z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 6. Cumulative curves for genetic horizons separated in Alfisols formed from the Pomorska stage till

Krzywa kumulacyjna - Profil "Ogorzeliny"
Cumulative curve - 'Ogorzeliny' profile



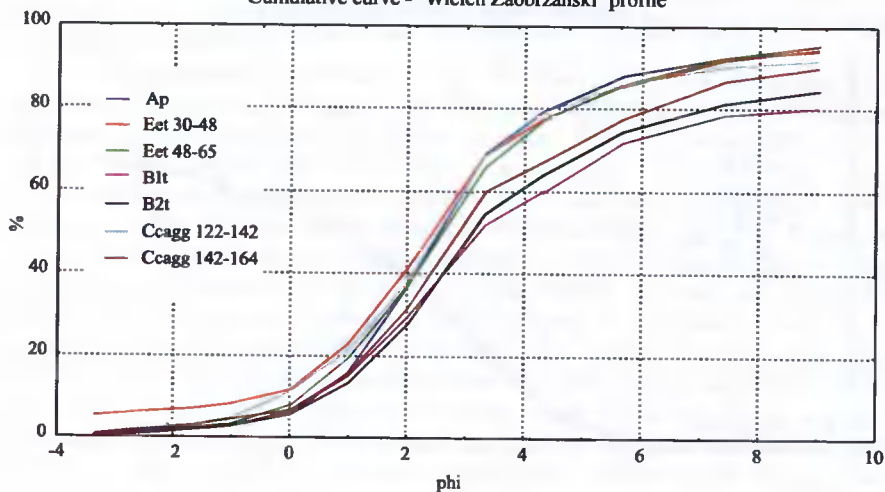
Krzywa kumulacyjna - Profil "Obkaz"
Cumulative curve - 'Obkaz' profile



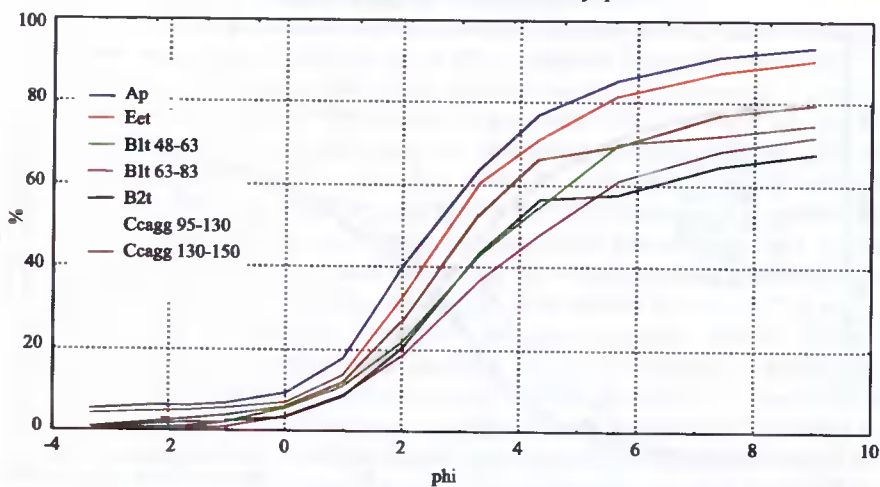
Rys. 7. Krzywe kumulacyjne poziomów genetycznych wydzielonych w glebach płowych wytworzonych z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

Fig. 7. Cumulative curves for genetic horizons selected in Alfisols formed from the Poznańska stage till

Krzywa kumulacyjna - Profil "Wieleń Zaobrzański"
Cumulative curve - 'Wieleń Zaobrzański' profile

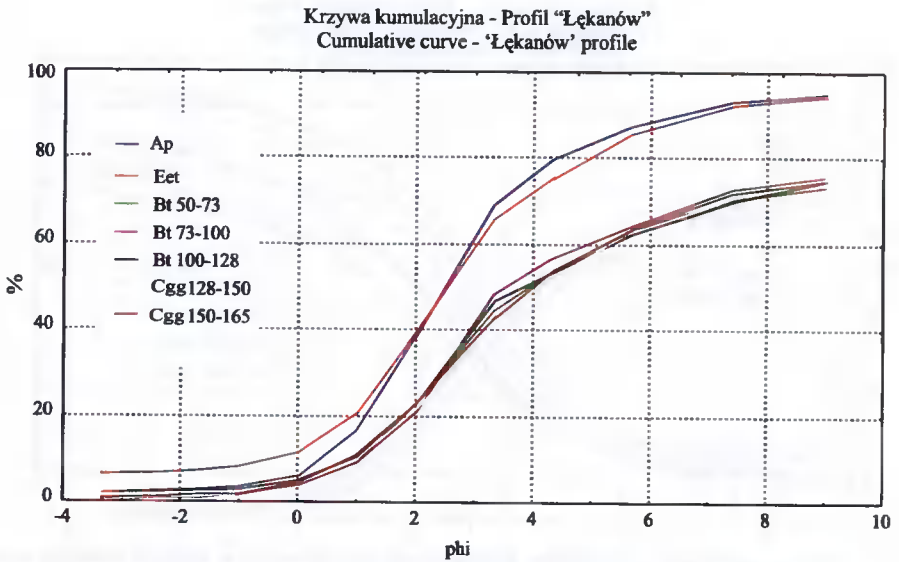
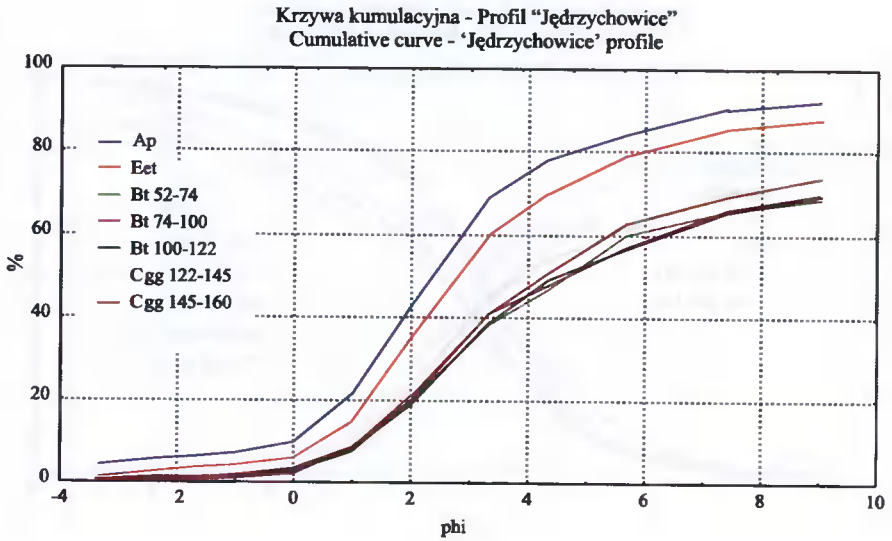


Krzywa kumulacyjna - Profil "Bukowiec Górny"
Cumulative curve - 'Bukowiec Górny' profile



Rys. 8. Krzywe kumulacyjne poziomów genetycznych wydzielonych w glebach płowych wytworzonych z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

Fig. 8. Cumulative curves for genetic horizons selected in Alfisols formed from the Leszczyńska stage till



Rys. 9. Krzywe kumulacyjne poziomów genetycznych wydzielonych w glebach płowych wytworzonych z gliny lodowcowej zlodowacenia warty

Fig. 9. Cumulative curves for genetic horizons selected in Alfisols formed from the Warta glaciation till

Miała ona również bardziej stromy przebieg krzywej kumulacyjnej (rys. 6) oraz większą średnią średnicę ziarn ($GSS = 0,074$ mm), co może świadczyć o fluwalnym charakterze tego materiału.

Podobnie jak gliny pomorskie II typ charakteryzował uziarnienie glin lodowcowych fazy poznańskiej. W glinach tych również dominowały cząstki o średnicy piasku drobnego i frakcja ilasta (tab. 2b). Zawartość frakcji ilastej wynosiła 20,2-26,2 % i była zbliżona do ilości uzyskanych dla tych glin przez Dierżkę i Olszewską [46].

Dużą ilastość tych glin potwierdził również wysoki wskaźnik ilastości wynoszący średnio 0,29 (rys. 10) oraz dodatni wskaźnik skośności (GSK) (rys. 12). Reprezentowały one również materiał bardzo słabo wysortowany, o czym świadczył zarówno łagodny przebieg krzywych kumulacyjnych (rys. 7), jak i wysokie wartości wskaźnika wysortowania ($GSO = 4,60-7,97$). Zawartość frakcji ilastej w poziomach iluwalnych gleb z profili: „Obkaz” i „Ogorzeliny” była zbliżona do zawartości w utworze macierzystym (17,7-24,6 %) (tab. 2b), co może wskazywać na brak wzbogacenia. Potwierdziła to także frakcja ilasta drobna, której procentowy udział we frakcji ilastej w poziomach iluwalnych był niższy niż w poziomach eluwalnych. Wyjątkiem był poziom B1tg z profilu „Obkaz”, w którym wyraźnie uwidacznilo się wzbogacenie tego poziomu we frakcję ilastą drobną (rys. 3).

Na inną genezę (fluwalną) poziomu powierzchniowego i eluwalnego tych profili może wskazywać ich uziarnienie, które miało odmienny charakter. Oznaką tego był stromy przebieg krzywych kumulacyjnych (rys. 7), znacznie lepsze wysortowanie ($GSO = 2,92-3,66$) oraz większa średnia średnica ziarn ($GSS = 0,061-0,13$ mm), wchodząca już w zakres piasku drobnego i bardzo drobnego (wg PN-R04033).

Utwory z tych poziomów charakteryzował również wysoki udział frakcji ilastej drobnej we frakcji ilastej, sięgający nawet 95 % – poziom Ap profil „Obkaz” (rys. 3).

Podobną dwudzielność wykazywały analizowane gleby wytworzone z gliny lodowcowej leszczyńskiej („Wieleń Zaobrzański”, „Bukowiec Górny”). Pierwszą część stanowiły utwory z poziomów powierzchniowych tych gleb posiadające teksturę gliny średnio piaszczystej (sgp) (PN-R04033), w których zawartość frakcji ilastej wahała się od 6,6 do 12,2 % (tab. 2c). Była ona – podobnie jak frakcja ilasta tych poziomów w glebach z profili „Obkaz” i „Ogorzeliny” – bogata we frakcję ilastą drobną (nawet 95 %) (rys. 4). Charakteryzowała się średnią średnicą ziarn mieszczącą się w zakresie piasku drobnego i bardzo drobnego ($GSS = 0,082-0,138$) oraz lepszym wysortowaniem ($GSO = 2,77-3,64$), co potwierdziły krzywe kumulacyjne wykreślone dla tych poziomów, których przebieg był bardziej stromy (rys. 8). Drugą część stanowiły poziomy iluwalne i macierzyste, które charakteryzowały się większym zróżnicowaniem międzyprofilowym. Zawartość frakcji ilastej w poziomach iluwalnych gleby z profilu „Wieleń Zaobrzański” wahała się w od 17,2 do 21,2 % (tab. 2c), przy 62-65 % udziale w niej frakcji ilastej drobnej (rys. 4). Natomiast poziomy iluwalne z drugiej gleby (profil „Bukowiec Górny”) zawierały większe ilości frakcji ilastej (27,4-34,2 %) (tab. 2c) przy podobnym udziale w niej frakcji ilastej drobnej (rys. 4). Były to utwory charakteryzujące się również brakiem wysortowania ($GSO = 6,08-7,35$) oraz małą średnią średnicą ziarn.

Tak jak różne były poziomy iluwalne profile „Wieleń Zaobrzański” i „Bukowiec Górny” tak samo zróżnicowana była glina leszczyńska, będąca utworem macierzystym dla tych gleb. Pobrana z profilu „Wieleń Zaobrzański” wykazywała większe spiaszczenie potwierdzone niską zawartością frakcji ilastej (10,5-12,3 %), niskim wskaźnikiem ilastości $I = 0,1-0,12$ (niższym od uzyskanych dla gliny leszczyńskiej przez Górską i Kaczmar-

ka [60], niższym wskaźnikiem skośności (rys. 12) oraz wysoką jak na glinę bazalną średnią średnicę ziarn (0,076-0,131 mm).

Gлина z profilu „Bukowiec Górny” o teksturze gliny średniej i równie bardzo słabym wysortowaniu (łagodny przebieg krzywych kumulacyjnych – rys. 8) zawierała natomiast od 21,8 do 22,9 % frakcji ilastej o 65-70 % udziale frakcji ilastej drobnej (rys. 4). Takie zróżnicowania gliny lesszczyńskiej mogą być spowodowane jej powstaniem w trakcie dwóch różnych lobów glacialnych [76].

Również poziomy powierzchniowe i eluwalne gleb wytworzonych z gliny warciańskiej budowały utwory lepiej wysortowane (GSO – 2,86-3,95, krzywa kumulacyjna bardziej stroma – rys. 9) o teksturze gliny średnio piaszczystej i zawierające od 7,5 do 14,7 % frakcji ilastej (tab. 2d). Frakcję tę stanowiła w 40-60 % frakcja ilasta drobna (rys. 5).

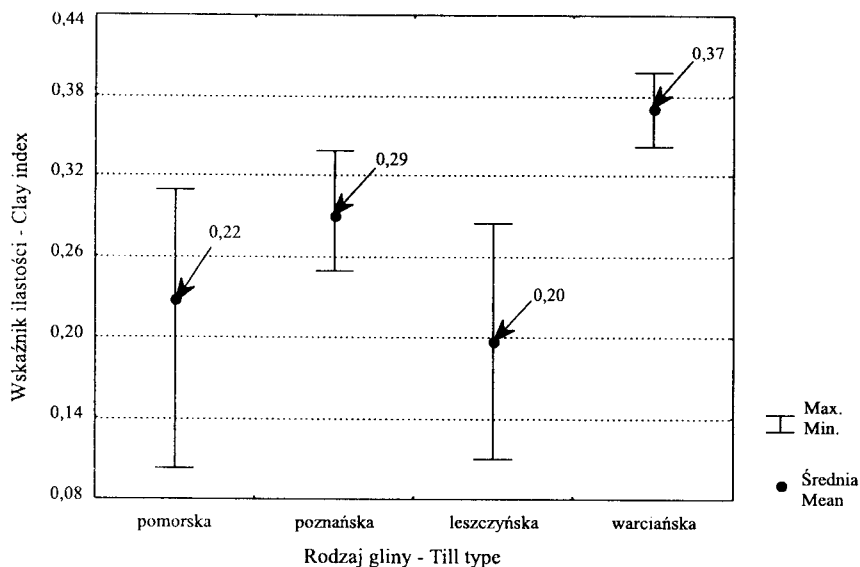
Poziomy leżące poniżej poziomów eluwalnych charakteryzował się brakiem bądź bardzo małym wysortowaniem (GSO – 5,11-7,53) oraz większą ilością frakcji ilastej (tab. 2d) Szczególnie wzbogacenie w tę frakcję uwidacznilo się w poziomach iluwalnych gleby z profilu „Jędrzychowice” (tab. 2d). Oznaką tego była bardzo mała średnia średnica ziarn, która wahała się od 0,005 do 0,007 mm. Wzbogacenie to nie zostało potwierdzone większym udziałem frakcji ilastej drobnej (rys. 5).

Analiza uziarnienia gliny lodowcowej warciańskiej będącej utworem macierzystym dla badanych gleb wykazała dużą jednorodność tego materiału przy bardzo słabym jego wysortowaniu (GSO – 6,32-6,85) i dużej jego ilastości (I – 0,37) (rys. 10) znacznie przekraczającej wartości podane dla tych glin przez Karczewskiego [74]. Ilastość tę potwierdziła również bardzo mała średnia średnica ziarn (GSS – 0,009-0,011 mm).

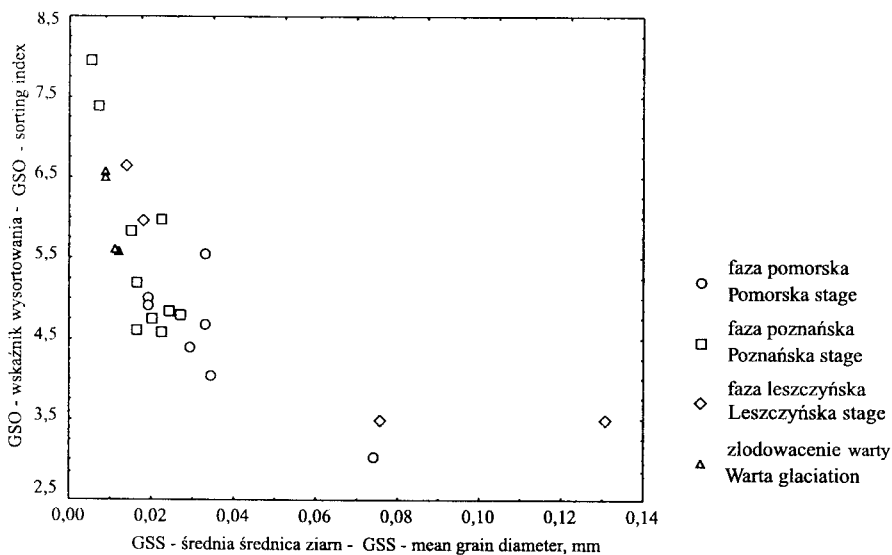
4.3. Właściwości fizykochemiczne i sorpcyjne

4.3.1. Właściwości fizykochemiczne

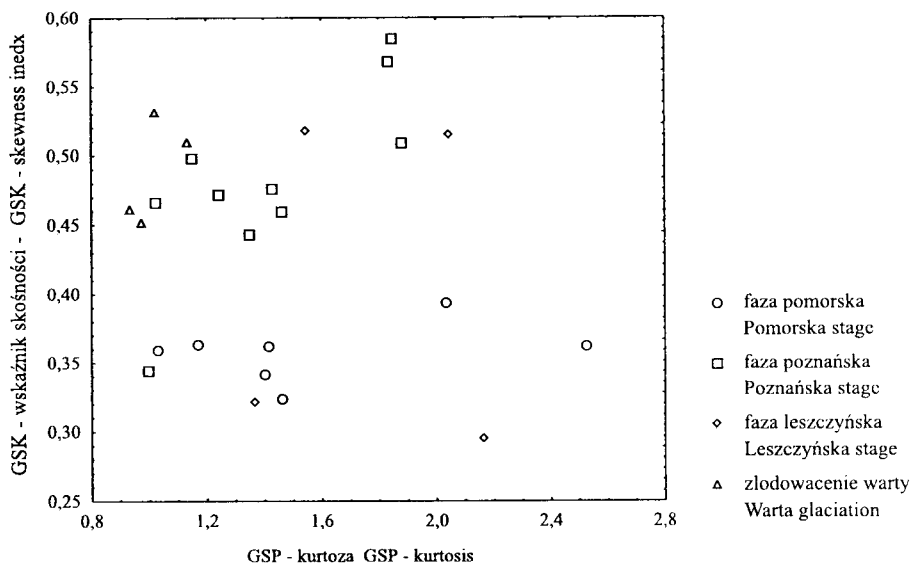
Poziomy ornopróchniczne analizowanych gleb zawierały od 0,74 do 1,02 % węgla organicznego (tab. 3). Największa jego ilość występowała w poziomie powierzchniowym gleby z profilu „Ogorzeliny”. Mimo że oznaczone ilości węgla organicznego pozwalały zaliczyć analizowane poziomy ornopróchniczne do poziomu diagnostycznego *mollic*, to były one niższe od tych, które uzyskali w glebach płowych: Borowiec [14], Długosz [40], Komisarek [81], Konecka-Betley [85], Pondel [127], Uggła i Przedwojski [177], natomiast zbliżone do zawartości uzyskanych przez Cieślę [28], Cieślę i Dąbkowską-Naskręt [29] oraz Cieślę i Kociałkowskiego [30]. Zawartość węgla organicznego w badanych glebach uprawnych spadała wraz z głębokością ulegając zanikowi na głębokości około 50 cm. Poziom próchniczny jedynej badanej gleby leśnej zawierał większą ilość węgla organicznego (2,04 %) niż poziomy analizowanych gleb uprawnych. Również w glebie leśnej następował spadek ilości C-org. wraz z głębokością, przy czym całkowity zanik zaobserwowano dopiero na głębokości około 100 cm (tab. 3).



Rys. 10. Zmienność wskaźnika ilastości w analizowanych glinach lodowcowych
 Fig. 10. Clay index variability for the tills analysed



Rys. 11. Porównanie średniej średnicy ziarn i wskaźnika wysortowania w analizowanych glinach
 Fig. 11. Comparison of mean grain diameter and sorting index for the tills analysed



Rys. 12. Porównanie wskaźnika skośności i kurtozy w badanych glinach lodowcowych
 Fig. 12. Comparison between skewness index and kurtosis in the tills analysed

Podobny rozkład profilowy posiadał azot, którego zawartość w poziomach próchnicznych wahała się w granicach 0,051-0,21 % (tab. 3).

Największą ilość azotu stwierdzono w poziomie powierzchniowym gleby z profilu „Jędrzychowice”, a najmniejszą ilość w poziomie ornopróchnicznej gleby z profilu „Bukowiec Górny”.

Badane gleby wykazywały większe zróżnicowanie pod względem kwasowości czynnej, wymiennej i hydrolitycznej (tab. 3). Mimo tak dużego zróżnicowania większość badanych próbek miała odczyn kwaśny i bardzo kwaśny. Jedynie próbki pobrane z gliny lodowcowej leszczyńskiej (profil „Wieleń Zobrzański” i „Bukowiec Górny”) i profilu „Jędrzychowice” (głina warciańska) charakteryzował odczyn zasadowy (pH w H₂O – 7,90-8,08). Związane to było z występowaniem w tych utworach CaCO₃, którego zawartość wahała się w granicach 6,2-7,3 % (tab. 1). Kwasowy charakter większości badanych poziomów genetycznych potwierdziły niskie wartości odczynu mierzonego w roztworze KCl (miernik kwasowości wymiennej) (rys. 3). Oprócz niskich wartości odczynu w niektórych próbkach występowała duża różnica między wartościami pH mierzonymi w H₂O i KCl.

Fakt ten spowodowany był dużą ilością jonów wodorowych i glinowych znajdujących się w kompleksie sorpcyjnym badanych próbek – szczególnie w spągu gleby z profilu „Skąpe” (tab. 3). Wysokie wartości kwasowości hydrolitycznej (tab. 3) wskazywały również na kwaśny charakter większości badanych próbek. Najwyższe wartości kwasowości hydrolityczna (Hh) osiągała w poziomie powierzchniowym gleby leśnej (profil „Siemczyno”).

Tabela 3. Niektóre właściwości fizykochemiczne badanych gleb płowych
 Table 3. Selected physical and chemical properties of Alfisol analysed

Profil Profile	Poziom gene- tyczny Horizon	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Zawartość Content			C/N	pH		Hh
			C-org.	Substancja organiczna Organic matter	N		H ₂ O	KCl	cmol · kg ⁻¹
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Skapc	Ap	0-32	0,81	1,40	0,089	9,1	5,65	5,08	2,75
	Eet	33-45	0,46	0,79	0,045	10,2	5,72	5,01	1,95
	B1tg	45-60					5,73	4,90	2,63
		60-70					5,15	4,35	3,68
	B2tg	70-90					5,08	4,19	4,13
	Cgg	90-110					5,87	4,74	2,55
		110-120					5,64	4,64	2,55
		140-150					5,24	4,38	2,25
150-170						6,03	4,73	1,88	
Siemczyno	A	0-12	2,04	3,51	0,101	20,2	4,25	3,92	8,25
	AE	12-36	1,24	2,14	0,087	14,3	4,14	3,91	6,90
	Eet	36-70	0,22	0,38	0,081	2,7	4,49	4,08	4,58
	Btg	70-99	0,10	0,17	0,076	1,3	4,86	3,94	6,23
	Cgg	100-114					4,42	3,78	4,50
		114-126					4,94	3,86	4,13
		126-145					4,90	3,94	2,33
		145-165					3,76	3,82	4,05
Ogorzeliny	Ap	0-32	1,02	1,75	0,101	10,1	7,06	7,02	0,45
	AE	32-40	0,54	0,93	0,084	6,5	6,93	6,64	0,75
	Eet	40-54	0,24	0,41	0,034	7,1	7,05	6,49	0,60
	B1tgg	54-67					7,06	6,24	0,83
	B2tgg	67-80					6,84	5,86	1,05
	Cgg	80-104					6,64	5,60	1,13
		104-130					6,31	5,15	1,50
		130-140					6,20	4,83	1,80
		140-160					5,84	4,68	1,65
		160-175					5,69	4,49	1,95
Obkaz	Ap	0-30	0,82	1,36	0,070	11,7	4,73	4,26	3,60
	Eet	30-44	0,18	0,47	0,045	4,0	5,18	4,52	2,25
	B1tgg	44-57	0,09	0,14	0,011	8,2	5,44	4,44	2,25
	B2tgg	57-80					5,93	4,72	1,73
		80-100					5,52	4,46	2,25
	Cgg	100-120					5,31	4,37	1,96
		120-130					5,33	4,48	2,18
		130-145					5,33	4,48	1,96
		145-170					5,53	4,56	2,18

cd. tabeli 3
Table 3 continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Wieleń Zaobrzański	Ap	5-30	0,79	1,36	0,070	11,3	5,40	4,50	2,40
	Eet	30-48	0,27	0,47	0,062	4,4	5,69	4,68	1,35
		48-65	0,08	0,14	0,011	7,3	6,19	5,07	0,75
	B1t	65-100					7,20	5,82	0,75
	B2t	100-122					7,40	6,49	0,38
	Ccagg	122-142					8,23	7,66	0,11
		142-164					8,24	7,67	0,13
Bukowiec Górny	Ap	0-30	0,74	1,28	0,051	14,5	5,01	4,22	3,45
	Eet	30-43	0,55	0,94	0,021	26,2	5,40	4,41	2,03
		43-63	0,31	0,53	0,011	28,2	5,77	4,53	2,18
	B2t	63-83					5,80	4,62	1,65
		83-95					6,54	5,45	0,98
	Ccagg	95-130					8,03	7,48	0,11
		130-150					8,08	7,41	0,14
Jędrzychowice	Ap	10-30	0,79	1,36	0,156	5,1	6,85	6,57	0,78
	Eet	30-49	0,24	0,41	0,056	4,3	7,03	6,51	0,73
		52-74	0,15	0,26	0,022	6,8	7,69	6,68	0,42
	Cgg	74-100					7,80	6,82	0,33
		100-122					7,78	6,99	0,54
		122-145					7,90	6,96	0,24
		145-160						7,96	6,99
Łękanów	Ap	0-30	0,85	1,47	0,210	4,1	4,75	3,94	3,75
	Eet	30-50	0,27	0,47	0,017	15,9	4,85	4,13	0,90
		50-73	0,10	0,17	0,012	8,3	5,81	4,52	1,65
	Cgg	73-100					6,80	5,78	2,40
		100-128					7,16	5,95	0,99
		128-150					7,23	5,97	0,75
	150-165					7,11	5,74	0,68	

Analiza zmienności profilowej odczynu w analizowanych glebach wykazała jego wzrost wraz z głębokością w glebach wytworzonych z gliny leszczyńskiej (profile „Wieleń Zobrzański” i „Bukowiec Górny”) oraz z gliny warciańskiej (profile „Jędrzychowice” i „Łękanów”). Natomiast w glebie z profilu „Ogorzeli” wartość odczynu malała wraz z głębokością (tab. 3). W pozostałych glebach wartości odczynu w poszczególnych poziomach genetycznych były do siebie zbliżone. Z przebadanych właściwości fizykochemicznych analizowanych gleb zwracał uwagę brak węglanów w glinie lodowcowej fazy poznańskiej, która to w większości danych literaturowych jest gliną węglanową (nawet do 13 % CaCO_3) [28, 29, 31, 40, 83, 127].

4.3.2. Właściwości sorpcyjne

Podstawowe właściwości sorpcyjne analizowanych gleb zebrano w tabeli 4. Z prezentowanego zestawienia wynika, że kationowa pojemność wymienna (T) w analizowanych próbkach była również właściwością różnicującą analizowane próbki. Zakres T wahał się od 2,49 do 25,96 $\text{cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$. Największą pojemnością wymienną charakteryzowały się poziomy iluwalne gleby wytworzonej z gliny warciańskiej (profil „Jędrzychowice”), natomiast najmniejszą – poziomy eluwalne gleby z profilu „Wieleń Zaobrzański”. Analiza zmienności profilowej kationowej pojemności wymiennej wykazała dużą zbieżność z profilową zmiennością frakcji ilastej (tab. 2 i 4). Badania składu kationowego wykazały natomiast wysoki procent wysycenia kompleksu sorpcyjnego (KS) jonami wodoru (H^+), na co wskazywała również analiza kwasowości. Szczególnie uwidoczniło się to w poziomach powierzchniowych i eluwalnych, których KS był wysycony jonami H^+ od 4,11 do 64,76 %. Najmniejszy udział jonów wodorowych w KS zaobserwowano w glinie leszczyńskiej (profile „Wieleń Zaobrzański” i „Bukowiec Górny”), w glebie z profilu Jędrzychowice oraz w poziomie ornopróchnicznym gleby z profilu Ogorzeliny, zaś największy udział kationu wodorowego w KS występował w próbkach z gleby leśnej (profil „Siemczyno”). Były one zbieżne z wynikami analizy kwasowości wymiennej (tab. 3 i 4). Oprócz wysokiego udziału jonu wodorowego w niektórych z analizowanych próbek uwagę zwracał wysoki udział jonu glinowego (Al^{3+}). Szczególnie dużo występowało go w glebie leśnej, gdzie w poziomie eluwalnym osiągał wartość ponad 17 % KS. Równie wysoki udział jonu Al^{3+} w KS (powyżej 10 %) zaobserwowano w poziomie Ap gleby z profilu „Bukowiec Górny” (tab. 4). W próbkach, w których jony H^+ i Al^{3+} nie przeważały w kompleksie sorpcyjnym dominującą rolę przejęły jony wapnia (Ca^{2+}), których udział dochodził nawet do ponad 90 % (tab. 4). Cechą, na którą trzeba zwrócić uwagę był wysoki udział potasu (K^+), przekraczający nawet 10 % w kompleksie sorpcyjnym próbek pobranych z poziomów Ap, Eet, B1tgg gleby z profilu „Obkaz” oraz poziomu Eet profilu „Lękanów”. Oprócz wymienionych poziomów pozostałe poziomy powierzchniowe gleb uprawnych również wykazywały widoczne wzbogacenie kompleksu sorpcyjnego w ten jon.

Tabela 4a. Zawartość kationów wymiennych oraz ich procentowy udział w kompleksie sorpcyjnym gleb pływających wytworzonych z gliny bazalnej fazy pomorskiej

Table 4a. Content of exchangeable cations and their share in sorption complex of Alfisols formed from the Pomorska stage lodgment till

Profil Profile	Poziom gene- tyczny Horizon	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Zawartość kationów wymiennych Content of exchangeable cations					Udział kationów wymiennych Share of exchangeable cations					V			
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ³⁺	T	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺		Na ⁺	H ⁺	Al ³⁺
cmol(+) · kg ⁻¹													%			
Skape	Ap	0-32	4,72	0,26	0,67	0,25	2,75	0,14	8,79	53,70	2,96	7,62	2,84	31,29	1,59	67,1
	Eet	33-45	3,94	0,27	0,68	0,22	1,95	0,09	7,15	55,10	3,78	9,51	3,08	27,27	1,26	71,5
	B1tg	45-60	10,18	0,64	0,97	0,36	2,63	0,14	14,92	68,23	4,29	6,50	2,41	17,63	0,94	81,4
		60-70	10,33	0,93	0,89	0,67	3,68	0,33	16,83	61,38	5,53	5,29	3,98	21,87	1,96	76,2
	B2tg	70-90	9,76	0,94	0,72	0,53	4,13	0,35	16,43	59,40	5,72	4,38	3,23	25,14	2,13	72,8
	Cgg	90-110	6,11	0,83	0,59	0,35	2,55	0,14	10,57	57,81	7,85	5,58	3,31	24,12	1,32	74,6
		110-120	5,86	0,72	0,53	0,38	2,55	0,14	10,18	57,56	7,07	5,21	3,73	25,05	1,38	73,6
		140-150	7,12	0,95	0,52	0,37	2,25	0,20	11,41	62,40	8,33	4,56	3,24	19,72	1,75	78,5
		150-170	5,65	0,77	0,49	0,27	1,88	0,20	9,26	61,02	8,32	5,29	2,92	20,30	2,16	77,6
	Siemczyño	A	0-12	2,10	0,33	0,38	0,46	8,25	1,22	12,74	16,48	2,59	2,98	3,61	64,76	9,58
AE		12-36	1,49	0,22	0,24	0,57	6,90	1,35	10,77	13,83	2,04	2,23	5,29	64,07	12,53	23,4
Eet		36-70	0,65	0,08	0,18	0,36	4,58	1,21	7,06	9,21	1,13	2,55	5,10	64,87	17,14	18,0
Btg		70-99	1,78	0,69	0,49	0,41	6,23	1,57	11,17	15,94	6,18	4,39	3,67	55,77	14,06	30,2
Cgg		100-114	3,67	0,89	0,47	0,36	4,50	1,01	10,90	33,67	8,17	4,31	3,30	41,28	9,27	49,5
		114-126	3,80	0,99	0,58	0,36	4,13	0,96	10,82	35,12	9,15	5,36	3,33	38,17	8,87	53,0
HCGg		126-145	1,66	0,33	0,28	0,36	2,33	0,63	5,59	29,70	5,90	5,01	6,44	41,68	11,27	47,1
Cgg		145-165	3,94	0,81	0,50	0,45	4,50	0,50	10,25	38,44	7,90	4,88	4,39	93,51	4,88	44,4

Tabela 4b. Zawartość kationów wymiennych oraz ich procentowy udział w kompleksie sorpcyjnym gleb pływowych wytworzonych z gliny bazalnej fazy poznańskiej

Table 4b. Content of exchangeable cations and their share in sorption complex of Alfisols formed from the Poznańska stage lodgment till

Profil Profile	Poziom gene- tyczny Horizon	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Zawartość kationów wymiennych Content of exchangeable cations							Udział kationów wymiennych Share of exchangeable cations							V
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ³⁺	T	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ³⁺		
			cmol(+) · kg ⁻¹														
Ogorzelniny	Ap	0-32	9,32	0,33	0,67	0,17	0,45	0,02	10,96	85,04	3,01	6,11	1,55	4,11	0,18	95,7	
	AE	32-40	4,71	0,24	0,52	0,06	0,75	0,05	6,33	74,41	3,79	8,21	0,95	11,85	0,79	85,4	
	Eet	40-54	3,14	0,20	0,34	0,10	0,60	0,06	4,44	70,72	4,50	7,66	2,25	13,51	1,35	85,1	
	B1tgg	54-67	8,82	0,58	0,50	0,29	0,83	0,02	11,04	79,89	5,25	4,53	2,63	7,52	0,18	92,3	
	B2tgg	67-80	10,04	0,98	0,65	0,37	1,05	0,07	13,16	76,29	7,45	4,94	2,81	7,98	0,53	91,5	
	Cgg	80-104	8,32	0,94	0,59	0,34	1,13	0,07	11,39	73,05	8,25	5,18	2,99	9,92	0,61	89,5	
		104-130	8,52	1,20	0,61	0,34	1,50	0,13	12,30	69,27	9,76	4,96	2,76	12,20	1,05	86,7	
		130-140	10,71	1,58	0,73	0,42	1,80	0,07	15,31	69,95	10,32	4,77	2,74	11,76	0,46	87,8	
		140-160	6,75	0,95	0,51	0,23	1,65	0,07	10,16	66,44	9,35	5,02	2,26	16,24	0,69	83,1	
		160-175	7,24	1,12	0,50	0,36	1,95	0,16	11,33	63,90	9,89	4,41	3,18	17,21	1,41	81,4	
Obkaz	Ap	0-30	1,18	0,12	0,73	0,26	3,60	0,50	6,39	18,47	1,88	11,42	4,07	56,34	7,82	35,8	
	Eet	30-44	0,73	0,17	0,40	0,04	2,25	0,36	3,95	18,48	4,30	10,13	1,01	56,96	9,11	33,9	
	B1tgg	44-57	2,60	0,46	1,17	0,06	2,25	0,36	6,90	37,68	6,67	16,96	0,87	32,61	5,22	62,2	
	B2tgg	57-80	5,28	0,58	1,05	0,10	1,73	0,36	9,10	58,02	6,37	11,54	1,10	19,01	3,96	77,0	
	Cgg	80-100	6,37	0,65	0,65	0,21	2,25	0,18	10,31	61,78	6,30	6,30	2,04	21,82	1,75	76,4	
		100-120	10,04	1,13	0,25	0,21	1,96	0,26	13,85	72,49	8,16	1,81	1,52	14,15	1,88	84,0	
		120-130	8,70	1,01	0,23	0,19	2,18	0,35	12,66	68,72	7,98	1,82	1,50	17,22	2,76	80,2	
		130-145	12,63	1,02	0,22	0,12	1,96	0,28	16,23	77,82	6,28	1,36	0,74	12,08	1,73	86,2	
		145-170	12,42	1,04	0,27	0,15	2,18	0,16	16,22	76,57	6,41	1,66	0,92	13,44	0,99	85,8	

Tabela 4c. Zawartość kationów wymiennych oraz ich procentowy udział w kompleksie sorpcyjnym gleb pływowych wytworzonych z gliny bazalnej fazy lesczynskiej

Table 4c. Content of exchangeable cations and their share in sorption complex of Alfisols formed from the Leszczyńska stage lodgment till

Profil Profile	Poziom- gene- tyczny Horizon	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Zawartość kationów wymiennych Content of exchangeable cations							Udział kationów wymiennych Share of exchangeable cations							V
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ³⁺	T	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ³⁺		
			cmol(+) · kg ⁻¹							%							
Wieliczka Zaobrzanski	Ap	5-30	1.85	0.21	0.22	0.06	2.40	0.17	4.91	37.68	4.28	4.48	1.22	48.88	3.46	47.7	
	Eet	30-48	0.83	0.29	0.12	0.07	1.35	0.11	2.77	29.96	10.47	4.33	2.53	48.74	3.97	47.3	
	B1t	48-65	1.17	0.25	0.13	0.09	0.75	0.10	2.49	46.99	10.04	5.22	3.61	30.12	4.02	65.9	
	B2t	65-100	14.62	0.98	0.20	0.21	0.75	0.09	16.85	86.77	5.82	1.19	1.25	4.45	0.53	95.0	
	Ccagg	100-122 122-142 142-164	17.08 10.86 16.26	0.85 0.35 0.35	0.18 0.11 0.11	0.25 0.19 0.17	0.38 0.11 0.13	0.05 0.05 0.05	18.79 11.67 17.07	90.90 93.06 95.25	4.52 3.00 2.05	0.96 0.94 0.64	1.33 1.63 1.00	2.02 0.94 0.76	0.27 0.43 0.29	97.7 98.6 99.0	
Bukowice Górny	Ap	0-30	1.03	0.12	0.40	0.20	3.45	0.84	6.04	17.05	1.99	6.62	3.31	57.12	13.91	29.0	
	Eet	30-43	2.62	0.37	0.39	0.20	2.03	0.42	6.03	43.45	6.14	6.47	3.32	33.67	6.97	59.4	
	B1t	43-63	9.87	1.11	0.44	0.30	2.18	0.36	14.26	69.21	7.78	3.09	2.10	15.29	2.52	82.2	
	B2t	63-83 83-95	10.43 13.17	1.23 1.25	0.48 0.46	0.28 0.28	1.65 0.98	0.40 0.24	14.47 16.38	72.08 80.40	8.50 7.63	3.32 2.81	1.94 1.71	11.40 5.98	2.76 1.47	85.8 92.6	
	Ccagg	95-130 130-150	11.44 11.33	0.59 0.60	0.38 0.37	0.23 0.24	0.11 0.14	0.20 0.19	12.95 12.87	88.34 88.03	4.56 4.66	2.93 2.87	1.78 1.86	0.85 1.09	1.54 1.48	97.6 97.4	

Tabela 4d. Zawartość kationów wymiennych oraz ich procentowy udział w kompleksie sorpcyjnym gleb pływowych wytworzonych z gliny bazalnej zlodowacenia warty

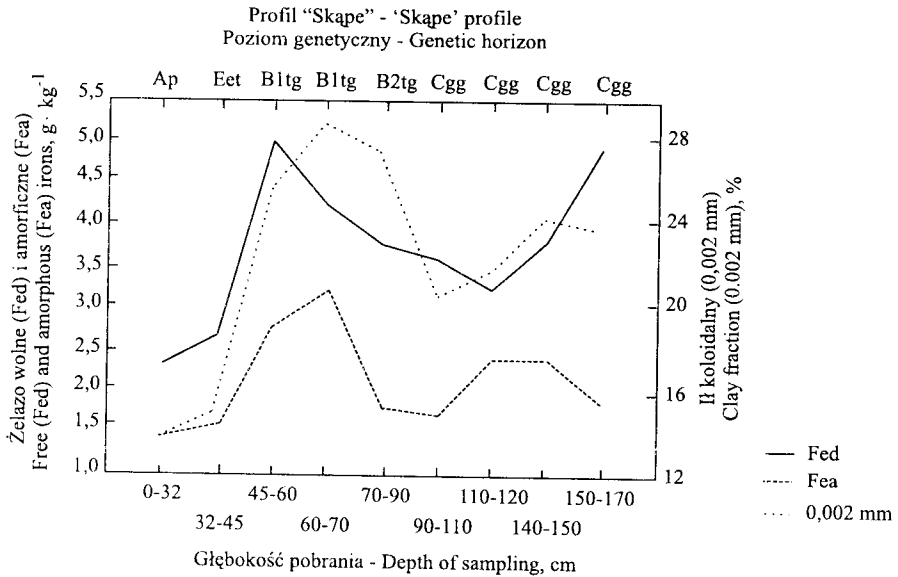
Table 4d. Content of exchangeable cations and their share in sorption complex of Alfisols formed from the Warta glaciation lodgment till

Profil Profile	Poziom genetyczny Horizon	Głębokość pobrania próbki Sampling depth cm	Zawartość kationów wymiennych Content of exchangeable cations						Udział kationów wymiennych Share of exchangeable cations						V	
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ³⁺	T	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺		Al ³⁺
			cmol(+) · kg ⁻¹													%
Jędrzychowice	Ap	10-30	8,82	0,40	0,53	0,10	0,78	0,05	10,68	82,58	3,75	4,96	0,94	7,30	0,47	92,2
	Eet	30-49	8,63	0,44	0,44	0,09	0,73	0,05	10,38	83,14	4,24	4,24	0,87	7,03	0,48	92,5
	Bt	52-74	21,98	0,87	0,34	0,15	0,42	0,45	24,21	90,79	3,59	1,40	0,62	1,73	1,86	96,4
		74-100	23,74	0,96	0,34	0,15	0,33	0,44	25,96	91,45	3,70	1,31	0,58	1,27	1,69	97,0
		100-122	22,94	1,29	0,35	0,14	0,54	0,44	25,70	89,26	5,02	1,36	0,54	2,10	1,71	96,2
	Cgg	122-145	17,70	1,08	0,49	0,27	0,24	0,17	19,95	88,72	5,41	2,46	1,35	1,20	0,85	98,0
	145-160	15,77	1,13	0,49	0,23	0,33	0,19	18,14	86,93	6,23	2,70	1,27	1,82	1,05	97,1	
Łękanów	Ap	0-30	0,33	0,06	0,34	0,45	3,75	0,87	5,80	5,69	1,03	5,86	7,76	64,66	15,00	20,3
	Eet	30-50	0,57	0,12	0,56	0,20	0,90	0,77	3,12	18,27	3,85	17,95	6,41	28,85	24,68	46,5
	Bt	50-73	13,15	0,98	0,74	0,31	1,65	0,29	17,12	76,81	5,72	4,32	1,81	9,64	1,69	88,7
		73-100	8,65	1,03	0,46	0,25	2,40	0,19	12,98	66,64	7,94	3,54	1,93	18,49	1,46	80,1
		100-128	10,50	0,98	0,45	0,28	0,99	0,10	13,30	78,95	7,37	3,38	2,11	7,44	0,75	91,8
	Cgg	128-150	11,37	0,98	0,48	0,24	0,75	0,19	14,01	81,16	7,00	3,43	1,71	5,35	1,36	93,3
	150-165	10,39	0,93	0,47	0,35	0,68	0,26	13,08	79,43	7,11	3,59	2,68	5,20	1,99	92,8	

4.3.3. Żelazo wolne i amorficzne w analizowanych glebach

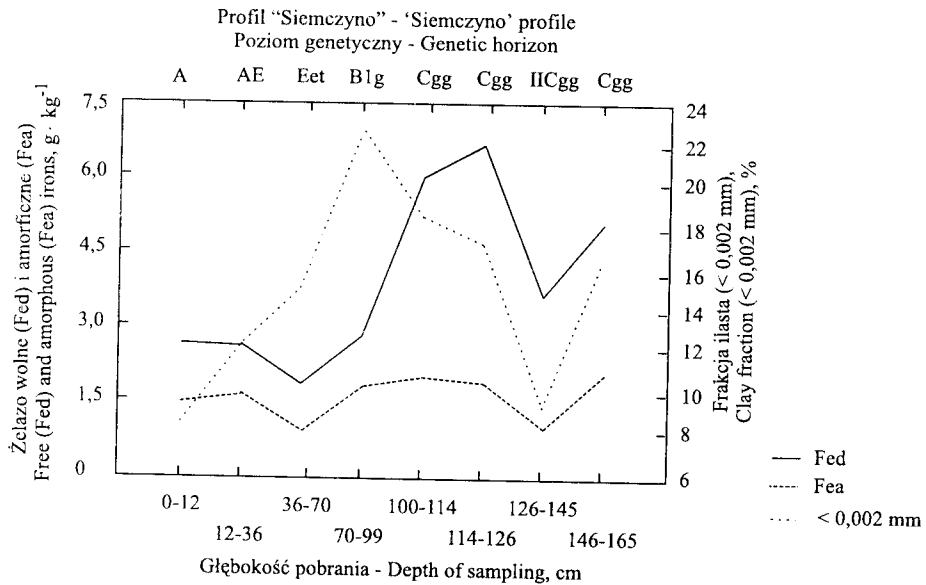
Zawartość żelaza wolnego (Fed) w analizowanych glebach była zróżnicowana zarówno w ujęciu profilowym, jak i międzyprofilowym. Różnice w jego zawartości występowały już w analizowanych glinach lodowcowych. Zawierały one od 2,88 do 6,69 g · kg⁻¹ Fed (rys. 13-20). Największe nagromadzenie tej formy żelaza występowało w glinie warciańskiej, która zawierała od 4,75 do 6,37 g · kg⁻¹ Fed, natomiast najmniejsze ilości występowały w glinie leszczyńskiej. Zawartości te mieściły się w zakresie Fed oznaczonych w glinach przez innych autorów [37, 40, 41, 86, 116]. Rozkład profilowy analizowanej formy żelaza wykazywał natomiast wyraźne wzbogacenie w poziomach iluwalnych, w których ilość żelaza wolnego mieściła się w granicach od 2,80 do 9,23 g · kg⁻¹ (rys. 13-20). Wzbogacenie to nie tylko spowodowane było wymywaniem Fed wraz z frakcją ilastą w procesie płowienia [153], ale również wynikało z większej zawartości minerałów smektytowych w przemieszczanej frakcji łu drobnego. Oznaką tego mogła być większa wartość stosunku Fed do frakcji ilastej w tych poziomach w porównaniu z wartościami w poziomach utworu macierzystego (tab. 5). Najbardziej uwidoczniło się to na przykładzie w glebach wytworzonych z glin starszych (warciańskiej i leszczyńskiej). Proces ten natomiast był niewidoczny w glebach wytworzonych z glin młodszych. Najmniejsze ilości żelaza wolnego występowały w poziomach eluwalnych i ornopróchnicznych analizowanych gleb (1,69-3,58 g · kg⁻¹) (rys. 13-20). Jednakże analiza zawartości żelaza amorficznego (Fea) wykazała, że największy udział w żelazie wolnym występował w poziomach powierzchniowych i eluwalnych. Świadczyły o tym wartości stosunku Fea do Fed, które w tych poziomach wahały się od 0,33 do 0,77 (tab. 5). Może to być wynikiem powiązania tej formy z substancją organiczną oraz intensywnością wietrzenia, które było największe w poziomach powierzchniowych [70]. Ilości tej formy żelaza mieściła się w granicach od 0,4 g · kg⁻¹ w utworze macierzystym gleby z profilu „Wieleń Zaobrzański” (rys. 17) do 3,2 g · kg⁻¹ w poziomie iluwalnym gleby z profilu „Skąpe” (rys. 13). Największe ilości tej frakcji oraz maksymalny jej udział w żelazie wolnym stwierdzono w glebach wytworzonych z gliny pomorskiej (rys. 13, 14, tab. 5), natomiast najmniejsze w glebach wytworzonych z gliny leszczyńskiej (rys. 17, 18, tab. 5). Prawdopodobnie przyczyną tego faktu była większa intensywność wietrzenia w glebach z profili „Skąpe” i „Siemczyń”, które w odróżnieniu od gleb wytworzonych z gliny leszczyńskiej charakteryzowały się bardzo dużą kwasowością. Stwarzało to korzystne warunki dla tego procesu. Żelazo amorficzne (Fea) miało najmniejszy udział w żelazie wolnym (Fed) w poziomach iluwalnych, co potwierdziła niska wartość Fea/Fed w tych poziomach (tab. 5). Było to zgodne z wynikami uzyskanymi przez innych autorów [10, 11, 37, 40, 41].

Rozkład profilowy żelaza wolnego (Fed) i amorficznego (Fea) w analizowanych profilach glebowych może wskazywać na udział procesu płowienia w kształtowaniu tych gleb. Niższa zawartość żelaza amorficznego w glebach wytworzonych z glin starszych może natomiast świadczyć o lepszym wykrystalizowaniu występujących w nich wolnych tlenków żelaza.



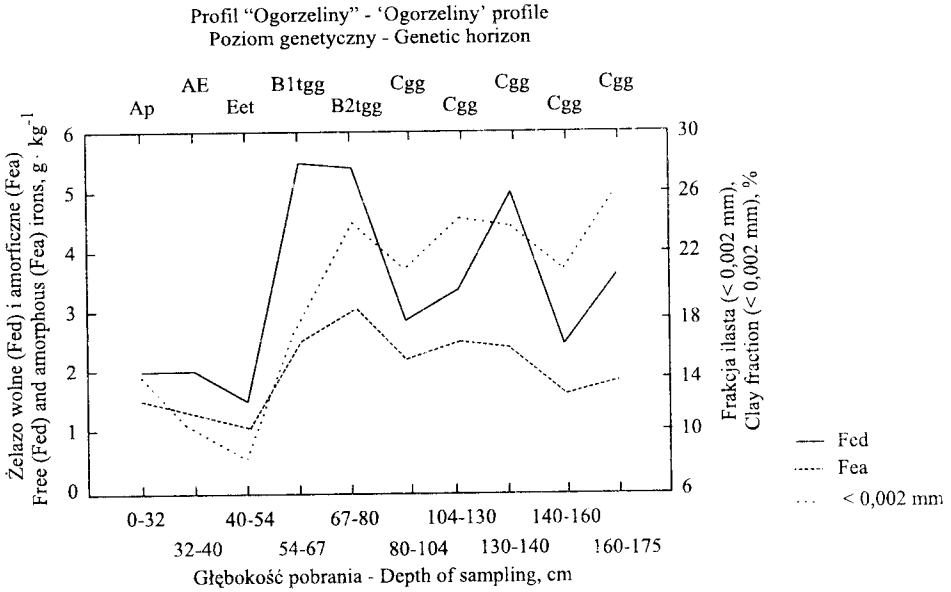
Rys. 13. Zawartość żelaza wolnego (Fed), amorficznego (Fea) i frakcji ilastej w glebie wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 13. Content of free iron (Fed), amorphous iron (Fea) and clay fraction in analysed soil formed from Pomorska stage till



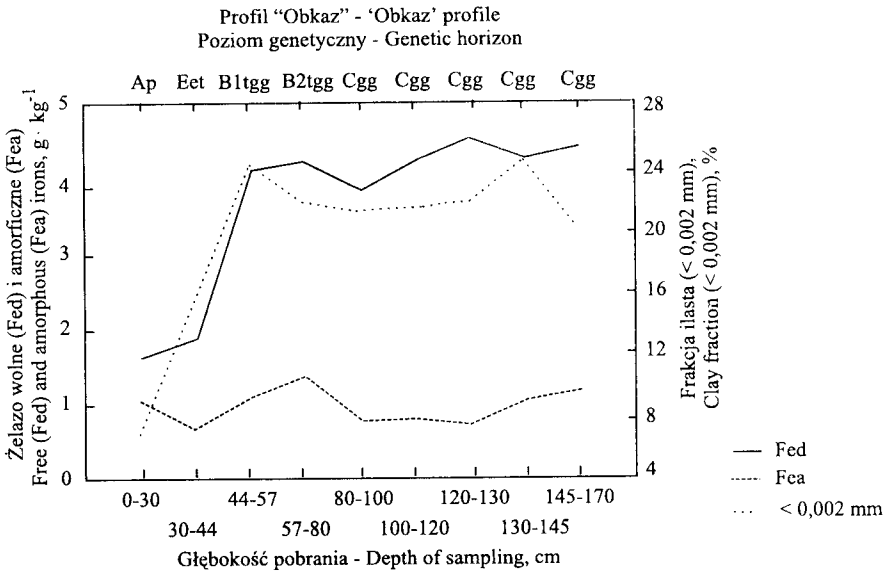
Rys. 14. Zawartość żelaza wolnego (Fed), amorficznego (Fea) i frakcji ilastej w glebie wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 14. Content of free iron (Fed), amorphous iron (Fea) and clay fraction in analysed soil formed from Pomorska stage till



Rys. 15. Zawartość żelaza wolnego (Fed), amorficznego (Fea) i frakcji ilastej w glebie wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

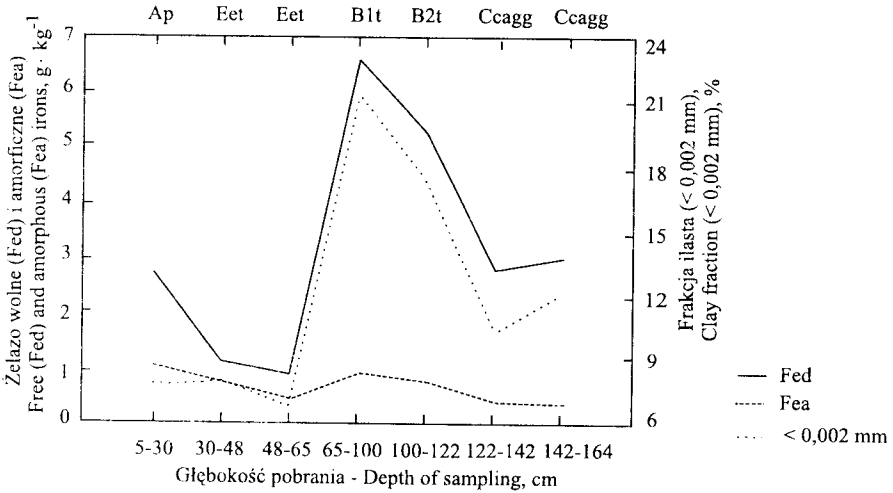
Fig. 15. Content of free iron (Fed), amorphous iron (Fea) and clay fraction in analysed soil formed from Poznańska stage till



Rys. 16. Zawartość żelaza wolnego (Fed), amorficznego (Fea) i frakcji ilastej w glebie wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

Fig. 16. Content of free iron (Fed), amorphous iron (Fea) and clay fraction in analysed soil formed from Poznańska stage till

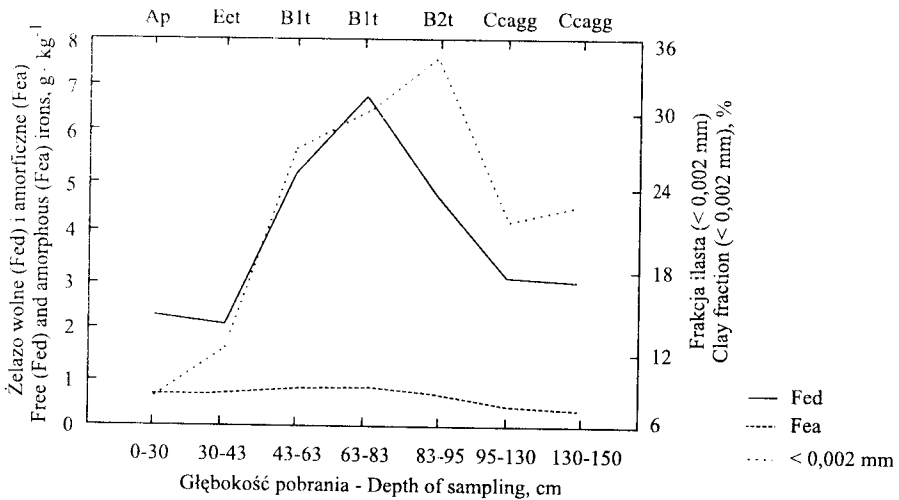
Profil "Wieleń Zaobrzeński" - 'Wieleń Zaobrzeński' profile
Poziom genetyczny - Genetic horizon



Rys. 17. Zawartość żelaza wolnego (Fed), amorficznego (Fea) i frakcji ilastej w glebie wytworzonej z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

Fig. 17. Content of free iron (Fed), amorphous iron (Fea) and clay fraction in analysed soil formed from Leszczyńska stage till

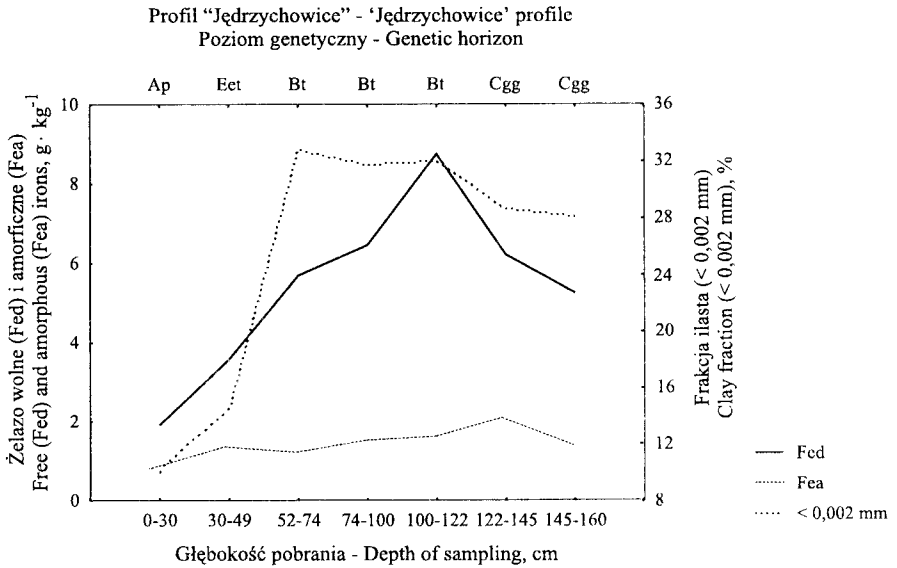
Profil "Bukowiec Górny" - 'Bukowiec Górny' profile
Poziom genetyczny - Genetic horizon



Rys. 18. Zawartość żelaza wolnego (Fed), amorficznego (Fea) i frakcji ilastej w glebie wytworzonej z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

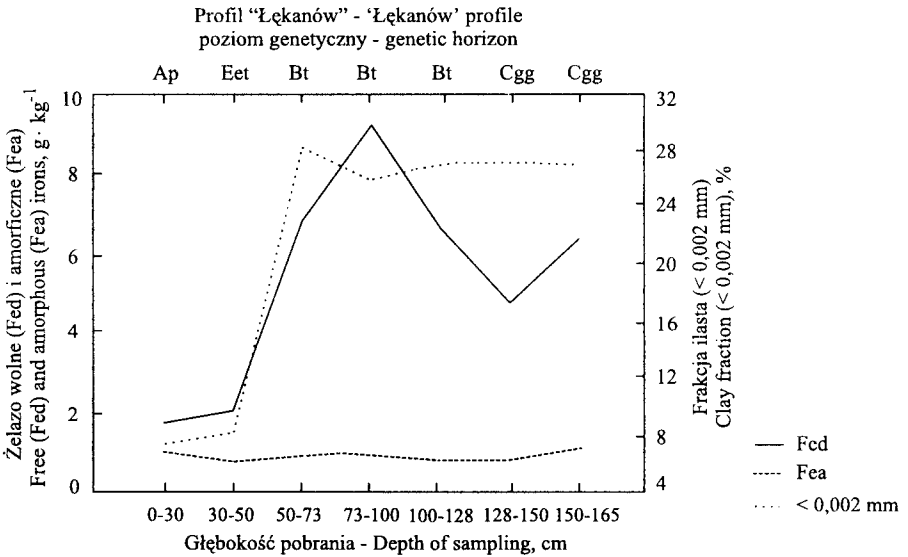
Fig. 18. Content of free iron (Fed), amorphous iron (Fea) and clay fraction in analysed soil formed from Leszczyńska stage till





Rys. 19. Zawartość żelaza wolnego (Fed), amorficznego (Fea) i frakcji ilastej w glebie wytworzonej z gliny lodowcowej zlodowacenia warty

Fig. 19. Content of free iron (Fed), amorphous iron (Fea) and clay fraction in analysed soil formed from Warta glaciation till



Rys. 20. Zawartość żelaza wolnego (Fed), amorficznego (Fea) i frakcji ilastej w glebie wytworzonej z gliny lodowcowej zlodowacenia warty

Fig. 20. Content of free iron (Fed), amorphous iron (Fea) and clay fraction in analysed soil formed from Warta glaciation till

Tabela 5. Stosunek wolnego żelaza (Fed) do frakcji ilastej oraz żelaza amorficznego (Fea) do żelaza wolnego (Fed) w analizowanych glebach

Table 5. Ratio of free iron (Fed) to clay fraction and of amorphous iron (Fea) to free iron (Fed) in the soils analysed

Profil Profile	Poziom genetyczny Horizon	Głębokość pobrania próbek Sampling depth cm	Fed/frakcja ilasta Fed/clay	Fea/Fed
1	2	3	4	5
Skape	Ap	0-32	0,17	0,61
	Eet	33-45	0,18	0,59
	B1tg	45-60	0,19	0,55
		60-70	0,14	0,76
	B2tg	70-90	0,13	0,48
	Cgg	90-110	0,17	0,47
		110-120	0,15	0,75
		140-150	0,16	0,63
		150-170	0,21	0,37
Siemczyjno	A	0-12	0,31	0,56
	AE	12-36	0,21	0,63
	Eet	36-70	0,12	0,48
	Btg	70-99	0,12	0,64
	Cgg	100-114	0,32	0,34
		114-126	0,39	0,28
	IICgg	126-145	0,39	0,26
	Cgg	145-165	0,31	0,41
Ogorzeliwo	Ap	0-32	0,15	0,77
	AE	32-40	0,20	0,63
	Eet	40-54	0,19	0,73
	B1tgg	54-67	0,31	0,47
	B2tgg	67-80	0,23	0,57
	Cgg	80-104	0,14	0,79
		104-130	0,14	0,75
		130-140	0,21	0,49
		140-160	0,12	0,68
		160-175	0,14	0,53
Obkaz	Ap	0-30	0,24	0,64
	Eet	30-44	0,12	0,36
	B1tgg	44-57	0,17	0,27
	B2tgg	57-80	0,20	0,33
	Cgg	80-100	0,19	0,20
		100-120	0,20	0,19
		120-130	0,21	0,17
		130-145	0,17	0,25
		145-170	0,22	0,27

cd. tabeli 5

Table 5 continued

1	2	3	4	5
Wieleń Zaobrzański	Ap	5-30	0.35	0.38
	Eet	30-48	0.14	0.65
		48-65	0.14	0.50
	B1t	65-100	0.31	0.14
	B2t	100-122	0.31	0.14
	Ccagg	122-142	0.27	0.16
142-164		0.25	0.14	
Bukowiec Górny	Ap	0-30	0.27	0.33
	Eet	30-43	0.17	0.35
		43-63	0.19	0.17
	B1t	63-83	0.22	0.14
		83-95	0.14	0.16
	Ccagg	95-130	0.14	0.17
130-150		0.13	0.15	
Jędrzychowice	Ap	10-30	0.19	0.52
	Eet	30-49	0.25	0.42
		Bt	52-74	0.17
	Cgg	74-100	0.20	0.24
		100-122	0.27	0.20
		122-145	0.22	0.35
145-160		0.19	0.28	
Lękanów	Ap	0-30	0.23	0.58
	Eet	30-50	0.25	0.38
		Bt	50-73	0.29
	Cgg	73-100	0.35	0.10
		100-128	0.24	0.13
		128-150	0.18	0.18
150-165		0.24	0.18	

4.4. Minerale ilaste we frakcji < 0,2 µm w analizowanych glebach

4.4.1. Skład minerałów ilastych

Badania minerałów ilastych frakcji ilastej drobnej przeprowadzone metodą dyfraktometrii rentgenowskiej wykazały zróżnicowanie zarówno profilowe, jak i międzyprofilowe.

We frakcji ilastej drobnej < 0,2 µm z analizowanej gliny pomorskiej dominowały minerały z grupy illitu. Świadczyły o tym silne refleksy przy 1,00 nm, 0,500 nm, 0,334 nm oraz refleks linii 006 przy 0,200 nm (rys. 29, 30, 31, 32). Refleksy te nie zmieniły swoich pozycji we wszystkich stosowanych preparatykach. Dominację tych minerałów potwierdziła również wysoka zawartość K₂O w analizowanej frakcji (rys. 21, 22). Minerale illitowe w glinie pomorskiej (profile „Skape” i „Siemczyno”) mogły zawierać

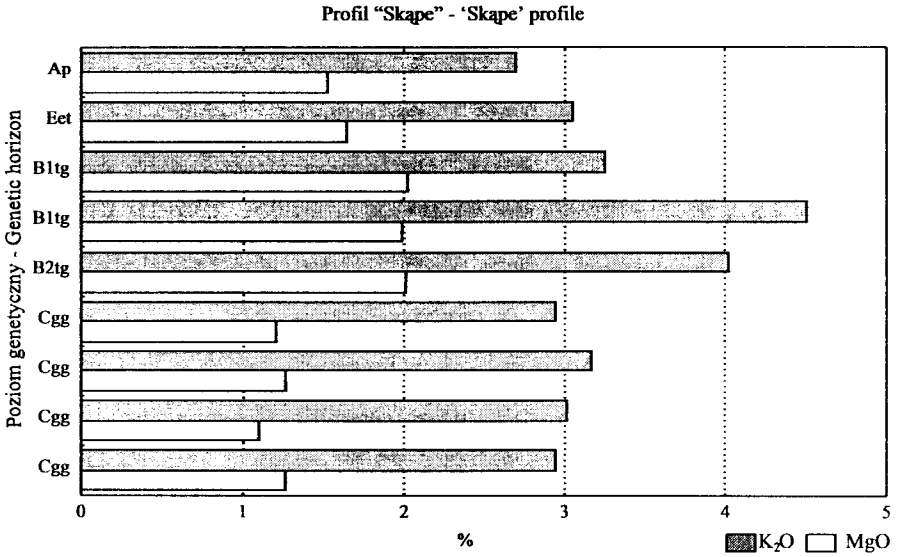
niewielką ilość pakietów smektytowych (do 10 %), co powodowało niewielkie przesunięcie refleksów linii 001 i 002 w preparatach wysyconych jonami Mg^{2+} i solwatowanych glikolem etylenowym (GE).

Dyfraktogramy analizowanej frakcji z gliny pomorskiej – oprócz illitów – zawierały widoczne refleksy minerałów z grupy chlorytów: 1,40-1,43 nm, 0,712-0,720 nm, 0,356-0,357 nm w preparatach wysyconych jonami Mg^{2+} . Refleksy te nie ulegały zmianie po solwatacji GE ani w preparatach wysyconych jonami K^+ . Chloryty te były prawdopodobnie chlorytami żelazistymi (większa intensywność refleksów linii 002 i 004 – [140]). W analizowanej frakcji gliny pomorskiej oprócz chlorytów detrytycznych występowały tzw. „chloryty pedogeniczne”. Pojęcie to może obejmować hydroksy – miedzypakietowe wermikuly (Fe^{3+} – kation centralny) [23, 121] bądź, tzw. Al-chloryty, będące formami pośrednimi w przemianach smektytu lub wermikulitu [77, 111]. Inną formą obecności chlorytów było występowanie ich jako pakietów w minerałach mieszanopakietowych typu chloryt/smektyt, które są również formami pośrednimi w transformacji chlorytów w smektyty [21, 22, 45, 138, 156].

Minerały pęczniące we frakcji $< 0,2 \mu m$ gliny pomorskiej występowały tylko jako pakiety w minerałach mieszanopakietowych typu illit/smektyt (refleksy w zakresie 1,00-1,40 nm, 0,852-1,00 nm oraz 0,500-0,562 nm w preparatach wysyconych Mg^{2+} i solwatowanych GE) oraz chloryt/smektyt (refleksy w zakresie 1,40-1,70 i 0,712-0,852 nm w preparatach wysyconych Mg^{2+} i solwatowanych GE) (rys. 29, 30, 31, 32). Wyjątkiem była frakcja ilasta drobna z poziomu IICgg, profilu „Siemczyno”, w której wykryto niewielkie ilości smektytu (refleks 1,69 nm – rys. 33). Minerałami akcesorycznymi we frakcji $< 0,2 \mu m$ były: kwarc (0,426 nm), skalenie oraz kaolinit (0,238 nm) (rys. 29, 30, 31, 32).

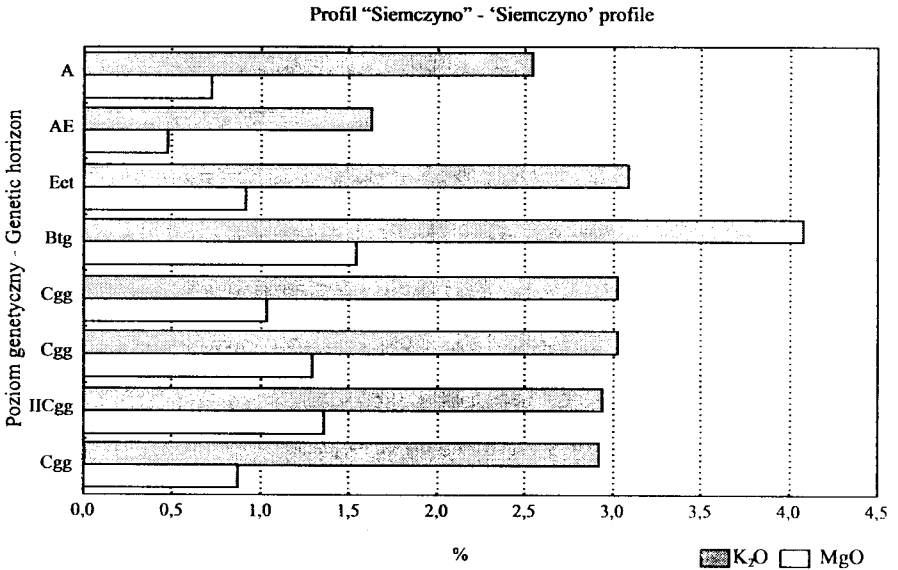
Analiza frakcji ilastej drobnej z poziomów solum gleb wytworzonych z gliny pomorskiej wykazała skład minerałów ilastych zbliżony do frakcji ilastej drobnej z gliny pomorskiej (rys. 34, 35, 36, 37, 38). Jedyne frakcja ze środkowej części poziomu iluwialnego (Btg 60-70 cm) profilu „Skąpe” zawierała tylko minerały grupy illitu i niewielkie ilości minerałów z grupy chlorytów pedogenicznych oraz kaolinitu (rys. 39). Dowodem tego były bardzo silne refleksy 1,00 nm, 0,500 nm, 0,717 nm, brak refleksów od innych minerałów oraz bardzo duża zawartość K_2O w analizowanej frakcji (rys. 21).

W glinie poznańskiej analizowanych profili („Ogorzeliny”, „Obkaz”) – w odróżnieniu od pomorskiej – frakcja ilasta drobna wykazywała widoczne zróżnicowanie. Dotyczyło ono głównie minerałów pęczniących, gdyż dominującymi minerałami były tu również minerały z grupy illitu (rys. 40, 41). Najwięcej minerałów smektytowych zaobserwowano we frakcji z głębokości 130-145 cm profilu „Obkaz” oraz spagu profilu „Obkaz” i „Ogorzeliny”. Smektyty te występowały jako samodzielne minerały (frakcja z głębokości 130-145 cm profil „Obkaz”) o czym świadczył silny refleks 1,70 nm w preparatach wysyconych Mg^{2+} i solwatowanych GE (rys. 43) oraz jako pakiety smektytowe w minerałach mieszanopakietowych (rys. 41, 42). Minerały chlorytowe natomiast reprezentowane były głównie przez „chloryty pedogeniczne”. Dowodem tego był zanik refleksu 1,40 nm w preparatach wysyconych K^+ i prażonych w temperaturze $550^\circ C$ (rys. 49).



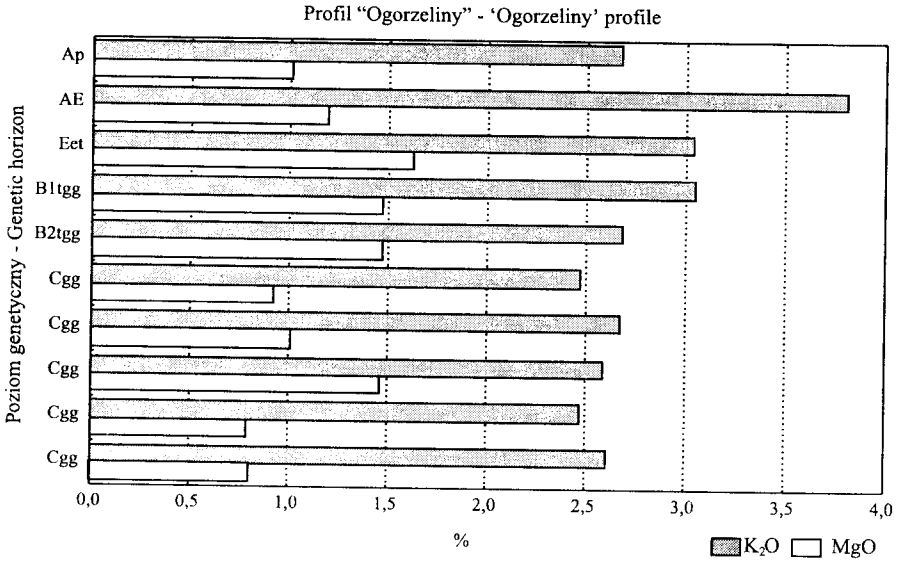
Rys. 21. Zawartość potasu i magnezu we frakcji ilastej drobnej gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 21. Contents of potassium and magnesium in fine clay fraction of soil formed from the Pomorska stage till



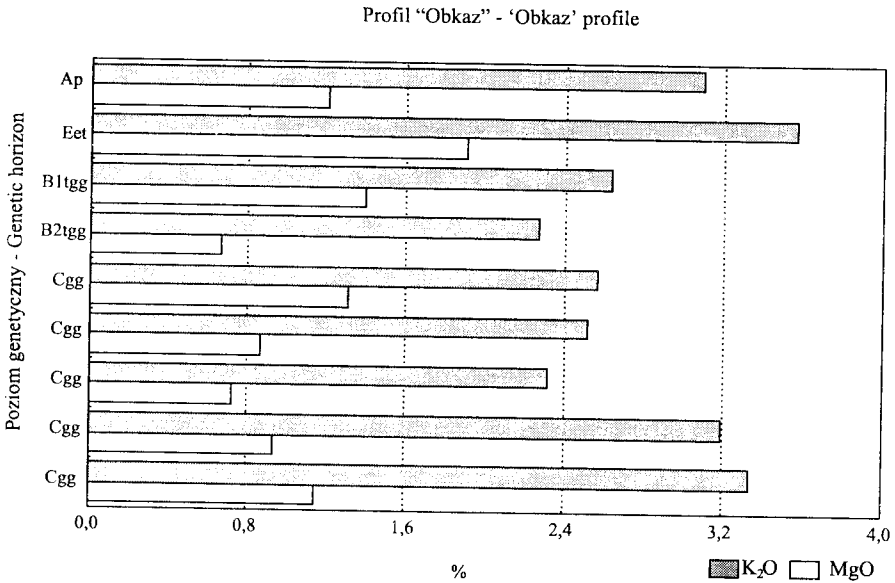
Rys. 22. Zawartość potasu i magnezu we frakcji ilastej drobnej gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 22. Contents of potassium and magnesium in fine clay fraction of soil formed from the Pomorska stage till



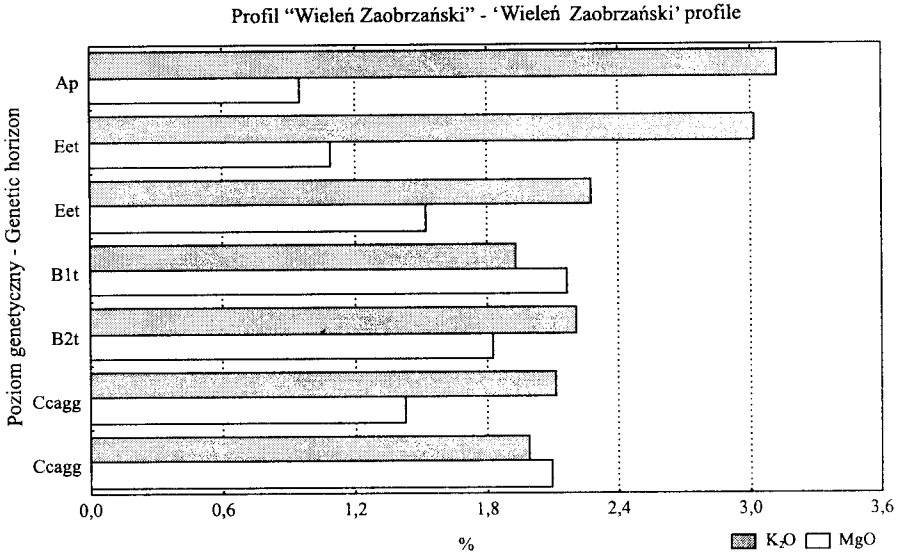
Rys. 23. Zawartość potasu i magnezu we frakcji ilastej drobnej gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

Fig. 23. Contents of potassium and magnesium in fine clay fraction of soil formed from the Poznańska stage till



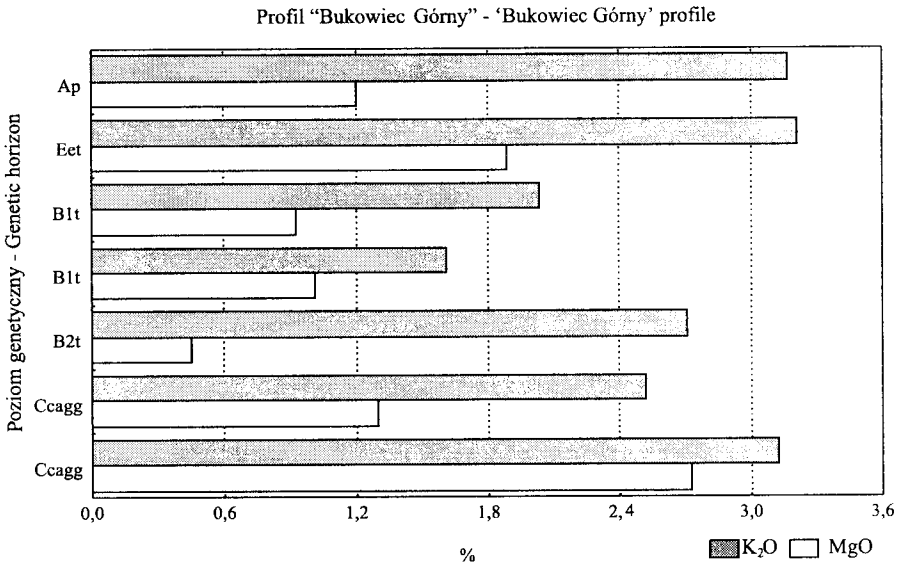
Rys. 24. Zawartość potasu i magnezu we frakcji ilastej drobnej gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

Fig. 24. Contents of potassium and magnesium in fine clay fraction of soil formed from the Poznańska stage till



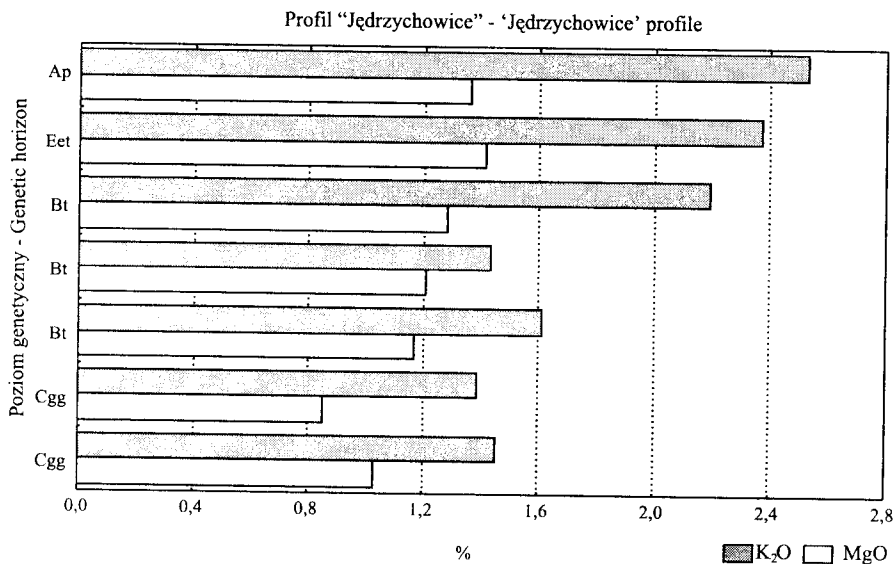
Rys. 25. Zawartość potasu i magnezu we frakcji ilastej drobnej gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

Fig. 25. Contents of potassium and magnesium in fine clay fraction of soil formed from the Leszczyńska stage till



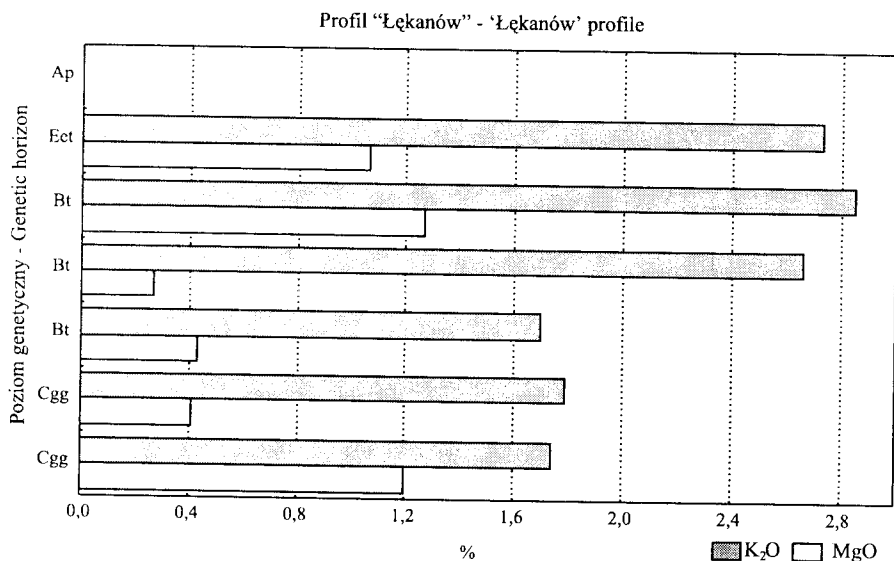
Rys. 26. Zawartość potasu i magnezu we frakcji ilastej drobnej gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

Fig. 26. Contents of potassium and magnesium in fine clay fraction of soil formed from the Leszczyńska stage till



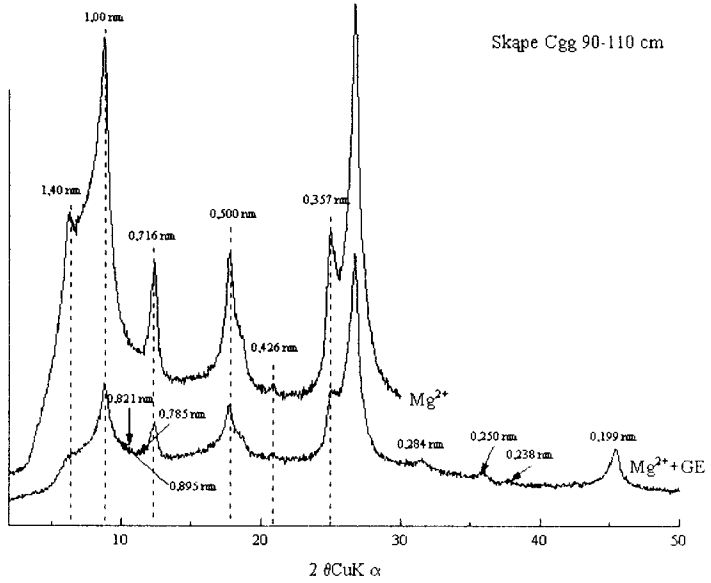
Rys. 27. Zawartość potasu i magnezu we frakcji ilastej drobnej gleby wytworzonej z gliny lodowcowej zlodowacenia warty

Fig. 27. Contents of potassium and magnesium in fine clay fraction of soil formed from the Warta glaciation till



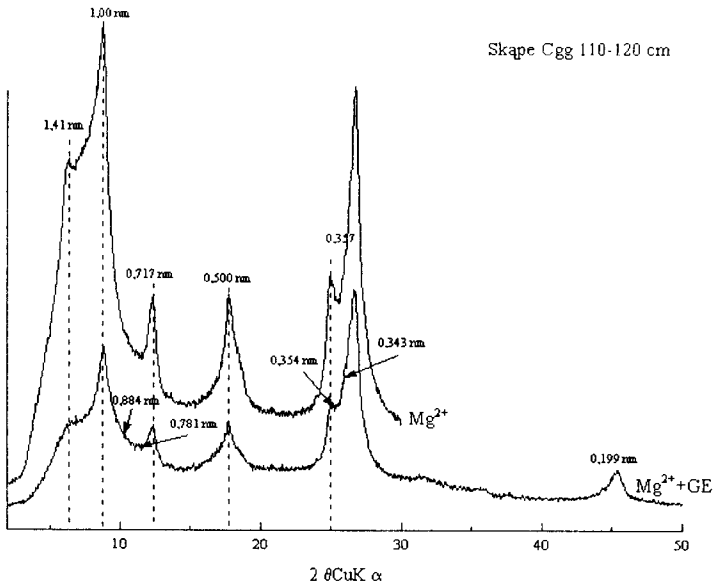
Rys. 28. Zawartość potasu i magnezu we frakcji ilastej drobnej gleby wytworzonej z gliny lodowcowej zlodowacenia warty

Fig. 28. Contents of potassium and magnesium in fine clay fraction of soil formed from the Warta glaciation till



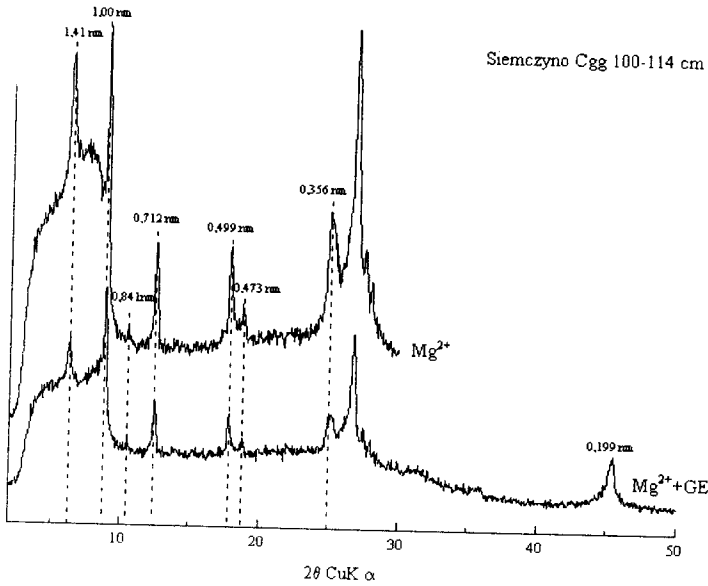
Rys. 29. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu Cgg gleby utworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 29. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Cgg of soil formed from the Pomorska stage till



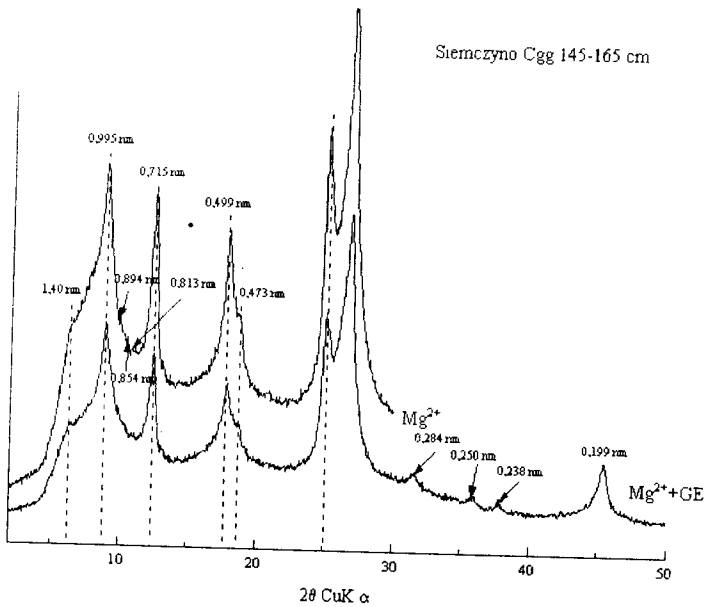
Rys. 30. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu Cgg gleby utworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 30. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Cgg of soil formed from the Pomorska stage till



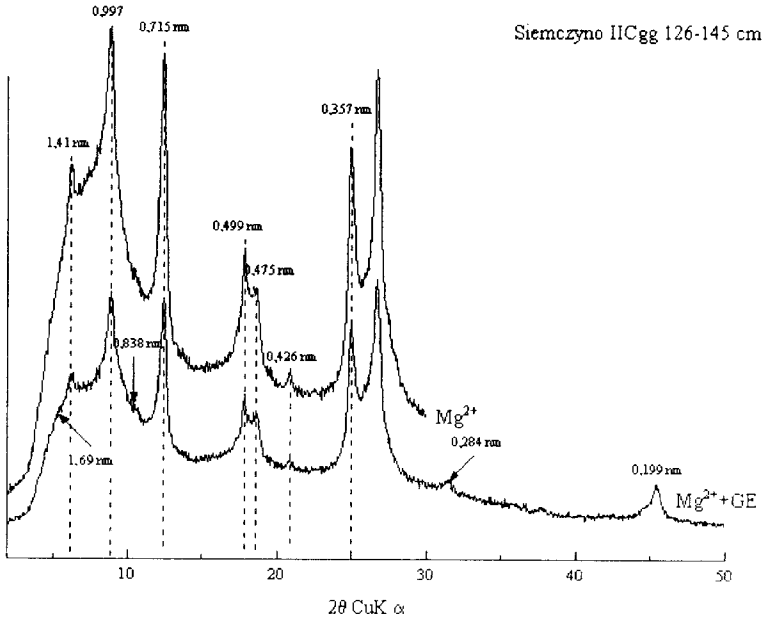
Rys. 31. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu Cgg gleby utworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 31. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Cgg of soil formed from the Pomorska stage till



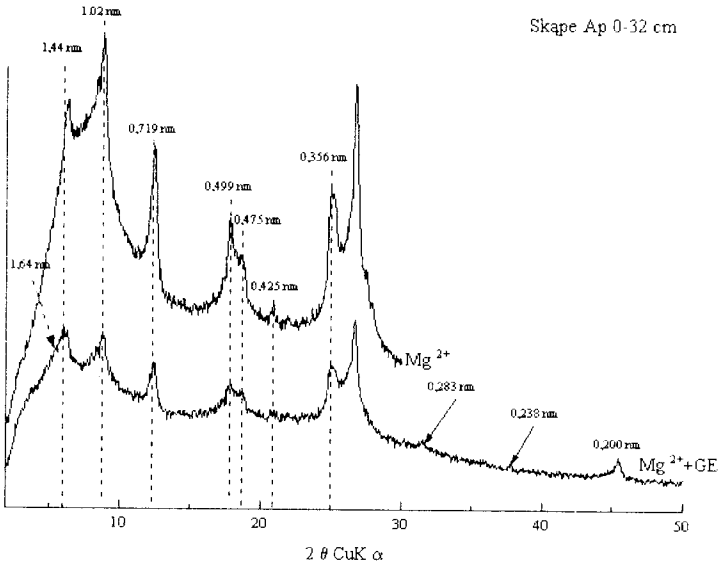
Rys. 32. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu Cgg gleby utworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 32. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Cgg of soil formed from the Pomorska stage till



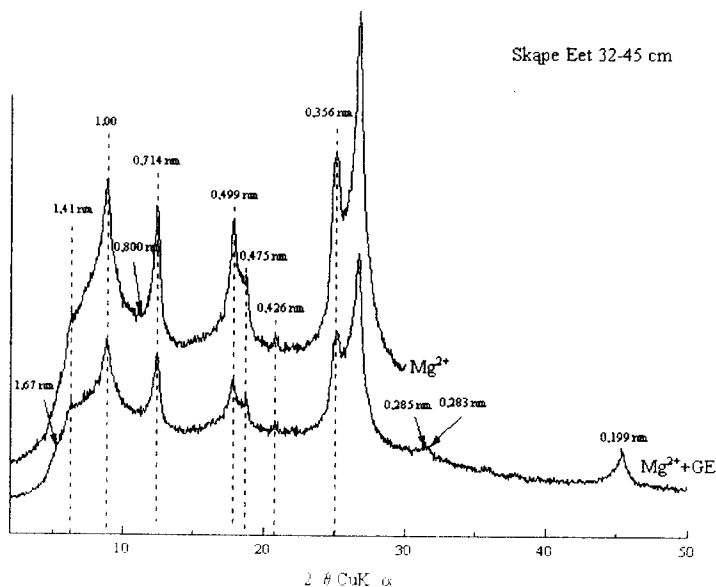
Rys. 33. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu IICgg gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 33. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from IICgg of soil formed from the Pomorska stage till



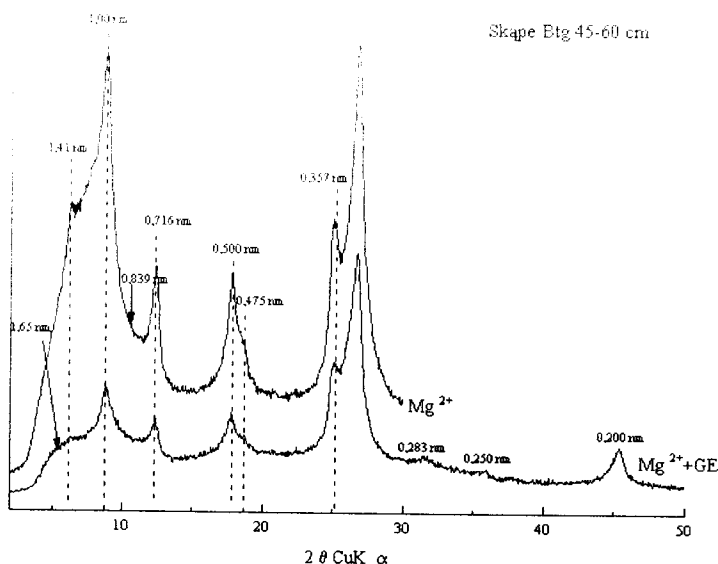
Rys. 34. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu Ap gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 34. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Ap of soil formed from the Pomorska stage till



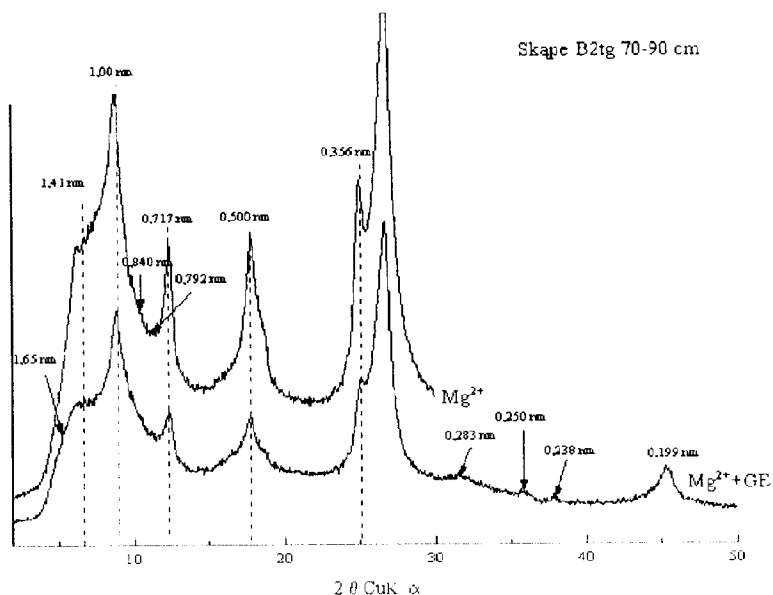
Rys. 35. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu Eet gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 35. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Eet of soil formed from the Pomorska stage till



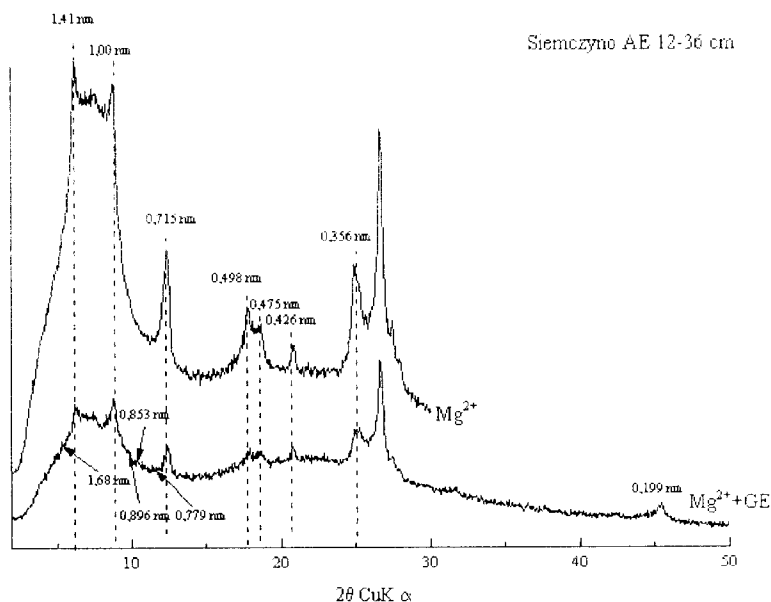
Rys. 36. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu Btg gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 36. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Btg of soil formed from the Pomorska stage till



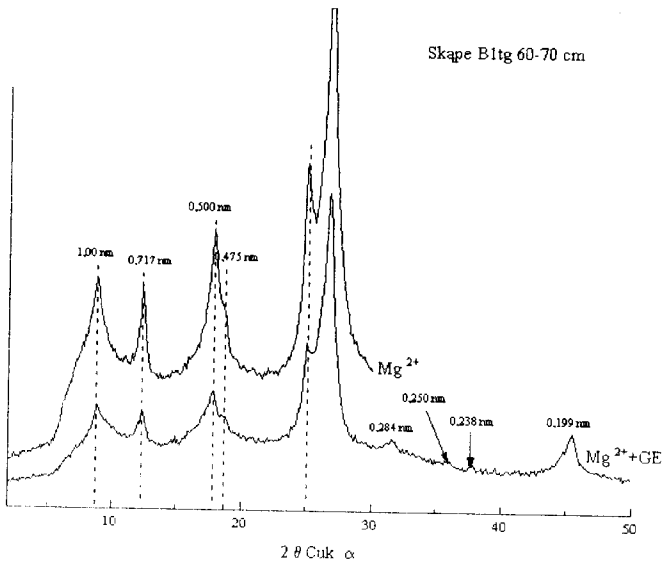
Rys. 37. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu Btg gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 37. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Btg of soil formed from the Pomorska stage till



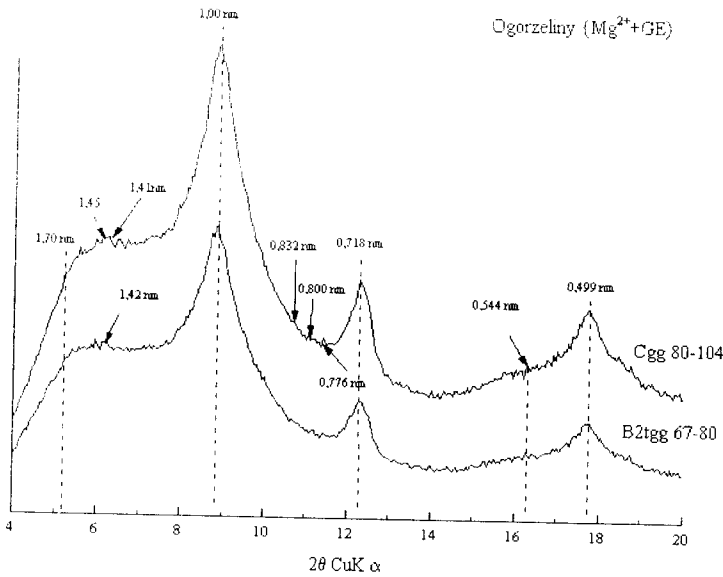
Rys. 38. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu AE gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 38. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from AE of soil formed from the Pomorska stage till



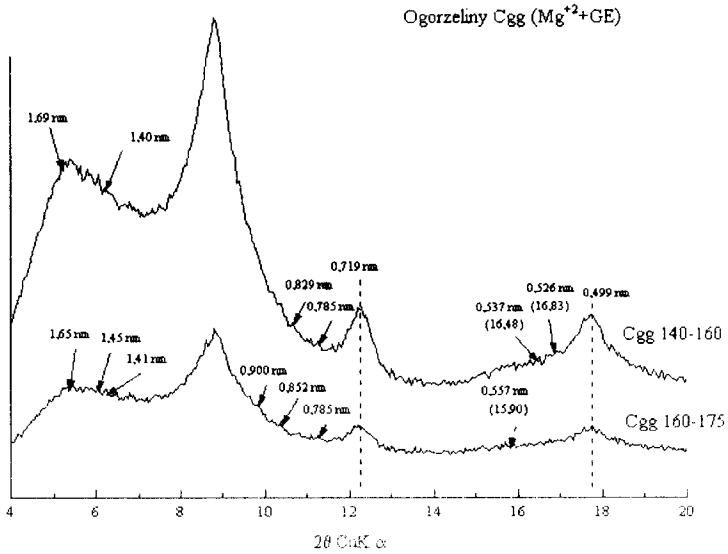
Rys. 39. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu B1tg gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 39. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from B1tg of soil formed from the Pomorska stage till



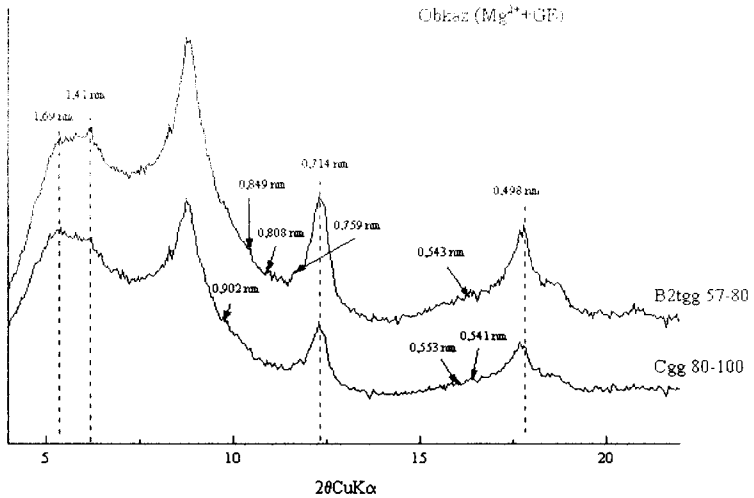
Rys. 40. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z wybranych poziomów gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

Fig. 40. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Poznańska stage till



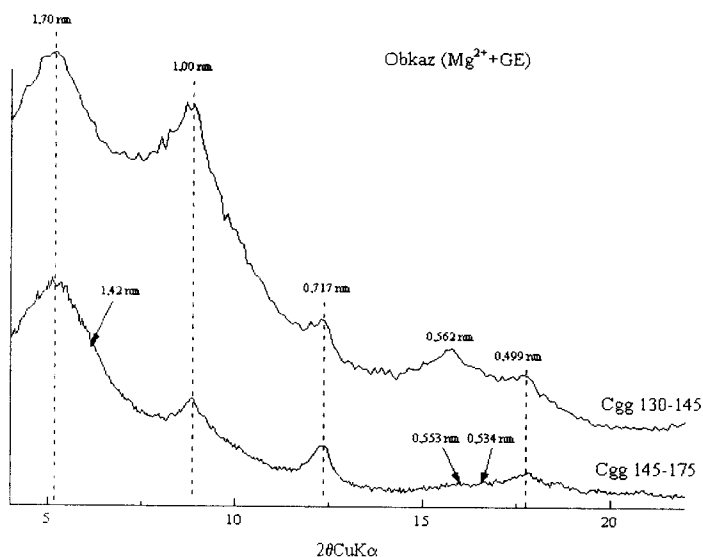
Rys. 41. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu Cgg gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

Fig. 41. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Cgg of soil formed from the Poznańska stage till



Rys. 42. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z wybranych poziomów gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

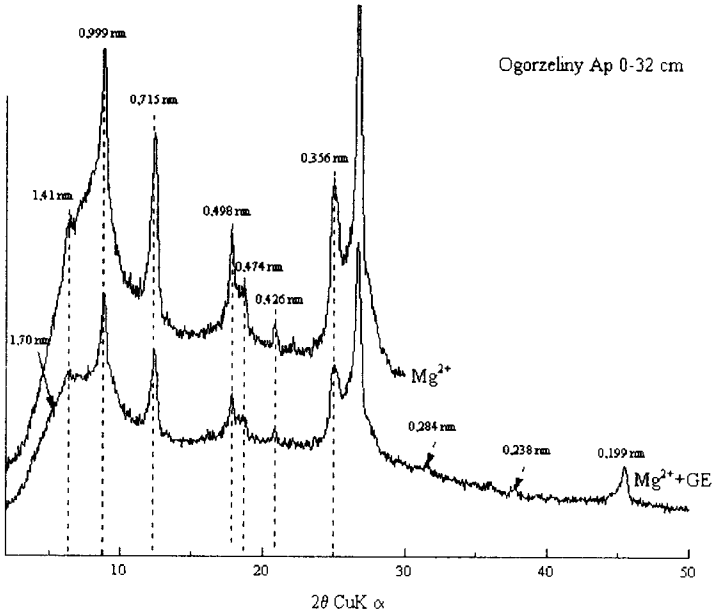
Fig. 42. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Poznańska stage till



Rys. 43. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z wybranych poziomów gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

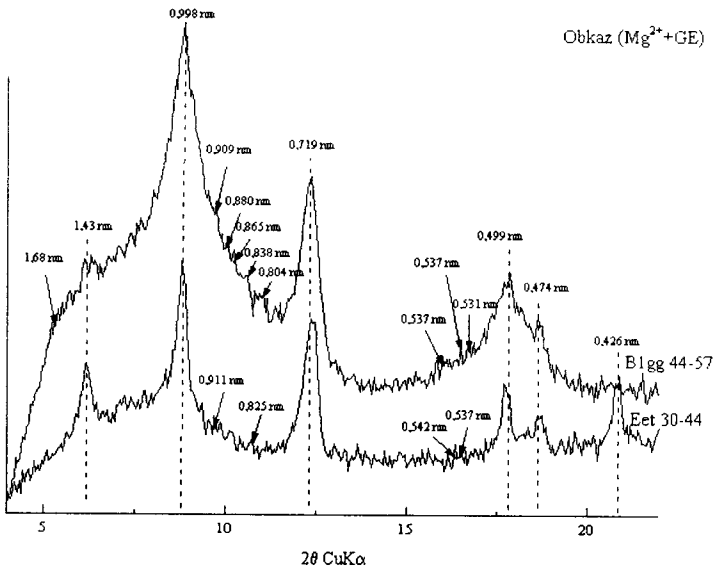
Fig. 43. Diffractograms of $< 0,2 \mu\text{m}$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Poznańska stage till

Frakcja ilasta drobna ($< 0,2 \mu\text{m}$) gliny poznańskiej z profilu „Ogorzeliny” oprócz illitów i chlorytów zawierała widoczne ilości minerałów z grupy wermikulitu, których obecność najbardziej uwidoczniła się w stropie utworu macierzystego oraz na głębokości 160-175 cm. Oznaką tego było wystąpienie refleksu 1,45 oraz 0,482 nm w preparatach wysyconych jonami Mg^{2+} i solwatowanych GE (rys. 41). Refleksy te nie występowały w preparatach wysyconych jonami K^+ . Potwierdzeniem tego może być również mniejsza ilość magnezu całkowitego w tych próbkach (rys. 23). Minerale te jednak nie pojawiały się we frakcji ilastej drobnej z żadnego poziomu glebowego. Skład minerałów ilastych analizowanej frakcji tych poziomów był typowy, czyli dominowały illity i minerały mieszanopakietowe najczęściej typu illit/smektyt. Wskazywała na to również wysoka zawartość potasu całkowitego (rys. 23, 24). W tych poziomach w analizowanej frakcji nie stwierdzono obecności homogenicznych minerałów smektytowych. Wyjątkiem był poziom Ap profilu „Ogorzeliny”, którego frakcja ilasta drobna zawierała niewielkie, ale uwidocznione na dyfraktogramie ilości minerałów smektytowych (refleks 1,70 nm, preparat $\text{Mg}^{2+} + \text{GE}$) (rys. 44) oraz poziom iluwalne profilu „Obkaz”, w których występowały wzbogacone w pakiety pęczniące minerały typu illit/smektyt (rys. 45). W odróżnieniu od smektytów, chloryty występowały we wszystkich poziomach glebowych profili „Ogorzeliny” i „Obkaz”. Były one zarówno pochodzenia detrytycznego (poziom Eet z profilu „Ogorzeliny” oraz Eet i B1tgg z profilu „Obkaz”) (rys. 45, 46), jak i pedogenetycznego (pozostałe poziomy). Potwierdzeniem występowania chlorytów detrytycznych była obecność refleksu 1,4 nm w preparatach wysyconych K^+ i prażonych w temperaturze 550°C (rys. 47) oraz niska zawartość żelaza całkowitego (rys. 48).



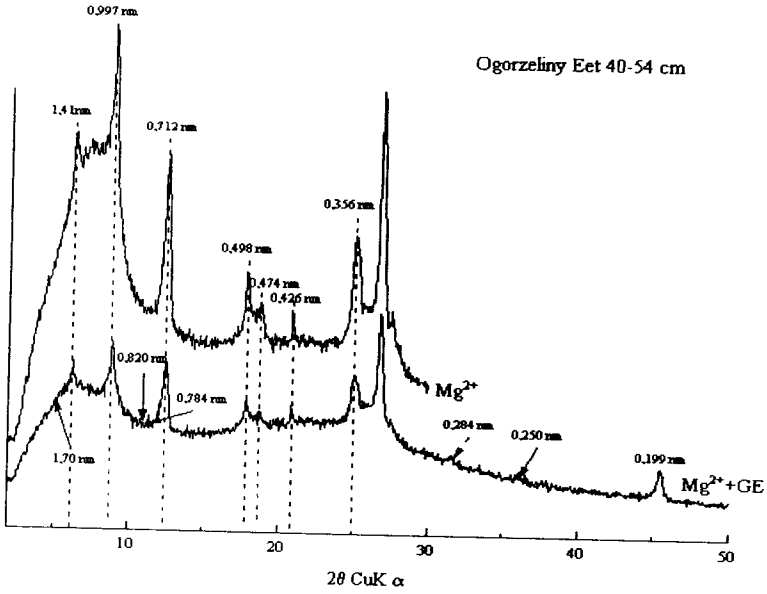
Rys. 44. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z poziomu Ap gleby utworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

Fig. 44. Diffractograms of $< 0,2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Ap of soil formed from the Poznańska stage till



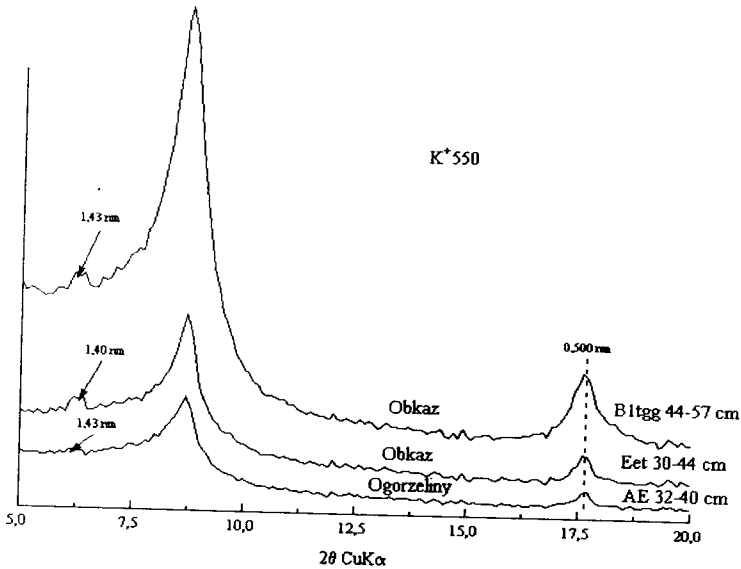
Rys. 45. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z wybranych poziomów gleby utworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

Fig. 45. Diffractograms of $< 0,2 \mu\text{m}$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Poznańska stage till



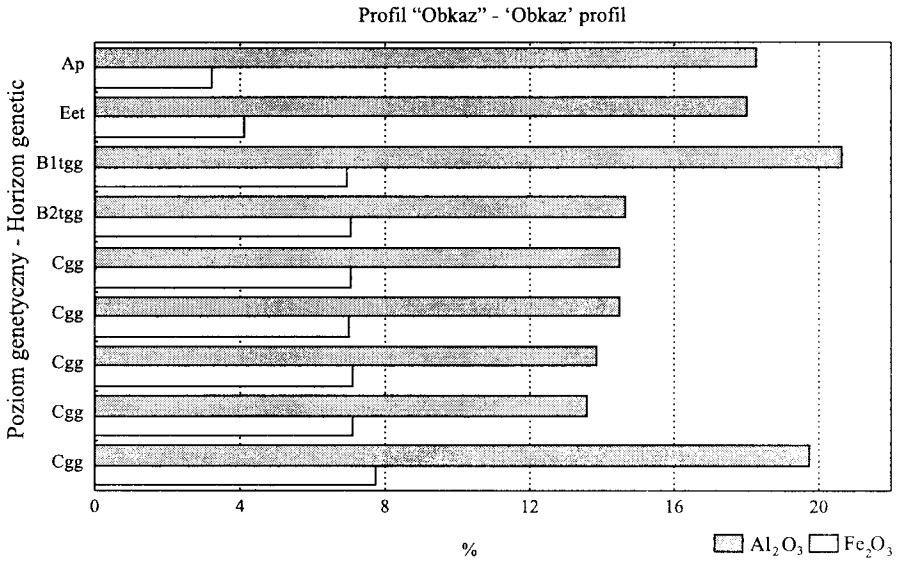
Rys. 46. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z poziomu Eet gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

Fig. 46. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Eet of soil formed from the Poznańska stage till



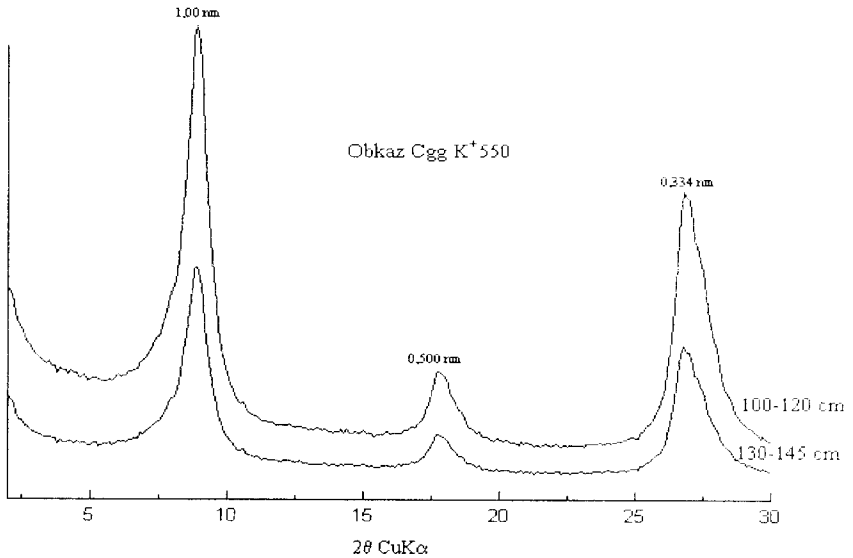
Rys. 47. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z wybranych poziomów gleb wytworzonych z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

Fig. 47. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Poznańska stage till



Rys. 48. Zawartość glinu i żelaza we frakcji ilastej drobnej gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej

Fig. 48. Content of aluminium and iron in fine clay fraction of soil formed from the Poznańska stage till



Rys. 49. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z wybranych poziomów gliny lodowcowej fazy poznańskiej z profilu „Obkaz”

Fig. 49. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from selected horizons of the Poznańska stage till from the 'Obkaz' profile

Jeszcze większe międzyprofilowe zróżnicowanie w składzie minerałów ilastych wykazywała glina lesszczyńska. Dominującymi minerałami w obu profilach były minerały pęczniejące, przy czym o ile we frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ gliny z profilu „Wieleń Zaobrzański” były to minerały z grupy smektytu i minerałów mieszanopaketowych o dużej zawartości pakietów smektytowych (silne refleksy 1,68-1,70 nm w preparatach $\text{Mg}^{2+} + \text{GE}$) (rys. 51), to w glinie z profilu „Bukowiec Górny” były to tzw. „swelling chlorite” (chloryty pęczniejące).

Inny zestaw minerałów ilastych posiadała frakcja $< 0,2 \mu\text{m}$ z poziomów wchodzących w skład solum analizowanych gleb profili „Wieleń Zaobrzański” i „Bukowiec Górny”. W poziomach powierzchniowych i eluwalnych obydwu profili analizowana frakcja miała skład illitowo chlorytowy z domieszką minerałów mieszanopaketowych (rys. 53, 54). Wskazywała na to również wysoka zawartość potasu i magnezu całkowitego we frakcji ilastej drobnej z tych poziomów (rys. 25, 26). Minerały pęczniejące reprezentowane były wówczas tylko przez pakiety wchodzące w skład minerałów mieszanopaketowych. Najwięcej ich zawierała frakcja z poziomu eluwalnego gleby z profilu „Bukowiec Górny”, o czym świadczył silny refleks 1,65 nm w preparatach $\text{Mg}^{2+} + \text{GE}$ (rys. 52). Na znaczące ilości chlorytów w tych poziomach wskazywały silne refleksy 1,4 nm w preparatach Mg^{2+} , które nie ulegały przesunięciu po ich solwatowaniu GE (rys. 54). Była to mieszanina chlorytów detrytycznych (refleks 1,4 nm w preparatach K^+550) i pedogenicznych (rys. 50).

Skład minerałów ilastych we frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ poziomów iluwalnych analizowanych gleb z profili „Wieleń Zaobrzański” i „Bukowiec Górny” uwidaczniał wzbogacenie jej w minerały pęczniejące. Najlepiej widać to było w stropie poziomu iluwalnego profilu „Wieleń Zaobrzański”. Oznaką tego był silny refleks 1,70 nm w preparatach $\text{Mg}^{2+} + \text{GE}$ (rys. 55).

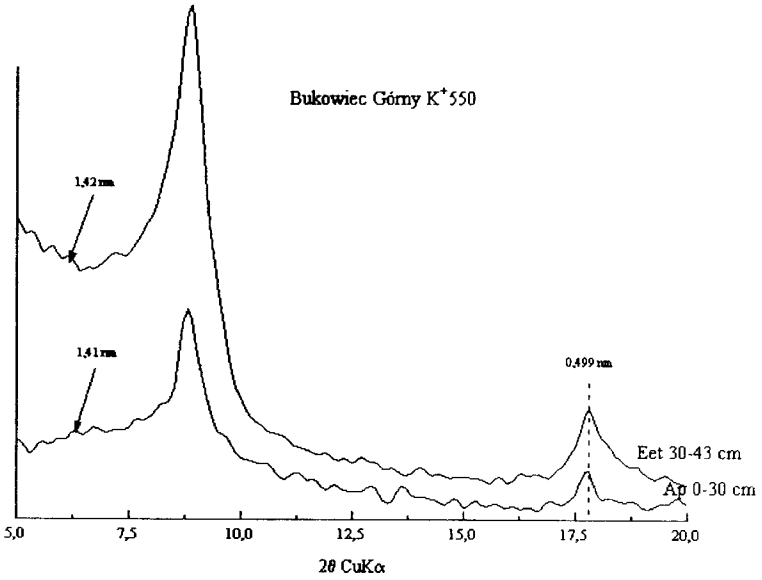
Wzbogacenie to występowało również we frakcji ilastej drobnej stropu poziomu iluwalnego z profilu „Bukowiec Górny” (rys. 56). Natomiast we frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ we wszystkich poziomach iluwalnych analizowanych gleb wytworzonych z gliny lesszczyńskiej występowały minerały chlorytowe. Najprawdopodobniej największy udział miały one w analizowanej frakcji ze spągu poziomu iluwalnego z profilu „Bukowiec Górny”. Minerałami chlorytowymi były przede wszystkim „chloryty pedogeniczne” na co wskazywał zanik refleksu 1,40 nm w prażonych preparatach potasowych. Minerałem dominującym były jednak minerały z grupy illitu, a jako minerały akcesoryczne występowały: minerały mieszanopaketowe, pierwotne oraz kaolinit.

Analizy frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ gliny warciańskiej potwierdziły dominującą rolę minerałów pęczniących, na którą wskazywały wcześniejsze badania prowadzone przez innych badaczy [39, 164, 183].

Minerały te największy udział miały we frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ gliny z profilu „Łękanów”, na co wskazywał bardzo silny refleks 1,70 nm w preparatach $\text{Mg}^{2+} + \text{GE}$ (rys. 57, 58).

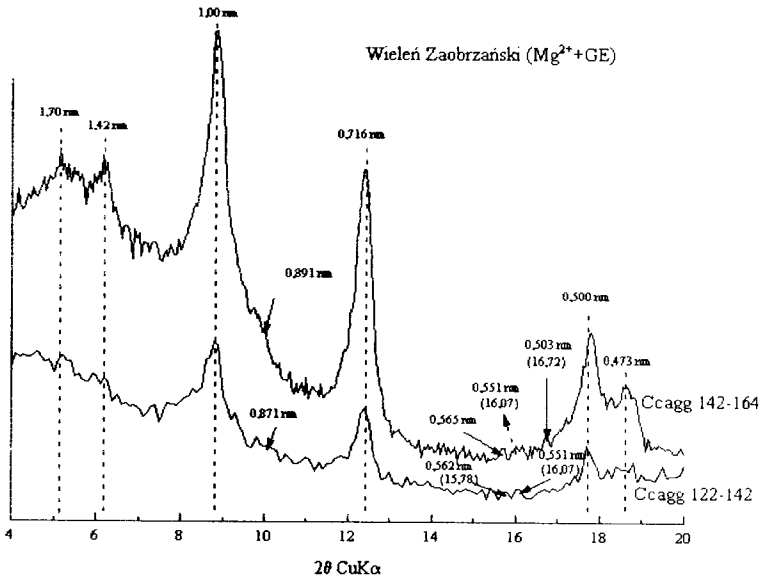
Minerałami akcesoryjnymi były chloryty (głównie pedogeniczne), illity oraz kaolinit i minerały pierwotne. Również we frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z poziomów iluwalnych tych gleb dominowały minerały pęczniejące.

Najlepiej wzbogacenie we wspomniane minerały uwidaczniało się w poziomie iluwalnym z profilu „Jędrzychowice” (rys. 59), gdyż zawierał on frakcję o większym udziale tych minerałów niż frakcja z utworu macierzystego.



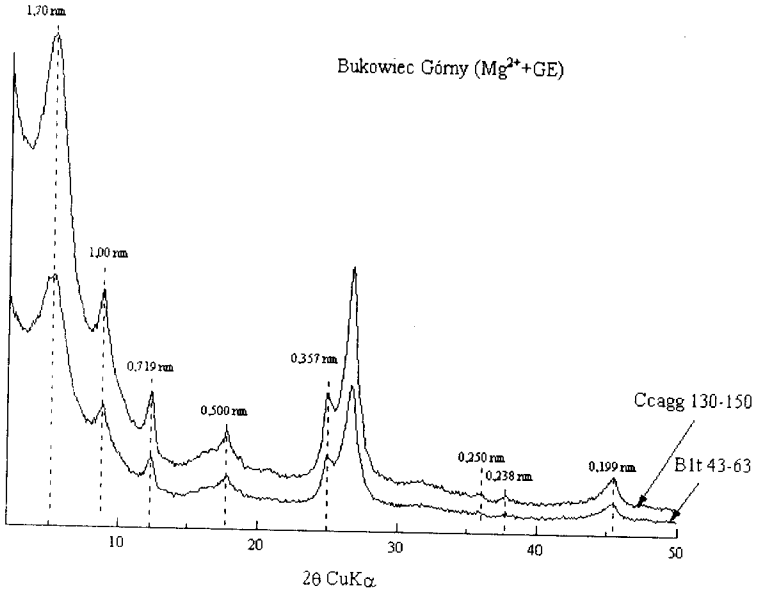
Rys. 50. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z wybranych poziomów gleby utworzonej z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

Fig. 50. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Leszczyńska stage till



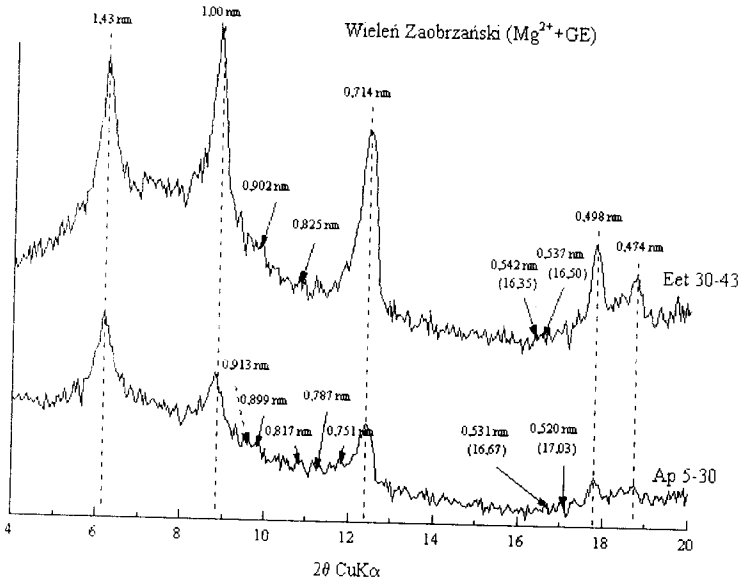
Rys. 51. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z wybranych poziomów gleby utworzonej z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

Fig. 51. Diffractograms of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Leszczyńska stage till



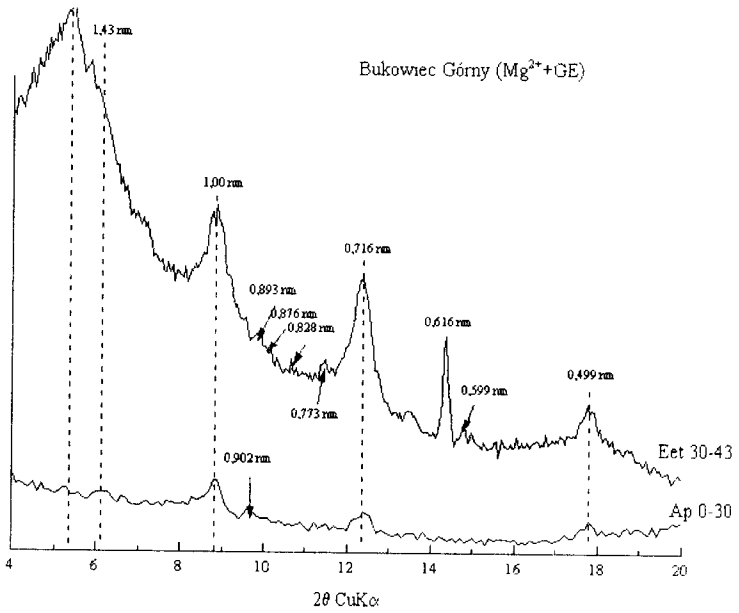
Rys. 52. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2\ \mu m$ z wybranych poziomów gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

Fig. 52. Diffractograms of $< 0.2\ \mu m$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Leszczyńska stage till



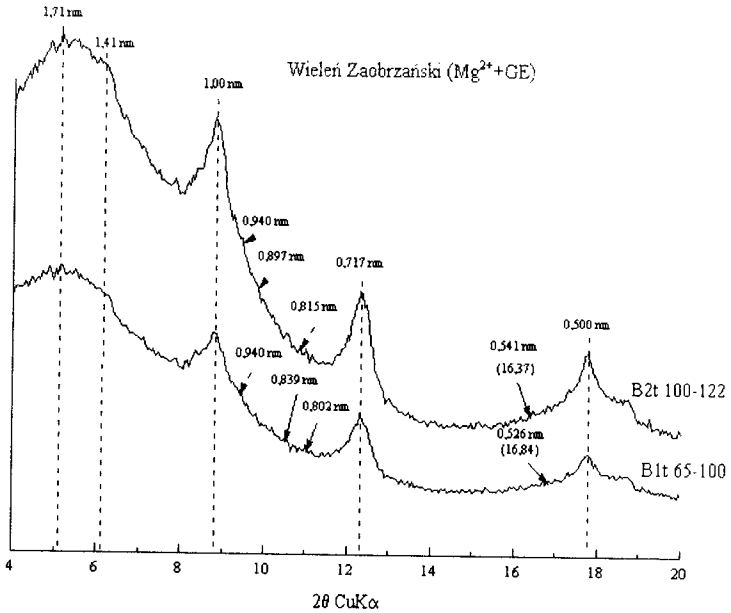
Rys. 53. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2\ \mu m$ z wybranych poziomów gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

Fig. 53. Diffractograms of $< 0.2\ \mu m$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Leszczyńska stage till



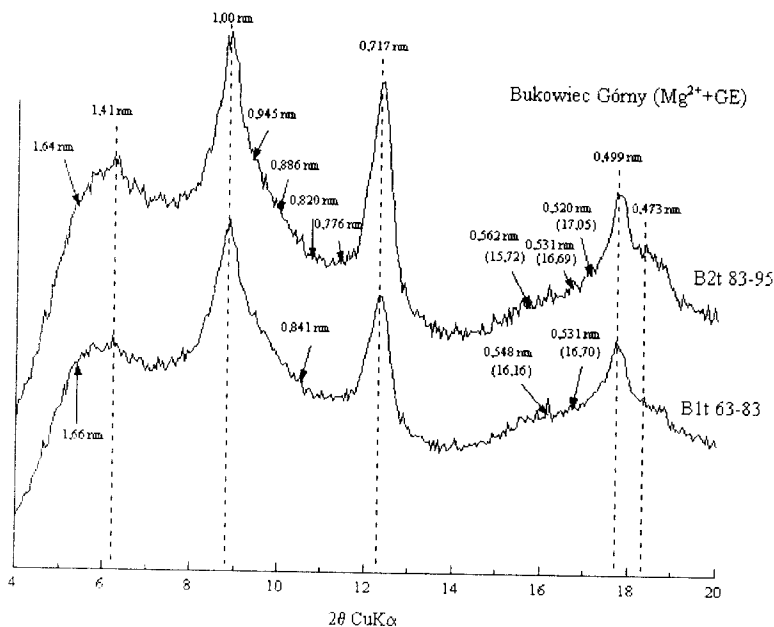
Rys. 54. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2\ \mu m$ z wybranych poziomów gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

Fig. 54. Diffractograms of $< 0,2\ \mu m$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Leszczyńska stage till



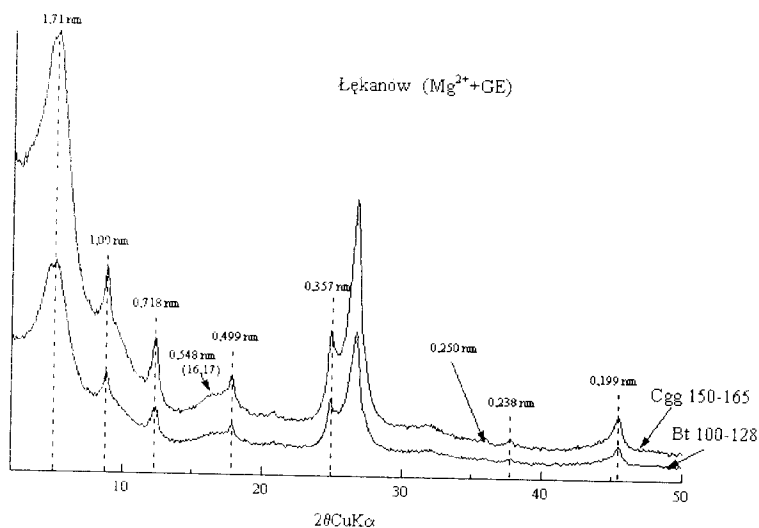
Rys. 55. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2\ \mu m$ z wybranych poziomów gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

Fig. 55. Diffractograms of $< 0,2\ \mu m$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Leszczyńska stage till



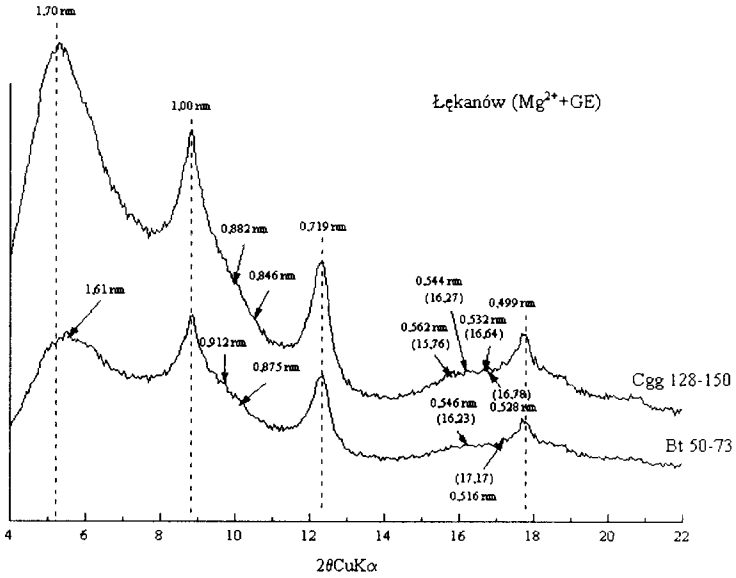
Rys. 56. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z wybranych poziomów gleby utworzonej z gliny lodowcowej fazy leszczyńskiej

Fig. 56. Diffractograms of $< 0,2 \mu\text{m}$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Leszczyńska stage till



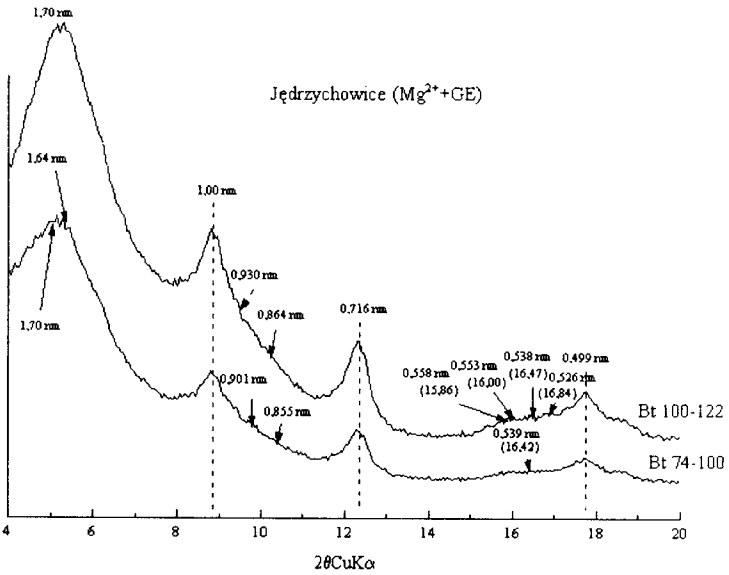
Rys. 57. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z wybranych poziomów gleby utworzonej z gliny lodowcowej zlodowacenia warty

Fig. 57. Diffractograms of $< 0,2 \mu\text{m}$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Warta glaciation till



Rys. 58. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu m$ z wybranych poziomów gleby wytworzonej z gliny lodowcowej zlodowacenia warty

Fig. 58. Diffractograms of $< 0.2 \mu m$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Warta glaciation till

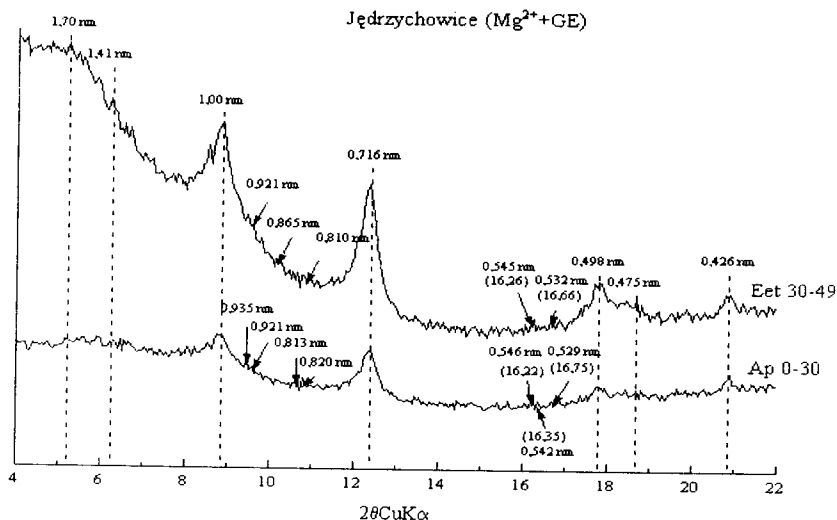


Rys. 59. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu m$ z wybranych poziomów gleby wytworzonej z gliny lodowcowej zlodowacenia warty

Fig. 59. Diffractograms of $< 0.2 \mu m$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Warta glaciation till

W poziomie iluwialnym z profilu „Łękanów” udział minerałów pęczniejących był zbliżony do ich udziału w utworze macierzystym.

Odmienne przedstawiał się natomiast skład minerałów we frakcji ilastej drobnej z poziomów powierzchniowych i eluwalnych gleb z profili „Jędrzychowice” i „Łękanów”. Frakcja ta miała skład typowo illitowo mieszanopakietowy z wyraźną dominacją minerałów z grupy illitów. W poziomach tych występował niewielki dodatek minerałów pęczniejących (słaby refleks 1,70 nm w $Mg^{2+} + GE$) i chlorytowych (rys. 60).



Rys. 60. Dyfraktogramy próbek frakcji $< 0,2 \mu m$ z wybranych poziomów gleby wytworzonej z gliny lodowcowej zlodowacenia warty

Fig. 60. Diffractograms of $< 0.2 \mu m$ fraction sampled from selected horizons of soil formed from the Warta glaciation till

Minerałami akcesorycznymi w wyżej wymienionych poziomach były kaolinit i minerały pierwotne. Taki spadek udziału minerałów pęczniejących w tej frakcji – w porównaniu z frakcją z poziomów iluwialnych, a głównie z utworem macierzystym – może świadczyć o innym pochodzeniu tych poziomów, intensywnych procesach agrodacji (mało prawdopodobne) lub jest wynikiem współdziałania tych dwóch czynników.

4.4.2. Struktura minerałów mieszanopakietowych

Badania składu frakcji ilastej drobnej analizowanych gleb wykazały znaczący udział minerałów mieszanopakietowych. Były one bardzo zróżnicowane nie tylko ze względu na rodzaj pakietów wchodzących w skład tych minerałów, ale również pod względem ich udziału w danym mineralu.

Wśród analizowanych glin najwięcej minerałów mieszanopakietowych zawierały gliny fazy pomorskiej. Były one drugą po illitach dominującą grupą minerałów. Głównie stanowiły ją minerały typu illit/smektyt. Zawartość w nich pakietów smektytowych (S) wahała się w granicach od 10 do 70 % (tab. 6a). Illit/smektyt o zawartości 70 % S i nieregularnej strukturze występował we frakcji ilastej drobnej obydwu analizowanych

gleb („Skape” – Cgg 110-120 cm, „Siemczyno” – Cgg 100-114 cm). Świadczyły o tym refleksy w zakresie 9,89-10,01; 15,93-15,98 2θ CuK α w preparatach wysyconych jonami Mg $^{2+}$ i solwatowanych GE. Najczęściej jednak w tych glinach występowały minerały zawierające 25-50 % pakietów smektytowych. Wykryto je we frakcji ilastej drobnej prawie wszystkich analizowanych próbek gliny pomorskiej (tab. 6a). Wyjątek stanowiła frakcja ilasta drobna z poziomu IICgg gleby z profilu „Siemczyno”, która zawierała nieregularny illit/smektyt o zawartości 80 % S (refleks 10,20; 15,90; 31,86 2θ CuK α), jak i illit/smektyt o 10-20 % S i typie uporządkowania ISII (rys. 61, 62, tab. 6a). Również frakcja < 0,2 μ m z poziomów glebowych zawierała minerały typu illit/smektyt o zróżnicowanej ilości pakietów smektytowych. Występowały w nich minerały typu illit/smektyt o zawartości 70-75 % S (B1tg i Eet z gleby „Skape”, Btg z gleby „Siemczyno”) (rys. 63, 64, 65, 66) jak i minerały typu illit/smektyt o zawartości 15-30 % S (AE i Eet – „Siemczyno”) (tab. 6a, rys. 67, 68). Nietypowym pod tym względem był poziom B1tg 60-70 cm z profilu „Skape”, który w mieszaninie z illitem zawierał jedynie regularny illit/smektyt (ISII) o zawartości < 10 % S (tab. 6a, rys. 39). Porównanie zawartości pakietów pęczniących w minerałach typu illit/smektyt z poziomów powierzchniowych i eluwalnych wykazało wyraźne ich zubożenie w minerały tego typu z poziomu Ap gleby z profilu „Skape” (tab. 6a). Tego zjawiska nie zaobserwowano w glebie z profilu „Siemczyno” (tab. 6a). Przyczyną mniejszej zawartości pakietów smektytowych w illicie/smektycie z poziomu Ap gleby „Skape” może być nawożenie potasowe powodujące powstanie środowiska zasobnego w ten pierwiastek, które to wraz ze zmiennymi warunkami wilgotnościowymi (namakanie, suszenie) sprzyjało zamykaniu się tych pakietów w wyniku adsorpcji jonów K $^{+}$ [32, 39, 118, 119, 120].

Bogatsze w pakiety pęczniące były minerały typu illit/smektyt z frakcji ilastej drobnej gliny poznańskiej (tab. 6b). Zawierały one nawet do 90 % S (Cgg 140-160 – „Ogorzeliń”). W większości z tych minerałów występowało 50-70 % S co potwierdziły refleksy w zakresie 9,83-10,15; 16,03-16,30 2θ CuK α (tab. 6b, rys. 41). Najmniejszą ilość (10-15 %) pakietów smektytowych posiadał illit/smektyt z próbki Cgg 130-145 z profilu „Obkaz”.

Podobnie jak minerały typu illit/smektyt z gliny poznańskiej także minerały tego typu w poziomach glebowych zawierały różną zawartość pakietów smektytowych. Najwięcej (30-85 % S) ich posiadały minerały typu illit/smektyt z poziomów iluwalnych. Były to w większości minerały o strukturze nieregularnej (N, N/IS) (tab. 6b). Wzbogacenie w pakiety smektytowe minerałów typu illit/smektyt z poziomu iluwalnego najbardziej uwidacznilo się w glebie z profilu „Obkaz” (tab. 6b). Poziomy Ap i Eet z tego profilu zawierały minerały typu illit/smektyt o mniejszej ilości (40-52 % S) pakietów smektytowych i typie uporządkowania N/IS. Spowodowane to może być transformacjami odbywającymi się podczas procesu płowienia [51, 72, 94]. Nieco mniejsze wzbogacenie obserwowano w minerałach typu illit/smektyt z poziomów eluwalnych oraz iluwalnych gleby z profilu „Ogorzeliń” (tab. 6b). W profilu tym nie uwidacznilo się też w poziomie Ap tej gleby proces agradacji, gdyż illit/smektyt ma wówczas zbliżoną ilość pakietów smektytowych do minerałów tego typu z pozostałych poziomów (tab. 6b).

Tabela 6a. Minerality mieszanopaketowe we frakcji < 0,2 μm gleb wytworzonych z gliny bazalnej fazy pomorskiej

Table 6a. Interstratified minerals in < 0.2 μm fraction of soils formed from the Pomorska stage lodgement till

Profil Profile	Poziom genetyczny Horizon	Głębokość pobierania prób Sampling depth cm	Illit/smektyn – illite/smectite		
			smektyn smectite %	Typ ² Type	Pozycja refleksu ¹ Reflex position
Skape	Ap	0-32	45	IS/N	16,45; 33,25
	Eet	33-45	17	ISII	17,19; 34,34
			70	N	15,98; 31,67
	B1tg	45-60	50	N	16,31; 32,45
			75	N	15,86; 31,72
	B2tg	60-70	50	N	16,31; 32,08
			5	ISII	8,88; 17,72
	Cgg	70-90	55	N	16,26; 32,16
			35	IS/N	16,52; 33,67
		90-110	50	N	9,89; 16,31
			70	N	10,01; 15,97; 31,67
		110-120	30	IS	16,54; 33,75
50			N	9,75; 16,33; 31,70	
140-150	150-170	45	IS/N	16,45; 33,28	
		50	N	16,35	
	28	IS	16,75; 33,75		
Siemczyno	A	0-12			
	AE	12-36	55	N	9,87; 16,20
			35	IS	16,57; 33,43
			25	IS	16,87; 33,95
	Eet	36-70	15	ISII	17,29; 34,64
			32	IS	9,45; 16,68;
	Btg	70-99	20	ISII	17,09; 34,20
			70	N	15,87
	Cgg	100-114	35	IS	16,52; 33,47
			25	IS/ISII	16,94; 33,92
			70	N	15,93
			45	IS	9,59; 16,52
			32	IS	16,62; 33,18
	IICgg	114-126	60	N	9,95; 16,09; 31,64
			42	N/IS	16,46; 32,90
			80	N	10,20; 15,90; 31,86
	Cgg	126-145	18	ISII	17,12; 34,23
12			ISII	17,27; 34,55	
70			N	15,98; 32,00	
45			IS/N	16,45; 33,23	
25			IS/ISII	16,92; 33,89	

1 – w 2 θ CuK α - in 2 θ CuK α

2 – objaśnienie skrótów zamieszczono na str. 5 – for abbreviations, see page 5.

Tabela 6b. Minerale mieszanopaketowe we frakcji < 0,2 μm gleb wytworzonych z gliny bazalnej fazy poznańskiej

Table 6b. Interstratified minerals in < 0.2 μm fraction of soils formed from the Poznańska stage lodgement till

Profil Profile	Poziom genetyczny Horizon	Głębokość pobierania prób Sampling depth cm	Illit/smektyt – illite/smectite			
			smektyt smectite %	Typ Type	Pozycja refleksu Reflex position	
Ogorzeliny	Ap	0-32	60	N	9.73; 16.13; 32.15	
	AE	32-40	40	IS/N	9.56; 16.50; 32.44	
			60	N	9.79; 16.25	
	Eet	40-54	42	IS/N	9.60; 16.42; 33.21	
			70	N	9.99; 16.00; 32.02	
	B1tgg	54-67	40	IS/N	9.59; 16.53; 32.57	
			78	N	10.15; 15.98	
	B2tgg	67-80	42	IS/N	9.65; 16.40; 32.02	
			60	N	16.27; 32.34	
	Cgg	80-104	42	IS/N	16.42; 31.87	
			50	N	9.83; 16.29; 31.82	
	104-130		42	IS/N	16.46; 32.25	
			70	N	10.04; 16.14; 32.01	
			32	IS	16.65; 33.61	
			18	ISII	17.18; 34.38	
			130-140	65	N	9.98; 16.16; 31.81
				40	IS/N	9.55; 16.48; 32.45
			140-160	90	N	10.37; 15.90; 32.05
				55	N	9.83; 16.26; 32.50
160-175			35	IS	16.65; 33.50	
			25	IS	16.85; 33.85	
	80	N	10.20; 15.81; 31.71			
		52	N	16.30; 32.14		
		28	IS	16.83; 33.68		
Obkaz	Ap	0-30	52	N	9.83; 16.38; 32.20	
	Eet	30-44	45-48	IS/N	9.70; 16.35; 32.49	
			40	IS/N	16.49; 32.44	
	B1tgg	44-57	85	N	10.22; 15.82	
			70	N	10.05; 16.00	
			40	IS/N	16.50; 32.45; 33.40	
	B2tgg	57-80	32	IS/N	16.69; 33.70	
			48	IS/N	9.80; 16.37; 33.40	
			60	N	9.91; 16.18	
	Cgg	80-100	70	N	10.15; 16.03; 32.01	
			60	N	9.90; 16.07	
	120-130		40	IS/N	16.42; 32.18	
			130-145	10-15 ?	ISII	34.83
	145-170		70	N	10.14; 16.01; 31.33	
35			IS	16.59; 33.55		
25			IS	16.95; 33.90		
18			ISII	17.43; 34.32		

Tabela 6c. Minerale mieszankopakietowe we frakcji < 0,2 μm gleb wytworzonych z gliny bazalnej fazy leszczyńskiej
 Table 6c. Interstratified minerals in < 0.2 μm fraction of soils formed from the Leszczyńska stage lodgement till

Profil Profile	Poziom genetyczny Horizon	Głębokość pobierania prób Sam- pling depth [cm]	Illit/smektyt – illite/smectite			
			smektyt smectite %	Typ Type	Pozycja refleksu Reflex position	
Wieleń Zaobrzański	Ap	5-30	50	R	9,83; 16,25; 33,20	
			30	IS	16,67; 33,79	
			18	ISII	17,03; 34,40	
	Eet	30-48	50	N	16,35; 32,49	
			48-65	50	N	13,30; 32,45
	B1t	65-100	30	IS	9,44; 16,84; 33,87	
	B2t	100-122	50	N	9,85; 16,37; 32,25	
	Ccagg	122-142	70	N	10,17; 16,07	
			142-164	90	N	15,56; 31,29
			70	N	10,02; 16,08	
32			IS	16,72; 33,81		
Bukowiec Górny	Ap	0-30	50	N	9,78; 16,40	
	Eet	30-43	70	N	10,09; 16,05; 31,80	
			40	IS/N	9,95; 16,45; 33,35	
			70	N	16,02; 31,72	
	B1t	43-63	55	N	16,16; 31,91	
			35	IS/N	16,69; 32,52	
			70	N	9,99; 16,05; 31,65	
	B2t	83-95	25	IS/ISII	17,05; 34,21	
			55	N	9,86; 16,26	
	Ccagg	95-130	130-150			

Minerały typu illit/smektyt w glinie leszczyńskiej zróżnicowane były przede wszystkim międzyprofilowo. Minerale tego typu w glinie z profilu „Wieleń Zaobrzański” były w większości minerałami nieregularnymi i zawierały 70 % pakietów smektytowych (Ccagg 122-142, 142-164 – refleksy 10,02-10,17; 16,07; 31,65-31,72 2 θ CuK α) (tab. 6c, rys. 51). Wykryto również w tym profilu illit/smektyt o 90 % udziale pakietów smektytowych (Ccagg 142-164 cm) (tab. 6c). Natomiast glina z profilu „Bukowiec Górny” zawierała bardzo mało minerałów tego typu, szczególnie w spagu. W większości był to illit/smektyt o zawartości 55 % S (tab. 6c). Jednakże profile te charakteryzowały się wyraźnym zubożeniem w pakiety pęczniące minerałów typu illit/smektyt z poziomu ornopróchnicznego w porównaniu z minerałami tego typu z poziomów eluwialnych (tab. 6c). Fakt ten może świadczyć o zachodzącym w tym poziomie procesie illityzacji bądź różnorodności utworu macierzystego. Minerale illit/smektyt z poziomów iluwialnych gleb z profilu „Wieleń Zaobrzański” i „Bukowiec Górny” zawierały podobną ilość pakietów pęczniących, co minerały z poziomów eluwialnych. Minerale typu illit/smektyt z poziomu iluwialnego gleby „Wieleń Zaobrzański” posiadały jednak mniej pakietów smektytowych niż minerały typu illit/smektyt z utworu macierzystego

(gliny leszczyńskiej). W profilu „Bukowiec Górny” minerały typu illit/smektyt o większej liczbie pakietów smektytowych występowały natomiast we frakcji ilastej drobnej z poziomów iluwialnych (tab. 6c).

Tabela 6d. Minerale mieszanopakietowe we frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ gleb wytworzonych z gliny bazalnej zlodowacenia warty

Table 6d. Interstratified minerals in fraction $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction of soils formed from the Warta glaciation lodgement till

Profil Profile	Poziom genetyczny Horizon	Głębokość prób Sampling depth cm	Illit/smektyt – illite/smectite		
			smektytu smectite %	Typ Type	Pozycja refleksu Reflex position
Jędrzychowice	Ap	0-30	70	N	16.05; 31,71
			55	N	9,60; 16,22; 32,20
			30	IS	16,75; 33,70
	Eet	30-49	55	N	9,60; 16,26; 32,41
			35	IS	16,66; 33,55
			70	N	16,08; 31,89
	Bt	52-74	70	N	16,08; 31,89
		74-100	70	N	16,06; 31,99
			42	IS/N	16,42; 32,20
	Cgg	100-122	40	IS/N	9,50; 16,47; 33,25
			28	IS	9,30; 16,84; 33,78
		122-145	47	N	9,72; 16,44
			145-160	50	N
45				IS/N	9,55; 16,45
25	IS	9,25; 16,94; 33,76			
Łękanów	Ap	0-30	-	-	-
	Eet	30-50	-	-	-
	Bt	50-73	60	N	16,23; 32,25
			15	ISII	17,17; 34,57
		73-100	60	N	16,15; 32,25
	Cgg	100-128	70	N	16,05; 31,89
			40	IS/N	16,41; 32,14
		128-150	60	N	16,27; 32,40
			35	IS	9,43; 16,64; 33,36
			28	IS	16,78; 33,86
150-165	60	N	16,17; 32,10		

Najstarsza z analizowanych glin lodowcowych – glina warciańska – posiadała frakcję ilastą drobną zawierającą minerały mieszanopakietowe typu illit/smektyt o zróżnicowanej ilości pakietów smektytowych (25-60 % S) (tab. 6d). Illit/smektyt o 60 % udziale pakietów smektytowych występował tylko w profilu „Łękanów” (refleksy 16,27; 32,40 2θ CuK α), profil „Jędrzychowice” miał minerały typu illit/smektyt o mniejszym udziale tych pakietów (25-50 % S) (tab. 6d). Jak widać minerały tego typu

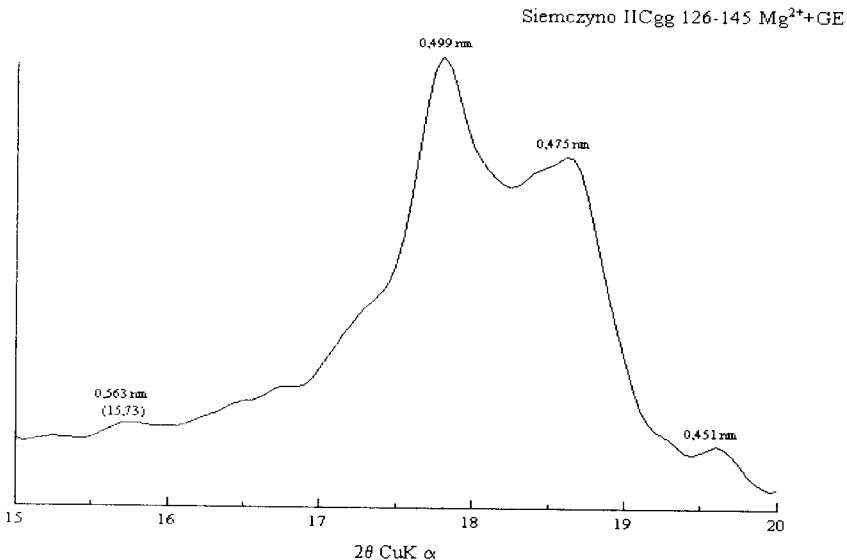
z gliny warciańskiej były wyraźnie uboższe w pakiety pęczniejące od minerałów tego typu z glin młodszych.

Podobną ilość pakietów pęczniejących stwierdzono w minerałach illit/smektyt z poziomów solum (tab. 6d). Jedynie illit/smektyt z poziomów iluwalnych gleby z profilu „Jędrzychowice” zawierał 70 % S (tab. 6d).

We frakcji ilastej drobnej analizowanych profili glebowych – oprócz omówionych powyżej minerałów mieszanopakietowych typu illit/smektyt występowały również minerały typu chloryt/smektyt. Przy czym pakiety chlorytowe mogą stanowić zarówno chloryty detrytyczne, jak i chloryty „pedogeniczne”. Rozróżnienie, który z tych dwóch chlorytów występował w poszczególnych profilach było niemożliwe. Podobnie jak minerały typu illit/smektyt były to minerały o zróżnicowanej ilości pakietów pęczniejących.

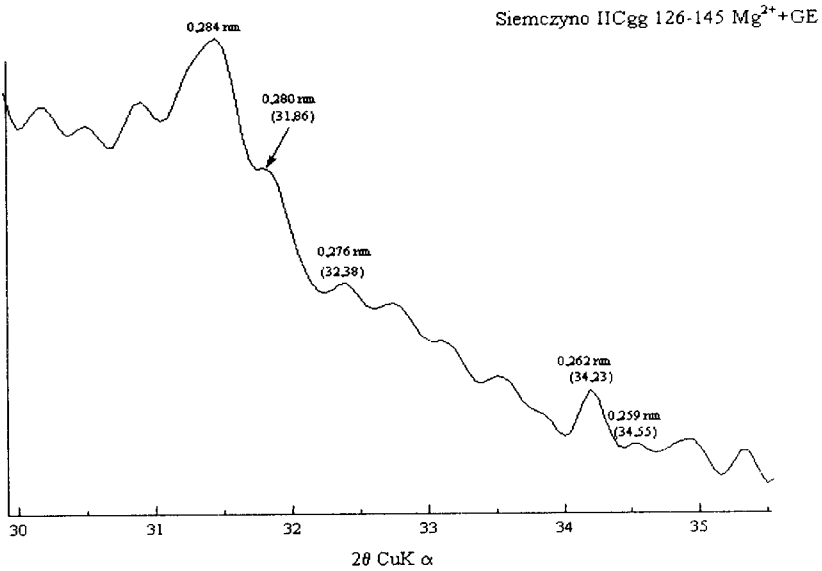
Glina pomorska zawierała w swoim składzie minerały chloryt/smektyt o zawartości 70-85 % S (refleksy 1,65 nm, 0,830 nm) (rys. 69). W poziomach glebowych z profili „Skape” i „Siemczyno” minerały typu chloryt/smektyt miały większą ilość pakietów smektytowych w swoim składzie (85-95 % S). Oznaką tego mogą być refleksy w zakresie 1,65-1,67 nm i 0,83-0,84 nm (rys. 35).

Minerały typu chloryt/smektyt w glinie poznańskiej miały jeszcze bardziej zróżnicowaną strukturę. Zawierały one od 40 % S w próbce Cgg 80-100 cm – „Obkaz” (1,55 nm, 0,759 nm) (rys. 42) do 85-95 % S w próbce Cgg 100-122 cm – „Obkaz” (1,68 nm, 0,834 nm). Podobnie dużą różnorodnością struktury charakteryzowały się minerały typu chloryt/smektyt z poziomów glebowych tych profili, jak i całe gleby wytworzone z gliny leszczyńskiej i warciańskiej. Opisanie minerały mieszanopakietowe nie wyczerpują wszystkich tych minerałów występujących w analizowanych glebach, gdyż w tak polifazowej frakcji można oznaczyć tylko te minerały, które uwidaczniają się na dyfraktogramach.



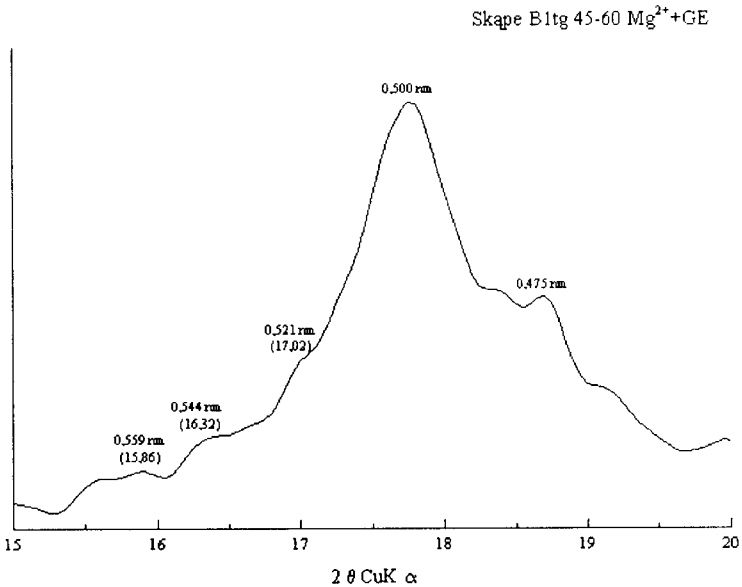
Rys. 61. Dyfraktogram próbek frakcji < 0,2 μm z poziomu IICgg gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej w zakresie 15-20 2θ CuKα

Fig. 61. Diffractogram of < 0.2 μm fraction sampled from IICgg horizon of soil formed from the Poznańska stage till for 15-20 2θ CuKα



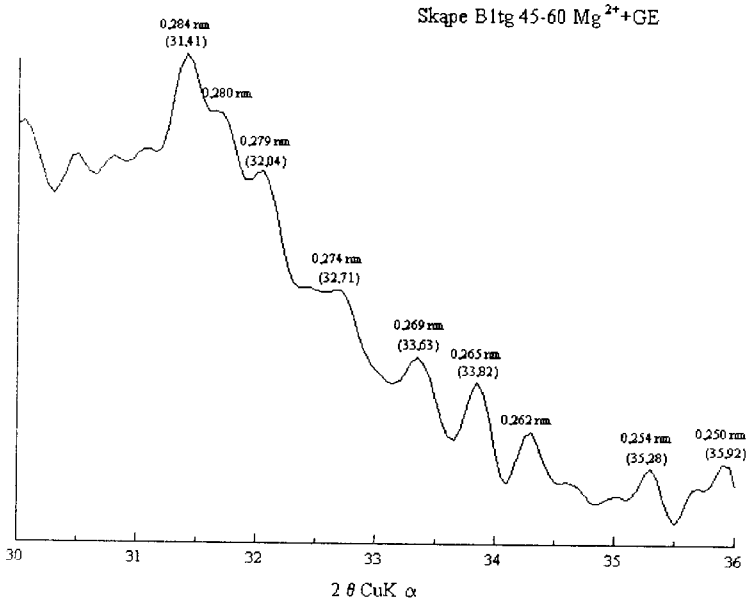
Rys. 62. Dyfraktogram próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z poziomu IICgg gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej w zakresie 30-36 2θ CuK α

Fig. 62. Diffractogram of $< 0,2 \mu\text{m}$ fraction sampled from IICgg horizon of soil formed from the Poznańska stage till for 30-36 2θ CuK α



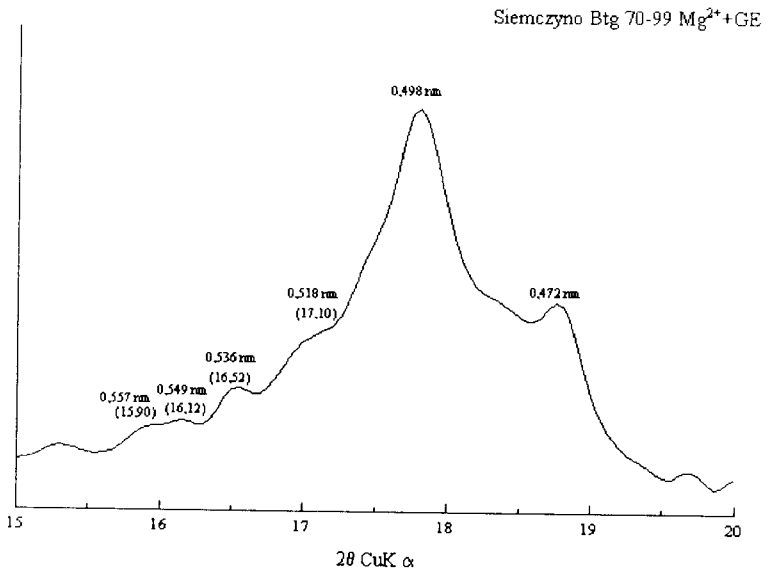
Rys. 63. Dyfraktogram próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z poziomu B1tg gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej w zakresie 15-20 2θ CuK α

Fig. 63. Diffractogram of $< 0,2 \mu\text{m}$ fraction sampled from B1tg horizon of soil formed from the Poznańska stage till for 15-20 2θ CuK α



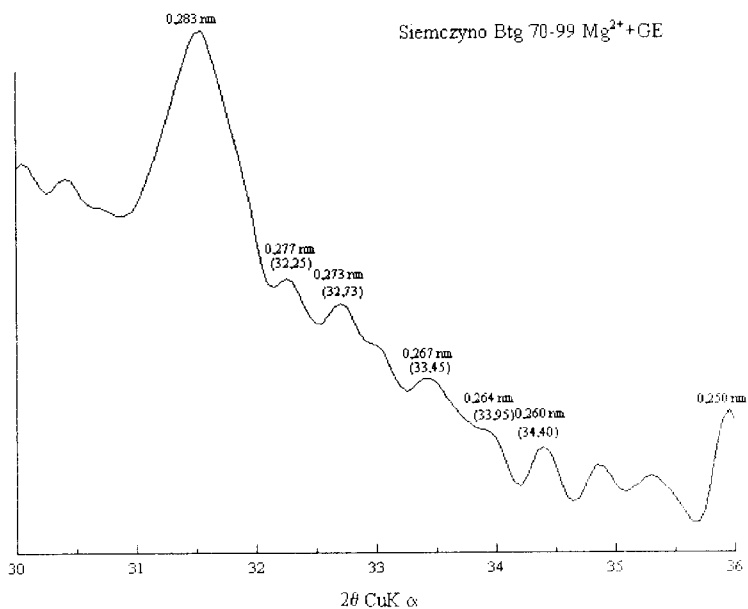
Rys. 64. Dyfraktogram próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z poziomu B1tg gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej w zakresie 30-36 2θ CuK α

Fig. 64. Diffractogram of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from B1tg horizon of soil formed from the Poznańska stage till for 30-36 2θ CuK α



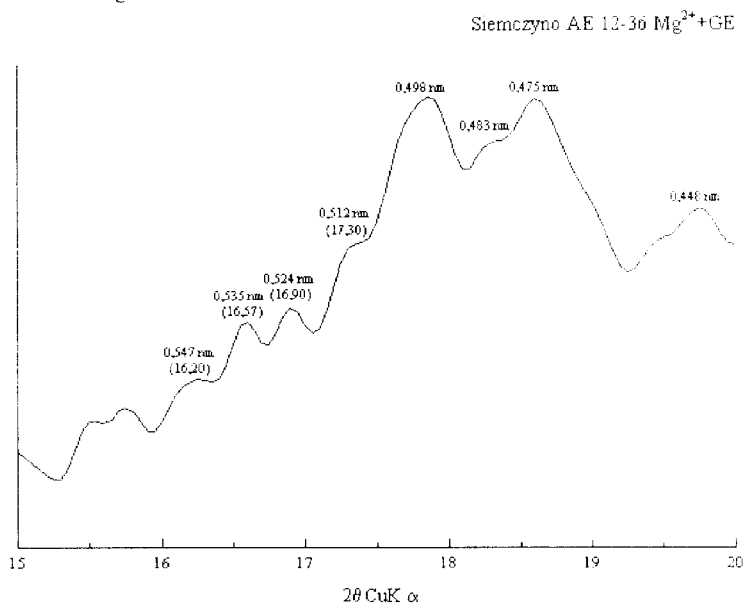
Rys. 65. Dyfraktogram próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z poziomu Btg gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej w zakresie 15-20 2θ CuK α

Fig. 65. Diffractogram of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Btg horizon of soil formed from the Poznańska stage till for 15-20 2θ CuK α



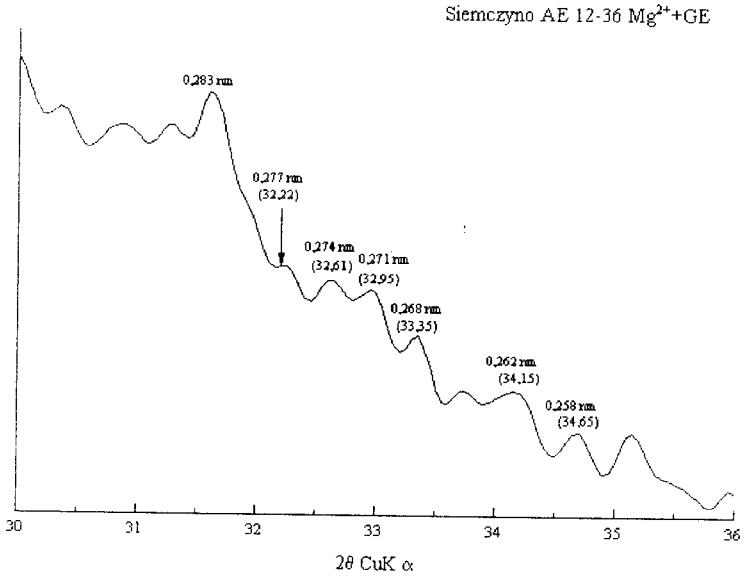
Rys. 66. Dyfraktogram próbek frakcji $< 0.2 \mu\text{m}$ z poziomu Btg gleby utworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej w zakresie 30-36 2θ CuK α

Fig. 66. Diffractogram of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Btg horizon of soil formed from the Poznańska stage till for 30-36 2θ CuK α



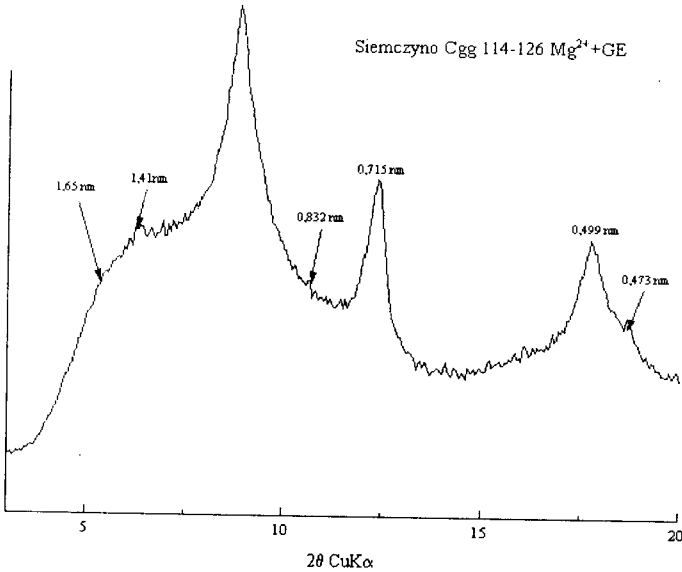
Rys. 67. Dyfraktogram próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z poziomu AE gleby utworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej w zakresie 15-20 2θ CuK α

Fig. 67. Diffractogram of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from AE horizon of soil formed from the Poznańska stage till for 15-20 2θ CuK α



Rys. 68. Dyfraktogram próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z poziomu AE gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy poznańskiej w zakresie 30-36 $2\theta \text{ CuK}\alpha$

Fig. 68. Diffractogram of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from AE horizon of soil formed from the Poznańska stage till for 30-36 $2\theta \text{ CuK}\alpha$



Rys. 69. Dyfraktogram próbek frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z poziomu Cgg gleby wytworzonej z gliny lodowcowej fazy pomorskiej

Fig. 69. Diffractogram of $< 0.2 \mu\text{m}$ fraction sampled from Cgg of soil formed from the Pomorska stage till

5. Dyskusja

Wybrane do badań profile glebowe, zakwalifikowane na podstawie morfologii jako gleby płowe, po szczegółowych badaniach laboratoryjnych okazały się bardzo zróżnicowane. Różnorodność tę potwierdziła również analiza mineralogiczna frakcji ilastej drobnej ($< 0,2 \mu\text{m}$).

Główną oznaką różnorodności analizowanych glin w składzie mineralogicznym frakcji ilastej drobnej ($< 0,2 \mu\text{m}$) była zawartość minerałów pęczniejących, których najwięcej znajdowało się we frakcji ilastej drobnej gliny warciańskiej. Wyniki te potwierdziły wcześniejsze dane literaturowe mówiące o wzbogaceniu glin starszych we wspomniane minerały [164, 183]. Przyczyną tego może być dłuższy czas oddziaływania procesu wietrzenia, czego potwierdzeniem była wysoka ilastość analizowanej gliny warciańskiej. Wysoka ilastość wskazuje na dużą zawartość cząstek bardzo drobnych, w których dominują minerały smektytowe [168]. Znaczne ilości minerałów pęczniejących zawierała również frakcja $< 0,2 \mu\text{m}$ gliny leszczyńskiej jednak była ona zróżnicowana. Analizowana frakcja z profilu „Wieleń Zaobrzański” zawierała minerały pęczniące w postaci mieszaniny homogenicznych minerałów smektytowych i minerałów mieszanopakietowych z dużą zawartością pakietów smektytowych. We frakcji z drugiego profilu gliny leszczyńskiej („Bukowiec Górny”) minerały pęczniące występowały natomiast w postaci tzw. chlorytów pęczniejących, które mogą mieć różnorodną strukturę [4, 5, 8, 17, 26, 65, 110, 111, 139, 157, 167]. Były one pozostałością skał pierwotnych, gdyż minerały tego typu powstają najczęściej w środowisku o niskim pH. Takim utworem nie była analizowana glina leszczyńska, gdyż zawierała ona węglan wapnia. Tak wyraźne zróżnicowanie w składzie mineralogicznym frakcji ilastej drobnej między analizowanymi glinami leszczyńskimi może być spowodowane wystąpieniem dwóch lobów glacialnych. Glina z profilu „Wieleń Zaobrzański” zdeponowana została przez lob Sławy Śląskiej, a glina z profilu „Bukowiec Górny” przez lob Leszna [76]. Zróżnicowanie tych utworów uwidoczniło się już w uziarnieniu, gdyż glina z profilu „Wieleń Zaobrzański” była gliną silniej spiaszczoną od gliny z profilu „Bukowiec Górny”.

Gliny młodsze (poznańska, pomorska) posiadały frakcję ilastą drobną z dominującym udziałem minerałów illitowych i mieszanopakietowych z pakietami illitowymi. Dominacja tych minerałów była typowa dla tej frakcji gliny poznańskiej i pomorskiej oraz glin zdeponowanych w tym samym okresie na innych obszarach [12, 19, 24, 39, 88, 91, 164]. Nieco większy udział minerałów pęczniejących niż w badanej frakcji stwierdzono we frakcji ilastej gliny poznańskiej z profili „Dłoń” i „Kawęczyn” [36]. W utworach tych, oprócz dominujących minerałów z grupy illitu charakterystyczne było występowanie minerałów chlorytowych, które w większości były chlorytami pedogenicznymi. Termin ten określał minerały posiadające refleks $1,4 \text{ nm}$ w preparatach Mg^{2+} , $\text{Mg}^{2+} + \text{GE}$ i K^+ , który uległ przesunięciu w stronę refleksu $1,0 \text{ nm}$ w preparatach K^+550 . Przyczyną kolapsacji tych minerałów może być częściowa ich wermikulizacja lub obecność w nich hydroksy – Al polimeru [7, 38]. Powstawały one prawdopodobnie w procesie acidolizy [125], któremu sprzyjało niskie pH [8, 61, 104] występujące

w badanych glinach młodszych. Były one jedną z form pośrednich w transformacji chlorytów detrytycznych w smektyty [21, 129, 130], a obecność, których potwierdziły występujące również w tej frakcji minerały mieszanopaketowe typu chloryt/smektyt o różnej zawartości pakietów smektytowych [21, 45, 156]. Innym przejawem występowania w glinach młodszych (szczególnie poznańskiej) procesu wermikulityzacji była obecność minerałów z grupy wermikulitu w niektórych próbkach gliny z profilu „Ogorzeliny”, które też mogą powstawać w trakcie wietrzenia chlorytów bądź illitów [55, 64, 106, 141, 167].

Jeszcze większym zróżnicowaniem charakteryzowała się frakcja ilasta drobna ($< 0,2 \mu\text{m}$) z poziomów solum. Zróżnicowanie to miało zarówno charakter profilowy, jaki międzyprofilowy. W glebach wytworzonych z gliny pomorskiej analizowana frakcja z poziomów iluwialnych nie wykazywała tak charakterystycznego dla procesu płowienia wzbogacenia w minerały pęczniejące typu 2:1 [1, 39]. Jedyne w minerałach typu illit/smektyt pochodzących z tych poziomów zaobserwowano wzrost pakietów smektytowych. Brak widocznego wzbogacenia badanej frakcji z tych poziomów w minerały smektytowe może świadczyć o początkowym etapie tworzenia się gleb płowych, co oznacza, że gleba ma już wykształcone morfologicznie poziomy eluwialny oraz iluwialny, ale nie rozpoczął się jeszcze proces intensywniejszego wietrzenia, który jest następnym etapem w kształtowaniu się gleb płowych. Innym tego dowodem może być brak wzbogacenia frakcji ilastej z poziomu iluwialnego we frakcję ilastą drobną. Poziomy eluwialne i powierzchniowe z tych gleb posiadały frakcję $< 0,2 \mu\text{m}$ o składzie illitowo mieszanopaketowym, przy czym minerały typu illit/smektyt z poziomu Ap z profilu Skąpe wykazywały wyraźne zubożenie w pakiety smektytowe. Podobne zjawisko zaobserwowali na glebach uprawnych Bogda i in. [12], Cieśliński [32], Dąbkowska-Naskręt i in. [37], Długosz [39]. Powodem tego może być intensywne i długotrwałe nawożenie potasowe, które powoduje powstanie środowiska bogatego w K^+ , w którym przy zmiennych warunkach wilgotnościowych (namakanie, wysychanie) może nastąpić proces illityzacji, czyli zamykania się pakietów smektytowych [48, 118, 119, 120]. Zjawiska tego nie zaobserwowano w poziomie powierzchniowym gleby leśnej (profil „Siemczyno”). We wszystkich poziomach gleb wytworzonych z gliny pomorskiej udział chlorytów „pedogenicznych” we frakcji ilastej drobnej był znaczny. Były to prawdopodobnie minerały o strukturze HIM (hydroxy interlayered mineral), powstające w wyniku procesu transformacji (acidolizy) illitów i chlorytów detrytycznych [4, 129, 130, 142], czemu może sprzyjać kwaśny odczyn analizowanych gleb [118, 120]. Podobnie jak w glebach wytworzonych z gliny pomorskiej, we frakcji ilastej drobnej z poziomów glebowych gleb wytworzonych z gliny poznańskiej dominowały minerały z grupy illitu i mieszanopaketowych. Również i w tych glebach nie zaobserwowano widocznego wzbogacenia frakcji z poziomów iluwialnych w minerały pęczniejące. Jedyne analiza struktury minerałów mieszanopaketowych wykazywała wzbogacenie minerałów typu illit/smektyt z poziomów iluwialnych (BItgg) profilu „Obkaz” w pakiety smektytowe. Może to wskazywać na rozpoczęcie wietrzenia cząstek wmytych (drugi etap procesu płowienia). Potwierdzeniem tego może być wyraźne wzbogacenie frakcji ilastej z tego poziomu we frakcję ilastą drobną. Takiego wzbogacenia w pakiety smektytowe nie wykryto w minerałach mieszanopaketowych z poziomów iluwialnych profilu „Ogorzeliny”. Natomiast frakcja ilasta drobna z poziomów powierzchniowych nie wykazywała tak charakterystycznego dla tego poziomu zubożenia analizowanej frakcji w minerały i pakiety pęczniejące. W analizowanej frakcji z poziomu Ap profilu „Ogorzeliny” wykryto obecność homogenicznych minerałów smektytowych, a minerały mieszanopaketowe z poziomu Ap obydwu profili zawierały większe ilości

pakietów pęczniejących. Przyczyną nie uwidocznienia się procesu illityzacji może być odmienność materiału w tych poziomach, na co wskazuje również skład granulometryczny (wysoki udział frakcji ilastej drobnej we frakcji ilastej), przebieg krzywych kumulacyjnych oraz wskaźniki sedymentacyjne (GSS, GSO). Najbardziej zróżnicowaną profilowo frakcję ilastą drobną posiadały jednak gleby wytworzone z gliny leszczyńskiej. W profilach tych – mimo braku istotnego wzrostu udziału frakcji ilastej drobnej ($< 0,2 \mu\text{m}$) we frakcji ilastej z poziomów iluwialnych – uwidoczniło się wzbogacenie tej frakcji w minerały pęczniejące, co może być potwierdzeniem procesu płowienia. Wzrost ten mógł nastąpić w wyniku różnych procesów: transformacji illitów i chlorytów występujących w utworze macierzystym bądź w wyniku neoformacji [179]. W badanych glebach bardziej prawdopodobny wydaje się pierwszy proces, gdyż neoformacja smektytów odbywa się głównie w słabo przepuszczalnych Alfisolach [66]. Natomiast skład minerałów ilastych analizowanej frakcji tak z poziomów powierzchniowych, jak i eluwialnych zbliżony był do składu frakcji z poziomów Ap i Eet gleb wytworzonych z glin pomorskiej i poznańskiej. Dominowały w niej minerały illitowe i mieszanopakietowe, ale występowały też widoczne ilości minerałów z grupy chlorytów, w których zaznaczyła się obecność chlorytów detrytycznych nie występujących w niższych poziomach. Takie zróżnicowanie w składzie minerałów ilastych analizowanej frakcji między poziomami Ap, Eet a poziomem Bt tych gleb świadczy o innym pochodzeniu utworu macierzystego tych poziomów lub jest wynikiem przekształceń gliny lodowcowej w okresie peryglacjalnym. Potwierdzeniem tej tezy mogą być wyniki składu granulometrycznego – w szczególności lepsze wysortowanie i większa średnia średnica ziarn (GSS). Podobnie duże zróżnicowanie między analizowaną frakcją z poziomów Ap, Eet a frakcją z poziomu Bt występowało w glebach wytworzonych z gliny warciańskiej (profil „Jędrzychowice” i „Łękanów”), co może również świadczyć o ich niejednorodności, która uwidoczniła się w stromym przebiegu krzywych kumulacyjnych oraz we wskaźnikach sedymentacyjnych. Przejawia się ono również dominacją minerałów z grupy illitu i minerałów mieszanopakietowych oraz występowaniem widocznych ilości chlorytów detrytycznych. W minerałach mieszanopakietowych z frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ poziomów ornopróchnicznych zarówno z profili gleb wytworzonych z gliny leszczyńskiej, jak i z profilu „Jędrzychowice” udział pakietów smektytowych był mniejszy niż w minerałach mieszanopakietowych z poziomów eluwialnych. Świadczyć to może o procesie illityzacji spowodowanym podobnie jak w poziomach Ap gleb z profili „Skape” i „Obkaz” dużą ilością potasu wymiennego pochodzącego z nawożenia [48, 118, 119, 120]. W poziomach iluwialnych gleb wytworzonych z gliny leszczyńskiej frakcja ilasta drobna wykazywała pewne oznaki jej wzbogacenia w minerały pęczniejące. Proces ten szczególnie uwidocznił się w profilu „Jędrzychowice” oraz w strukturze minerałów mieszanopakietowych typu illit/smektyt. Minerale te w poziomie iluwialnym obydwu analizowanych gleb (profil „Jędrzychowice” i „Łękanów”) miały większy udział pakietów smektytowych.

6. PODSUMOWANIE

Przeprowadzone badania frakcji ilastej drobnej wybranych gleb potwierdziły zróżnicowanie glin lodowcowych pod względem składu mineralogicznego tej frakcji. Dowiodły też, że gliny zdeponowane podczas jednego epizodu glacialnego mogą również mieć zróżnicowany skład mineralogiczny frakcji ilastej drobnej. Przykładem tego była analizowana glina leszczyńska. Badania wykazały również, że frakcja ilasta drobna z glin starszych była bardziej zasobna w minerały pęczniące (smektyty). Frakcja ta z glin młodszych zawierała natomiast więcej minerałów mieszanopaketowych oraz, chlorytów pedogenicznych, które najprawdopodobniej miały strukturę HIV (hydroxy interlayered vermiculite) bądź zwermikulizowanych chlorytów. Występowanie tych minerałów może być oznaką acidolizy chlorytów detrytycznych lub powszechnie występujących illitów, której sprzyjać może wysoka kwasowość tych glin. Badania frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ w poziomach solum analizowanych gleb wykazały zmiany w składzie mineralogicznym analizowanej frakcji, co może być wynikiem peryglacialnych, antropogenicznych bądź glebotwórczych procesów kształtujących badane gleby. W wydzielonych na podstawie opisu morfologicznego i badań granulometrycznych poziomach iluwalnych frakcja ilasta drobna nie zawsze wykazywała – zgodne z kryterium poziomu diagnostycznego *argillic* - wzbogacenie w minerały pęczniące. Wzbogacenie to było już widoczne na poziomie homogenicznych minerałów ilastych i uwidocznili się również tylko w glebach wytworzonych z glin starszych (leszczyńskiej i warciańskiej) oraz w glebie z profilu „Obkaz” (głina poznańska). W pozostałych glebach wzrost ilości minerałów pęczniących zauważalny był dopiero na poziomie struktury minerałów mieszanopaketowych. Na poziomie struktury minerałów mieszanopaketowych typu illit/smektyt uwidocznili się również wzrost intensywności procesu illityzacji zachodzącego w poziomach ornopróchnicznych. Proces ten spowodowany został zabiegami agrotechnicznymi. Oznaką tego był mniejszy udział pakietów smektytowych w minerałach z tych poziomów. Porównanie składu mineralogicznego frakcji ilastej drobnej poszczególnych poziomów genetycznych analizowanych gleb z analizą granulometryczną potwierdziło nie tylko wpływ procesu płowienia na ukształtowanie się badanych gleb, ale również wykazało możliwość istnienia nieciągłości litologicznych. Świadczyć o tym może zbyt duże zróżnicowanie minerałów występujących w tej frakcji, np. obecność w poziomie Ap minerałów z grupy smektytów nie występujących w innych poziomach gleby z profilu „Ogorzeliny”. Dlatego też dla lepszego zobrazowania występującego w tych glebach zróżnicowania, ich budowę profilową należałoby opisać w następujący sposób:

- profil „Skape” Ap-Eet-Btg-II Btg –B2tg-Cgg,
- profil „Siemczyno” O-A-AE-Eet-Btg-Cgg-IICgg-Cgg,
- profil „Ogorzeliny” Ap-AC-C-IIEet-II Btg-II B2tg-IICgg,
- profil „Obkaz” Ap-II Eet –II Btg-II B2tg-IICgg,
- profil „Wieleń Zaobrzański” Ap-C-C-II Bt-II B2t-IICcagg,
- profil „Bukowiec Górny” Ap-Eet-II Bt-II B2t-IICcagg
- profil „Jędrzychowice” Ap-Eet-II Bt-IICgg,
- profil „Łękanów” Ap-Eet-II Bt-IICgg.

7. WNIOSKI

Przeprowadzone badania mineralogiczne frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ pozwoliły na sformułowanie następujących wniosków:

1. Frakcja ilasta drobna analizowanych glin lodowcowych wykazywała zróżnicowanie pod względem składu mineralogicznego. Gliny lodowcowe starsze (leszczyńska, warciańska) zawierały frakcję bogatszą w minerały pęczniejące w porównaniu z glinami młodszymi, w których dominowały minerały z grupy illitu i minerały mieszanopakietowe.
2. Analizowana glina leszczyńska, oprócz zróżnicowania granulometrycznego wykazywała również różnorodność w składzie mineralogicznym frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$. Frakcja ta z profilu „Wieleń Zaobrzański” zawierała smektyty i minerały mieszanopakietowe, natomiast we frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z profilu „Bukowiec Górny” dominował minerał zwany „chlorytem pęczniejącym”.
3. Frakcja ilasta drobna z gliny pomorskiej i poznańskiej zawierała widoczne ilości chlorytów pedogenicznych o strukturze HIV, które były produktami acidolizy chlorytów detrytycznych lub illitów, spowodowanej prawdopodobnie oglejeniem i kwaśnym odczynem tych glin.
4. Obecność we frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ z gliny poznańskiej profilu „Ogorzeliny” niewielkich ilości wermikulitu może być kolejnym dowodem występowania w tych glinach procesu wermikularyzacji, w którym formami pośrednimi są chloryty pedogeniczne o strukturze zwermikularyzowanych chlorytów, minerałów mieszanopakietowych typu chloryt/wermikulit bądź HIV.
5. Poziomy iluwialne gleby wytworzone z glin starszych zawierały frakcję ilastą drobną o zwiększonej zawartości minerałów smektytowych, co może być spowodowane procesem płowienia.
6. We frakcji ilastej drobnej z poziomów iluwialnych gleb wytworzonych z glin fazy pomorskiej i poznańskiej proces płowienia spowodował jedynie wzrost ilości pakietów pęczniejących w minerałach mieszanopakietowych.
7. W poziomach ornopróchnicznych gleb uprawnych zaobserwowano spadek udziału pakietów smektytowych w minerałach mieszanopakietowych typu illit/smektyt. Przyczyną tego może być proces illityzacji spowodowany zabiegami agrotechnicznymi.
8. Przeprowadzone badania wskazują na duże profilowe jak i międzyprofilowe zróżnicowanie analizowanych gleb. Obejmuje ono oprócz uziarnienia i składu mineralogicznego frakcji ilastej drobnej, również inne właściwości (pH, właściwości sorpcyjne).
9. Analiza składu mineralogicznego frakcji ilastej drobnej może służyć jako potwierdzenie występowania nieciągłości litologicznej w glebach Polski.



LITERATURA

- [1] Allen B.L., Fanning D.S., 1983. Composition and soil genesis. Chapter 6 in Pedogenesis and taxonomy. I. Concepts interactions. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, 141-192.
- [2] Altaner S.P., Ylagan R.F., 1997. Comparison of structural model of mixed layer illite/smectite and reaction mechanisms of smectite illitization. *Clays and Clay Miner.*, 45 (4), 534-543.
- [3] Bailey S.W., 1980. Structures of layer silicates. G.W. Brindley and G. Brown (eds). *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*, 2-124.
- [4] Bain D.D., 1977. Weathering of chlorite minerals in some Scottish soils. *J. Soil Sci.*, 28, 144-164.
- [5] Bain D.C., Russel J. D., 1981. Swelling minerals in basalt and its weathering products from Morvern, Scotland. II swelling chlorite. *Clay Minerals*, 16, 203-212.
- [6] Baraniecka M.D., 1990. Propozycja nowelizacji stratygrafii czwartorzędu dla szczegółowej mapy Polski, 1:50000 w świetle wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat. *Kwart. Geol.*, 34 (1), 149-166.
- [7] Barnhisel R.J., Rich C.J., 1966. Preferential hydroxyaluminium interlayering in montmorillonite and vermiculite. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 30, 35-39.
- [8] Barnhisel R.J., Bertsch P.M., 1989. Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite. J.B. Dixon and S.B. Weed (eds). *Minerals in soil environments*. Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wisconsin, 729-788.
- [9] Biesiacki P.W., Zagórski Z., 1996. Zmiany w składzie mineralnym frakcji ilastej pod wpływem intensywnych procesów glejowych. *Rocz. Glebozn.*, 47 (3-4), 181-193.
- [10] Blume H.P., Schwertmann U., 1969. Genetic evaluation of profile distribution of Al, Fe and Mn oxides. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 33, 438-444.
- [11] Blume H.P., 1988. The fate of iron during soil formation in humid-temperature environments. J.W. Stucki B.A. Goodman, U. Schwertmann. (eds). *Iron in soils and clay minerals*, Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo, 749-777.
- [12] Bogda A., Chodak T., Niedźwiecki E., 1990. Niektóre właściwości i skład mineralogiczny gleb Równiny Gumienieckiej. *Rocz. Glebozn.*, 41 (3/4), 171-191.
- [13] Borchardt G., 1989. Smectite. J.B. Dixon and S.B. Weed (eds). *Minerals in soil environments*. Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wisconsin, 675-728.
- [14] Borowiec S., 1958. Gleby wysoczyzn i wzniesień okolic Szczecina. *Zesz. Nauk. WSR w Szczecinie* (1), 35-62.
- [15] Boulton G.S., 1972. Modern arctic glaciers as depositional model for former ice sheets. *J. Geol. Soc.* 128, 361-394.
- [16] Boulton G.S., 1976. A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. Till – its genesis and diagenesis. *Mat. Konf., Wyd. UAM w Poznaniu, Geografia* 12, 65-80.

- [17] Brindley W.F., 1961. Chlorite minerals. G. Brown (ed.). The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London, 242-296.
- [18] Brindley W.F., Wan H. M., 1978. The 14 Å phase developed in heated dickites. *Clay Miner.*, 13, 17-24.
- [19] Brogowski Z., Mazurek A., 1990. Stan mineralny ziaren o średnicy < 0,02 mm w glebie brunatnej wytworzonej z gliny zwałowej. *Rocz. Glebozn.*, 41 (1/2), 5-21.
- [20] Buol S.W., Hole F.D., Mc Cracken R.J., 1973. Soil genesis and classification. The Iowa State Press, Ames, 263-269.
- [21] Buurmann P., Meyer E.L. and van Wijk J.H., 1988. Weathering of chlorite and vermiculite in ultramafic rocks of Cab Ortegá northwest Spain. *Clays and Clay Miner.*, 36, 549-556.
- [22] Buurmann P., van der Plas L., Slager S., 1976. A toposequence of alpine soils on calcareous mica schists northern Adula Region. *J. Soil Sci.*, 27, 395-410.
- [23] Caillere S., Henin S., 1960. Relation entre la constitution cristallochimique des phyllites et leur temperature de deshydratation application au cas des chlorites. *Bull. Soc. Fr. Cer.*, 48, 63-67.
- [24] Chodak T., Bogda A., Kaszubkiewicz J., 1990. Skład minerałów ilastych, a niektóre właściwości gleb. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, Rolnictwo* 13, 13-29.
- [25] Chu C., Johnson L., 1985. Relationship between exchangeable and total magnesium in Pennsylvania soils. *Clays and Clay Miner.*, 33, 330-344.
- [26] Churchman G.J., 1980. Clay minerals formed from micas and chlorites in some New Zealand soils. *Clay Miner.*, 15, 59-76.
- [27] Cieśla W., 1964. Adaptacja metody Jacksona przygotowania próbek glebowych do celów analiz chemicznych i innych badań glebowych. *Rocz. Glebozn.*, 15, 284-293.
- [28] Cieśla W., 1968. Geneza, właściwości gleb uprawnych wytworzonych z gliny zwałowej na Wysoczyźnie Kujawskiej. *Rocz. WSR w Poznaniu*, 18, 1-60.
- [29] Cieśla W., Dąbkowska-Naskręt H., 1983. Skład chemiczny frakcji ilaste gleb wytworzonych z gliny zwałowej moren dennych Niziny Wielkopolskiej. *Rocz. Glebozn.*, 34 (3), 37-54.
- [30] Cieśla W., Kociałkowski Z., 1973. Rozmieszczenie mikropierwiastków w profilach gleb wytworzonych z gliny zwałowej w Wielkopolsce. *Rocz. Glebozn.*, 24 (2), 261-271.
- [31] Cieśla W., Wojtasik M., Miraszewski R., Rogalski D., 1978. Gleby wysoczyzny chełmińskiej wytworzone z utworów pyłowych. *Rocz. Glebozn.*, 29 (1), 127-140.
- [32] Cieśliński Z., Raszeja P., Chodak T., Szerszeń L., 1984. Wpływ zabiegów agromelioracyjnych na skład mineralny, właściwości gleb ilastych. *BTN, Prace Wyzd. Przyrod.*, seria B, 32, 29-37.
- [33] Coffman C.B., Fanning D.S., 1975. Maryland soils developed in residuum from chloritic metabasalt having high amounts of vermiculite in sand and silt fractions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39, 723-732.
- [34] Crawford T.W. Jr, Whittig L.D., Begg E.L., Huntington G.L., 1983. Eolian influence on development and weathering of some soils of Point Reyes Peninsula, California. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 1179-1185.

- [35] Czerwonka J., 1995. Granulomeric and petrographic studies of south-western Poland. *Biul. PIG* 305, 45-58.
- [36] Dąbkowska-Naskręt H., Długosz J., Kobierski M., 1996. Badania składu mineralogicznego frakcji ilastej wybranych gleb brunatnych Niziny Wielkopolskiej. *Rocz. Glebozn.*, 47 (3-4), 171-180.
- [37] Dąbkowska-Naskręt H., Kobierski M., Jaworska H., 1999. Całkowita powierzchnia właściwa wybranych gleb obszaru Kujaw w powiązaniu z zawartością wolnych tlenków żelaza. *Zesz. Nauk. ATR w Bydgoszczy, Rolnictwo* 44, 39-46.
- [38] Dixon J.B., Jackson M.L., 1962. Properties of intergradient chlorite-expandible layer silicates of soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26, 258-362.
- [39] Długosz J., 1994. Minerale mieszanopaketowe typu illit/smektyt w glebach wytworzonych z gliny zwałowej w RZD Gliszcz. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 414, 49-56.
- [40] Długosz J., 1997. Characteristic of soils formed on ground moraine of Vistula glaciation from Krajeńska Upland (Poland). *Rocz. Glebozn.*, 48, 137-149.
- [41] Długosz J., Breza-Boruta B., 1999. Content of selected forms of iron in the Mochelek Experiment Station Alfisols. *Zesz. Nauk. ATR w Bydgoszczy, Rolnictwo* 44, 79-85.
- [42] Dolecki L., Łanczot M., Nowak J., 1996. Osady glacialne mezoplejstocenijskie na pograniczu Polski, Ukrainy. A. Kostrzewski (red.). *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. UAM w Poznaniu, Geografia* 57 (2), 83-95.
- [43] Dreimanis A., 1989. Tills. their genetic terminology and classification. R.P. Goldthwain and E.L. Matsch (eds), *Genetic classification of glacial deposits*, Balkema, Rotterdam, 17-83.
- [44] Droste J.B., 1975. Alteration of clay minerals by weathering in Wisconsin tills. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67, 911-918.
- [45] Ducloux J., Meunier A., Velde B., 1976. Smectite, chlorite and regular inter-layered chlorite-vermiculite in soils developed on small serpentine body Massif Central, France. *Clay Miner.*, 11, 121-135.
- [46] Dzierżek J., Olszewska D., 1996. Litostratygrafia osadów czwartorzędowych w odsłonięciu Wolsko nad Notecią. A. Kostrzewski (red.). *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. UAM w Poznaniu, Geografia* 57 (2), 97-109.
- [47] Dzieciolowski W., 1966. Gleby grądów Wielkopolski. *Rocz. WSR w Poznaniu*, 31, 149-208.
- [48] Eberl D.D., Środoń J., Northop H.R., 1986. Potassium fixation in smectite by wetting and drying. ACS Symposium series No 323. *Geochemical process at mineral surfaces*, Am. Chemical Soc., 296-326.
- [49] Falkiewicz A., 1961. Główne typy glin zwałowych środkowego Mazowsza. *Biul. Geol.*, 1, 24-35.
- [50] Falkiewicz A., 1962. Własności fizyczno-mechaniczne glin zwałowych środkowego Mazowsza. *Biul. Geol. UW*, 2,3-128.
- [51] Fanning D.S., Jackson M.L., 1965. Clay mineral weathering in southern Wisconsin soils developed in loess and in shale – derived till. *Clays and Clay Miner.*, 13, 175-191.

- [52] Fanning D.S., Keramidas V.Z., El-Desoky M.A., 1989. *Micas*. J.B. Dixon and Weed (eds). *Minerals in soil environments*. Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wisconsin, 551-634.
- [53] Flint R.F., 1971. *Glacial and quaternary geology*. John Wiley and Sons Inc. New York, London, Sydney, Toronto, 154-179, 541-560.
- [54] Frye J.C., Willman H.B., Black R.F., 1965. *Outline of glacial geology of Illinois and Wisconsin. The quaternary of the United States*. State Geol. Surv. Urbana.
- [55] Gagarina E.J., Matinian N.N., 1993. Chemical-mineralogical composition of clay fractions of drained soils of Vorved clays. *Poczwowiedzenie* 3, 55-63.
- [56] Gierszewski P., Pasierbski M., 1993. Struktura, geneza obkaskowej moreny czołowej. *Przegl. Geogr.*, 65 (3-4), 363-388.
- [57] Gillman G.P., 1979. A proposed method for the measurement of exchange properties of highly weathered soils. *Austr. J. Soil Res.*, 17, 129-134.
- [58] Gjems O., 1970. Mineralogical composition and pedogenic weathering of the clay fraction in Podzol soil profiles in Zalesine, Yugoslavia. *Soil Sci.*, 110, 337-243.
- [59] Gonet S.S., Cieśla W., 1988. Metody dyspergowania próbek gleb do badań frakcji ilastej. *Prace Komisji Nauk. PTG 103*, Warszawa, 17-29.
- [60] Górska M., Kaczmarek L., 1995. Elementy kierunkowe w bazalnej glinie morenowej vistulianu środkowej Wielkopolski. *Przegl. Geogr.*, 3-4, 321-347.
- [61] Graham R.C., Weed S.B., Bowen L.H., Buol S.W., 1989. Weathering of iron-bearing minerals in soils and saprolite on the North Carolina blue ridge front: II clay mineralogy. *Clays and Clay Miner.*, 37 (1), 29-40.
- [62] Harasimiuk M., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1988. Quaternary stratigraphy in the Lublin region, southeastern Poland, *Quaternary studies in Poland* 8, 15-25.
- [63] Harland W.B., Herod K.N., Krinsley D.H., 1966. The definition and identification of tills and tillites. *Earth Sci. Rev.*, 2, 225-256.
- [64] Herbillon A.J., Makumbi M.N., 1975. Weathering of chlorite in a soil derived from a chlorite-schist under humid tropical conditions. *Geoderma* 13, 89-104.
- [65] Honeyborne D.B.N., 1951. Clay minerals from the Kamper Marl. *Clay Miner. Bull.*, 1, 150-155.
- [66] Istok J.D., Harward M.E., 1982. Influence of soil moisture on smectite formation on soil derived from serpentinite. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, 1106-1108.
- [67] Jackson M.L., 1956. *Soil chemical analysis – Advanced course*. Madison Wisc. Publ. by the author. 101-170.
- [68] Jackson M.L., 1965. Clay transformations in soils genesis during the quaternary. *Soil Sci.*, 99, 15-21.
- [69] Jackson M.L., 1975. *Soil chemical analysis. Advanced course*. Madison Wisc. Publ. by the author, 168-169.
- [70] Jackson M.L., Tyler S.A., Willis A.L., Bourbeau G.A., Pennington R.P., 1948. Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments. *J. Phys. Coll. Chem.*, 52, 1237-1260.
- [71] Jańczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J., 1981. Position of ferdynandow interglacial, Middle Poland the quaternary stratigraphy of North European plain. *Biul. Inst. Geol.* 335, 65-79.

- [72] Johnson L.J., Matelski R.P., Engle C.F., 1963. Clay minerals characterization of modal soil profiles in several Pennsylvania counties. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26, 568-572.
- [73] Kac-Kacas M., 1967. Badania nad potencjalną kwasowością gleby. *Pam. Puł., Supplement*, 24.
- [74] Karczewski A., 1963. Morfologia, struktura i tekstura moreny dennej na obszarze Polski Zachodniej. *Prace Komisji Geogr.-Geol.*, 4 (2), 3-83.
- [75] Kasprzak L., 1991. Rzeźba glacialna lobu Sławy Śląskiej. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka). Część: opracowania analityczne, 75-110.
- [76] Kasprzak L., Kozarski S., 1991. Stosunek rzeźby strefy marginalnej fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia do podłoża przed vistuliańskiego w południowo-zachodniej Wielkopolsce. *Badania fizjograficzne nad Polską zachodnią*. 42a, 85-101.
- [77] Kittric J.A., 1983. Chlorites differentiated from intergrade smectites and vermiculites by solution stability criteria. *Clays and Clay Miner.*, 31, 317-318.
- [78] Klimaszewski M., 1981. *Geomorfologia*. PWN Warszawa, 711-739.
- [79] Kłysz P., 1990. Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. *UAM w Poznaniu, Geografia* 47, 42-150.
- [80] Kłysz P., 1995. Badania petrograficzne osadów morenowych na Pojezierzu Drawskim. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, Seria A, *Geogr.-Fiz.*, 46, 85-94.
- [81] Komisarek J., 1983. Zmienność przestrzenna czarnych ziem i gleb płowych falistej moreny dennej Równiny Kościańskiej. *Kat. Glebozn. Melioracyjnego*, Poznań, maszynopis.
- [82] Komisja V Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb PTG, 1989. Systematyka gleb Polski. Wydanie 4, *Rocz. Glebozn.* 40, 3-4.
- [83] Komisja V Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb PTG, 1993. Problemy systematyki gleb bogato urzeźbionych terenów młodoglacialnych. *Materiały Konf. Nauk. Olsztyn*, 1-18.
- [84] Kondracki J., 1998. *Geografia regionalna Polski*, PWN Warszawa, 72, 152-157.
- [85] Konecka-Betley K., 1961. Studia nad kompleksem sorpcyjnym gleb wytworzonych z gliny zwałowej w nawiązaniu do ich genezy. *Rocz. Glebozn.*, 10 (2), 469-520.
- [86] Konecka-Betley K., 1968. Zagadnienie żelaza w procesie glebotwórczym. *Rocz. Glebozn.*, 19, 51-97.
- [87] Kostrzewski A., Krygowski B., 1967. Zmienność glin morenowych Polski północno-zachodniej w zakresie uziarnienia i obróbki. *Zesz. Nauk. UAM w Poznaniu, Geografia* 7, 51-58.
- [88] Krebs R.D., Fedrow J.C.F., 1957. Genesis of three soils derived from Wisconsin till in New Jersey. *Soil Sci.*, 83 (3), 207-218.
- [89] Król J., 1999. Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000. *Arkuszy Wschowa, PIG Warszawa*, 18-22.
- [90] Krygowski B., 1956. Z badań granulometrycznych nad utworami plejstoceńskimi w Polsce zachodniej. *Biul. Inst. Geol.*, 100, 503-608.
- [91] Laird D.A., Barak P., Nater E.A., Dowdy R.H., 1991. Chemistry of smectitic and illitic phases in interstratified soil smectite. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 1499-1504.

- [92] Land and Water Development Division, 1970. Service key to soil units for the Soil Map of the World, FAO, Roma.
- [93] Leeder M., 1999. Sedimentology and sedimentary basins. Blackwell Sci. London, 361-365
- [94] Lietzke D.A., Mortland M.M., Whitesite E.P., 1975. Relationship of geomorphology to origin and distribution of high charge vermiculite soil clay. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 39, 1169-1177.
- [95] Lindner L., 1980. Zarys chronostratygrafii czwartorzędu rejonu świętokrzyskiego. Kwart. Geol., 24, 3.
- [96] Lindner L., 1984. An outline of pleistocene chronostratigraphy in Poland. Acta Geol. Pol., 34, 1-2.
- [97] Lindner L., 1988. Glaciations and interglacials of the pleistocene. In: the Holy Cross Mountains Przegl. Geol. 1, 31-39.
- [98] Lindner L., 1988. Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. Acta Geol. Pol., 38, 1-4.
- [99] Lindner L., 1991. Problemy korelacji głównych jednostek stratygraficznych czwartorzędu środkowo-zachodniej Europy. Przegl. Geol., 39 (5-6), 249-253.
- [100] Lindner L., 1992. Czwartorzęd, osady, metody badań, stratygrafia. Wyd. PAE w Warszawie, 441-574.
- [101] Lindner L., Marks L., 1994. Pleistocene glaciations and interglacials in the Vistula, the Oder, and the Elbe drainage basins (central European lowland). Acta Geol. Pol., 44 (1-2), 153-164.
- [102] Lippmann F., 1956. Clay minerals from the Roth member of the Triassic near Göttingen, Germany. J. Sedim. Petrol., 26, 125-129.
- [103] Lityński T., 1976. Analiza chemiczno-rolnicza. PWN w Warszawie.
- [104] Lou G., Muang P.M., 1993. Silication of hydroxyaluminium interlayers in smectite. Clays and Clay Miner., 41, 38-44.
- [105] Lynch F.L., 1997. Frio shale mineralogy and the stoichiometry of the smectite-toillite reaction: the most important reaction in clastic sedimentary diagenesis. Clays and Clay Miner., 45 (5), 618-631.
- [106] Mahaney W.C., Spence J., 1984. Glacial and periglacial sequence and floristics in Jaw Cirque central tectonic range, western Wyoming. Am. J. Sci., 284, 1056-1081.
- [107] Makowska M., 1999. Charakterystyka litologiczna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski. Przegl. Geol., 47 (10), 920-926.
- [108] Marcinek J., 1960. Studia nad fizyko-chemicznymi właściwościami gleb bielicowych i brunatnych Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej. PTPN 7, 7.
- [109] Marks L., 1992. Osady i formy rzeźby terenu. Lindner L. (red.) – Czwartorzęd, osady, metody badań, stratygrafia. PAE w Warszawie, 126-134.
- [110] McEwan D.M.C., 1950. Some notes on the recording and interpretation of X-ray diagrams for soil clays. J. Soil Sci., 1, 90-103.
- [111] McEwan D.M.S., Wilson M.J., 1980. Interlayer and intercalation complexes of clay minerals. G.W. Brindley and G. Brown (eds). Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification, 197-248.
- [112] Millet J.L., Drew J.V., 1963. Characterization and genesis of Pawnee and Adair soil in southeastern Nebraska. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 27, 683-688.

- [113] Millot G., 1964. *Geologie des argiles*. Masson, Paris.
- [114] Mojski J.E., Rzechowski J., 1967. Niektóre czynniki badań petrograficzno-litologicznych nad utworami czwartorzędowymi Polski wschodniej i środkowej. *Zesz. Nauk. UAM w Poznaniu, Geografia* 7, 131-147.
- [115] Munn L.C., Boehm M.M., 1983. Soil genesis in a Natrargid-Haplargid complex in northern Montana. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 1186-1192.
- [116] Musierowicz A., i in., 1967. Typologia i właściwości gleb wytworzonych z glin zwałowych. Część I. Gleby brunatne i pseudobielicowe terenów leśnych. *Rocz. Glebozn.*, 17, 29-129.
- [117] Mycielska-Dowgiałło E., 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacje wyników*, 29-90.
- [118] Neiderbudde E.A., 1975. Veränderungen von Dreischicht-Tonmineralen durch natives K in Holozänen mittel Deutschlands and Niederbayerns. *Z. Pflanzenernähr Bodenkd.*, 138, 217-234.
- [119] Neiderbudde E.A., 1976. Umwandlungen von Dreischichtsilikaten unter K-Abgabe and K-Aufnahme. *Z. Pflanzenernaehv. Bodenkd.* 139, 57-71.
- [120] Neiderbudde E.A. and Kussmaul H., 1978. Tonmineral Eigenschaften und Umwandlungen in Parabraunerede-Profilpaeren unter Acker und Wald in Süddeutschland. *Geoderma* 20, 239-255.
- [121] Nelson B.W., Roy R., 1954. New data on the composition and identification of chlorites. *Clays and Clay Miner.*, 2, 335-348.
- [122] Nettleton W.D., Nelson R., E., Flach K.W., 1973. Formation of mica in surface horizons of dryland soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 37, 437-478.
- [123] Niewiarowski W., 1976. The main directions of till study in Poland. W: *Till, its genesis and diagenesis*. UAM w Poznaniu, 12-32.
- [124] Özkan A.J., Ross G.J., 1979. Ferruginous baidellites in Turkish soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 1242-1248.
- [125] Pedro G., 1982. The conditions of formation of secondary constituents. M. Bonneau and S. Souchier. (eds). *Constituents and properties of soils*, 63-81.
- [126] Pettipiece W.W., Pawluk S., 1972. Clay mineralogy of soils developed partially from volcanic ash. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36, 515-519.
- [127] Pondel H., 1963. Fizykochemiczne i chemiczne właściwości gleb brunatnych i bielicowych wytworzonych z gliny zwałowej Pojezierza Kaszubskiego. *Pam. Puł.*, 9, 53-97.
- [128] Post J.L., Janke N.C., 1974. Properties of „swelling” chlorite in some mesozoic formations of California. *Clays and Clay Miner.*, 22, 67-77.
- [129] Proust D., 1982: Supergene alternation of metamorphic chlorite in an amphibolite from Massif Central, France. *Clay Miner.*, 17, 159-173.
- [130] Proust D., Eyinery J.P., Beauford D., 1988. Supergene vermiculitization of a magnesium chlorite: iron and magnesium removal processes. *Clays and Clay Miner.*, 34, 572-580.
- [131] Prusinkiewicz Z., Proszek P., 1990. Program komputerowej interpretacji wyników analizy uziarnienia gleb – *Tekstura*. *Rocz. Glebozn.*, 41 (3-4), 5-16.

- [132] Rabenhorst M.C., Fanning D.S., Foss J.E., 1982. Regularly interstratified chlorite/vermiculite in soils over meta-gneous mafic rocks in Maryland. *Clays and Clay Miner.*, 30, 156-158.
- [133] Rabenhorst M.C., Foss J.E., Fanning D.S., 1982. Genesis of Maryland soils formed from serpentinite. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, 607-616.
- [134] Racinowski R., 1969. Badania granulometryczne i mineralogiczno-perograficzne glin zwałowych Polski Wschodniej. *Biuletyn Inst. Geol.*, 220. Z badań czwartorzędu w Polsce 12, 289-323.
- [135] Ratajczak T., 1991. Studium geologiczno-mineralogiczne skał towarzyszących węglom brunatnym w niektórych złożach Polski. *Prace własne Inst. Geol. Sur. Miner.*, AGH w Krakowie, 29.
- [136] Reynolds R.C., 1980. Interstratified clay minerals. Chapter 4 in *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*, Mineralogical Society, London, 287-293.
- [137] Reynolds R.C., 1985. Description of program NEWMOD for calculation of the one dimensional X-ray diffraction patterns of mixed-layered clays. *Maszynopis*.
- [138] Rice T.J. Jr., Buol S.W., Weed S.B., 1985. Soil saprolite profiles derived from mafic rocks in the North Carolina Piedmont: Chemical morphological and characteristics and transformations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 171-178.
- [139] Rich C.J., Bonnet J.A., 1975. Swelling chlorite in a soil of the Dominican Republic. *Clays and Clay Miner.*, 23, 97-102.
- [140] Ross G.J., 1975. Experimental alteration of chlorite into vermiculites by chemical oxidation. *Nature* 255, 133-134.
- [141] Ross G.J., Kodama H., 1976. Experimental alteration of chlorite into a regularly interstratified chlorite-vermiculite by chemical oxidation. *Clays and Clay Miner.*, 24, 183-190.
- [142] Ross G.J., Wang C., Ozkan A.J., Rees H.W., 1982. Weathering of chlorite and mica in New Brunswick podzol developed on till derived from chloriteschist. *Geoderma* 27, 255-267.
- [143] Rösler H.J., 1987. *Lehrbuch der mineralogie*. VEB Leipzig, 553-59.
- [144] Różycki S.Z., 1964. Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu. *Acta Geol. Pol.*, 14 (3), 321-339.
- [145] Różycki S.Z., 1972. Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. *Wyd. 2*, PWN Warszawa, 196-203.
- [146] Różycki S.Z., 1978. Od Mocht do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48 (3-4), 445-478.
- [147] Rust R.H., 1983. Alfisols. Chapter 7 in *Pedogenesis and taxonomy. Development in soil sci.* 11b. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 253-283.
- [148] Ruszczynska-Szejnach H., 1981. Aktualne zagadnienia geologii glacialnej. *Biul. Inst. Geol.*, 327, 105-128.
- [149] Rühle E., 1965. Najważniejsze kierunki badań czwartorzędu Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 187, 5-24.
- [150] Rühle E., 1967. Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów czwartorzędowych w Polsce. *Czwartorzęd Polski*. PWN Warszawa, 16-17.

- [151] Rühle E., 1973. *Metodyka badań czwartorzędowych*. Wyd. Geologiczne w Warszawie.
- [152] Rzechowski J., 1976. Lithological peculiarities of Polish tills. Till – its genesis and diagenesis. *Materiały konf. UAM w Poznaniu, Geografia* 12, 33–48.
- [153] Schlichting E., Blume H.P., 1962. Art und ausmass der veränderung des bestandes mobiler oxyde in böden aus jungpleistozänem geschiebemergel und ihren horizonten. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, 96, 144–156.
- [154] Schulze D.G., 1989. An introduction to soil mineralogy. J.B. Dixon and Weed (eds). *Minerals in soil environments*. Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wisconsin, 1–33.
- [155] Schwertmann U., 1964. Differenzierung der Eiseoxidedes Bodens durch Extraction mit Ammoniumxalat-Losung. *Pfl. Ernähr. Düng Bodenk.* 105, 194–202.
- [156] Senkayi A.L., Dixon J. B., Hossner L.R., 1981. Transformation of chlorite to smectite through regularly interstratified intermediates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 650–656.
- [157] Shimoda S., 1970. An expandable chloritelike mineral from the Hanaoka mine, Akia Prefecture, Japan. *Clay Miner. Bull.*, 3, 352–360.
- [158] Słowańska B., Makowska A., 1991. Instrukcja w sprawie opracowania i wydania szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000. *PIG w Warszawie*.
- [159] Smeck N.E., Wilding L.P., Hollawaychuk N., 1968. Genesis of argillic horizons in Celina and Morley soils of western Ohio. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32, 550–556.
- [160] Soil Survey Staff, 1960. Soil classification. A comprehensive system 7th approximation. Washington D.C., 32–34.
- [161] Soil Survey Staff, 1975. Soil taxonomy – a basis system of soil classification for making and interpreting soil survey. *Agric. Handbook No. 436*, Washington D.C.
- [162] Soil Survey Investigation, 1996. Soil Survey Laboratory. *Methods manual*. Raport No 42, v. 3.0.
- [163] Stankowska A., 1964. Z badań gliny klfu pod Rewalem w zakresie minerałów ciężkich oraz niektórych elementów chemicznych. *Zesz. Nauk. UAM w Poznaniu, Geografia* 5, 121–130.
- [164] Stankowska A., 1970. Minerale ilaste i ich właściwości sorpcyjne glin morenowych jako funkcja ich wieku. *PTPN w Poznaniu*, 109–139.
- [165] Stankowska A., 1980. Stratigraphic and regional variation of glacial tills in Poland in the light of clay minerals investigations. W. Stankowski (ed.) *Tills and glaciogene deposits. Material of Symposium of Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits. Birmintham UK 1977*. *Zesz. Nauk.*, UAM w Poznaniu, *Geografia* 20, 57–65.
- [166] Stankowska A., Stankowski W., 1966. Próba rozpozniowania glin zwałowych w świetle analiz mineralogicznych i chemicznych. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, 17, 225–226.
- [167] Stephen J., McEvan D.M. C., 1951. Some chlorite clay minerals of unusual type. *Clay Miner. Bull.*, 1, 157–167.
- [168] Stoch L., Sikora W., 1968. A study of grain size distribution of clay minerals in soils and clays. *Rocz. Glebozn.* 19 (dodatek), 291–296.
- [169] Stoch L., 1974. *Minerale ilaste*. Wyd. Geologiczne, Warszawa.

- [170] Środoń J., 1980. Precise identification of illite/smectite by X-ray powder diffraction. *Clays and Clay Miner.*, 28, 401-411.
- [171] Środoń J., 1981. X-ray identification of randomly interstratified illite/smectite in mixture with discrete illite. *Clay Miner.*, 16, 297-304.
- [172] Środoń J., 1984. X-ray powder identification of illitic materials. *Clays and Clay Miner.*, 32, 337-349.
- [173] Środoń J., 1996. Minerale ilaste w procesach diagenety. *Przegl. Geol.*, 44 (6), 604-607.
- [174] Tomaszewski J., Borkowski J., 1960. Cechy morfologiczne i ważniejsze właściwości gleb bielonicowych i brunatnych. *Rocz. Glebozn.*, 9 (1), 16-24.
- [175] Trembaczowski J., 1961. Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych wysoczyzny północno konińskiej. *Prace Inst. Geol.*, 48, 147-162.
- [176] Turnau-Morawska M., 1954. Petrografia skał osadowych. Warszawa.
- [177] Uggla H., Przedwojski A., 1973. Gleby przekształcone peryglacjalnie na terenie Polski północno-wschodniej. Przewodnik Zjazdu Nauk pod hasłem: Geneza gleb wytworzonych z utworów przekształconych peryglacjalnie na Niziu Polski. PTG V Komisja, Warszawa.
- [178] Willman H.B., Glass H.D., Frye J.C., 1963. Mineralogy of glacial tills and their weathering profiles in Illinois. Part I. Glacial tills. Illinois State Geol. Survey. Urbana circ., 347.
- [179] Wilson M.J., 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Miner.*, 34, 7-25.
- [180] Witek T., 1974. Rolnicza przestrzeń produkcyjna Polski w liczbach. IUNG 6, Puławy, 78-89.
- [181] Włocławek T., 1967. Charakterystyka chemizmu i składu mineralnego frakcji koloidalnej niektórych gleb erodowanych i deluwalnych Pojezierza Mazurskiego. *Rocz. Glebozn.*, 17, 201-227.
- [182] Wysoczański-Minkowicz T., 1980. Datowanie szczątków kostnych jako podstawowe kryterium dla ustalenia stratygrafii i chronologii plejstocenu. *Stratygrafia i chronologia lessów i utworów glacialnych. Przew. Sem. Teren. Lublin*, 25-30.
- [183] Zagórski Z., Owczarzak W., Mocek A., 2000. Mineralogiczna charakterystyka skał glebotwórczych dominujących jednostek glebowych w rejonie odkrywek KWB „Konin”. *Roczn. AR w Poznaniu, Rolnictwo* 56, 241-250.

ZRÓŻNICOWANIE SKŁADU MINERAŁÓW ILASTYCH FRAKCJI ILASTEJ DROBNEJ ($< 0,2 \mu\text{m}$) GLEB PŁOWYCH WYTWORZONYCH Z GLIN LODOWCOWYCH

Streszczenie

Przedmiotem studiów będących tematem niniejszej rozprawy była różnowiekowa glina lodowcowa i gleby płowe z niej wytworzone. Celem tych badań była próba oszacowania zmienności w składzie i strukturze minerałów ilastych frakcji ilastej drobnej z glin lodowcowych oraz zmian powstałych w tej frakcji podczas późniejszych procesów pedogenetycznych.

Badania przeprowadzono na glebach płowych wytworzonych z glin: pomorskiej (profil „Skape” i „Siemczyno”), poznańskiej (profil „Ogorzeli” i „Obkaz”), leszczyńskiej (profil „Wieleń Zaobrzański” i „Bukowiec Górny”) oraz warciańskiej (profil „Jędrzychowice” i „Lękanów”). Podczas tych studiów oprócz badań minerałów ilastych wchodzących w skład frakcji ilastej drobnej wykonanych metodami dyfraktometrii rentgenowskiej - wykonano również pełną charakterystykę analizowanych gleb. Obejmowała ona m. in. analizę uziarnienia, zawartości C-org., pH, kwasowości hydrolitycznej, kationowej pojemności wymiennej, zawartości wolnych i amorficznych tlenków żelaza.

Przeprowadzone badania wykazały występowanie dużej różnorodności w minerałach ilastych występujących we frakcji ilastej drobnej analizowanych glin lodowcowych. Potwierdziły one również wzrost zawartości minerałów pęczniejących (smektytów) wraz z wiekiem badanej gliny lodowcowej. W większości glin w badanej frakcji minerały pęczniące były reprezentowane przez smektyty. Wyjątek stanowiła frakcja z gliny leszczyńskiej (profil „Bukowiec Górny”) w której stwierdzono występowanie chlorytów pęczniejących (swelling chlorite).

W glinach młodszych w badanej frakcji dominowały natomiast minerały illitowe i mieszanopakietowe. Stwierdzono również występowanie minerałów chlorytowych głównie tzw. chlorytów pedogenicznych.

Analiza frakcji $< 0,2 \mu\text{m}$ w poziomach solum analizowanych gleb wykazała zmiany w składzie minerałów ilastych analizowanej frakcji, które mogą być wynikiem peryglacialnych, antropogenicznych bądź glebotwórczych procesów kształtujących badane gleby. Procesy te mogą prowadzić do zmniejszenia zawartości pakietów smektytowych w minerałach typu illit/smektyt z analizowanej frakcji z poziomów powierzchniowych. Spowodowane to zostało najprawdopodobniej wzrostem intensywności procesu illityzacji. Porównanie składu mineralogicznego poziomów diagnostycznych z analizą uziarnienia potwierdziło nie tylko wpływ procesu płowienia na ukształtowanie się analizowanych gleb, ale również wykazało możliwość istnienia nieciągłości litologiczne.

DIFFERENTIATION OF THE COMPOSITION OF CLAY MINERALS IN FINE CLAY FRACTION ($< 0.2 \mu\text{m}$) OF ALFISOLS FORMED FROM GLACIAL TILL

Summary

The study was to investigate different-age glacial till as well as Alfisols of glacial till origin and to estimate variability in the composition and structure of clay minerals of fine clay fraction of glacial till origin and changes due to consequent pedogenetic processes. The research was carried out on Alfisols formed from the Pomorska till ('Skape' and 'Siemczyno' profiles), the Poznańska till ('Ogorzeliny' and 'Obkaz' profiles), the Leszczyńska till ('Wieleń Zaobrzański' and 'Bukowiec Górny' profiles) and the Warciańska till ('Jędrzychowice' and 'Łękanów' profiles). The fine clay fraction clay minerals research, determined with the XRD method, was supplemented by a complete study of the soils, including particle size, organic C content, pH, exchangeable acidity, CEC and the content of free and amorphous iron oxides.

The research identified a great variety of clay minerals in fine clay fraction of the glacial till and confirmed an increase in the content of swelling minerals (smectites) which coincided with the ageing of glacial till. In most cases smectites were observed, except for the clay fraction of the Leszczyńska till ('Bukowiec Górny' profile) where the swelling chlorites were identified. However, younger tills were dominated by illite and interstratified minerals. The occurrence of chlorite minerals was also observed, pedogenic chlorites, in specific.

The analysis of the fraction $< 0.2 \mu\text{m}$ in solum horizons in soils illustrated changes in mineral composition of the fraction investigated which may be due to periglacial, anthropogenic or pedogenic processes, which can lead to lower contents of smectite layer in illite/smectite minerals of the analysed fraction from surface horizons most probably caused by an increased intensity of illite-formation.

A comparison between the mineral composition of diagnostic horizons and the particle size analysis confirmed not only the impact of lessive process on the formation of the soils studied but also demonstrated a potential lithological discontinuity.

P

Biblioteka Główna ATR w Bydgoszczy

84553



ISSN 0209-0597