

**ZESZYTY NAUKOWE
AKADEMII ROLNICZEJ
WE WROCŁAWIU**

NR 519

ROZPRAWY CCXXXIII

CEZARY KABAŁA

**ORIGIN, PROPERTIES AND OCCURRENCE
OF PODZOLS IN DIFFERENT GEOECOLOGICAL
CONDITIONS OF THE LOWER SILESIA REGION**

**INSTITUTE OF SOIL SCIENCE
AND AGRICULTURAL ENVIRONMENT PROTECTION**



WROCŁAW 2005

CEZARY KABAŁA

**GENEZA, WŁAŚCIWOŚCI I WYSTĘPOWANIE
GLEB BIELICOWYCH W ZRÓŻNICOWANYCH
WARUNKACH GEOEKOLOGICZNYCH
DOLNEGO ŚLĄSKA**

**INSTYTUT GLEBOZNAWSTWA
I OCHRONY ŚRODOWISKA ROLNICZEGO**



WROCŁAW 2005

Opiniodawca

prof. dr hab. Stefan Skiba

Redaktor merytoryczny

prof. dr hab. inż. Zofia Spiak

Opracowanie redakcyjne i korekta

Janina Szydłowska

Łamanie

Halina Sebzda

Projekt okładki

Grażyna Kwiatkowska

© Copyright by Wydawnictwo Akademii Rolniczej we Wrocławiu, Wrocław 2005

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

ISSN 0867-7964

ISSN 0867-1427

WYDAWNICTWO AKADEMII ROLNICZEJ WE WROCŁAWIU

Redaktor naczelny – J e r z y S o b o t a

ul. Sopocka 23, 50-344 Wrocław, tel./fax (071) 328-12-77

e-mail: wyd@ozi.ar.wroc.pl

Nakład: 100 + 16 egz. Ark. druk. 10,5

Druk i oprawa: „MarMar”

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP I CEL PRACY.....	7
2. PRZEGLĄD LITERATURY	9
2.1. Ewolucja koncepcji gleb bielcowych i procesu bielcowania	9
2.2. Zarys badań nad glebami bielcowymi w Polsce.....	13
2.3. Współczesne definicje procesu bielcowania i gleb bielcowych.....	16
3. CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ.....	19
3.1. Zarys warunków klimatycznych.....	20
3.2. Zarys budowy geologicznej – skały macierzyste gleb Dolnego Śląska	22
3.3. Różnorodność zbiorowisk roślinnych Dolnego Śląska	26
4. METODYKA BADAŃ.....	28
4.1. Prace terenowe	28
4.2. Analizy laboratoryjne	32
5. WYNIKI BADAŃ	35
5.1. Najważniejsze cechy morfologii profili glebowych.....	35
5.2. Skład granulometryczny.....	40
5.3. Substancja organiczna	48
5.4. Odczyn gleb.....	53
5.5. Kwasowość wymienna i kationowa pojemność wymienna (sorpcyjna).....	58
5.6. Zawartość azotu oraz makroelementów przyswajalnych dla roślin	65
5.7. Zawartość oraz formy żelaza i glinu	67
5.7.1. Całkowita zawartość żelaza i glinu	67
5.7.2. Niekrzemianowe formy żelaza i glinu	69
5.7.3. Formy żelaza i glinu w świetle ekstrakcji sekwencyjnej.....	78
5.8. Skład frakcji ilastej.....	84
5.9. Wiek gleb bielcowych na tle genezy i wieku osadów piaszczystych Niziny Śląskiej	97

6. DYSKUSJA	98
7. PODSUMOWANIE I WNIOSKI	104
8. PIŚMIENNICTWO.....	105
DOKUMENTACJA BADAŃ.....	119

1. WSTĘP I CEL PRACY

Od początków istnienia gleboznawstwa jako samodzielnej dyscypliny nauki, gleby bielcowe cieszą się niesłabnącym zainteresowaniem, przekładającym się na mnogość koncepcji genezy oraz definicji tych gleb [DOKUCZAJEW 1879, RAMANN 1911, WILIAMS 1950, TOMASZEWSKI 1957, MOKMA, BUURMAN 1982, FARMER 1982, LUNDSTROM I IN. 2000a]. Ogromne zainteresowanie glebami bielcowymi wynika z powszechności ich występowania w północnej oraz środkowej Europie – kolebkach gleboznawstwa, rozwijającego się równoległe z rozwojem nowoczesnego rolnictwa i leśnictwa [MIKLASZEWSKI 1922, STRZEMSKI 1971]. Obecnie szacuje się, że gleby bielcowe zajmują ponad 485 milionów hektarów, głównie w umiarkowanych i borealnych regionach półkuli północnej. Jako „gleby strefowe” dominują w północno-zachodniej Rosji, Skandynawii, północnej Polsce i Niemczech oraz w Kanadzie, ale jako „gleby międzystrefowe” występują nawet w wilgotnych tropikach [DRIESSEN I IN. 2001].

Powierzchnia gleb bielcowych w Polsce jest szacowana z dużym przybliżeniem, gdyż powstawanie map glebowo-rolniczych oraz mapy gleb Polski w skali 1:300000, będących głównym źródłem informacji przypadło jeszcze na okres, gdy w definicji gleb bielcowych mieściły się zarówno piaskowe właściwe gleby bielcowe, jak i pyłowe lub gliniaste gleby płowe (przejściowo zwane ‘pseudobielcowymi’). Z okresu tego pochodzi pogląd, że gleby bielcowe zajmują około 72,5% powierzchni kraju [WIELKA ENCYKLOPEDIA Powszechna 1962]. Nowsze szacunki określają areal gleb bielicoziemnych (gleb bielcowych, bieliec oraz ich kompleksów z glebami rdzawymi) na około 8,2 mln hektarów gruntów uprawnych i leśnych, tj. około 26% powierzchni Polski [BEDNAREK I IN. 2004]. Silnie kwaśny odczyn, wysoka zawartość glinu ruchomego, niska zasobność w makroelementy oraz niekorzystne właściwości fizyczne są przyczynami relatywnie małej przydatności gleb bielcowych dla rolnictwa. W aktualnych warunkach społeczno-ekonomicznych, powoli maleje więc areal gleb piaskowych użytkowanych rolniczo, a rośnie powierzchnia gleb zalesionych [ROCZNIK 2003]. Właściwości gleb bielcowych i ich wpływ na funkcjonowanie ekosystemów leśnych są w ostatnich latach obserwowane również w kontekście ochrony środowiska, szczególnie wobec lokalnie występującego zakwaszenia, eutrofizacji oraz zanieczyszczenia metalami ciężkimi i innymi substancjami [DZIADOWIEC I IN. 1994, GIESLER I IN. 1996, 2000, KARCZEWSKA, KABAŁA 2002, PRUSINKIEWICZ I IN. 1992, PRUSINKIEWICZ, POKOJSKA 1989, ROBARGE, JOHNSON 1992].

Według klasycznej koncepcji strefowego zróżnicowania pokrywy glebowej, nawiązującej do zonalnej zmienności klimatu i roślinności, obszar Dolnego Śląska znajduje się na południowych obrzeżach współczesnej „strefy bielcowania” lub już poza jej granicami [BEDNAREK, PRUSINKIEWICZ 1980, DRIESSEN 2001]. Stąd też w ogólnych omó-

wieniach pokrywy glebowej Polski pomija się gleby bielcowe występujące na Dolnym Śląsku (włącznie z Sudetami), a akcentuje dominację gleb brunatnych i płowych [m.in. PRUSINKIEWICZ, BEDNAREK 1999]. Tymczasem BORKOWSKI i WOJNIAK [1993] na mapie typów i podtypów gleb Dolnego Śląska uwidaczniają dominację gleb bielcowych na Równinie Borów Dolnośląskich, w części Kotliny Żmigrodzkiej i Równiny Oleśnickiej, to jest na znacznych obszarach północnej części regionu. Z kolei w Sudetach stwierdzono występowanie gleb bielcowych m.in. w Karkonoszach [ADAMCZYK I IN. 1985, BORKOWSKI 1996, SKIBA, DREWNIK 1993, SZERSZEŃ 1974], Górach Izerskich [KABAŁA 1998, KUŹNICKI I IN. 1973] oraz Stołowych [KABAŁA I IN. 2002, SZERSZEŃ I IN. 1996, SZOPKA 2000a]. Słabe bielcowanie gleb brunatnych kwaśnych obserwuje się również w innych pasmach sudeckich [KABAŁA, SZERSZEŃ 2001].

Mimo dość licznych publikacji z nizinnej, jak też szczególnie z górskiej części regionu, gleby bielcowe Dolnego Śląska nie doczekały się dotychczas całościowej charakterystyki genezy, właściwości oraz systematyki. Ustalenie faktycznego zasięgu gleb bielcowych i ich właściwości napotyka jeszcze tę trudność, że kolejne prace badawcze i opracowania kartograficzne prowadzone były w oparciu o zmieniające się w czasie definicje gleb bielcowych i pokrewnych jednostek typologicznych.

Głównymi więc celami podjętych badań są:

- charakterystyka cech morfologicznych poziomów genetycznych oraz wybranych fizykochemicznych właściwości gleb bielcowych na tle zróżnicowanych warunków geoekologicznych Dolnego Śląska, ze szczególnym uwzględnieniem wpływu skały macierzystej;
- dyskusja genezy gleb bielcowych Dolnego Śląska oraz próba oceny współczesnej intensywności procesów bielcowania, a także;
- ocena przydatności dotychczasowych kryteriów wyróżniania i systematyki gleb bielcowych oraz nowych propozycji definicji iluwialnego poziomu diagnostycznego *spodic*.

2. PRZEGLĄD LITERATURY

2.1. Ewolucja koncepcji gleb bielcowych i procesu bielcowania

Rozpoczęcie badań nad glebami, które dziś identyfikujemy jako „bielcowe” można wiązać z narodzinami siedliskoznawstwa leśnego, prawdopodobnie w pierwszej połowie XIX wieku, skoro w 1935 roku Aaltonen zanotował, że „historia badań Podsoli ma już 100 lat” [AALTONEN 1935]. Również RAMANN [1911] pisał, że gleby piaskowe z rozjaśnioną górną warstwą (‘Bleichsande’), a wśród nich gleby z orsztynem (‘Ortsteinboden’) są od kilku dziesiątek lat znane badaczom niemieckim i skandynawskim. Zdaniem SIMONSONA [1968] koncepcja gleb bielcowych narodziła się w połowie XIX wieku w Danii, a stamtąd wywędrowała do Niemiec, skąd w końcu XIX wieku trafiła do innych krajów europejskich, w tym do Rosji.

Jednak to właśnie rosyjskie określenie ‘podzoł’, po raz pierwszy w zachodniej literaturze użyte przez RAMANNA [1911] w brzmieniu ‘Podsol’, stało się oficjalną międzynarodową nazwą nowego typu gleb. Znaczenie słowa ‘podzoł’ tradycyjnie wyjaśnia się za DOKUCZAJEWEM [1879], który podważa wyjaśnienia podawane wcześniej przez innych badaczy rosyjskich, jakoby w ludowym mniemaniu ‘podzoły’ tworzyły się w czasie pożarów lasów, łąk, a nawet pól uprawnych, gdy ogień zamienia w popiół ogromne ilości drewna, trawy i korzeni. Zdaniem Dokuczajewa w słowie ‘podzoł’ trafnie złączone zostały dwa spostrzeżenia dotyczące poziomu bielcowego: morfologiczne podobieństwo do popiołu (‘zoła’ – popiół) oraz to, że nigdy nie występuje na powierzchni, lecz zawsze *pod* warstwą ściółki leśnej, darnią lub warstwą orną (stąd pierwszy człon słowa ‘podzoł’). Gleby bielcowe tworzą się zdaniem Dokuczajewa pod wpływem roślinności leśnej i błotnej, a więc przy dostatku lub nawet nadmiarze wilgoci, co tłumaczy występowanie cech glejowych. Według opisów Dokuczajewa ‘podzołem’ jest mineralny, eluwalny poziom o szarym lub białawym zabarwieniu oraz warstwa „roślinnej ziemi” nad nim leżąca (warstwa orna lub darniowa). Dokuczajew nie zwraca większej uwagi na ciemniej zabarwiony poziom leżący poniżej, i zalicza go już do skały macierzystej. Zdaniem Dokuczajewa, jednakowo często spotyka się ‘podzoły’ gliniaste, piaszczyste i pyłowe, ale te ostatnie są najbardziej typowe. Dokuczajew, a za nim Sibircew i Glinka [GLINKA 1915] zaliczają ‘podzoły’ do gleb ‘normalnych’ albo strefowych, których występowanie uza-

leżnione jest od czynnika klimatycznego. Podając w 1915 roku klasyfikację gleb „podzolistych”, Glinka zalicza do nich gleby „pierwotnej genezy”: gleby torfowo-bielicowe, bielicowe z orsztyнем, bielicowe bez orsztyну, oraz gleby bielicowe „wtórne”: buroziemny, szare gleby ziarniste, ziarnisto-orzechowe leśne pyły oraz zdegradowane czarnoziemny.

Aprobując nazwę ‘Podsol’ podaje RAMANN [1911, 1918] definicję nawiązującą do koncepcji dokuczajewowskiej rozwiniętej przez Sibircewa [STRZEMSKI 1971], ale zakorzenioną *de facto* w koncepcjach ugruntowanych już w Niemczech i Skandynawii. W ujęciu Ramanna są to gleby o trójdzielny profilu złożonym z cienkiej powierzchniowej warstwy zasobniejszej w humus, następnie rozjaśnionej warstwy silnie zwietrzałej i przemytej oraz warstwy iluwialnej, w której występuje akumulacja barwnych substancji, takich jak humus oraz tlenki żelaza. Ramann ogranicza też definicję ‘typowych Podkoli’ do gleb piaskowych, podczas gdy gleby zwięzłe skłonna jest zaliczać do innej jednostki glebowej, zdefiniowanej przez siebie jako ‘Braunerden’. Zasadniczą rolę w procesie bielicowania przypisuje Ramann kwaśnym związkom humusowym, które powstają w ściółce leśnej wskutek działania „mikroflory pleśniowej”, i zakwaszając przesiąkającą wodę z opadów atmosferycznych przyczyniają się do rozpuszczania i wymywania węglanów, związków magnezu, fosforu i żelaza. Na pewnej głębokości kwasy humusowe ulegają neutralizacji, a wobec zaniku kwaśnego odczynu wydzielają się z roztworu sole tworzące osady, konkrecje i warstewki – stanowiące poziom iluwialny B. Dzięki ochronnemu działaniu koloidów humusowych możliwe jest ponadto przemieszczanie się elektrycznie naładowanych koloidów ilastych [RAMANN 1911].

Zagadnienie możliwości przemieszczania się ilu koloidalnego z pominięciem etapów biochemicznego rozkładu i resyntezy zdominowało dyskusje badaczy gleb bielicowych na kilka kolejnych dziesięcioleci. Tak zwana „koloidalno-chemiczna” koncepcja procesu bielicowania najwcześniej wśród gleboznawców rosyjskich rozwinięta została przez Giedrojcia [PONOMARIEWA 1964], lecz i Glinka [DOBROWOLSKII 1976] dopuszczał możliwość degradacji czarnoziemów („bielicowania”) na drodze wymywania „zawiesin ilastych” pod osłoną koloidów humusowych.

W latach trzydziestych ubiegłego stulecia w Związku Radzieckim rangę oficjalnej wykładni uzyskała teoria WILIAMSA [1950] „jedynego” (jednolitego) procesu glebotwórczego, którego pierwszym etapem jest okres bielicowy. Bielicowanie umożliwia luźna i dobrze napowietrzona, ale wystarczająco silnie przemywana przez wody opadowe ściółka leśna, w której rozwijają się aerobowe grzyby. Wydzielina grzybów – kwas krenowy (toksyczny dla grzybów, które go wyprodukowały, dlatego musi być usuwany przez infiltrującą wodę) – w pierwszej kolejności rozkłada węglany i tworzy rozpuszczalne połączenia z wapniem. Następnie usuwane są wolne tlenki żelaza i manganu, z którymi kwas krenowy tworzy rozpuszczalne kreniany żelaza i manganu. Trzecim etapem bielicowania jest rozkład kaolinitu, uwalnianie tlenków glinu i powstawanie rozpuszczalnych krenianów glinu. W efekcie wymycia tworzy się bezstrukturalny, wzbogacony w krzemionkę „martwy” poziom bielicowy. Na pewnej głębokości, gdzie odczyn jest już mniej kwaśny, zachodzi – pod wpływem bakterii anaerobowych – rozkład kwasów krenowych i krenianów. Nie rozłożone kreniany zredukowane są do nierozpuszczal-

nych apokrenianów, które cementują wcześniej osadzone uwodnione tlenki żelaza, glinu, manganu oraz ił koloidalny, wytwarzając brunatne, iluwialne poziomy rudawcowe. Choć teoria Williama znalazła wielu zwolenników również poza granicami Rosji [MUSIEROWICZ 1953, STRZEMSKI 1952], zarzucano jej brak doświadczonego potwierdzenia podstawowych założeń, jak choćby toksyczności kwasów krenowych oraz beztlenowej natury mikroorganizmów i przemian w poziomie iluwialnym [PONOMARIEWA 1964].

Dlatego nawet w Związku Radzieckim poglądy Williama nie były powszechnie akceptowane. RODE [1937, cyt. za RODE 1964] podkreślał, że głównym czynnikiem umożliwiającym bielcowanie i uczestniczącym w przemieszczaniu półtoratlenków są nietoksyczne kwasy organiczne, w tym m.in. fulwokwasy, powstające z rozkładu materii organicznej w ściółce leśnej. Wytrącanie się związków humusowych i półtoratlenków z roztworów zachodzi wskutek wzrostu pH i koncentracji kationów dwuwartościowych. Rode podkreślał możliwość resyntezy wtórnych minerałów ilastych w poziomach iluwialnych B, co jego zdaniem wyjaśnia różnice w zawartości iłu koloidalnego w profilach zwiążlejszych gleb bielcowych.

Z interesującymi uzupełnieniami do teorii Williama wystąpił JARKOW [1956]. Jego zdaniem w okresie wiosennego i jesiennego nadmiernego uwilgotnienia górnych poziomów gleb panują warunki redukcyjne sprzyjające anaerobowemu rozkładowi substancji organicznej i powstawaniu rozpuszczalnych kwasów organicznych typu krenowego, które jednak nie są w stanie samodzielnie przeprowadzać do roztworu związków żelaza i manganu. Przechodzenie tlenkowych nierozpuszczalnych form żelaza i manganu w związki zredukowane i rozpuszczalne odbywa się na drodze przemian mikrobiologicznych. Z połączenia kwasów krenowych i rozpuszczalnych form żelaza, manganu i glinu tworzą się związki organomineralne zredukowane. Po sezonowej zmianie reżimu wodnego gleby na oksydacyjny, zredukowane formy organomineralne przechodzą w formy utlenione, ale rozpuszczalne w wodzie, i głównie w takiej postaci migrują w profilu glebowym. Tworzenie się poziomu iluwialnego wiąże Jarkow ze stałym występowaniem warunków tlenowych w głębszych warstwach gleby. Docierające tam „organomineralne utlenione związki żelaza, manganu i glinu” podlegają dalszemu utlenieniu. Część krenianów ulega mikrobiologicznemu rozkładowi, a uwolnione żelazo, mangan i glin osadzają się w formie „wolnych hydratów”. Pozostałe kreniany utleniają się do apokrenianów, co również powoduje ich wytrącanie się z roztworu glebowego i osadzanie w poziomie B.

Z poglądami Jarkowa polemizował między innymi RIEMIEZOW [1956], który dowodził, że największe ilości żelaza dwuwartościowego występują w ściółkach leśnych w okresach najbardziej energicznego ich rozkładu, tj. w miesiącach czerwiec – lipiec, a nie w okresach najsilniejszego uwilgotnienia. Zdaniem Riemiezowa bielcowanie i oglejenie należy rozpatrywać jako dwa niezależne procesy glebowe o różnych przyczynach i prowadzące do różnych rezultatów. Z krytyką koncepcji Jarkowa wystąpiła też PONOMARIEWA [1964], cytując wyniki badań, z których wynika, że obniżanie potencjału redox w górnych warstwach gleb bielcowych (na czym opiera swoją teorię Jarkow) może być skutkiem działania zarówno mikroorganizmów beztlenowych, jak i tlenowych. Zdaniem Ponomariewej Jarkow nie przedstawił dowodów, że beztlenowy rozkład materii organicznej przeważa nad jej rozkładem w warunkach tlenowych, a z badań autorki prowa-

dzonych wspólnie z Tiurinem wynikają całkowicie odmienne wnioski. Ponadto Jarkow nie tłumaczy, w jaki sposób w warunkach redukcyjnych odbywa się przechodzenie związków glinu w formy rozpuszczalne. Mimo krytyki, koncepcje Jarkowa zostały uznane przez większość gleboznawców radzieckich i jeszcze do lat 70. ubiegłego stulecia stanowiły dominującą wykładnię procesu bielcowania w ZSRR [PRUSINKIEWICZ 1976, ZAJDELMAN 1974].

Już w latach trzydziestych XX wieku pojawiły się na forum międzynarodowym głosy, że zjawiska przemieszczania związków próchnicznych oraz półtoratlenków występują w innych warunkach środowiskowych, niż zjawiska przemieszczania koloidalnego iłu, toteż nie powinny być opisywane jako jeden proces glebowy [AALTONEN 1935, AUBERT 1938 cyt. za STRZEMSKI 1971]. Dopiero jednak po ogłoszeniu prac Duchaufoura [1948, cyt. za DUCHAUF0UR 1977], który zdefiniował proces translokacji iłu koloidalnego jako 'lessivage', w krótkim czasie w systematykach gleb pojawił się odrębny od właściwych bieliec ('Podzols') typ zwany 'sols lessives' [AUBERT, DUCHAUF0UR 1956, cyt. za DUCHAUF0UR 1977] albo 'Parabraunerden' oraz 'Fahlerden' [MÜCKENHAUSEN 1962]. Również w ZSRR miała miejsce próba uznania odrębności procesu 'lessivage' jako tzw. 'illimeryzacji' [FRIDLAND 1958], i choć znalazła poparcie części gleboznawców [m.in. GIERASIMOW 1959, 1976, ZONN 1969, DOBROWOLSKIJ 1976], to jeszcze liczniejsze było grono jej przeciwników [m.in. PARFIENOWA, JARIŁOWA 1960, PONOMARIEWA 1964, RODE 1964], wskutek czego aż do lat 80. XX w. nie wprowadzono w oficjalnej systematyce gleb ZSRR wyraźnego rozdziału gleb 'lessives' od gleb bielcowych i szarych gleb leśnych [ATLAS 1976, SZISZOW, SOKOŁOW 1989]. Również w najnowszej wersji systematyki gleb Rosji [DOBROWOLSKIJ 2004] procesy bielcowania i płowienia nie są rozłącznie zdefiniowane.

Na ewolucję poglądów dotyczących procesu bielcowania znaczący wpływ w Europie Zachodniej miała teoria tzw. wietrzenia izoelektrycznego głoszona przez MATTSONA [1932], wpisująca się w tzw. koloidalno-chemiczną koncepcję bielcowania. W latach 50. XX w. pojawiają się też prace rzucające nowe światło na rolę kwasów humusowych, w tym na możliwość powstawania kompleksów o charakterze chelatowym [BLOOMFIELD 1953, DELONG, SCHNITZER 1955]. Odtąd za główną siłę napędową bielcowania uważa się kwasy humusowe produkowane w poziomie ściółki leśnej, tworzące kompleksy z żelazem i glinem, migrujące w głąb profilu glebowego i ulegające akumulacji w zależności od ich punktu izoelektrycznego oraz składu i pH roztworu glebowego, albo od stopnia nasycenia kompleksów kationami żelaza i glinu. W profilu typowych 'Podzoli' wyróżniano poziom ściółki leśnej, mineralny poziom A₁ (w naturalnych glebach leśnych na ogół nieobecny), bielcowy poziom A₂ oraz iluwialny poziom B, przy czym znaczenie klasyfikacyjne miał przede wszystkim poziom B, którego morfologia i skład chemiczny decydowały o wydzielanych podjednostkach. Uważano, że typowe 'Podzole' tworzą się głównie w utworach gruboziarnistych, ubogich w ił koloidalny, w klimacie wilgotnym i pod roślinnością leśną, szczególnie szpilkową [MUIR 1961].

Przełomem w światowym gleboznawstwie stało się ogłoszenie przez amerykańską służbę gleboznawczą tzw. siódmego przybliżenia taksonomii gleb [SOIL SURVEY STAFF 1960]. Wcześniejsze amerykańskie układy klasyfikacyjne, wypracowane jeszcze przez

Marbutta i jego następców, pozostawały pod silnym wpływem „genetycznej” rosyjskiej szkoły gleboznawczej [STRZEMSKI 1971]. Nowy „morfologiczny” system uzależnia wyróżnianie jednostek glebowych od obecności w profilu diagnostycznych poziomów i właściwości. Gleby bielcowe znalazły się w rzędzie ‘Spodosols’, którego nazwa z jednej strony sugeruje związek z ‘podzólami’ (z greckiego ‘*spodos*’ – popiół drzewny), ale też podkreśla znaczenie poziomu ‘*spodic*’ w klasyfikacji tych gleb. ‘*Spodic*’ jest poziomem iluwialnej akumulacji wolnych półtoratlenków oraz węgla organicznego, z precyzyjnie określonymi zawartościami tych substancji i ich relacjami w poszczególnych poziomach glebowych. Gleby z iluwialną akumulacją iltu koloidalnego wyodrębnione zostały w samodzielne rzędy ‘Alfisol’ oraz ‘Ultisol’ zdefiniowane w nawiązaniu do koncepcji gleb ‘lessives’ Duchaufoura [SOIL SURVEY STAFF 1960]. Mimo że kryteria, według których definiowano diagnostyczny poziom ‘*spodic*’ podlegały w kolejnych latach znaczącym modyfikacjom [SOIL SURVEY STAFF 1975, 1999], to zasadnicza koncepcja ‘Spodosoli’ nie uległa już zmianie.

Amerykańska taksonomia zdefiniowała rząd ‘Spodosols’ na bazie definicji europejskich ‘Podzoli’, ale dość szybko definicja tych ostatnich uległa wpływowi amerykańskiej koncepcji w tym sensie, że identyfikację ‘Podzoli’ uzależniono od występowania w profilu glebowym diagnostycznego poziomu iluwialnego ‘*spodic*’ [FAO-UNESCO 1974, FAO 1998].

2.2. Zarys badań nad glebami bielcowymi w Polsce

Podobnie jak rosyjski ‘podzół’, tak i polska ‘bielica’ jest nazwą „ludową” o różnorodnym regionalnym znaczeniu. Po raz pierwszy w literaturze rolniczej określenie to pojawiło się zapewne w roku 1859 w sprawozdaniu M. Łuszczewskiego, kierownika Delegacji Gleboznawczej Towarzystwa Rolniczego gromadzącej w terenie charakterystyki ziem uprawnych pod kątem przyszłej ich klasyfikacji [STRZEMSKI 1971]. Bliższe opisy najczęściej występujących gleb podał w latach 1860-1861 Teofil Cichocki, wówczas kierownik Pracowni Chemicznej Towarzystwa Rolniczego. Są wśród nich ‘bielice’ właściwe: ilt-bielica, glina-bielica, glinka-bielica, ilt-bieliczka, bielica mocna, chuda, popielata, bladeżółta, grunt bielcowaty, szczerk bielickowaty, ale też ‘białyce, chrapki i przyrzedzinki’, wśród których, obok ‘rędziny ciężkiej – białyce’, wymieniano ‘rędziny lekką – bielice’. Dla ‘bielicy lipnowskiej’ podany został następujący opis: „na mokro biaława, na sucho biała, spojność jej wielka, spodem zwykle glina i margiel się znajdują, czasem siwy piasek; grunt to jest jałowy, zimny, pozbawiony wapna, niewytrzymały ani na suszę, ani na mokradłę” [GRABSKI 1904, cyt. za STRZEMSKI 1971]. Taka mniej więcej charakterystyka zostaje przyjęta dla ‘bielicy’, które odtąd zaliczano wyłącznie do „gruntów krzemionkowych”, podczas gdy dla „gruntów wapienno-gliniastych” uzgodniono nazwę ‘rędziny’.

Genezę określenia ‘bielica’ podał też MIKLASZEWSKI [1930]: „Drobny proszek krzemionkowy bieli się w skibach bielicy świeżo zoranej, gdy ta obeschnie na słońcu,

w szczególności po ulewnym deszczu, który oplucze skiby z próchnicy. Ten pył piaskowy bieli się nieraz tak silnie, że z daleka robi wrażenie jak gdyby rola była posypana wapnem”. Za typowe podłoże dla bielicy uznaje Miklaszewski „chudą piaszczystą glinę czerwoną lodowcową”, ale „każda gleba, która składa się przeważnie z drobnej krzemionki jest lub była bielica”. Zdaniem Miklaszewskiego na obszarze Polski panuje bielcowy typ glebotwórczy: „Musimy zaliczyć Polskę do pasa bielcowania (...). Że nie wszystkie gleby Polski są prawdziwymi bielcami, zawdzięczamy to rozmaitej wrażliwości ich skał macierzystych na działanie klimatu” [MIKLASZEWSKI 1930]. Wyjaśnienie przebiegu procesu bielcowania, przyjęte za Sibircewem i Ramannem, dość wcześnie MIKLASZEWSKI [1922] modyfikuje w nawiązaniu do koncepcji Wiliamsa, lecz zarówno charakter kwasu krenowego (jako „wydzieliny” grzybów) oraz jego utlenianie w poziomie iluwalnym przez bakterie anaerobowe podaje ze znakami zapytania.

W okresie międzywojennym prace nad właściwościami i rozprzestrzenieniem bielicy prowadził też m.in. MIECZYŃSKI [1934], lecz definicja Miklaszewskiego przetrwała w zasadzie do końca lat 40. ubiegłego stulecia, kiedy zastąpiona została wiliamsowską koncepcją bielcowego etapu jednolitego procesu glebotwórczego [MUSIEROWICZ 1953, 1954, STRZEMSKI 1952]. Wtedy też rozpowszechniło się pojęcie gleb ‘darniowo-bielcowych’ ukształtowanych w wyniku działających na przemian dwóch „procesów glebotwórczych”: bielcowego oraz darniowego [MUSIEROWICZ 1953, KUŹNICKI 1956]. Odmienne punkty widzenia na przebieg procesu bielcowania, nawiązujący do koncepcji „koloidalno-chemicznej”, prezentował Terlikowski, jednak rękopis jego pracy opublikowano dopiero po śmierci autora [TERLIKOWSKI 1954], który osobiście nie zdecydował się występować wbrew dominującej wówczas tendencji. Nie wahał się tego czynić Tomaszewski, od początku lat 50. XX w. [TOMASZEWSKI 1952, 1957, 1959] konsekwentnie głoszący koncepcję procesu bielcowania jako pokrewnego procesom glejowym, zbliżoną do teorii Jarkowa. Tomaszewski podkreślał, że kwaśny odczyn gleb nie może być uważany za wystarczający czynnik dla zaistnienia bielcowania, gdyż wiele gleb leśnych, niekiedy silnie kwaśnych, nie wykazuje najmniejszych oznak zbielcowania. Tomaszewski sprzeciwiał się używaniu określenia ‘gleby skrytobielcowe’ dla gleb kwaśnych z domniemanym, lecz niewidocznym bielcowaniem [UGGLA, BACHMAN 1956, PRUSINKIEWICZ, KOWALKOWSKI 1964], jako nie uzasadnionego naukowo. Na podstawie własnych badań wysunął tezę, że w procesie bielcowania najważniejszym czynnikiem jest okresowa anaerobioza bezwzględna [TOMASZEWSKI 1952]. Kwestionował jednak możliwość jej występowania w górnych poziomach gleb piaskowych, jako zbyt przepuszczalnych dla przesiąkającej wody [TOMASZEWSKI 1957]. Zaznaczyć należy, że w ówczesnej definicji gleb bielcowych mieściły się utwory o zróżnicowanym uziarnieniu, a Tomaszewski prowadził większość doświadczeń na glebach pyłowych zawierających do 30–36% iłu, i do takich przede wszystkim odnosił swoje wnioski. W późniejszym okresie niektóre tezy Tomaszewskiego uzyskały doświadczalne poparcie w pracach Siuty [1961, 1963].

Po kongresie MTG w Paryżu w 1956 oraz po licznych publikacjach [m.in. KONIECKIEJ-BETLEY 1960, 1961, MUSIEROWICZA I IN. 1963], uznano w Polsce odrębność procesów bielcowania i ‘lessivage’, a w konsekwencji tego wyróżniono ‘gleby pseudo-

bielicowe', wkrótce nazwane 'glebami płowymi' [KLASYFIKACJA GLEB LEŚNYCH 1966, cyt. za STRZEMSKI 1971]. Równocześnie podważano rolę anaerobiozy w bielicowaniu, poprzez wykazanie możliwości tworzenia się w warunkach polskich dobrze rozwiniętych autogenicznych bielic w piaskach słabogliniastych i luźnych, a więc w utworach, w których zdaniem samego Tomaszewskiego okresowa anaerobioza nie może zaistnieć [PRUSINKIEWICZ, GAĐOR 1961, PRUSINKIEWICZ, KOWALKOWSKI 1964, PRUSINKIEWICZ 1966]. Od drugiej połowy lat 60. XX w. pojęcia 'gleb bielicowych' i 'bielic' są odnoszone wyłącznie do gleb eluwalnych o lekkim składzie granulometrycznym [STRZEMSKI 1971]. Kompleksotwórcza rola kwasów humusowych oraz warunki, w jakich rośnie bądź maleje ruchliwość kompleksów organicznych (chelatów) z glinem i żelazem były przedmiotem prac m.in. KUŹNICKIEGO I SKŁODOWSKIEGO [1974], SAPKA [1971] oraz SKŁODOWSKIEGO [1976]. Wykazanie związków między wielkością produkcji kwasów humusowych (szczególnie fulwowych) oraz ilością wolnego żelaza i glinu wysycających połączenia kompleksowe a mobilnością kompleksów pozwoliło uzasadnić występowanie bielicowania lub brak jego przejawów w różnorodnych warunkach ekologicznych Polski [PRUSINKIEWICZ 1976].

Liczne badania prowadzone w latach 70. XX w. i 80. XX w. w zróżnicowanych warunkach klimatycznych, morfologicznych i na różnorodnych podłożach geologicznych przyniosły znaczny materiał dokumentujący właściwości gleb bielicowych, ich genezę oraz udział w strukturze pokrywy glebowej Polski [BANASZUK 1979, BIAŁOUSZ 1978, DZIĘCIOŁOWSKI 1974, KOWALKOWSKI, NOWAK 1968, KUŹNICKI I IN. 1974, 1978b, 1979, PRUSINKIEWICZ, KOWALKOWSKI 1964, SZAFRANEK 1990, SZERSZEŃ 1974, 1978]. Badania te często wykazywały konieczność dopracowania kryteriów identyfikacji gleb bielicowych i ich wewnętrznej klasyfikacji, toteż sporo prac poświęconych zostało ilościowym wskaźnikom bielicowania [BEDNAREK 1991, KONECKA-BETLEY 1968, KUŹNICKI I IN. 1978a, KUŹNICKI, SKŁODOWSKI 1977, POKOJSKA 1979, SKIBA 1977].

Najnowsze wersje SYSTEMATYKI GLEB POLSKI [1989] oraz KLASYFIKACJI GLEB LEŚNYCH POLSKI [2000] nie wprowadzają nowych elementów do koncepcji gleb bielicowych. Uściślają natomiast ilościowe kryteria wyróżniania gleb, co przybliżyła je do klasyfikacji amerykańskiej oraz międzynarodowej. Przede wszystkim wprowadzone zostało pojęcie diagnostycznego poziomu iluwalnego 'spodic' z kryteriami opartymi na zawartości i proporcjach form żelaza i glinu ulegających ekstrakcji pirofosforanem sodu [SYSTEMATYKA 1989] lub szczawianem amonu [KLASYFIKACJA 2000].

W ostatnich latach badania nad glebami bielicowymi koncentrują się głównie na obszarach wydmych Nizy Polskiego [CZĘPIŃSKA-KAMIŃSKA 1986, JANKOWSKI 2001, JANOWSKA I IN. 2002, KONECKA-BETLEY I IN. 2002, KONECKA-BETLEY, JANOWSKA 1996] oraz na obszarach górskich [KABAŁA 2001, KABAŁA I IN. 2002, KARCZEWSKA I IN. 1998, KOWALCZYK, MIECHÓWKA 2001, MIECHÓWKA I IN. 1998, SKIBA 2000], a ich celem jest m.in. ustalenie wieku, genezy lub funkcji ekologicznej gleb.

2.3. Współczesne definicje procesu bielcowania i gleb bielcowych

Gleby bielcowe występują przede wszystkim w regionach o klimacie umiarkowanym lub zimnym na półkuli północnej, przy średniej temperaturze stycznia między $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$ oraz lipca między $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Roczna suma opadów wynosi od 200 do ponad 1000 mm, lecz ewapotranspiracja nie przewyższa sumy opadów, co skutkuje dodatnim klimatycznym bilansem wodnym. Gleby bielcowe występują również w tropikach i ciepłych stanach USA, lecz nigdy w warunkach klimatu suchego [LUNDSTROM i IN. 2000a]. SCHAETZL i ISARD [1996] zwrócili też uwagę na dodatnią zależność między stopniem wykształcenia profili gleb bielcowych a grubością pokrywy śnieżnej.

Gleby bielcowe tworzą się przede wszystkim z ubogich w zasady, luźnych skał macierzystych o uziarnieniu piasków lub glin piaszczystych, często ze zwietrzelin skał granitowych i gnejsowych [LUNDSTROM i IN. 2000b]. Tworzenie się bielicy z utworów bogatszych w składniki alkaliczne (w tym węglany) możliwe jest tylko w warunkach klimatu zimniejszego ale względnie wilgotnego oraz wymaga znacznie dłuższego czasu [ALEXANDER i IN. 1994]. Wyższa zawartość frakcji ilastej ogranicza bielcowanie wskutek adsorpcji próchnicy oraz półtoratlenków. Wskutek wietrzenia krzemianów w górnych, kwaśnych poziomach glebowych uwalniane są też kationy, które nasycają związki chelatowe i powodują ich immobilizację w miejscu powstania [MOKMA, EVANS 2000].

Z licznych badań wynika, że najintensywniej bielcowaniu ulegają gleby pod drzewostanami iglastymi (kauri, choina kanadyjska, świerk, sosna) oraz pod roślinami wrzosowatymi [BLOOMFIELD 1953, MADSEN, NORNBORG 1995, MOSSIN i IN. 2001, TAMM 1950]. Natomiast intensywność bielcowania pod lasami liściastymi jest stale dyskutowana [DZIECIOŁOWSKI 1974, TITEAUX i IN. 2002]. Wyraźnym impulsem dla bielcowania mogą być zmiany szaty roślinnej, zarówno naturalne – związane z przeobrażeniami klimatu w holocenie, lub powodowane przez człowieka – wycinanie drzewostanów liściastych i wprowadzanie na ich miejsce plantacji drzew iglastych albo umożliwienie ekspansji wrzosowisk [MCRAE 1974, MOSSIN i IN. 2001, STÜTZER 1998].

Czas niezbędny dla wykształcenia profilu gleby bielcowej określany jest na około 300 do 3000 lat, w zależności od warunków klimatycznych i rodzaju skały macierzystej [DRIESSEN i IN. 2001, PRUSINKIEWICZ 1966]. Na kwaśnych piaskach północnej Europy oraz Kanady bielice żelaziste tworzą się już po upływie 330–1000 lat [SINGLETON, LAVKULICH 1987], podczas gdy na utworach pierwotnie zawierających węglany, nawet w warunkach borealnych, proces ten trwa przynajmniej 2000 lat [PROTZ i IN. 1984].

Z przedstawionej charakterystyki warunków występowania gleb bielcowych wynika, że gleby te nie tworzą się wyłącznie w jednej strefie klimatycznej, w wąskim spektrum warunków środowiskowych. O zaistnieniu procesu bielcowania decyduje raczej lokalne złożenie sprzyjających uwarunkowań geologicznych, topograficznych, klimatycznych i biologicznych. Na tym tle rozróżnia się niekiedy *bielice borealne*, występujące w zimnym klimacie w wysokich szerokościach geograficznych lub na znacznych wysokościach n.p.m., oraz *bielice nieborealne*, do których zalicza się m.in. bielice

Europy Środkowej, Ameryki Północnej, a nawet strefy subtropikalnej [BUURMAN, JONGMANS 2005].

W wyniku działania procesów bielnicowania rozwija się gleba o typowej budowie profilu glebowego: O-(Ah)-E-Bhs-C, gdzie obecność, miąższość i właściwości poziomu A są często efektem bezpośredniego wpływu człowieka (orki, upraw leśnych, karczowania itp.).

Przyjmuje się obecnie, że następujące zjawiska – nie wykluczające się nawzajem – mogą prowadzić do formowania profilu gleb bielnicowych:

- (1) uruchamianie nienasyconych kompleksów metaloorganicznych w poziomach próchnicy nadkładowej i powierzchniowych kwaśnych poziomach mineralnych, następnie strącanie w poziomie B molekuł organicznych przesyconych glinem, żelazem i innymi metalami w wyniku postępującego ich kompleksowania – teoria „chelatowa” lub „fulwianowa” [m.in. MCKEAGUE i in. 1978];
- (2) wietrzenie krzemianów i przemieszczanie się w głąb profilu glebowego cząstek alofanów (proto-) imogolitowych, ulegających strąceniu w poziomie B, a następnie adsorbujących ruchliwe związki próchniczne – teoria protoimogolitowa [FARMER 1982];
- (3) dwuetapowy rozwój profilu: (a) powstawanie imogolitu / alofanów *in situ* w poziomie Bs w wyniku procesów wietrzenia stymulowanych przez kwas węglowy, oraz (b) strącanie kwasów fulwowych na imogolicie / alofanach w poziomie Bs – teoria „fulwianowo-wietrzeniowa” [UGOLINI, DAHLGREN 1987, cyt. za BUURMAN, JONGMANS 2005].

Druga z wymienionych koncepcji, ogłoszona przez FARMERA [1982], opiera się na bardzo częstym występowaniu w poziomie Bs nieorganicznych połączeń Al-O, amorficznych lub o charakterze (proto-) imogolitu. Glin i żelazo uruchamiane są przez kwasy organiczne nie kompleksujące lub słabo kompleksujące, ale łatwo ulegające biodegradacji. Glin jest wówczas transportowany w roztworze w postaci dodatnio naładowanych kompleksów hydroksy-glinowo-krzemionkowych, które ulegają wytrąceniu w poziomie B jako materiały typu imogolitu [ANDERSON I IN. 1982, FARMER I IN. 1980].

Choć występowanie imogolitu w poziomach B bielic zostało już szeroko potwierdzone [GUSTAFSSON I IN. 1995, WADA 1989], to w literaturze gleboznawczej nadal przeważa pogląd o decydującej roli kompleksujących kwasów organicznych w genezie bielic [LUNDSTROM I IN. 2000b, DRIESSEN I IN. 2001, FAO 1998, SOIL SURVEY STAFF 1999]. Bielnicowanie ('podzolization') – jako zjawisko tworzenia podpowierzchniowego poziomu 'spodic' – jest najczęściej definiowane jako kombinacja procesów, w tym przede wszystkim [DRIESSEN I IN. 2001]: „cheluwacji”, czyli powstawania rozpuszczalnych kompleksów związków humusowych z metalami, które przemieszczają się w głąb profilu glebowego, oraz „chiluwacji”, to jest akumulacji chelatów glinu i żelaza w poziomie 'spodic'.

Do kwasów organicznych, występujących w roztworach glebowych i uczestniczących w procesach wietrzenia minerałów oraz procesach eluwacji, należą kwasy huminowe (HA), kwasy fulwowe (FA) oraz drobnocząsteczkowe alifatyczne i aromatyczne kwasy organiczne (LMW) o masach cząsteczkowych odpowiednio: >3000D (HA),

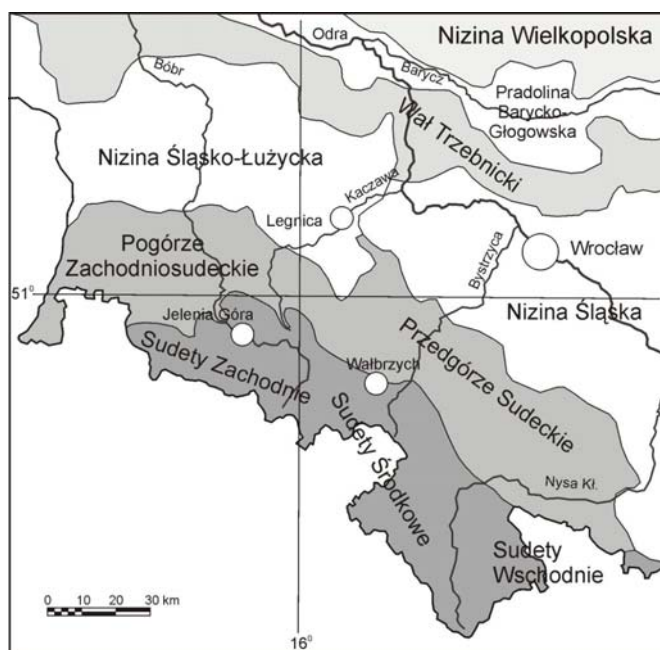
1000–3000D (FA) oraz <1000D (LMW). Kwasy organiczne są produkowane w wyniku mikrobiologicznego rozkładu ściółki leśnej, mogą być też wydzielane przez korzenie roślin, grzyby oraz mikroorganizmy. W warunkach naturalnych największymi zdolnościami do kompleksowania glinu i żelaza odznaczają się kwasy fulwowe oraz kwasy LMW [LUNDSTROM 1993, BUURMAN, JONGMANS 2005]. Znaczenie kompleksowania w bielicowaniu potwierdzają m.in. wyniki badań nad formami glinu w poziomach eluwialnych – ponad 80% rozpuszczalnego glinu występuje we frakcjach związanych organicznie [DAHLGREN, UGOLINI 1989, LUNDSTROM 1993].

Immobilizacja rozpuszczalnych chelatów i tworzenie poziomu ‘spodic’ prawdopodobnie przebiega na różne sposoby. Wcześniejszą koncepcję MATTSONA [1932] o wytrącaniu się kompleksów wskutek osiągnięcia punktu izoelektrycznego w warunkach wyższego pH, zastąpiła koncepcja SCHNITZERA [1963, 1969] akcentująca rolę wysycenia kompleksów przez kationy metali. Liczne badania prowadzone w następnych latach pozwoliły uściślić molowe proporcje między różnymi grupami kwasów organicznych a glinem i żelazem, przy których następuje strącanie kompleksów, ale też dowiodły, że szereg innych zjawisk może przyczyniać się do szybszego lub wolniejszego strącania rozpuszczalnych chelatów, w tym m.in. wzrost pH wraz z głębokością, wzrost stężenia jonów w roztworze glebowym powodowany przez ich migrację, okresowe wysychanie gleby, wietrzenie minerałów skały macierzystej i inne [DE CONINCK 1980, SCHNITZER 1969, SCHNITZER, SKINNER 1963].

W identyfikacji poziomu ‘spodic’ stosuje się kryteria analityczne oparte na mobilnych formach glinu i żelaza, uczestniczących w procesie bielicowania. Do niedawna, w ślad za propozycjami m.in. MOKMY i BUURMANA [1982], wykorzystywane były relacje między zawartością węgla, żelaza i glinu w wyciągu pirofosforanowym, umożliwiającym ekstrakcję organicznych połączeń metali [LOEPPERT, INSKEEP 1996]. Obecnie uznaje się, że bardziej uzasadniona jest identyfikacja poziomu ‘spodic’ na podstawie ilości niekrystalicznych oraz słabo krystalicznych form żelaza i glinu [FAO 1998, SOIL SURVEY STAFF 1999].

3. CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Obszar Dolnego Śląska położony jest pomiędzy 50 a 52 stopniem szerokości geograficznej północnej oraz pomiędzy 15 a 18 stopniem długości geograficznej wschodniej. Jest to region zróżnicowany tak pod względem ukształtowania powierzchni, budowy geologicznej i warunków klimatycznych [KONDRACKI 2000]. Północną granicę morfologiczną wyznacza Pradolina Barycko-Głogowska z Kotlinami: Głogowską, Żmigrodzką oraz Milicką. Wał Trzebnicki, o typowo wyżynnym charakterze i urozmaiconej rzeźbie, oddziela Pradolinę Barycko-Głogowską od Nizin Śląskiej i Łużyckiej, które wraz z Przedgórzem Sudeckim tworzą centralną część Dolnego Śląska (rys. 1). Krainy te mają wybitnie równinny charakter urozmaicony grupami wzniesień wulkanicznych. Południową granicę regionu wytyczają Sudety, będące częścią Masywu Czeskiego. Różnica wysokości nad poziom morza wynosi ponad 1500 metrów (od około 70 m n.p.m. w dolinie Odry w rejonie Głogowa do 1602 m n.p.m. na Śnieżce w Karkonoszach).

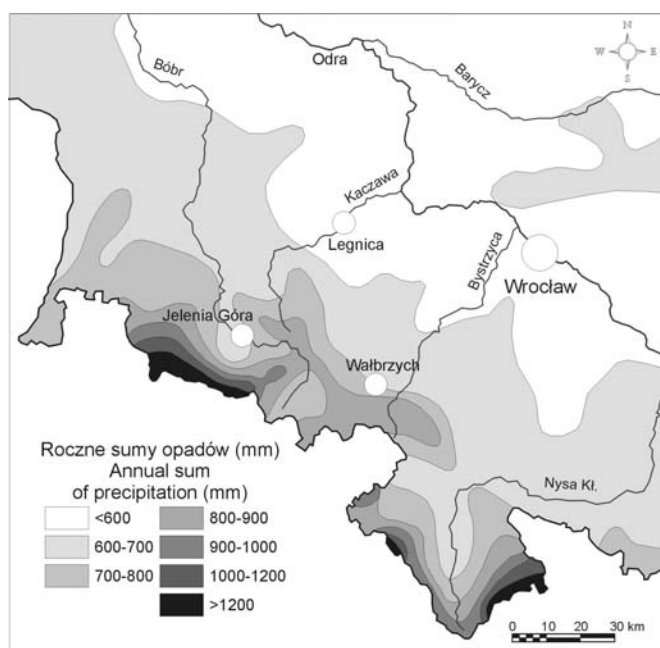


Rys. 1. Krainy geograficzne Dolnego Śląska (sporządzono na podstawie: ATLAS [1993])
Fig. 1. Geographical units of the Lower Silesia region (based on ATLAS [1993])

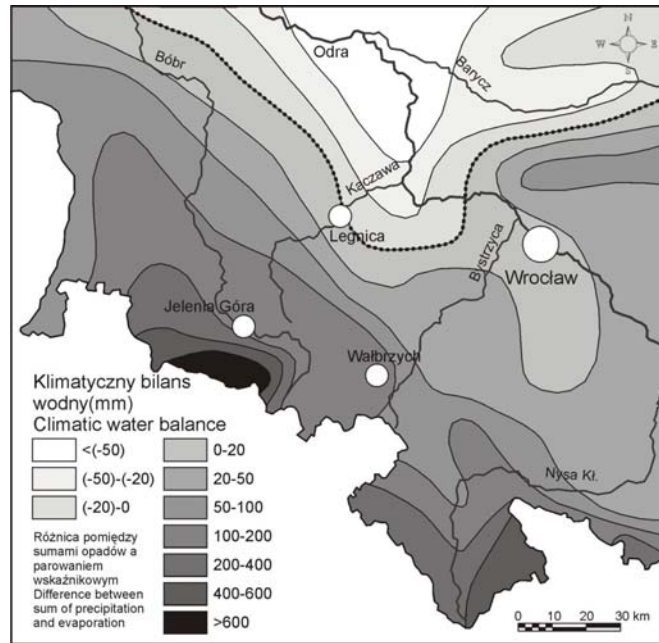
3.1. Zarys warunków klimatycznych

Rozciągłość przestrzenna (geograficzna), ale przede wszystkim wysokościowe zróżnicowanie regionu jest przyczyną dużej zmienności warunków klimatycznych. Na obszarze Sudetów i ich pogórza występują wyraźne piętra klimatyczne, analogiczne do sekwencji stref klimatycznych półkuli północnej towarzyszącej rosnącej szerokości geograficznej [SCHMUCK 1966, WALCZAK 1968].

Średnia roczna suma opadów w regionie waha się od ok. 500 do ok. 1400 mm (rys. 2), ale w całej nizinnej części regionu nie przekracza 700 mm. Maksimum opadów przypada w lipcu [CHOMICZ 1977]. Po uwzględnieniu wielkości parowania wskaźnikowego ujawnia się silne zróżnicowanie bilansu wodnego (rocznego) w obrębie regionu: od ujemnego w północnej części Dolnego Śląska (na styku z Wielkopolską) do wybitnie dodatniego (>600 mm nadwyżki opadów) w najwyższych partiach Sudetów (rys. 3). Zerowy lub tylko nieznacznie dodatni bilans wodny (w skali roku) występuje na przeważającej części Niziny Śląskiej, jednakże w półroczu zimowym (październik – marzec) bilans wodny jest dodatni na całym obszarze Dolnego Śląska [ATLAS 1993].



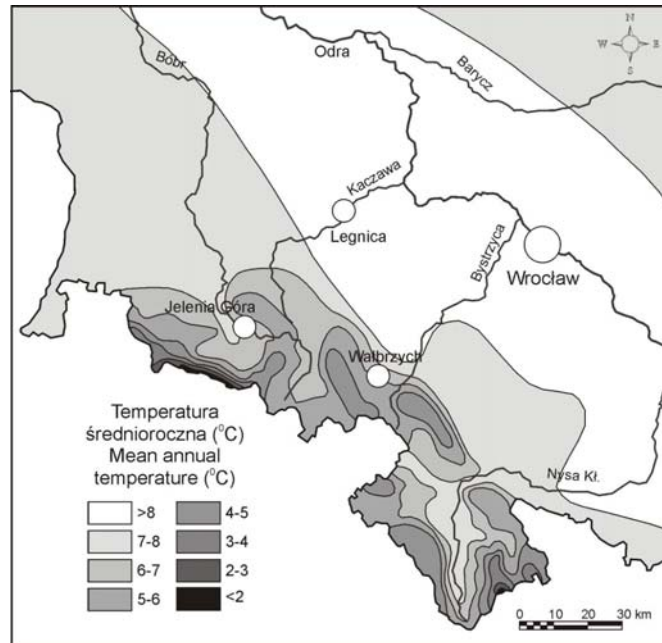
Rys. 2. Roczne sumy opadów na obszarze Dolnego Śląska (sporządz. na podst.: ATLAS [1993])
Fig. 2. Annual sum of precipitation in the Lower Silesia region (based on ATLAS [1993])



Rys. 3. Roczny klimatyczny bilans wodny na obszarze Dolnego Śląska (sporządzono na podstawie: ATLAS [1993])

Fig. 3. Annual climatic water balance in the Lower Silesia region (based on ATLAS [1993])

Średnia roczna temperatura różnicuje się od 0,3 °C na Śnieżce do około 8,5 °C w Legnicy [CHOMICZ 1977], przy czym średnie roczne temperatury poniżej 6 °C występują wyłącznie na terenach górskich Sudetów (rys. 4). Warunki termiczne przekładają się na długość okresu wegetacyjnego, który w wyższych partiach Sudetów trwa nie dłużej niż 180 dni, na pogórzcu około 210 dni, natomiast na niżu na ogół ponad 220 dni [WALCZAK 1968].



Rys. 4. Rozkład średnich rocznych temperatur (sporządzono na podstawie: ATLAS [1993])
Fig. 4. Mean annual temperature distribution (based on ATLAS [1993])

3.2. Zarys budowy geologicznej – skały macierzyste gleb Dolnego Śląska

Obszar Dolnego Śląska budują trzy zasadnicze jednostki geologiczne: Sudety, blok przedsudecki oraz monoklina przedsudecka [DZIEDZIC I IN. 1979]. Budowa geologiczna Sudetów i bloku przedsudeckiego jest bardzo skomplikowana, gdyż obok sekwencji skał w różnym stopniu zmetamorfizowanych, występują różnowiekowe kompleksy skał osadowych oraz magmowych niezmetamorfizowanych.

Najstarszymi skałami Sudetów są prekambryjskie lub staropaleozoiczne gnejsy oraz łupki rozpowszechnione w Górach Izerskich, Sowich, Bystrzyckich, Żółtych i w Masywie Śnieżnika. Skały te cechuje ogromna zmienność cech fizykochemicznych i składu mineralogicznego, co wynika z różnorodności skał wyjściowych oraz procesów (warunków) ich przeobrażenia. Lokalnie w Sudetach występują też wapienie krystaliczne (marmury), kwarcyty, zieleńce, amfibolity, serpentynity i inne skały metamorficzne.

Spośród skał magmowych największe znaczenie w Sudetach i na ich Przedgórzu mają masywy granitowe: karkonoski, łużycki, kudowski, strzeliński, strzegomski, Sobótki i niemczańsko-żłotostocki [DZIEDZIC I IN. 1979]. Skały występujące w wymienionych

masywach, choć zróżnicowane pod względem strukturalnym i mineralogicznym (granity, tonality, granity monzonitowe, granodioryty, sienodioryty i inne), są typowymi skałami przesyconymi i nasyconymi krzemionką („kwaśnymi”). Kwaśne skały magmowe wylewne reprezentowane są w Sudetach niezbyt powszechnie, przede wszystkim przez ryolity (porfiry kwarcowe). Spośród skał głębinowych o bardziej zasadowym charakterze na uwagę zasługuje gabbro, występujące w trzech masywach: Braszowic, Sobótki i Nowej Rudy. Dość powszechnie na obszarze Sudetów i ich Przedgórze występuje cały szereg zasadowych skał wylewnych: bazaltów i melafirów. Ich wychodnie są jednak względnie małe i na ogół izolowane od siebie (wyspowe), a więc ich rola glebotwórcza nie jest duża.

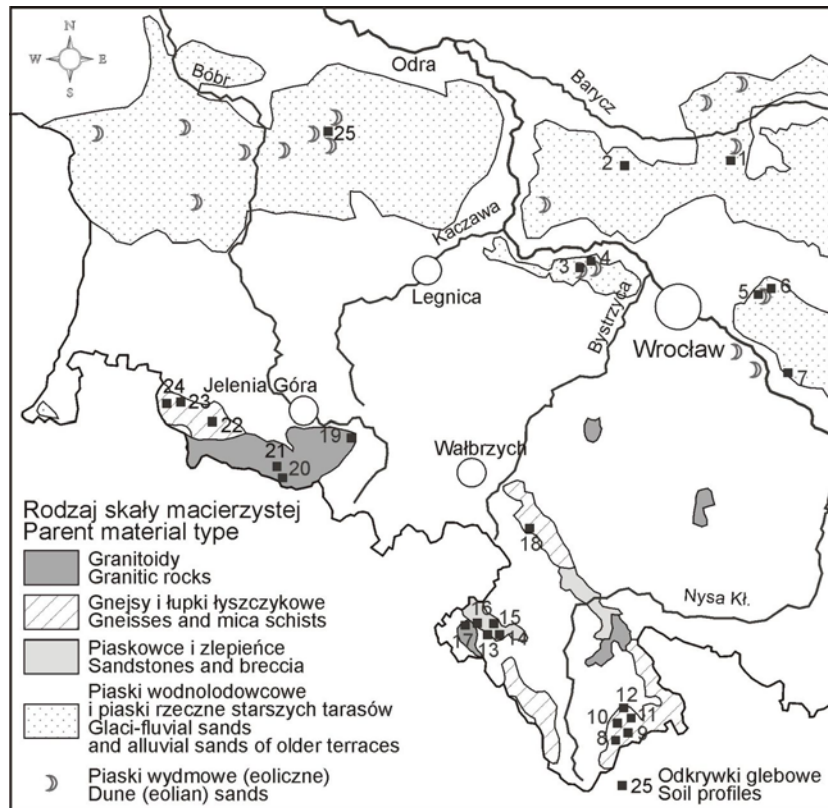
Skały osadowe scementowane rozpowszechnione są szczególnie w Sudetach Środkowych oraz Zachodnich. Najlepiej rozwinięte są serie skał wieku kredowego, znane m.in. z Gór Stołowych i Bystrzyckich, gdzie występują w postaci piaskowców, mułowców, margli i łupków ilastych. Starsze skały osadowe (od syluru do permu), w szerokiej gamie zlepieńców, piaskowców, wapieni i łupków, obecne są m.in. w Górach Opawskich, Bardzkich, Wałbrzyskich oraz Kaczawskich.

Zaznaczyć należy, że zwietrzliny skał przedczwartorzędowych na ogół nie tworzą obecnie pokryw rezydualnych, gdyż w warunkach peryglacialnych plejstocenu uległy silnym przekształceniom, które doprowadziły do uformowania litologicznie zróżnicowanych pokryw stokowych [WALCZAK 1968]. Część materiału zwietrzelinowego podlegała również denudacji, a następnie akumulacji, tworząc najmłodsze (plejstoceniowe i holoceniowe) serie utworów aluwialnych i deluwialnych w dolinach rzek i niższych partiach stoków.

Uskok brzeżny sudecki wyznacza linię podziału zarówno morfologicznego, jak i geologicznego [WALCZAK 1968]. O ile w Sudetach dominują wychodnie i zwietrzliny skał przedkenozoicznych, o tyle na północ od uskoku starsze struktury w dużym stopniu pokryte są miąższymi osadami trzeciorzędowymi, na których z kolei zdeponowane zostały serie osadów kolejnych faz zlodowaceń południowo- i środkowopolskiego. Są to wszystkie odmiany skał luźnych (żwiru, piaski, gliny, ropy, pyły) z wyraźną przewagą glin zwałowych w południowej części regionu oraz piasków wodnolodowcowych w północnej [ATLAS 1993]. Z okresem zlodowacenia północnopolskiego związane jest występowanie rozległych pokryw pyłowych (pierwotnie prawdopodobnie lessowych) na Wzgórzach Trzebnickich, Nizinie Śląskiej oraz na Przedgórzu Sudeckim. Do najmłodszych utworów należą zróżnicowane litologicznie osady aluwialne w dolinach rzecznych. Zarówno na piaskach aluwialnych, jak i wodnolodowcowych lokalnie występują pola wydymowe i eoliczne pokrywy piaskowe, będące efektem wzmożonej działalności eolicznej w najmłodszym plejstocenie oraz w holocenie.

Występujące na Dolnym Śląsku zwietrzliny i skały osadowe luźne odznaczają się różną potencjalną podatnością na bielcowanie. Według LUNDSTROM I IN. [2000a] dużą podatnością odznaczają się piaski wodnolodowcowe oraz piaski rzeczne starszych tarasów, szczególnie piaski podlegające procesom eolicznym, a także zwietrzliny bezwęglanowych piaskowców kwarcytowych oraz zwietrzliny granitoidów, gnejsów i niektórych łupków łyszczykowych, w zależności od ich składu mineralnego (tab. 1).

Skały te zajmują znaczną powierzchnię na obszarze Dolnego Śląska (rys. 5). W składzie chemicznym wymienionych skał zawsze dominuje krzemionka (tab. 2). Zawartość składników alkalicznych (suma $\text{CaO}+\text{MgO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) waha się od 0,2% w piaskowcach i piaskach eolicznych, poprzez 1,8% w piaskach wodnolodowcowych do 13,7% w łupkach łyszczykowych. Podobnie zawartość żelaza najniższa jest w piaskach i piaskowcach (0,3–0,5% $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$), natomiast najwyższa w skałach magmowych i metamorficznych (do 7,5% w łupkach łyszczykowych). Choć więc zwietrzeliny wszystkich wymienionych skał osadowych, magmowych i metamorficznych ogólnie zaliczane są do kwaśnych i ubogich w składniki pokarmowe, to nie należy pomijać wyraźnego geochemicznego ich zróżnicowania.



Rys. 5. Rozmieszczenie skał macierzystych potencjalnie podatnych na procesy bielcowania
 Fig. 5. The occurrence of parent rocks potentially susceptible to podzolization processes

Tabela 1
Table 1

Skład mineralny wybranych skał Niziny Śląskiej i Sudetów
Mineral composition of selected rocks of the Silesia Lowland and the Sudety Mts

Minerał Mineral	Piaski ¹⁾ Sands	Piaskowiec ²⁾ Sandstone	Granit 1 ³⁾ Granite 1	Granit 2 ⁴⁾ Granite 2	Gnejs ⁵⁾ Gneiss	Łupek ⁶⁾ Schist
Kwarc – Quartz	94,5	90,2	24,1	31,3	23,1	19,5
Ortoklaz – Orthoclase	–	–	25,6	22,7	27,4	18,7
Plagioklaz – Plagioclase	–	–	37,7	39,2	37,1	23,4
Biotyt – Biotite	–	–	10,7	6,0	7,3	11,7
Muskowit – Muscovite	–	–	–	0,1	4,7	13,5
Chloryt – Chlorite	–	–	–	–	0,1	6,8
Epidot – Epidote	–	–	0,1	0,2	–	–
Tytanit – Titanite	–	–	0,1	0,2	0,1	1,8
Magnetyt – Magnetite	–	–	1,4	0,1	0,2	1,2
Apatyt – Apatite	4,5	–	0,1	0,1	0,1	0,2
Skalenie – Felspars	–	0,6	–	–	–	–
Łuszczyki – Micas	0,7	0,5	–	–	–	–
Spoiwo – Matrix	–	7,2	–	–	–	–
Minerały ciężkie Heavy minerals	–	–	–	–	–	–

1) piaski wodnolodowcowe – glaciofluvial sands; 2) piaskowiec kwarcytowy, Góry Stołowe – quartzitic sandstone, Stołowe Mts.; 3) granodioryt, Kudowa – granodiorite; 4) granit porfirowaty, Karkonosze – granite, Karkonosze Mts. [DZIEDZIC I IN. 1979]; 5) gnejs biotytowy, Masyw Śnieżnika – biotite gneiss, Śnieżnik Mts.; 6) łupek łuszczykowy, Masyw Śnieżnika – mica schist, Śnieżnik Mts. [GIERWIELANIEC 1971]

Tabela 2
Table 2

Skład chemiczny wybranych skał Niziny Śląskiej i Sudetów
Chemical composition of selected rocks of the Silesia Lowland and the Sudety Mts

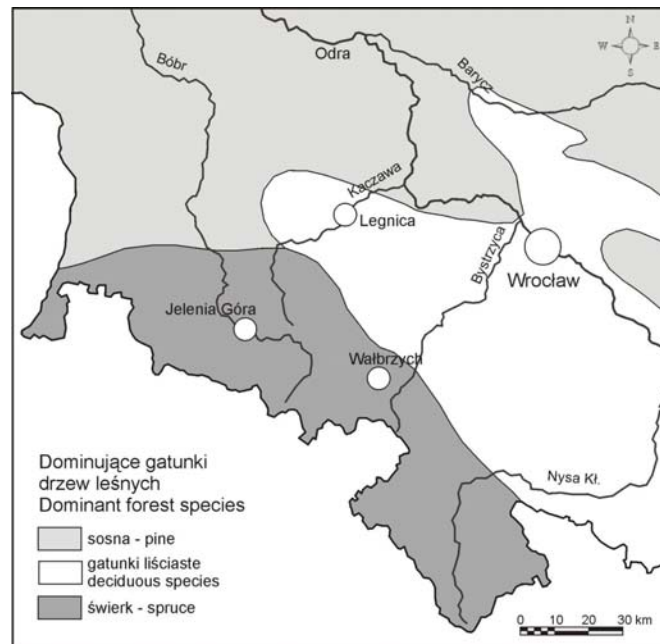
Składnik Element	Piaski ¹⁾ Sands	Piaskowiec ²⁾ Sandstone	Granit 1 ³⁾ Granite 1	Granit 2 ⁴⁾ Granite 2	Gnejs ⁵⁾ Gneiss	Łupek ⁶⁾ Schist
SiO ₂	95,64	98,26	68,82	71,74	74,25	59,68
Al ₂ O ₃	2,09	0,63	15,25	14,12	12,01	12,04
Fe ₂ O ₃	0,50	0,33	2,14	1,75	1,82	0,76
FeO	śl.	–	1,97	0,59	1,22	6,75
TiO ₂	śl.	0,05	0,12	0,11	0,40	0,60
MnO	0,56	–	–	–	0,01	2,29
CaO	0,26	0,12	2,89	2,32	1,25	6,75
MgO	0,63	0,07	1,50	1,34	0,99	2,59
K ₂ O	0,31	0,01	1,85	2,85	3,36	2,82
Na ₂ O	0,01	0,01	4,15	3,65	3,22	1,98
P ₂ O ₅	–	0,02	0,15	–	0,25	1,93
H ₂ O	–	0,38	1,81	–	1,22	1,81

Objaśnienia jak w tabeli 1 – Explanations as given in a Table 1

3.3. Różnorodność zbiorowisk roślinnych Dolnego Śląska

Lesistość regionu – 28,3% – jest zbliżona do średniej krajowej, ale bardzo zróżnicowana lokalnie [ROCZNIK 2003]. Najmniej lasów występuje w równinnych powiatach strzelińskim i wrocławskim (<10%), gdzie żyzne gleby sprzyjają rozwojowi rolnictwa. Najsilniej zalesione są powiaty Sudetów i Pogórza Sudeckiego: bolesławiecki i jeleniogórski (około 48,5%).

Wśród drzewostanów dominują bory szpilkowe (ponad 80%) – z przewagą sosny na nizinach oraz świerka w górach (rys. 6). W większości są to zbiorowiska zastępcze, w których udział gatunków iglastych jest od XIX wieku sztucznie zawyżony.



Rys. 6. Dominujące gatunki drzew leśnych na obszarze Dolnego Śląska
(sporządzono na podstawie: ATLAS [1993])

Fig. 6. Dominant tree species in forests of the Lower Silesia (based on ATLAS [1993])

W strefie żyznych gleb (w najslabiej zalesionej części Niziny Śląskiej) dominują drzewostany liściaste (o charakterze głównie łęgowym, rzadziej łąkowym) [ATLAS 1993]. Pod względem fitosocjologicznym, dominującymi zbiorowiskami leśnymi wystę-

pującymi na glebach bielcowych oraz rdzawych bielcowanych w nizinnej części Dolnego Śląska są [MATUSZKIEWICZ 2002]:

- subatlantycki bór sosnowy świeży (*Leucobryo – Pinetum*), odpowiadający typowi siedliskowemu boru świeżego (Bśw), oraz
- kontynentalny bór mieszany (*Quercus robur – Pinetum typicum*) i środkowo-europejski acidofilny las dębowy (*Calamagrostis arundinaceae – Quercetum*), odpowiadające typowi siedliskowemu boru mieszanego świeżego (BMśw).

Na obszarze Sudetów dominującymi zbiorowiskami na glebach bielcowych i brunatnych kwaśnych bielcowanych są:

- górnoreglowa świerczyna sudecka (*Calamagrostis villosae – Piceetum = Plagiothecio – Piceetum hercynicum*), odpowiadająca typowi siedliskowemu boru wysokogórskiego (BWG) w najwyższych partiach Karkonoszy, Gór Izerskich i Masywu Śnieżnika (1000–1250 m n.p.m.) oraz
- dolnoreglowy bór świerkowo-jodłowy (*Abieti – Piceetum*), odpowiadający typowi siedliskowemu boru górskiego (BG).

W piętrze subalpejskim Karkonoszy gleby bielcowe występują pod zbiorowiskami zarośli kosówki (*Pinetum mughi sudeticum*) i acidofilnymi murawami wysokogórskimi (*Carici-Festucetum*), a także pod murawami bliźniczkowymi (*Carici-Nardetum*), które prawdopodobnie powstały po wypaleniu zarośli kosówkowych w związku z rozwijającym się pasterstwem górskim [MATUSZKIEWICZ 1981].

4. METODYKA BADAŃ

4.1. Prace terenowe

Odkrywki glebowe zlokalizowane zostały w różnych częściach Dolnego Śląska, na obszarach występowania gleb wyraźnie zbielicowanych oraz w takich warunkach geoekologicznych, które sprzyjają procesowi bielicowania. Profile glebowe do badań porównawczych wybrano w taki sposób, by uwzględnić różne rodzaje skał macierzystych potencjalnie podatnych na bielicowanie, zróżnicowane warunki klimatyczne (związane ze wzrostem wysokości nad poziom morza), oraz zróżnicowany skład pokrywającej roślinności (związany z formą użytkowania).

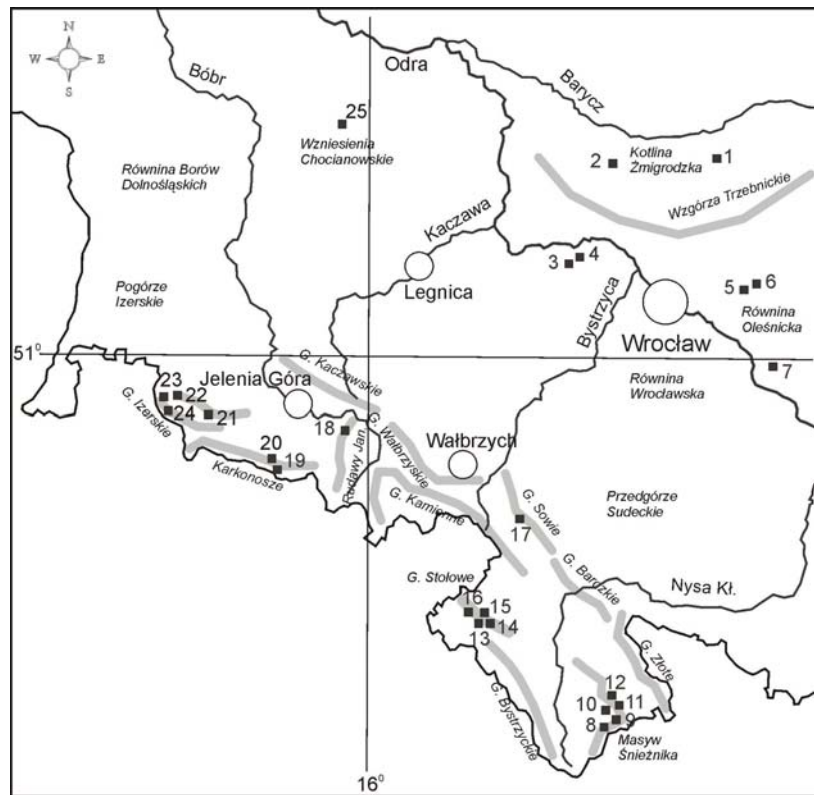
Łącznie opisano 25 profili gleb o różnym stopniu zbielicowania, zlokalizowanych zarówno w nizinnej, jak i w górskiej części regionu (rys. 7), w szerokim zakresie wysokości nad poziom morza: od około 90 m (Kotlina Żmigrodzka) do około 1300 m (Karkonosze).

Profil 1 reprezentuje dobrze wykształcone gleby bielicowe utworzone z piasków fluwioglacjalnych. Profile 2–7 są sekwencją gleb rdzawych o różnym stopniu zbielicowania, utworzonych z piasków wodnolodowcowych oraz młodszych piasków rzecznych i eolicznych (wydmowych). Profil 25 reprezentuje bielice utworzone ze starszych piasków wydmowych zdeponowanych w dobrze zachowanych wydmach parabolicznych.

Na obszarach górskich wybrano gleby bielicowe o dobrze wykształconym profilu: ze zwietrzelin granitów w Karkonoszach (profile 19 i 20), gnejsów w Górach Izerskich (21, 23 i 24) i w Masywie Śnieżnika (12) oraz bezwęglanowych piaskowców w Górach Stołowych (profile 13, 14 i 15). Równocześnie, w zbliżonych warunkach geoekologicznych, scharakteryzowano gleby brunatne kwaśne słabo zbielicowane lub bez morfologicznych oznak zbielicowania: utworzone ze zwietrzelin granitoidów w Rudawach Janowickich (profil 18) i w Górach Stołowych (profil 16), gnejsów w Górach Sowich (profil 17) i w Masywie Śnieżnika (10 i 11) oraz łupków łuszczkowych w Masywie Śnieżnika (profile 8 i 9) i w Górach Izerskich (profil 22).

Pod względem kategorii użytkowania, profile 2 i 22 reprezentują grunty rolne (profil 2 – grunt orny, profil 22 – trwały użytek zielony, poorny), profile 3 i 6 – grunty porolne zalesione w niedawnej przeszłości, natomiast pozostałe profile – reprezentują gleby leśne, prawdopodobnie nigdy nie użytkowane rolniczo (profile 1, 4, 5, 7, 25 – pod drzewostanami sosnowymi, profil 18 – pod drzewostanem sosnowo-świerkowym, profile

8–17, 21, 23–24 – pod drzewostanami świerkowymi oraz profile 19 i 20 – pod sosną kosodrzewiną). Zaznaczyć należy, że skład gatunkowy większości drzewostanów jest uproszczony i nie odpowiada typowi siedliskowemu określoneemu na podstawie właściwości gleby i roślin diagnostycznych runa leśnego.



Rys. 7. Lokalizacja badanych profili glebowych
Fig. 7. Location of soil profiles under investigation

Odkrywki opisywano z zastosowaniem rozszerzonej charakterystyki uwzględniającej wskazania FAO, ISSS oraz NRCS [FIELD BOOK 2002, GUIDELINES 1990]. Próbkę glebową do analiz laboratoryjnych pobierano ze wszystkich wydzielonych poziomów genetycznych, łącznie z podpoziomami próchnic leśnych (o ile występowały). W niektórych odkrywkach zastosowano zagęszczone opróbowanie górnej części profilu glebowego (co 3–5 cm) celem bardziej szczegółowego zilustrowania zachodzących procesów glebowych.

Podstawowe informacje o lokalizacji i geoekologicznych warunkach występowania badanych gleb zestawiono w tabeli 3, a szczegółowe opisy profili glebowych zamieszczono w końcowej części opracowania.

Tabela 3
Table 3Zestawienie podstawowych danych o lokalizacji i właściwościach badanych gleb
Basic data of the location and properties of soils under investigation

Numer profilu Profile number	Typ gleby Soil unit	Lokalizacja Location	Wysokość n.p.m. Altitude a.s.l.	Skala macierzysta Parent material	Typ roślinności Plant cover type
	2	3	4	5	6
1	Gleba bielcowa właściwa Densic Podzol	Kotlina Żmigrodzka	150 m	piasek wodnolodowcowy glaciofluvial sand	drzewostan sosnowy pine stand
2	Gleba rdzawa właściwa Dystric Arenosol	Kotlina Żmigrodzka	92 m	piasek aluwialny alluvial sand	grunt rolny arable land
3	Gleba bielcowo-rdzawa Albi-Dystric Arenosol	Równina Wrocławska	120 m	piasek wodnolodowcowy glaciofluvial sand	drzewostan sosnowy pine stand
4	Gleba rdzawa właściwa (inicjalnie bielcowana) Albi-Dystric Arenosol	Równina Wrocławska	106 m	piasek eoliczny (wydmowy) eolian (dune) sand	drzewostan sosnowy pine stand
5	Gleba bielcowo-rdzawa Dystri-Albic Arenosol	Równina Oleśnicka	147 m	pokrywy piasek eoliczny eolian cover sand	drzewostan sosnowy pine stand
6	Gleba rdzawa właściwa Dystric Arenosol	Równina Oleśnicka	140 m	pokrywy piasek eoliczny eolian cover sand	drzewostan sosnowy pine stand
7	Gleba bielcowo-rdzawa Skeleti-Fragic Podzol	Równina Oleśnicka	137 m	piasek wodnolodowcowy glaciofluvial sand	drzewostan sosnowy pine stand
8	Gleba brunatna kwaśna bielcowana Skeletic Podzol	Masyw Śnieżnika	1200 m	zwietrzelina lupka lyszczakowego mica schist regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
9	Gleba brunatna kwaśna (gleba bielcowa właściwa) Stagni-Skeletic Podzol	Masyw Śnieżnika	1080 m	zwietrzelina lupka lyszczakowego mica schist regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
10	Gleba brunatna kwaśna bielcowana Skeletic Podzol	Masyw Śnieżnika	900 m	zwietrzelina gnejsu gneiss regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
11	Gleba brunatna kwaśna bielcowana Skeleti-Fragic Podzol	Masyw Śnieżnika	735 m	zwietrzelina gnejsu gneiss regolith	drzewostan świerkowy spruce stand

Tabela 3 cd.
Table 3 conti.

1	2	3	4	5	6
12	Gleba bielcowa właściwa Skeleti-Fragic Podzol, stagnic	Masyw Śnieżnika	740 m	zwietrzelnina gnejsu gneiss regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
13	Gleba bielcowa właściwa Stagni-Fragic Podzol	Góry Stołowe	710 m	zwietrzelnina piaszkowca sandstone regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
14	Gleba bielcowa właściwa Haplic Podzol	Góry Stołowe	715 m	zwietrzelnina piaszkowca sandstone regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
15	Gleba bielcowa właściwa Fragic Podzol	Góry Stołowe	740 m	zwietrzelnina piaszkowca sandstone regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
16	Gleba brunatna kwaśna bielcowana Skeleti-Dystric Cambisol	Góry Stołowe	475 m	zwietrzelnina granitu granite regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
17	Gleba brunatna kwaśna typowa Dystri-Humie Cambisol	Góry Sowie	700 m	zwietrzelnina gnejsu gneiss regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
18	Gleba brunatna kwaśna typowa Skeleti-Dystric Arenosol	Rudawy Janowickie	425 m	zwietrzelnina granitu granite regolith	drzewostan sosnowo- -świerkowy pine-spruce stand
19	Gleba bielcowa właściwa Skeleti-Fragic Podzol	Karkonosze	1330 m	zwietrzelnina granitu granite regolith	zarosła kosodrzewiny dwarf mountain pine stands
20	Gleba bielcowa właściwa Skeleti-Fragic Podzol	Karkonosze	1300 m	zwietrzelnina granitu granite regolith	zarosła kosodrzewiny dwarf mountain pine stands
21	Gleba bielcowa właściwa, oglejona Stagni-Fragic Podzol	Góry Izerskie	685 m	zwietrzelnina gnejsu gneiss regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
22	Gleba brunatna kwaśna (gleba bielcowa właściwa) Skeleti-Umbrie Podzol	Góry Izerskie	650 m	zwietrzelnina łupka łyszczykowego mica schist regolith	trwały użytek zielony grass land (meadow)
23	Gleba bielcowa właściwa Skeletic Podzol	Góry Izerskie	700 m	zwietrzelnina gnejsu gneiss regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
24	Gleba bielcowa właściwa, oglejona Stagni-Fragic Podzol	Góry Izerskie	1100 m	zwietrzelnina gnejsu gneiss regolith	drzewostan świerkowy spruce stand
25	Gleba bielcowa właściwa Densic Podzol	Wzmiesienia Chocianowskie	180 m	piasek coliczny (wydmowy) eolian (dune) sand	drzewostan sosnowy pine stand

4.2. Analizy laboratoryjne

W próbkach glebowych oznaczono:

- uziarnienie metodą sitowo-areometryczną [POLSKA NORMA 1998a], z rozdzielaniem na frakcje i nazewnictwem grup granulometrycznych zgodnym z POLSKĄ NORMĄ [1998b], wyłącznie w próbkach mineralnych i mineralno-organicznych;
- odczyn (potencjometrycznie) w wodzie destylowanej, 1 M KCl oraz 0,01 M CaCl₂,
- zawartość substancji organicznej: metodą strat żarowych w próbkach organicznych (po odliczeniu wody higroskopowej), a w próbkach mineralnych – zawartość węgla organicznego metodą Tiurina;
- zawartość azotu ogółem metodą Kjeldahla – w wybranych próbkach;
- kwasowość wymienną i glin wymienny – metodą Sokołowa [OSTROWSKA I IN. 1991];
- wymienne formy Ca, Mg, K i Na – w octanie amonu o pH 7,0 [REEUWIJK, 1985], fotometrycznie lub techniką AAS;
- przyswajalne dla roślin formy fosforu i potasu – metodą Egnera-Riehma, a magnezu – metodą Schachtschabela [OSTROWSKA I IN. 1991] – w wybranych próbkach.

W celu rozszerzenia analizy uziarnienia gleb wytworzonych z piasków wodnolodowcowych i eolicznych przekształcono średnice frakcji granulometrycznych (d) z milimetrów na skalę phi ($\phi = -\log_2 d$) i obliczono przeciętną średnicę ziaren oraz wskaźnik wysortowania, posługując się standardowymi wzorami KRUMBEINA [GRODZIŃSKI I IN. 1986] stosowanymi w sedymentologii:

- przeciętna średnica ziaren

$$GMg = \left(\frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \right)$$

- wskaźnik wysortowania (inclusive standard deviation)

$$\sigma = \left(\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} \right) + \left(\frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6} \right)$$

Szczególłą uwagę w ramach podjętych prac zwrócono na analizę form żelaza i glinu. W próbkach mineralnych oznaczono więc zawartość:

- żelaza (Fe_t) i glinu (Al_t) całkowitego, po rozтворzeniu próbek mieszaniną stężonych kwasów - HF i HNO₃ [LOEPPERT, INSKEEP 1996],
- żelaza (Fe_d) i glinu (Al_d) „wolnego”, tj. w niekrzemianowych formach tlenków i wodorotlenków krystalicznych i niekrystalicznych, ekstrahowanych mieszaniną ditionitowo-cytrynianową zbuforowaną dwuwęglanem sodu (metoda DCB) [MEHRA, JACKSON 1960],
- żelaza (Fe_o) i glinu (Al_o) „aktywnego”, tj. związanego w postaci tlenków i wodorotlenków niekrystalicznych (amorficznych), pół- i drobnokrystalicznych, ekstrahowanych szczawianem amonu o pH 3,2, metodą Tamma w modyfikacji Schwertmanna [LOEPPERT, INSKEEP 1996],

- żelaza (Fe_p) i glinu (Al_p) w połączeniach organiczno-metalicznych – ekstrahowanych 0,1M pirofosforanem sodu o pH naturalnym [LOEPPERT, INSKEEP 1996].

W czterech typowych profilach gleb wytworzonych z różnych skał macierzystych Sudetów wykonano analizę form żelaza, glinu oraz niektórych pierwiastków śladowych metodą frakcjonowania sekwencyjnego [ZEIEN, BRÜMMER 1989] pozwalającego na wydzielenie siedmiu frakcji różniących się siłą związania z materią glebową (tab. 4). Wybrana metoda jest jedną z wielu obecnie stosowanych [KARCZEWSKA 2002], a jej wyższa przydatność w powyższych studiach wynika przede wszystkim z możliwości oznaczenia dwóch odrębnych frakcji tlenków żelaza o różnym stopniu krystaliczności (oraz metali związanych z tymi frakcjami).

Oznaczenia koncentracji metali wykonano metodą AAS. Dla kontroli jakości oznaczeń włączano do serii pomiarowych certyfikowane materiały glebowe (o symbolach SRM 2709, SRM 2711, RTH 912, RTH 953) o udokumentowanej zawartości analizowanych metali.

Tabela 4

Table 4

Schemat metody sekwencyjnej ekstrakcji metali według ZEIENA I BRUEMMERA [1989]
Sequential fractionation of metals according to ZEIEN, BRUEMMER [1989]

Frakcja Fraction	Nazwa frakcji Description of fraction	Odczynnik ekstrahujący Extracting agent	pH
1	ruchliwa mobile	1M NH_4NO_3	naturalne natural
2	wymienna exchangeable	1M octan amonowy (NH_4 -OAc) 1M ammonium acetate (NH_4 -OAc)	6,0
3	związana z MnOx bound to MnOx	1M NH_2OH -HCl + 1M NH_4 -OAc	6,0
4	związana z substancją organiczną organically bound	0,025M NH_4 EDTA	4,6
5	związana w amorficznych FeOx bound in amorphous FeOx	0,2M szczawian amonowy (NH_4 -Oxal.) 0,2M ammonium oxalate (NH_4 -Oxal.)	3,25
6	związana w krystalicznych FeOx bound in crystalline FeOx	0,2M NH_4 -Oxal. + 0,1M kwas askorbinowy 0,2M NH_4 -Oxal. + 0,1M ascorbic acid	3,25
7	rezydualna residual	70% $HClO_4$	–

Dla charakterystyki substancji próchnicznych w próbkach glebowych, głównie z wybranych powierzchniowych poziomów próchnicznych, próchniczno-eluwialnych oraz iluwialnych poziomów Bh, wykonano oznaczenie składu frakcyjnego materii organicznej

– metodą Tiurina w modyfikacji Ponomariewej i Płotnikowej [DZIADOWIEC I GONET 1999].

W czterech profilach gleb biellicowych wytworzonych z piaskowca, granitu, gnejsu i łupków oznaczono skład mineralogiczny frakcji koloidalnej (<0,002 mm) metodą dyfraktometrii rentgenowskiej na aparacie DRON-2 z lampą miedziową w orientowanych preparatach proszkowych. Frakcję koloidalną wydzielono metodą wirówkową po uprzedniej ultradźwiękowej dyspersji próbek glebowych. Substancję organiczną usunięto przez traktowanie 30% H₂O₂ na gorąco. Przygotowano dwie serie preparatów: (1) bez usuwania tlenków żelaza i glinu, oraz (2) po usunięciu „amorficznych” tlenków i wodorotlenków metodą szczawianową TAMMA w modyfikacji SCHWERTMANN [LOEPPERT, INSKEEP 1996]. W obydwu seriach analizowano próbki:

- bez dodatkowego preparowania (na dyfraktogramach oznaczone symbolem N),
- nasycone gliceryną (symbol GI),
- prażone 4 godziny w temperaturze 300 °C (symbol 300 °C),
- prażone 4 godziny w temperaturze 550 °C (symbol 550 °C).

Pomiar prowadzono w zakresie kąta 2 Θ (theta) 3-30° lub 2-45°, przy kroku 0,05° oraz czasie promieniowania 3 s. Do rejestracji sygnału zastosowano program RTG/LICZNIK, a do obróbki i analizy dyfraktogramów program XRAYAN.

Do ilościowych oznaczeń składu mineralogicznego wykorzystano typowe linie analityczne z dyfraktogramów próbek nasyconych gliceryną [CHODAK 2000], stosując współczynniki intensywności minerałów (MIF) zaproponowane przez LAVESA i JÄHNA oraz TRIBUTHA: dla illitu (I) lub mik (Mi) – 1,0, dla kaolinitu (K) – 0,24, dla wermikulitu (V) – 0,34, dla chlorytów (Ch) – 1,07, dla minerałów mieszanopakietowych w zakresie 1,0-1,4 nm (I/V, Mi/V, Ch/V) – 0,40, oraz dla kwarcu (Q) – 2,3 [KAHLE I IN. 2002].

Dodatkowo, w celu udokumentowania genezy niektórych osadów piaskowych Niziny Śląskiej, oraz wsparcia wyników analiz chemicznych i rentgenostrukturalnych, wykonano w wybranych pojedynczych próbkach obserwacje submikromorfologiczne i analizy mikrochemiczne. Obserwacje prowadzono na ziarnach kwarcu i innych minerałów wydzielonych z frakcji granulometrycznej 0,5 – 1,0 mm, wielokrotnie płukanych wodą destylowaną i nie preparowanych chemicznie, zgodnie z procedurami zastosowanymi m.in. przez BEDNAREK [1991], BROGOWSKIEGO i KOCONIA [1984] oraz KRINSLEYA [1980]. Preparaty nasycone koloidalnym złotem przeglądano w skaningowym mikroskopie elektronowym LEO 435VP. Analizę mikrochemiczną wykonano techniką XRS za pomocą elektronowego mikroanalizatora rentgenowskiego z przystawką do skaningowej analizy obrazu (RÖNTEC). Obserwacje wykonano w Pracowni Mikroskopii Elektronowej Akademii Rolniczej we Wrocławiu.

W celu oznaczenia wieku osadów eolicznych oraz przedziału czasowego powstawania gleby w profilu nr 5 wydobyto fragment fosylnego pieńka sosny i poddano go datowaniu radiowęglowemu (¹⁴C) techniką gazowych liczników proporcjonalnych [PAZDUR I IN. 2000] w Zakładzie Zastosowań Radioizotopów – Laboratorium C-14 Politechniki Śląskiej w Gliwicach.

5. WYNIKI BADAŃ

5.1. Najważniejsze cechy morfologii profili glebowych

Morfologia profilu glebowego kształtuje się pod wpływem procesów glebotwórczych i glebowych zachodzących w zwietrzelinie skalnej [NIEDŹWIECKI 1984, TOMASZEWSKI 1959, TOMASZEWSKI, BORKOWSKI 1959]. Cechy morfologiczne poziomów genetycznych (diagnostycznych) odzwierciedlają więc kierunek oraz intensywności procesów zachodzących w glebie.

Przedmiotem studiów były nie tylko bielice i gleby bielicowe posiadające typową sekwencję poziomów genetycznych: O – (Ah) – Ees – Bh – Bs – C (CR), ale też gleby brunatne kwaśne oraz rdzawe w różnym stopniu zbielicowania. Włączenie do analizy tak różnorodnych gleb rzutuje, rzecz jasna, na uzyskaną charakterystykę zbioru. W tabelach 5, 6 i 7 zestawiono podstawowe dane o miąższości i barwie poziomów genetycznych.

Tabela 5
Table 5

Miąższość poziomów genetycznych gleb bielicowych i bielcowanych
(pominięto gleby bez oznak bielcowania)
Thickness of genetic horizons of Podzols and podzolized soils
(excluding soils free of podzolization symptoms)

Poziom Horizon	Liczba przy- padków Sample size	Średnia Average	Rozrzut wartości Range (min – max)	Odch. standard. St. deviation
		cm		
O	19	8,0	4 – 14	2,9
Ah	8	6,1	4 – 10	1,9
AE	14	8,4	3 – 15	3,9
E	8	11,1	4 – 21	6,3
Bh, Bbrh, Bvh	15	11,6	3 – 23	7,4
Bv, Bvs, Bs	5	27,7	13 – 40	10,8
Bbr, Bbrs	14	24,0	5 – 38	16,0
solum*	19	49,0	17 – 90	16,0

* łączna miąższość kolejnych mineralnych poziomów genetycznych do skały macierzystej

* total thickness of the successive mineral soil genetic horizons down to a parent material layer

Szczególną rolę w procesach bielicowania przypisuje się leśnej próchnicy nadkładowej. W analizowanej grupie gleb stwierdzono próchnice typu moder, moder-mor oraz mor, najczęściej odmiany świeżej, zbudowane w przewodzie z igliwia świerka lub sosny. Powyżej wysokości 1100 m n.p.m. dominują próchnice odmiany wilgotnej, niekiedy torfiastej, ze znaczną domieszką materiału darniowego. Miąższość próchnic nadkładowych waha się w szerokim zakresie od 4 do 14 cm i tylko częściowo koreluje z wysokością nad poziom morza (tab. 6, rys. 8): dużej miąższości próchnice typu mor występują zarówno w borach sosnowych na niżu (profil 1), jak i w borach świerkowych w Górach Izerskich (profil 23). Średnia miąższość próchnic wyliczona w rozbiciu na piętra wysokości wykazuje słabą tendencję wzrostową do wysokości około 1000 m n.p.m., ale w najwyższym piętrze występuje obniżenie średniej grubości próchnicy, co związane jest z rozluźnieniem drzewostanów wskutek ich degradacji i większym pokryciem powierzchni przez trawy i mchy. Miąższość próchnicy leśnej w największym stopniu zależy od składu gatunkowego, wieku oraz zwartości drzewostanu, bowiem najlepiej wykształcone próchnice występują w nie zdegradowanych drzewostanach sosnowych i świerkowych w wieku ok. 80 lat, bez względu na rodzaj skały macierzystej gleb. Aktualnie obserwowany typ próchnicy leśnej oraz jej miąższość są więc w dużym stopniu zależne, podobnie jak same drzewostany, od działalności człowieka (kierunku i intensywności gospodarki leśnej).

Tabela 6
Table 6

Współczynniki korelacji (r) dla miąższości niektórych poziomów glebowych
Correlation coefficients (r) of selected soil horizon thicknesses

	O	Ah	AE	E	Bh	Bvs	Bbrs
O		-0,66	0,09	0,13	-0,19	-0,88	-0,33
AE				-0,85	0,34		
E					0,48		
solum						0,90*	0,67*
Wysokość n.p.m. Altitude a. s. l.	0,02	-0,03		-0,20	0,16		

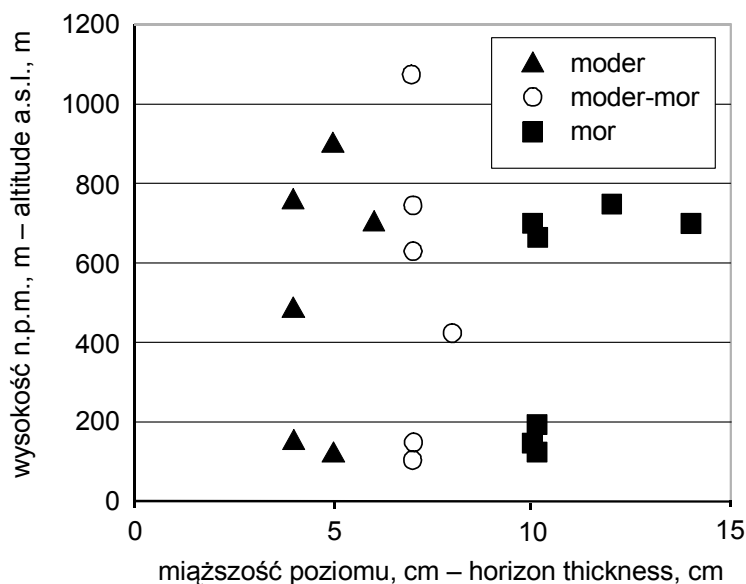
* istotne statystycznie dla $p < 0,05$

* statistically significant at $p < 0,05$

Tabela 7
Table 7

Miąższość ektopróchnic w kolejnych piętrach wysokości n.p.m.
Thicknesses of forest floor at various altitudes a.s.l.

Piętro wysokości Altitude level	<500	500–700	700–1000	>1000
	metry n.p.m. – meters a.s.l.			
Średnia (odchylenie standardowe) Mean (standard deviation)	7,2 (2,5)	8,0 (2,8)	8,4 (3,7)	7,6 (3,0)
Zakres – Range	4–10	6–10	4–14	5–12



Rys. 8. Typ i miąższość leśnych próchnic nadkładowych na tle wysokości nad poziomem morza
 Fig. 8. Types and thickness of forest floor in relation to the altitude above sea level

W glebach opisywanych w terenie jako bielcowe lub bielcowane występuje jasny poziom eluwalny (E) lub plamiście, albo strefowo rozjaśniony poziom próchniczny (AE). Miąższość poziomów eluwalnych jest bardzo zróżnicowana, waha się od 4 do 21 cm (tab. 5). Poziomy te, od poziomów zalegających zarówno nad, jak i pod nimi, odróżniają się barwą – najczęściej jasnoszarą lub jasnoszaro-brunatną. Różnica w jasności barwy ('value' w skali barw Munsella) na ogół wynosi dwie jednostki (tab. 8 i 9). Również nasycenie barwy ('chroma') jest przynajmniej o jedną jednostkę niższe niż w poziomach sąsiednich. Wychwycenie różnicy w barwie poziomów próchnicznych podlegających współcześnie bielcowaniu (AE) jest często utrudnione. Z przeprowadzonych obserwacji wynika, że wizualna identyfikacja bielcowania jest możliwa przy zmianie jasności albo nasycenia barwy już o jedną jednostkę w stosunku do pierwotnej barwy poziomów Ap lub Ah (tab. 8 i 9). Poziomy E oraz AE badanych gleb spełniają kryteria barwy (na wilgotno i na sucho) wymagane dla poziomu diagnostycznego *albic* [FAO-WRB 1998]. Niektóre poziomy AE można więc określać jako *albic*, jeśli nastąpił wyraźny podział powierzchniowego poziomu próchnicznego na nie rozjaśniony Ap lub Ah (*ochric*) oraz rozjaśniony podpowierzchniowy *albic* o miąższości co najmniej 1 cm. W profilach glebowych bez morfologicznych oznak bielcowania (profile 2, 6, 9, 17, 18, 22) poziomy próchniczne mają ciemne zabarwienie z nie zróżnicowaną jasnością oraz nasyceniem barwy w całej warstwie.

W trakcie prac terenowych na większości stanowisk badawczych stwierdzono dużą mozaikowatość miąższości poziomów próchnicznych (włącznie z całkowitym zaniem) na niewielkiej powierzchni, szczególnie na obszarach górskich. Fluktuacjom tym nie zawsze towarzyszy zmiana głębokości występowania poziomu *spodic*. Sytuacja taka stwarzała trudności w nazewnictwie i kartowaniu gleb, jako że obecność poziomu A jest ważnym kryterium różnicowania typów bielicy i gleb bielcowych w SYSTEMATYCE GLEB POLSKI [1989].

Tabela 8
Table 8

Dominujące barwy poziomów genetycznych gleb wytworzonych z piasków
Dominant colors of genetic horizons of soils developed from sands

Poziom glebowy Soil horizon	Gleby wytworzone z: Soils developed from:		
	piasków wodnolodowcowych glaciofluvial sands	piasków eolicznych eolian sands	
Ap		10YR 4/2*	
Ah		10YR 3/1	
AE		10YR 5/1-2	
E		10YR 7/2-3	
Bhox	7,5YR 4/5	10YR 5/4	7,5YR 3/3
Bvh			
Bs, Bvs, Bv	10YR 4-5/6		10YR 6/6-8
C	10YR 6/4-6		10YR 7-8/6

* przybliżone nazwy barw podano w opisach odkrywek glebowych

* conventional soil color names are given in description of soil profiles

Pierwszorzędne znaczenie dla identyfikacji gleb bielcowych ma obecność poziomu iluwialnego *spodic*, w którego charakterystyce występują kluczowe kryteria [FAO-WRB 1998, SYSTEMATYKA 1989]. Scementowany poziom Bhox (orsztyn) stwierdzono wyłącznie w glebach bielcowych wytworzonych z piasków wodnolodowcowych oraz eolicznych reprezentowanych przez profile 1 i 25. Wskutek nagromadzenia związków próchnicznych poziomy Bh (w tym również Bvh oraz Bbrh) mają wyraźnie ciemniejsze zabarwienie niż poziomy głębsze, ale o słabszym nasyceniu barwy (tab. 8 i 9). Miąższość tych poziomów waha się od 3 do 22 cm (tab. 5), jednakże nie scementowane poziomy Bh bardzo łagodnie przechodzą w poziomy Bs, co utrudnia jednoznaczne ich rozgraniczenie i może być przyczyną zawyżenia miąższości właściwego Bh. Barwa nie scementowanych poziomów Bh na ogół nie spełnia kryterium dla poziomu 'spodic' (szczególnie w glebach wytworzonych z piasków i piaskowców). Przyczyną tego jest albo bardzo jasna barwa skały macierzystej, czyli piasku kwarcowego (tab. 8), albo zbyt słabe nasilenie procesu iluwialnego. Niektóre poziomy Bh gleb wytworzonych z granitów w wyższych partiach Karkonoszy odznaczają się wyjątkowo ciemną barwą wynikającą ze szczególnie silnego nagromadzenia materii organicznej. Warstwy te morfologicznie przypominają storfiąle poziomy darniowe (powierzchniowe).

Dominujące barwy poziomów genetycznych gleb wytworzonych z piaskowców, granitoidów, gnejsów i łupków łyszczykowych
Dominant colors of genetic horizons of the soils developed from sandstone, granite, gneiss and mica schist

Poziom glebowy Soil horizon	Gleby wytworzone z: Soils developed from:	
	piaskowców sandstone	granitów, gnejsów i łupków granite, gneiss and schist
Ap	-	10YR 4/2
Ah	10YR 3/1	10YR 2-3/1-2
AE	-	10YR 4-5/2
E	10YR 5-6/2	10YR 5-6/2
Bh, Bbrh	10YR 4/2-6	gnejsy Gór Izerskich: 10YR 7/1 10YR 3-4/3-4
Bs, Bbrs, Bbr	10YR 5/4-8	granity: 10YR 2-3/2-4 10YR 4-5/4-6
C	10YR 6/3	łupki łyszczykowe 10YR 5/8 10YR 5/6-8 łupki łyszczykowe: 2,5Y 5/3

Podjęto próbę ustalenia zależności pomiędzy miąższościami poszczególnych poziomów genetycznych gleb (tab. 6). Różnorodność relatywnie małego zbioru gleb spowodowała, że większość współczynników korelacji nie jest istotna statystycznie. Mimo to można wskazać zarysowujące się prawidłowości: (a) miąższość poziomu Ah jest mniejsza pod grubszą warstwą próchnicy nadkładowej, (b) pod grubszą warstwą próchnicy nadkładowej rośnie miąższość poziomu eluwialnego, (c) im lepiej rozwinięty poziom E, tym mniejszą miąższość mają poziomy próchniczne, (d) miąższość poziomu iluwialnego Bh rośnie wraz z miąższością poziomów eluwialnych. Nie stwierdzono statystycznie istotnej zależności pomiędzy miąższością poszczególnych poziomów a wysokością nad poziom morza, co można interpretować jako brak szczególnego uprzywilejowania dla procesów bielnicowania w wyższych partiach Sudetów, albo jako skutek decydującego wpływu lokalnych zespołów czynników środowiskowych (klimatu – morfologii – skały macierzystej – zbiorowiska roślinnego) na intensywność bielnicowania i morfologię profili glebowych.

Podkreślenia wymagają jedynie istotne statystycznie korelacje (tab. 6) pomiędzy miąższością poziomów Bvs lub Bbrs, a głębokością całego profilu glebowego (solum). Miąższość tych poziomów jest równocześnie ujemnie skorelowana z grubością próchnicy nadkładowej, co sugeruje, że geneza tych poziomów – i całego profilu glebowego – nie była związana z obecnością miąższej próchnicy leśnej. Fakty te potwierdzają, że – zarówno w Sudetach, jak i na niżu śląskim – gleby współcześnie słabo zbielnicowane, lecz z dobrze rozwiniętymi poziomami B nie są glebami „skrytobielicowymi” lub „pobielicowymi”, ale raczej glebami brunatnymi lub rdzawymi z poziomami *cambic* lub *sideric*,

powstałymi pod innymi niż współczesne zbiorowiskami leśnymi. Gleby te aktualnie podlegają przeobrażeniu (bielicowaniu) pod wpływem procesów zachodzących w antropogenicznie zmienionych zbiorowiskach leśnych. Argumentów potwierdzających powyższe stwierdzenia dostarcza analiza chemiczna gleb, której wyniki zamieszczone są w dalszych rozdziałach.

5.2. Skład granulometryczny

Porównywanie składu granulometrycznego różnych gleb, szczególnie na obszarach górskich, jest niekiedy utrudnione przy profilowym zróżnicowaniu uziarnienia związanym z litologiczno-genetyczną odmiernością poszczególnych warstw budujących pokrywy stokowe [KOWALKOWSKI 1998a, b]. Wskutek tej zmienności uziarnienie w poziomie skały macierzystej nie zawsze może stanowić punkt odniesienia dla warstw powierzchniowych. W związku z powyższym, niezależnie od przedstawienia na rysunku 9 uziarnienia gleb w poziomach BC lub C (skała macierzysta), obliczono średnią ważoną zawartość frakcji iltu oraz pyłu w warstwie 0–20 cm (tab. 10). Jest to warstwa o kluczowym znaczeniu, gdyż to w niej najintensywniej zachodzą procesy bielicowania i ujawniają się cechy morfologiczne gleb bielicowych.

Charakterystyczną cechą analizowanych gleb jest bardzo mała zawartość iltu (koloidalnego), w większości przypadków nie przekraczająca 5% (tab. 30, rys. 9). Najniższymi ilościami iltu (przeważnie poniżej 1%) oraz jedynie kilkuprocentowymi zawartościami pyłu (frakcji od 0,002 do 0,05 mm) odznaczają się gleby wytworzone z piasków fluwioglacjalnych i eolicznych Niziny Śląskiej. Gleby te zaliczono z reguły do grupy granulometrycznej piasków (piasków luźnych według PTG). W obrębie tej grupy zaobserwowano znaczne wahania procentowego udziału poszczególnych frakcji piaskowych. Wybitnie drobnoziarnisty charakter mają piaski eoliczne Równiny Oleśnickiej (do 95% piasku drobnego i bardzo drobnego, co skutkuje przeciętną średnicą¹ w granicach 0,22–0,28 mm), podczas gdy w piaskach eolicznych Pradoliny Wrocławskiej oraz Wzniesień Chocianowskich przeważa frakcja piasku średniego (przeciętna średnica ziaren od 0,59 do 0,66 mm). W piaskach fluwioglacjalnych również dominuje piasek średni, ale udziały frakcji piasku drobnego oraz grubego są zmienne, co skutkuje bardzo zróżnicowanymi przeciętnymi średnicami ziaren (tab. 11).

Badane gleby piaskowe mają generalnie mało zmienne uziarnienie w ujęciu profilowym, choć niekiedy występuje wyraźniejszy przyrost ilości grubszego piasku w warstwach powierzchniowych (profil 4), albo tendencja do wzrostu wraz z głębokością udziału frakcji dominującej (profile 2, 4, 7). W części gleb stwierdzono również większą pylastość poziomów powierzchniowych w porównaniu z warstwami głębszymi (profile 2–4, 6). Różnica między uziarnieniem poziomu eluwialnego i głębszych warstw najistotniejsza jest profilu nr 1 (tab. 10). Pozornie nieduże wahania uziarnienia mogą mieć istot-

¹ Przeciętną średnicę ziaren obliczono według metodyki Krumbeina [GRADZIŃSKI I IN. 1968].

ne znaczenie dla morfologii profilu glebowego. Wydaje się bowiem, że podwyższona zawartość frakcji piasku drobnego (przy dominacji piasku średniego w warstwach powierzchniowych) działa hamująco na tempo przemieszczania się wód infiltracyjnych i jest impulsem do tworzenia się poziomu akumulacyjnego B, szczególnie w profilach 1 i 25. Poziom orsztynowy wytworzył się w tych glebach na różnej głębokości – 15 lub 27 cm (górną granicą) – to jest tuż ponad warstwą o mniejszej przepuszczalności.

Tabela 10

Table 10

Średnia ważona zawartość frakcji łu i pyłu w warstwie 0–20 cm
Weighed mean percentages of clay and silt fractions in a layer of 0–20 cm

Gleby wytworzone z: Soils developed from:	Średnia ważona zawartość frakcji (%) Weighed mean content of fraction (%)	
	ił – clay <0,002 mm	pył – silt 0,05–0,002 mm
piasków różnej genezy sands of various origin	0,8	5,8
piaskowca sandstone	5,3	17,7
granitu granite	2,0	20,3
gnejsu gneiss	4,6	39,6
łupka łyszczkowego mica schist	3,4	46,0

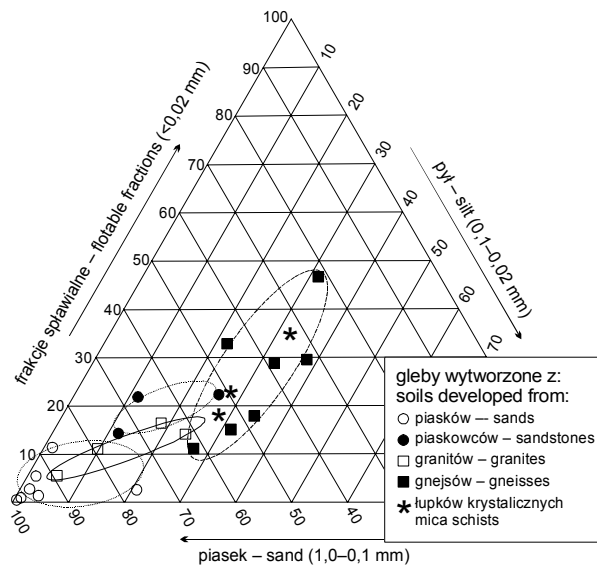
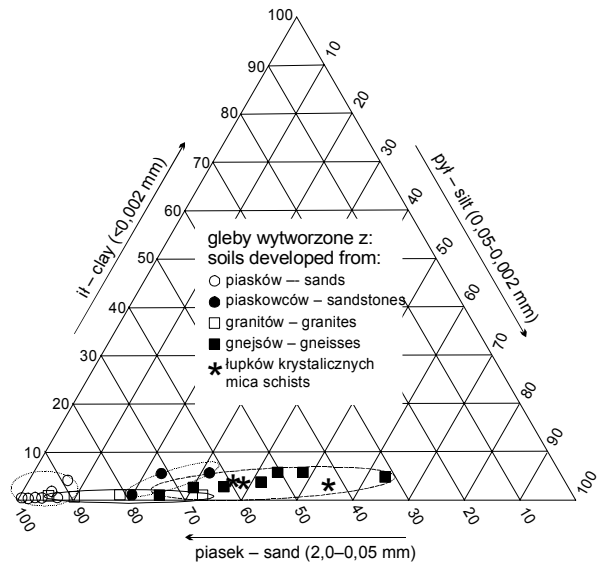
Tabela 11

Table 11

Przeciętna średnica ziaren oraz wskaźnik wysortowania gleb wytworzonych z piasków eolicznych i fluwioglacjalnych

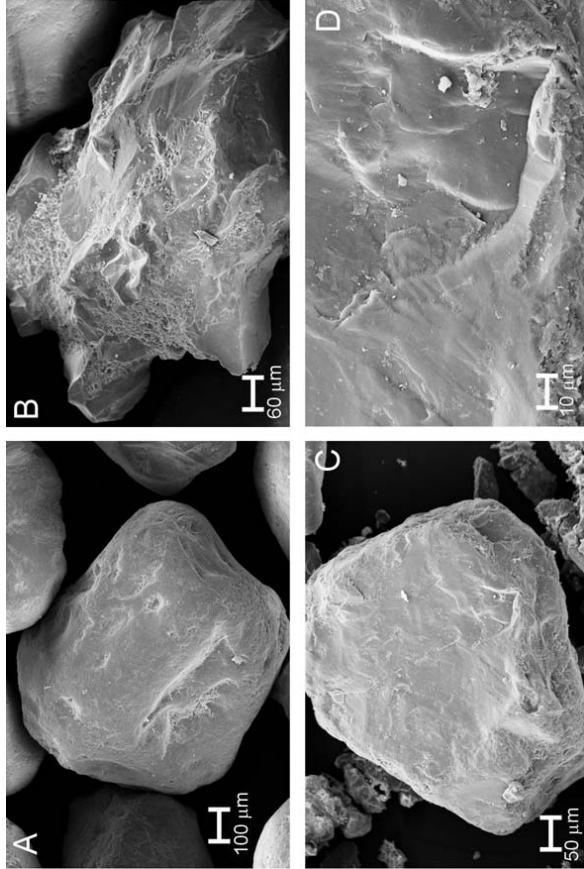
Mean grain size and sorting index of soil developed from eolian and glaciofluvial sands

Numer profilu Profile number	Przeciętna średnica ziaren, mm Mean grain size, mm		Wskaźnik wysortowania, phi Sorting index, phi	
	poziom genetyczny – soil horizon			
	E lub A	C	E lub A	C
1	0,34	0,17	0,92	0,80
2	0,56	0,55	1,11	1,18
3	0,55	0,50	1,09	0,64
4	0,66	0,60	0,79	0,62
5	0,26	0,28	0,73	0,66
6	0,22	0,22	1,50	1,24
7	0,71	0,70	1,26	1,29
25	0,65	0,59	0,68	0,63



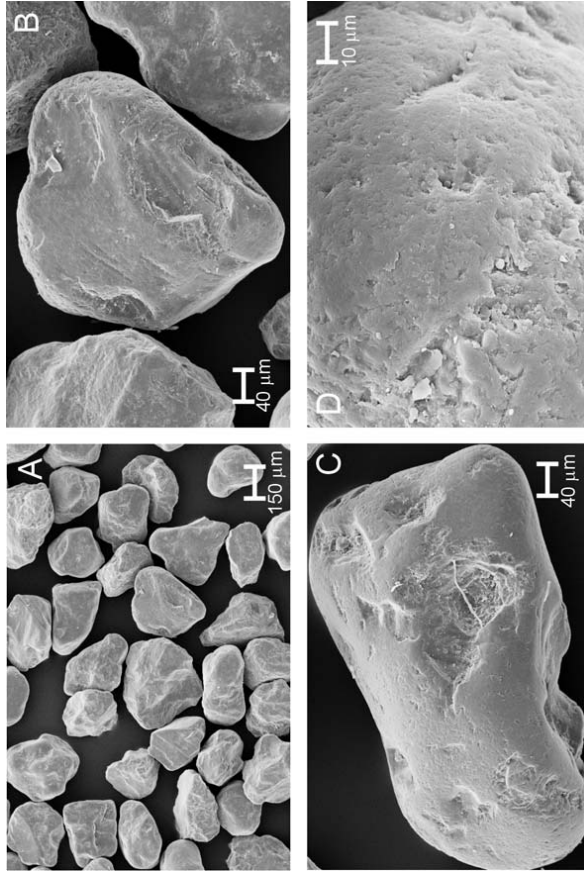
Rys. 9. Skład granulometryczny badanych gleb w poziomie skały macierzystej (górny rysunek: według PN-R-04033, dolny: według PTG)

Fig. 9. Texture of soils within the layer of parent rock (upper picture: according to PN-R-04033, lower picture: according to PTG-PSSS)

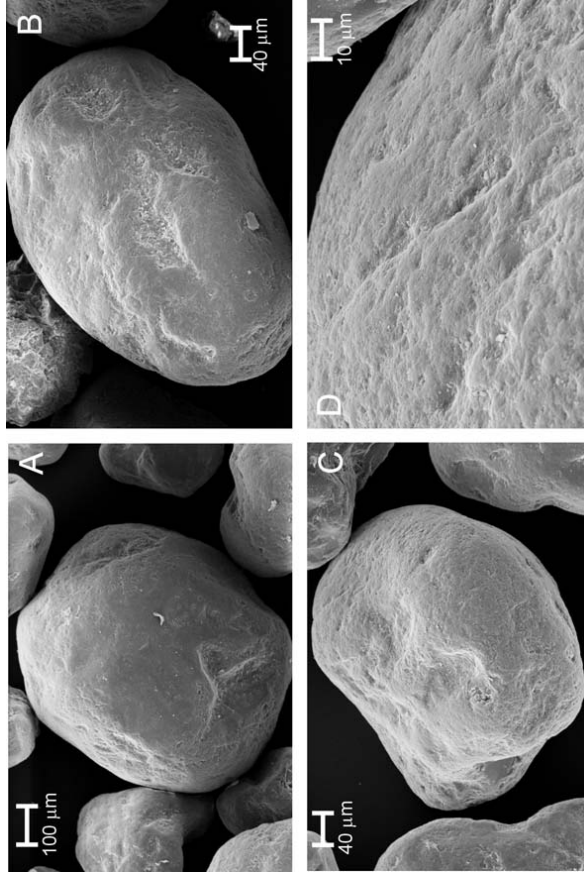


Rys. 10. Mikrostruktury powierzchni ziaren kwarcu z piasku fluwioglacjalnego w profilu I: (A) – poziom Ees, 10–15 cm; (B) i (C) – poziom C, 50–60 cm; (D) – powiększenie powierzchni ziarna (C)

Fig. 10. Microstructures of quartz grain surfaces from glaciofluvial sand in profile I: (A) – Ees horizon, 10–15 cm; (B) and (C) – C horizon, 50–60 cm; (D) – enlargement of grain (C) surface



Rys. 11. Mikrostruktury powierzchni ziaren kwarcu z piasku fluwioglacjalnego modelowanego colicznie, profil 6: (A), (B) i (C) – poziom BvC, 60–70 cm; (D) – powiększenie powierzchni ziarna (C)
 Fig. 11. Microstructures of quartz grain surfaces from glaciofluvial sand with eolian modeling features, profile 6: (A), (B) and (C) – BvC horizon, 60–70 cm; (D) – enlargement of grain (C) surface



Rys. 12. Mikrostruktury powierzchni ziaren kwarcu z piasku wydymowego w profilu 4: (A), (B) i (C) – poziom BvC, 10–20 cm; (D) – powiększenie powierzchni ziarna (C)

Fig. 12. Microstructures of quartz grain surfaces from dune sand in profile 4: (A), (B) and (C) – BvC horizon, 10–20 cm; (D) – enlargement of grain (C) surface

Wysokie wartości wskaźnika wysortowania (tab. 11) wskazują na względnie słabe wysortowanie utworów macierzystych badanych gleb piaszkowych. Najniższe wartości ϕ stwierdzono w piaskach wydmowych Wzgórz Chocianowskich (profil 25, ϕ 0,63–0,68), co kwalifikuje je do kategorii „średnio dobrze wysortowanych” (utwory najlepiej wysortowane osiągają w skali Krumbeina [GRADZIŃSKI I IN. 1986] wartość ϕ poniżej 0,35). W pozostałych profilach wskaźnik waha się w granicach od 0,62 do 1,50, co najczęściej oznacza „średnie” lub (powyżej ϕ 1,0) „słabe” wysortowanie. Wiązać to należy z fluwioglacjalną genezą większości utworów macierzystych, a w przypadku piasków eolicznych – z krótkim ich transportem ze źródeł alimentacji, którymi najczęściej były równiny aluwialne lub sandrowe. Znajduje to potwierdzenie w obserwacjach mikrostruktury powierzchni ziaren kwarcu (rys. 10, 11, 12). Ziarna z pokryw eolicznych lub niektórych młodych wydm, choć wyraźnie zmatowione i „obtoczone” przez transport eoliczny (rys. 11), wykazują szereg cech wspólnych z ziarnami piasku fluwioglacjalnego (rys. 10). Nawet ziarna z dobrze wysortowanego piasku starych wydm mają zachowane cechy pierwotnego transportu fluwialnego, szczególnie wydłużone głębokie zarysowania (rys. 12).

Niską zawartością łu koloidalnego (1–4%) oraz dość znaczną, choć zmienną pylastością (5–36%), odznaczają się gleby wytworzone z granitoidów (tab. 10, rys. 9). Są to gleby o uziarnieniu piasków, piasków słabogliniastych i gliniastych oraz glin piaszczystych, średnio i silnie szkieletowatych. W bielicach Karkonoszy występuje daleko idące profilowe różnicowanie uziarnienia, które wskazuje na (pierwotne) litologiczne różnicowanie peryglacjalnych pokryw stokowych (profile 19 i 20, tab. 30).

Podobnie wyraźne różnicowanie składu granulometrycznego w obrębie profilu glebowego jest częstą cechą bielic wytworzonych z bezwęglanowych piaskowców w Górach Stołowych (tab. 30). W poziomach eluwialnych stwierdzono od 3 do 5% łu (różnoziarniste piaski gliniaste), natomiast w warstwach głębszych nawet do 11% łu (gliny piaszczyste). Wskutek małej miąższości luźniejszych poziomów eluwialnych średnia zawartość łu w warstwie 0–20 cm tych gleb przyjmuje wartości najwyższe spośród wszystkich porównywanych (tab. 10), co stoi w sprzeczności z potocznym wyobrażeniem zwietrzelin piaskowców jako utworów luźnych i przepuszczalnych. Gleby wytworzone z piaskowca kredowego zawierają od 14 do 32% frakcji pyłowych, głównie grubszych (średnio 17,7% w warstwach powierzchniowych). Przestrzenna i profilowa zmienność udziału poszczególnych frakcji granulometrycznych, w tym szkieletowych, sugeruje wielowarstwową budowę pokryw stokowych i złożoną genezę gleb bielicowych w Górach Stołowych. Gleby wytworzone z metamorficznych gnejsów i łupków łyszczykowych odznaczają się największą zwięzłością spośród wszystkich badanych (tab. 10, rys. 9). Choć zawartość łu na ogół nie przekracza 5%, to udział frakcji pyłowych sięga 40% i więcej (nawet do 64%), co skutkuje zaliczeniem tych gleb do silniej pylastych glin piaszczystych lub nawet pyłów piaszczystych.

Zwraca uwagę wyższa pylastość gleb wytworzonych ze zwietrzelin łupków łyszczykowych niż ze zwietrzelin gnejsów i granitów. Ogólnie wysoką pylastość gleb na obszarze Sudetów i Tatr wiąże się z kierunkiem procesów wietrzenia [BORKOWSKI 1966, CHODAK I IN. 1996, JAHN 1963, OLEKSYNOWA, SKIBA 1976], choć nie brak doniesień

z innych pasm górskich o możliwości wzbogacenia warstwy powierzchniowej gleb w pył pochodzenia eolicznego [KOWALKOWSKI 1998, LITAOR 1987].

Prawdopodobnie wszystkie opisane profile gleb górskich wytworzone zostały w obrębie pokryw stokowych przemieszczanych i przeobrażanych w warunkach peryglacjalnych [KOWALKOWSKI 1998 b], co spowodowało, że zawartość poszczególnych frakcji ziarnowych jest zmienna w obrębie profilu glebowego. Dotyczy to szczególnie frakcji szkieletowych oraz pyłowych, których zawartość w jednych glebach rośnie wraz z głębokością, w innych maleje. Zróżnicowanie to nie wykazuje wyraźnej zależności od rodzaju skały macierzystej, wysokości nad poziom morza, wystawy stoku lub lokalizacji masywu górskiego.

Argumentów potwierdzających litologiczne zróżnicowanie pokryw stokowych, w których wytworzyły się (tworzą) analizowane gleby Sudetów dostarcza analiza ilości i charakteru szkieletu skalnego. Na różnych podłożach geologicznych we wszystkich badanych pasmach górskich Sudetów występują profile glebowe, w których zawartość szkieletu rośnie tylko do pewnej głębokości, a następnie gwałtownie zmniejsza się (np. profil 11 w Masywie Śnieżnika na gnejsie), lub występują przewarstwienia o odmiennej (na ogół wyższej) szkieletowości (np. profil 13 w Górach Stołowych na piaskowcu; profil 23 w Górach Izerskich na gnejsie). Zróżnicowaniu ilości odłamków szkieletowych towarzyszą: zmiany uziarnienia części ziemistych, zróżnicowany stopień zwietrzenia odłamków w kolejnych warstwach, równoległe ułożenie płaskich odłamków w warstwach silniej szkieletowych, akumulacja drobnych frakcji na dolnych powierzchniach odłamków, zmiany spoistości (masywności, tekstury) masy glebowej. Wymienione zjawiska potwierdzają cykliczne formowanie się pokryw stokowych między innymi na drodze soliflukcji, a więc również ich plejstoceński wiek [JAHN 1969]. Tylko w przypadku płytkiego występowania litej skały w podłożu zawartość szkieletu jednostajnie rośnie wraz z głębokością (np. profile 18, 22), co charakterystyczne jest dla pokryw wietrzeniowych [DUMANOWSKI 1961].

Na rysunku 9 zestawiono uziarnienie badanych gleb (w poziomie skały macierzystej) zgodnie z podziałem PTG (uwzględniającym frakcje spławialne) oraz zgodnie z Polską Normą PN-R-04033. Choć na diagramach widoczne są różnice w rozmieszczeniu symboli grup granulometrycznych, to faktycznie nazewnictwo grup granulometrycznych gleb wytworzonych z piasków różnej genezy, piaskowców i granitów nie wiele różni się w obydwu klasyfikacjach. Istotne różnice występują jedynie w przypadku niektórych gleb wytworzonych z gnejsów i łupków. Zgodnie z podziałem PTG są to piaski gliniaste, gliny lekkie i średnie pylaste, w żadnym przypadku nie przekraczające progu 40% pyłu (rozumianego jako frakcje od 0,02 do 0,1 mm). Z kolei zgodnie z Polską Normą, w związku z niską zawartością iltu (<0,002 mm) gleby te należą wyłącznie do glin piaszczystych oraz do pyłów piaszczystych – gdy zawartość frakcji pyłowej (0,002–0,05 mm) przekroczyła 45%.

5.3. Substancja organiczna

Badane gleby bielcowe znacznie się różnią miąższością poziomów akumulacji próchnicy oraz ich rozmieszczeniem w profilu. Również charakter substancji organicznej i stopień jej rozkładu jest zróżnicowany, dlatego dla uniknięcia błędów nie stosowano przeliczania węgla organicznego na materię organiczną (lub próchnicę). W poziomach organicznych przybliżona zawartość materii organicznej została określona metodą straty żarowej.

Najwyższe zawartości materii organicznej w badanych glebach leśnych występują w poziomach próchnic nadkładowych (tab. 31). Strata żarowa w poziomach O1 wynosi średnio 88%, a maksymalnie nawet 96,6%. W miarę wzrostu stopnia rozkładu szczątków roślin straty żarowe stopniowo maleją i wynoszą: w poziomie Ofh próchnic moder – średnio 65%, w poziomach Of oraz Oh próchnic mor – odpowiednio 77% i 59%. Przejście od próchnicy nadkładowej do poziomów mineralnych jest wyraźnie zaznaczone skokowym zmniejszeniem się zawartości substancji organicznej w masie gleby.

Zawartość substancji organicznej w dobrze wykształconych glebach bielcowych nie zmniejsza się jednostajnie wraz z głębokością. Oprócz powierzchniowego poziomu próchnicznego występuje podpowierzchniowy poziom akumulacji iluwialnej (spodic, Bh). W warunkach naturalnych poziomy te są na ogół rozdzielone poziomem eluwialnym (bielcowym, Ees) o wyraźnie niższej zawartości próchnicy.

Wśród badanych gleb wyraźnie najmniej zasobne w węgiel organiczny są gleby wytworzone z piasków wodnolodowcowych i wydmych, które w poziomach powierzchniowych zawierają na ogół poniżej 1% węgla, a w poziomie skały macierzystej średnio 0,11% (piaski wydmy – około 0,06%). Zasobniejsze w substancję organiczną, szczególnie w środkowej części profilu, są gleby wytworzone z piaskowców kwarcytowych (tab. 12). Zawartość węgla organicznego w poziomach eluwialnych gleb wytworzonych z piasków wodnolodowcowych i wydmych oraz z piaskowców jest podobnie niska – w granicach 0,14–0,19%. Znacznie zasobniejsze w materię organiczną są profile gleb wytworzonych ze zwietrzelin skał magmowych i metamorficznych, szczególnie łupków łuszczkowych. Ilość węgla organicznego w poziomach C tych gleb z reguły przewyższa 1%. W poziomach eluwialnych (Ees) gleb bielcowych wytworzonych z granitów i gnejsów stwierdzono od 1,2 do 2,3% (średnio około 1,7%) węgla organicznego (tab. 12).

Wyraźny związek między rodzajem skały macierzystej a zawartością węgla organicznego w badanych glebach wynika zapewne ze zróżnicowanej produkcji biomasy oraz różnych zdolności do wiązania (akumulowania) związków próchnicznych przez zwietrzliny różniące się zasobnością w wapń, magnez i inne składniki oraz uziarnieniem.

Średnie zawartości węgla organicznego (%) w poziomach genetycznych badanych gleb
 Mean concentrations of organic carbon (%) in genetic horizons of soils under investigation

Poziom glebowy Soil horizon	Gleby wytworzone z: Soils developed from:						
	piasków różnej genezy sands of various origin			zwietrzelin regoliths of			
	rdzawe Dystric Arenosols	rdzawe bielicow. Albic Arenos.	bielice Podzols	piaskowca sandstone	granitu granite	gnejsu gneiss	łupka łyszcz. mica schist
Ap	1,05	–	–	–	–	–	5,0
Ah	–	7,42	–	–	5,5	11,8	9,5
AE	–	0,94	1,12	0,68	2,7	4,7	
Ees	–	–	0,14	0,19	1,7	1,7	–
Bh, Bbrh	–	–	0,63	2,46	3,9	3,1	–
Bs, Bvs	–	0,55	0,19	–	–	2,8	5,1
Bv, Bbr	0,24	0,26	–	–	1,6	–	–
BC	0,12	0,18	0,12	1,02	–	–	–
C	0,11			0,50	1,0	1,3	1,7

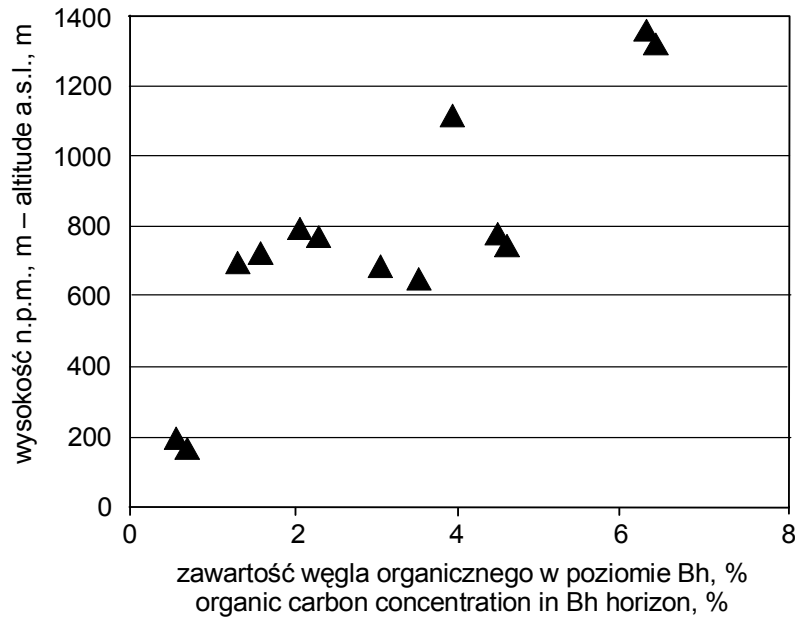
Wśród badanych gleb wyróżniono cztery zasadnicze warianty różniące się miąższością oraz charakterem powierzchniowego (mineralnego) poziomu próchnicznego:

1. Gleby z nie wykształconym mineralnym poziomem próchnicznym; bezpośrednio pod próchnicą nadkładową typu mor występuje mineralny poziom eluwialny. Wariant ten znajdowano dość rzadko w bielicach wytworzonych ze zwietrzelin piaskowców, granitów i gnejsów.
2. Gleby z poziomem AE różnej miąższości, z wyraźnymi oznakami zbielicowania. Wariant najczęściej występujący w glebach bielicowych wytworzonych w różnych warunkach geoekologicznych. Zawartość węgla organicznego nawiązuje do rodzaju skały macierzystej (tab. 12): w glebach wytworzonych z piasków i piaskowców na ogół poniżej 1%, w glebach wytworzonych ze zwietrzelin granitów – średnio 2,7%, gnejsów – 4,7%, a z łupków – nawet 9,5%.
3. Gleby z płytkim poziomem Ah, o miąższości do 10 cm, nie wykazującym oznak zbielicowania. Wariant typowy dla gleb brunatnych kwaśnych regla górnego, ale stwierdzany też w niektórych glebach bielicowych z dobrze wykształconym poziomem eluwialnym. Zawartość węgla organicznego wysoka, na ogół ponad 5%, a w glebach wytworzonych ze zwietrzelin gnejsów nawet ponad 10% (tab. 12).
4. Gleby z głębokim poziomem próchnicznym (do 25 cm), powstałym wskutek orki. Wariant typowy dla uprawnych gleb rdzawych i brunatnych kwaśnych. Morfo-

giczne oznaki słabego zbielicowania (w porolnych glebach rdzawych) ujawniają się po co najmniej 40-50 latach od zalesienia.

Cechą charakterystyczną gleb bielcowych jest iluwialna akumulacja związków próchnicznych w poziomie B, w zależności od podtypu gleby i rodzaju skały macierzystej sięgająca najczęściej 2,5–3% węgla organicznego [MOKMA, BUURMAN 1982]. Zakres zawartości węgla organicznego w poziomie Bh (oraz Bbrh) badanych gleb Dolnego Śląska jest znacznie szerszy, w granicach od 0,63 do 6,3%, a po odrzuceniu skrajnych przypadków od 1,2 do 4,5% (rys. 13).

Przedstawiony rozkład (rys. 13) potwierdza istnienie dodatniej zależności między wysokością nad poziom morza a zawartością węgla organicznego w poziomie Bh. Zależność ta jest wysoce istotna statystycznie (współczynnik korelacji przyjmuje wartość $r=0,81$ z $p<0,001$), jednak nie sposób pominąć faktu, że niemal cały stwierdzony zakres zawartości węgla organicznego można zaobserwować w jednym tylko piętrze wysokości, tj. między 600 a 800 m. n.p.m.



Rys. 13. Zawartość węgla organicznego w poziomach Bh (oraz Bbrh) na tle wysokości nad poziom morza

Fig. 13. Organic carbon concentrations in Bh (and Bbrh) horizons in relation to the altitude above sea level

Silne wzbogacenie poziomu Bh w związki próchniczne jest interpretowane jako przejaw intensywnego bielicowania późnoholoceńskiego (współczesnego) [KONECKA-BETLEY, JANOWSKA 1996]. W badanych glebach współczynnik wzbogacenia w węgiel organiczny poziomów Bh w stosunku do poziomów E w dobrze wykształconych glebach bielicowych wykazuje związki z rodzajem skały macierzystej. Największe wartości (od 5,8 do 12,6) przyjmuje w glebach wytworzonych z piaskowców kwarcytowych. Wskaźnik ten w glebach wytworzonych z granitów i piasków (eolicznych oraz fluwio-glacialnych) jest podobny, w granicach od 3,3 do 3,6. Najwyższy stosunek występuje w glebach bielicowych wytworzonych z gnejsów: od 1,7 do 2,6. Odmienne wartości współczynnika w glebach wytworzonych z piaskowców i piasków mogą być interpretowane jako argument świadczący o reliktowym charakterze orsztynowych bielici niżu śląskiego, których próchniczno-żelaziste poziomy wmycia mogły powstać w okresie atlantyckim [KONECKA-BETLEY, JANOWSKA 1996], a niska obecnie zawartość substancji organicznej w tych poziomach wynika z długotrwałej mikrobiologicznej degradacji związków próchnicznych [DECONINCK 1980]. Ale też, jak pokazują najnowsze badania, zawartość węgla organicznego w poziomach Bh może znacznie zmieniać się w obrębie jednej kateny stokowej, jako efekt tzw. bielicowania bocznego (śródpokrywowego) [SOMMER I IN. 2000, 2001].

Badania składu frakcyjnego próchnicy glebowej uzupełniają charakterystykę właściwości gleby i kierunku procesów glebowych [DROZD 1973, DROZD I IN. 1993, 1998, KUŹNICKI, SKŁODOWSKI 1974, LASKOWSKI 1973, NIEMYSKA-ŁUKASZUK 1977, SZERSZEŃ 1974]. Próchnica glebowa jest skomplikowaną mieszaniną związków o różnym składzie, wielkości cząstek i właściwościach fizykochemicznych, toteż wydzielone w wyniku jej frakcjonowania formy zawsze mają charakter umowny („operacyjny”), gdyż w dużym stopniu zależą od rodzaju zastosowanego ekstraktanta i warunków ekstrakcji [TURSKI 1988]. W Polsce stosuje się najczęściej metody Tiurina (w różnych modyfikacjach), Kononowej i Bielczikowej oraz Duchaufoura i Jaquina [DZIADOWIEC, GONET 1999]. Mimo że bezwzględne ilości związków próchnicznych uzyskiwane w tej samej glebie różnymi metodami są właściwie nieporównywalne, to wnioski wyciągane na podstawie proporcji poszczególnych frakcji są zbliżone [LASKOWSKI 1973, NIEMYSKA-ŁUKASZUK 1977, POKOJSKA 1979, KUŹNICKI, SKŁODOWSKI 1974]. W niniejszej pracy zastosowano zmodyfikowaną metodę Tiurina, głównie z powodu potwierdzonej przydatności tej metody do badań próchnicy gleb górskich oraz bogatego materiału porównawczego z obszaru Sudetów [DROZD I IN. 1993, DRADRACH I IN. 1998, LICZNAR, MASTALSKA-CETERA 1998, LICZNAR I IN. 2002].

W procesie bielicowania podkreśla się rolę niskocząsteczkowych związków organicznych tworzących się w ektopróchnicy i migrujących w profilu glebowym [TITEUX I IN. 2002]. Udział frakcji najbardziej mobilnych (kwasów fulwowych w wyciągu 0,05 M H₂SO₄, frakcja 1a) jest w badanych glebach zróżnicowany w zakresie od 1,1 do 68,0% Corg (tab. 33 i 34). Generalnie najmniej (poniżej 5% Corg) jest tej frakcji w powierzchniowych poziomach AEes i Ah. Zgodne jest to ze spostrzeżeniami m.in. DROZDA I IN. [1998] oraz POKOJSKIEJ [1979], i świadczy o łatwości przemieszczania się aktywnej frakcji fulwowej w silnie kwaśnych glebach bielicowych. Znacznie wyższy odsetek omawiana frakcja stanowi w poziomach B, szczególnie w poziomie iluwalnym Bhox

gleby wytworzonej z piasku fluwiogłacjalnego, gdzie sięga 68% Corg (tab. 33). Towarzyszy temu przewaga kwasów fulwowych nad huminowymi we frakcji I ekstrahowej 0,1 M NaOH (stosunek CKH:CKF we frakcji I wynosi 0,7, ogólnie w próbce – 0,2) oraz niski odsetek węgla nie hydrolizującego (9,6% Corg). Wydaje się, że są to oczywiste dowody na iluwalną genezę tego poziomu. Podobny skład frakcji poziomów Bh gleb bielcowych wytworzonych z piasków różnej genezy podaje POKOJSKA [1979].

W poziomach B pozostałych gleb wytworzonych z piasków Niziny Śląskiej udział frakcji fulwowej 1a jest wysoki (tab. 34), lecz zmniejsza się w miarę zaniku morfologicznych cech wmycia materii organicznej: w poziomie Bvh gleby bielcowo-rdzawej (profil 7) wynosi 41,2% Corg, podczas gdy w poziomie Bv gleby rdzawej inicjalnie bielcowanej (profil 3) – jedynie 30,5% Corg. Równocześnie w glebach tych udział frakcji związanej z niekrzemianowymi formami R_2O_3 przekracza 40% (tab. 33). Podobne proporcje, to jest niewielką przewagę frakcji „związanej” nad „wolną” (według metody Duchaufoura i Jaquina) stwierdzają KUŹNICKI I SKŁODOWSKI [1974] w poziomach Bv gleb rdzawych z piasków fluwiogłacjalnych. Niski odsetek węgla silnie związanego (frakcja II: 7-8% Corg) wynika w tych glebach z bardzo małej zawartości frakcji ilastych (0-1% łu koloidalnego).

Nieco odmiennie przedstawia się skład frakcyjny próchnicy gleb bielcowych wytworzonych z piaskowców kwarcytowych Gór Stołowych (profile nr 13, 14 i 15). Frakcja niskocząsteczkowa w poziomach Bh stanowi od 22,2 do 47,5% Corg, podczas gdy frakcja związana z niekrzemianowymi R_2O_3 – od 40,5 do 50,1% Corg (tab. 33). Tylko w profilu 13 frakcja niskocząsteczkowa nieznacznie przeważa nad frakcją silniej związaną. Zmniejszanie się udziału frakcji niskocząsteczkowej jest w tych poziomach odwrotnie skorelowane z zawartością łu koloidalnego, co jednak nie znajduje odzwierciedlenia we wzroście udziału frakcji najsilniej związanej w połączeniach krzemianowych (tab. 33). Należy jednak podkreślić, że porównywane poziomy różnią się cechami morfologicznymi oraz genezą. Prawdopodobny jest bowiem poligenetyczny charakter badanych profili glebowych, co może być przyczyną odmiennego udziału frakcji nie hydrolizującej w poziomach Bh gleb w profilu 13 (2,6% Corg) w porównaniu z profilami 14 i 15 (21,5-25,2% Corg). W poziomach tych stosunek kwasów huminowych do fulwowych (we frakcji I – „wolnej”) przewyższa wartość 1, co dowodzi przewagi form o większym stopniu kondensacji, a więc stabilności. Jednak ogólny stosunek CKH:CKF w poziomach Bh gleb bielcowych wytworzonych z piaskowców nie przekracza wartości 0,6 (tab. 34).

W glebach bielcowych wytworzonych z gnejsów Masywu Śnieżnika i Gór Izerkich (profile nr 12, 21, 24) udział frakcji niskocząsteczkowych w poziomach B jest dziesięciokrotnie wyższy niż w poziomach AE lub Ah. Udział tej frakcji w poziomach Bh jest jednak niższy niż w analogicznych poziomach dobrze wykształconych gleb bielcowych z piasków lub piaskowców, i nie przekracza 23,5% Corg. W poziomach tych przeważa frakcja I – związana z niekrzemianowymi formami R_2O_3 , stanowiąca zawsze ponad 50% Corg, to jest dwa razy więcej niż frakcja niskocząsteczkowa. Zarówno we frakcji I, jak i II zaznacza się przewaga kwasów huminowych nad fulwowymi, przy wahaniami wartości wskaźnika CKH/CKF od 1,0 do 1,6. W analizowanych poziomach B z jednej więc strony występuje znaczna ilość kwasów fulwowych i innych niskoczą-

steczkowych związków organicznych pochodzących z wmycia (iluwiacji), ale z drugiej strony wyraźnie zaznacza się stabilizacja związków próchnicznych w mniej ruchliwych połączeniach z niekrzemianowymi związkami żelaza i glinu, które w analizowanych poziomach występują w szczególnie dużych ilościach. Dwoistość obserwowanej tendencji odzwierciedlają współczynniki korelacji między koncentracją żelaza i glinu „amorficznego” (we wskaźniku iluwiacji) a odsetkiem frakcji próchnicy ekstrahowanych (a) 0,05 M H₂SO₄ oraz (b) współczynnikiem CKH:CKF we frakcji I, które przyjmują wartości (a) $r=-0,72^2$ oraz (b) $r=0,74^2$. Przewagę niekrzemianowych połączeń próchnicznych w poziomach B gleb bielcowych wytworzonych z granitu stwierdza się powszechnie w całych Karkonoszach [DROZD I IN. 1998, LICZNAR, MASTALSKA-CETERA 1998]. Niekiedy udział tej frakcji nawet sześciokrotnie przewyższa udział frakcji niskocząsteczkowych (fulwowych) [LICZNAR I IN. 2002]. Wobec przeważającej dziś opinii o dominującym wpływie na bielcowanie bardzo drobnocząsteczkowych związków organicznych [LUNDSTROEM I IN. 2000a], wysoki udział dość trwałych połączeń próchnicznych w poziomie B może świadczyć o: (a) starym wieku lub wręcz o reliktowości badanych gleb bielcowych, gdzie zaawansowanie kondensacji związków próchnicznych jest uzasadnione wiekiem gleb [BEDNAREK 1991, DE CONICK, RIGHI 1983], lub (b) świadczyć o poligenetycznym charakterze poziomów B, które powstały jako poziomy brunatne (wietrzeniowe), a następnie wzbogacone zostały (lub są współcześnie wzbogacane) na drodze bielcowania w związki próchniczne oraz aktywne formy żelaza i glinu. Brak materiału porównawczego z gleb brunatnych wytworzonych z podobnych skał macierzystych w zbliżonych warunkach ekologicznych uniemożliwia jednoznaczne rozstrzygnięcie problemu. Większość badaczy zajmujących się glebami bielcowymi podaje bardzo niski udział frakcji nie hydrolizującej jako typowy dla poziomów Bh [DROZD I IN. 2000, POKOJSKA 1977], podczas gdy w większości analizowanych gleb udział ten nie spada poniżej 20% Corg (w zakresie od 2,6 do 30,7% Corg). Może to wynikać stąd, że jak sugeruje DE CONINCK [1980], duża część próchnicy w poziomach Bh bielicy nie jest genezy iluwiacyjnej, lecz pochodzi z rozkładu szczątków organicznych, szczególnie korzeni roślin („próchnica polimorficzna”), zachodzącego w górnej części poziomu Bh.

5.4. Odczyn gleb

Wobec dyskusji nad przydatnością różnych testów, oznaczenie pH analizowanych gleb wykonano w trzech wyciągach: wodzie destylowanej, 1M KCl oraz 0,01 M CaCl₂ (tab. 31). Generalnie we wszystkich badanych glebach stwierdzono kwaśny lub silnie kwaśny odczyn (tab. 13 i 14).

Najniższe wartości pH wykazuje ektopróchnica badanych gleb, przy czym pH zmniejsza się w miarę wzrostu stopnia rozkładu materii organicznej (tab. 13). W podpo-

² Mimo wysokiej wartości r , podany współczynnik korelacji nie jest istotny statystycznie przy $p<0,05$ ze względu na zbyt małą liczbę analizowanych przypadków ($N=3$).

ziomach Ol próchnic typu moder średnie pH_{H_2O} wynosiło 3,9 (pH_{KCl} 3,3), natomiast w Ofh obniżyło się do poziomu pH_{H_2O} 3,6 (pH_{KCl} 2,9). Jeszcze silniej kwaśny odczyn stwierdzono w podpoziomach Oh próchnic typu mor (w sudeckich borach świerkowych), w których pH_{H_2O} miało średnią wartość 3,4 (pH_{KCl} 2,8). Ektopróchnice mor borów sudeckich są też wyraźnie kwaśniejsze od próchnic mor borów Niziny Śląskiej (tab. 13). Przyczyną zróżnicowanego odczynu ektopróchnic jest więc rodzaj wyjściowej materii organicznej (z igliwia świerka powstają próchnice silniej kwaśne niż z igliwia sosny), ale też warunki jej rozkładu.

Silniejsze zakwaszenie dolnych podpoziomów próchnic leśnych jest powszechnie stwierdzane [BEDNAREK 1991, DZIADOWIEC I IN. 2003, RUSEK, KABAŁA 2005, TOBOLSKI I IN. 1997] i wynika z rosnącego stopnia humifikacji substancji organicznej, czemu towarzyszy wzrost koncentracji kwasowych grup funkcyjnych, w tym karboksylowej [DZIADOWIEC 1990].

W części mineralnej badanych gleb najsilniej kwaśny odczyn występuje zawsze najbliżej powierzchni (tuż pod poziomem próchnicy leśnej, jeśli występuje), a wartość pH rośnie w profilu wraz z głębokością (tab. 13). Zjawisko to, typowe dla gleb bielcowych [LUNDSTROEM I IN. 2000a, MOKMA, BUURMAN 1982, POKOJSKA 1979] jest skutkiem silnego ługowania składników alkalicznych przez ruchliwe kwasy organiczne produkowane w próchnicy nadkładowej.

Tabela 13

Table 13

Odczyn (pH_{H_2O}) próchnic leśnych gleb bielcowych oraz bielcowanych Dolnego Śląska
The pH_{H_2O} of ectohumus horizons of Podzols and podzolized soils of the Lower Silesia

Podpoziom Subhorizon	Typ próchnicy leśnej – Forest floor type		
	moder	mor	
	Sudety Sudety Mts.	Sudety Sudety Mts.	Nizina Śląska Silesia Lowland
Ol	3,9 ¹⁾ 3,5–4,6 ²⁾	3,7 3,4–4,0	4,1 3,7–4,6
Of	–	3,5 3,2–3,9	3,8 3,4–4,1
Oh	–	3,4 3,1–3,8	3,6 3,4–3,7
Ofh	3,6 3,3–4,1	–	–

¹⁾ Średnia – Mean;

²⁾ Zakres wartości (minimum – maksimum) – Value range (min – max)

Odczyn gleb wytworzonych z piasków Niziny Śląskiej jest kwaśny lub silnie kwaśny w całym profilu, łącznie ze skałą macierzystą, w której pH_{H_2O} waha się w przedziale od 4,3 do 4,9, średnio 4,6 (średnie pH_{KCl} 4,3). Wartości pH_{H_2O} powyżej 5,0 stwierdzono właściwie tylko w glebach użytkowanych rolniczo, zapewne wapnowanych (profil nr 2), oraz tam, gdzie okresowo występuje stagnowanie wód gruntowych kontaktujących

się z glinami zwałowymi podłoża (profil nr 6, Oleśniczka). W glebach bielcowych oraz bielcowo-rdzawych pH poziomów powierzchniowych wynosi średnio 3,9 (pH_{KCl} 3,4) i rośnie w kolejnych poziomach genetycznych o 0,1–0,3 jednostki (tab. 14), osiągając w poziomie iluwalnym B średnie wartości 4,1–4,3. Wyniki te dobrze korespondują z wnioskami STUETZERA [1998], według którego morfologiczne przejawy zbielicowania górnych poziomów glebowych występują wyłącznie w zakresie działania buforowania Fe-Al (pH_{H2O} 2,8–4,2). W dobrze wykształconych glebach bielcowych Dolnego Śląska pH poziomów powierzchniowych mieści się w zakresie 3,5–3,9, natomiast w glebach rdzawych bielcowanych – od 3,7 do 4,1. W glebach rdzawych stale użytkowanych rolniczo lub niedawno zalesionych (około 30–40 lat), pH poziomu Ap waha się od 4,2 do 6,1, co wyjaśnia brak morfologicznych przejawów zbielicowania, mimo obecności próchnicy typu moder. Zakwaszające oddziaływanie tej próchnicy jest jednak wyraźne i przejawia się obniżeniem pH o 0,19 jednostki w warstwie 20 cm (tab. 31, profil nr 6). Dla porównania MADSEN i NORBERG [1995] podają, że w ciągu 14 lat od wprowadzenia świerka na piaszczystą glebę orną, wartość pH poziomu Ap o miąższości 21 cm obniżyło się 0,22 jednostki.

Tabela 14
Table 14

Odczyn (pH_{H2O}) mineralnych poziomów gleb
Reaction (pH_{H2O}) of mineral soil horizons

Poziom glebowy Soil horizon	Gleby wytworzone z: Soils developed from:						
	piasków różnej genezy sands of various origin			zwietrzelin regoliths of			
	rdzawe Dystric Arenosols	rdzawe bielcow. Albic Arenos.	bielice Podzols	pias- kowca sand- stone	granitu granite	gnejsu gneiss	łupka łyszcz. mica schist
Ap	4,6 ¹⁾ 4,2–6,1 ²⁾	–	–	–	–	–	4,5 –
Ah, AhE	–	4,0 3,7–4,1	3,7 3,5–3,9	3,7 3,6–3,8	3,6 3,4–3,9	3,3 3,2–3,6	3,5 3,4–3,6
Ees	–	–	4,1 3,8–4,2	3,8 3,8–3,8	3,8 3,7–3,8	3,5 3,4–3,6	–
Bh, Bbrh	–	–	4,3 4,2–4,4	3,9 3,6–4,3	3,9 3,7–4,2	3,9 3,4–4,5	4,2 3,8–4,6
Bs, Bvs	–	4,1 3,9–4,4	4,5 4,3–4,7	–	–	–	–
Bv, Bbr	5,1 5,0–5,3	4,3 4,2–4,4	–	–	4,0 3,9–4,1	–	–
BC	5,3 5,1–5,7	4,4 4,2–4,5	–	–	–	4,0 3,9–4,2	–
C	5,4 5,0–5,8	4,6 4,3–4,9		4,1 3,5–4,5	4,2 4,1–5,0	4,2 3,9–4,7	4,3 4,1–4,5

¹⁾ Średnia – Mean;

²⁾ Zakres wartości (minimum – maksimum) – Value range (min – max)

Spośród analizowanych gleb leśnych Sudetów najsilniej kwaśny odczyn powierzchniowych poziomów Ah (AhE) występował w glebach wytworzonych z gnejsów (średnie pH_{H_2O} 3,3, pH_{KCl} 2,8) i łupków (pH_{H_2O} 3,5, pH_{KCl} 2,8), następnie z granitów (pH_{H_2O} 3,6, pH_{KCl} 3,2) oraz z piaskowców kwarcytowych (pH_{H_2O} 3,7, pH_{KCl} 2,9). Wraz z głębokością odczyn staje się mniej kwaśny, ale w poziomach Ees utrzymują się różnice pomiędzy pH gleb wytworzonych z różnych skał macierzystych (tab. 14). Różnice te ulegają zatarciu w poziomach Bh (Bbrh), gdzie mimo dość szerokich wahań w poszczególnych profilach (pH_{H_2O} od 3,4 do 4,5), średnie wartości dla gleb z różnych skał macierzystych wynoszą około 3,9. W poziomie skały macierzystej nieznacznie niższe (średnie) pH występowało w glebach wytworzonych z piaskowców, wyższe z granitów, gnejsów i łupków. Ostatecznie średnia różnica między pH między skałą macierzystą a poziomami powierzchniowymi wynosiła: w glebach z piaskowców – 0,4 jednostki, z granitów – 0,6 jednostki, z łupków (w glebach leśnych!) – 0,8 jednostki oraz z gnejsów – 0,9 jednostki. Oczywiście pionowe zróżnicowanie pH w poszczególnych profilach jest niekiedy znacznie większe (np. profil nr 12) lub znacznie mniejsze (profil nr 13).

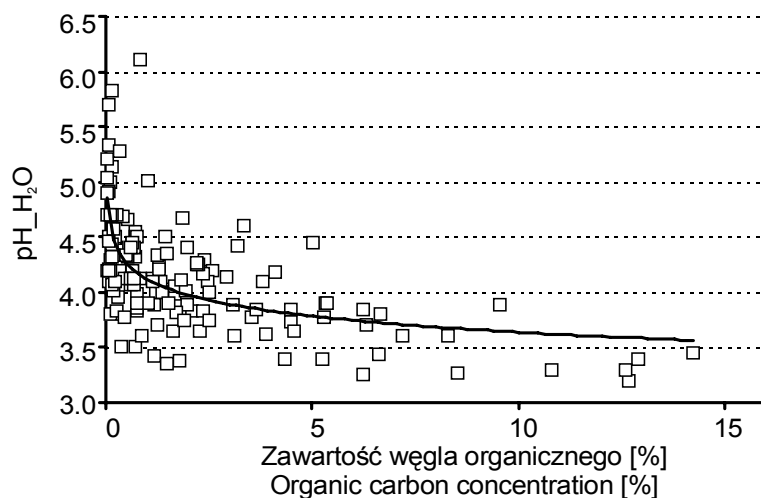
Opisywany pionowy trend zmian pH ulega odwróceniu w glebie ornej wytworzonej z łupków łuszczkowych (profil nr 22). W glebie tej najwyższe pH występuje w poziomie powierzchniowym (pH_{H_2O} 4,5–4,6, pH_{KCl} 4,1) i maleje w głąb profilu. Podobnie jak w glebach rdzawych niżu śląskiego zjawisko to należy wiązać z rolniczym użytkowaniem, a szczególnie wapnowaniem gleb.

Na przykładzie profilu nr 16 przeanalizowano zmiany pH w glebach brunatnych kwaśnych z oznakami słabego bielicowania (tab. 31). Stwierdzono obniżenie pH_{H_2O} wynoszące 0,21, a następnie 0,12 i 0,11 jednostki w kolejnych 3-centymetrowych warstwach Ah i AhE. W głębszych warstwach tempo zmian pH słabnie do około 0,07–0,04 jednostki na każde 3 cm, by na głębokości około 20–25 cm ulec całkowitemu zahamowaniu przy pH_{H_2O} 4,1 (pH_{KCl} 3,9). Występowanie słabych morfologicznych cech zbielicowania ograniczone jest więc w tej glebie do strefy, w której nastąpiło relatywnie najsilniejsze zakwaszenie. Jednak w innych glebach brunatnych kwaśnych wytworzonych z granitów i gnejsów (profile 17 i 18) przy podobnie niskich wartościach pH warstw powierzchniowych, żadnych morfologicznych oznak bielicowania nie zaobserwowano, co oznacza, że silnie kwaśny odczyn gleby nie jest czynnikiem sprawczym bielicowania.

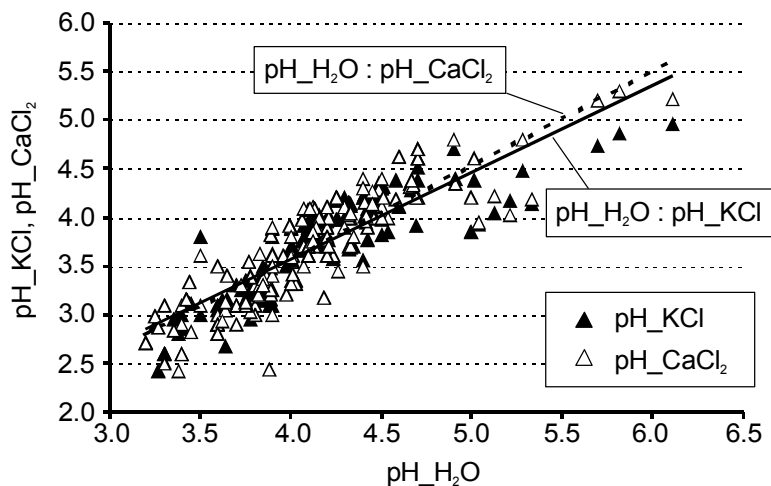
Nie ulega wątpliwości, że wzrost zakwaszenia górnych poziomów gleb związany jest z oddziaływaniem związków humusowych. W analizowanych glebach zależność między ilością substancji organicznej a wartością pH jest istotna statystycznie ($p < 0,01$), to jednak względnie niskie wartości wskaźników $r = -0,46$ (dla pH_{H_2O}) i $r = -0,52$ (dla pH_{KCl}), a także rozrzut punktów na rysunku 14 pokazują, że związek ten ma jedynie dość ogólny charakter, gdyż nie uwzględnia m.in. formy związków próchnicznych.

Oznaczenie pH w badanych glebach, oprócz standardowej procedury, wykonane również zostało w 0,01M $CaCl_2$ (tab. 31), dla porównania z wynikami testów propagowanych obecnie w Unii Europejskiej i w Polsce [FOTYMA I IN. 1999, HOUBA I IN. 1994]. Uzyskane wartości są znakomicie skorelowane z wartościami pH w 1M KCl ($r = 0,93$ przy $p < 0,001$) oraz bardzo do nich zbliżone, co opisuje równanie regresji $pH_{CaCl_2} = 1,007 \cdot pH_{KCl} - 0,02$ (rys. 15). Uzyskany rezultat przekonuje, że tradycyjne

oznaczenia pH w kwaśnych glebach są równoważne proponowanym procedurom. FORTYMA I IN. [1999] uzyskali podobną zgodność testów pH w glebach uprawnych, z tym że w zakresie odczynu silnie kwaśnego odnotowali wyższe wartości pH_{CaCl_2} niż pH_{KCl} . Różnice te, zdaniem autorów, nie powodują jednak konieczności nowej kalibracji testów pH.



Rys. 14. Zależność między zawartością węgla organicznego a pH_{H_2O} w poziomach mineralnych gleb bielcowych i bielcowanych Dolnego Śląska
 Fig. 14. The relationships between organic carbon concentration and pH_{H_2O} in mineral horizons of Podzols and podzolized soils in Lower Silesia



Rys. 15. Porównanie wartości pH w KCl i $CaCl_2$ na tle pH_{H_2O} poziomów mineralnych
 Fig. 15. The pH determined in KCl and $CaCl_2$ as compared to the pH_{H_2O} of mineral soil horizons

5.5. Kwasowość wymienna i kationowa pojemność wymienna (sorpcyjna)

Kwasowość wymienna próchnic nadkładowych badanych gleb rośnie w miarę wzrostu stopnia rozkładu materii organicznej i najwyższe wartości przyjmuje w warstwach Oh (Ofh) na styku z mineralną powierzchnią gleby (tab. 32). Największą kwasowość stwierdzono w próchnicach typu mor pod sudeckimi świerczynami (do 34,8 cmol(+) kg^{-1}). W próchnicach mor pod borami sosnowymi Niziny Śląskiej kwasowość jest 2–3 krotnie niższa – maksymalnie do 18,2 cmol(+) kg^{-1} w podpoziomach Oh.

Tabela 15

Table 15

Kwasowość wymienna (cmol(+) kg^{-1}) gleb biellicowych oraz bielcowanych Dolnego Śląska
Exchangeable acidity (cmol(+) kg^{-1}) of Podzols and podzolized soils of the Lower Silesia

Poziom glebowy Soil horizon	Gleby wytworzone z: Soils developed from:						
	piasków różnej genezy sands of various origin			zwietrzelin regoliths of			
	rdzawe Dystric Arenosols	rdzawe biellicow. Albic Arenos.	biellice Podzols	piaskowca sandstone	granitu granite	gnejsu gneiss	łupka łuszcz. mica schist
Ap	1,4 ¹⁾ 0,8–2,2 ²⁾	–	–	–	–	–	10,9 –
Ah, AhE	–	1,8 0,6–2,3	4,1 1,7–6,0	4,5 1,2–7,8	14,1 11,9–18,2	13,1 7,4–18,4	15,6 14,8–16,5
Ees	–	–	0,53 0,4–0,7	2,3 1,5–3,1	7,5 3,0–12,1	7,2 3,4–14,3	–
Bh, Bbrh	–	–	2,0 1,4–2,5	10,9 7,3–18,5	9,8 4,4–17,4	9,8 3,4–19,3	11,3 8,3–19,8
Bs, Bvs	–	1,34 1,2–1,5	1,22 0,6–2,0	–	–	–	–
Bv, Bbr	0,69 0,1–1,2	1,08 1,0–1,2	–	–	7,1 5,7–8,2	–	–
BC	0,68 0,1–1,2		–	–	–	6,5 5,9–7,1	–
C	0,66 0,2–1,6			4,5 2,9–6,0	4,8 1,9–8,1	5,6 2,9–7,9	5,2 3,2–7,1

¹⁾ Średnia – Mean;

²⁾ Zakres wartości (minimum – maksimum) – Value range (min – max)

Pod wpływem wysokiej kwasowości próchnic nadkładowych kształtuje się wysoka kwasowość wymienna powierzchniowych poziomów mineralnych, na Nizinie Śląskiej osiągająca 6,0 cmol(+) kg^{-1} , a w Sudetach – nawet 18,4 cmol(+) kg^{-1} (tab. 15). W ujęciu statystycznym kwasowość wymienna wykazuje wyraźny związek z koncentracją węgla

organicznego (tab. 20). Związek ten jest znacznie silniejszy w glebach piaskowych Niziny Śląskiej niż w glebach wietrzeniowych Sudetów. Zaobserwowano bowiem, że kwasowość głębszych poziomów mineralnych w dużym stopniu zależy od rodzaju skały macierzystej. W poziomach C gleb wytworzonych z łupków i gnejsów stwierdzono niemal dziesięciokrotnie wyższą kwasowość niż w glebach wytworzonych z piasków fluwiogłacjalnych (tab. 15).

W profilach większości gleb kwasowość wymienna stopniowo maleje wraz z głębokością, jednak w glebach zbielicowanych występuje dodatkowe minimum w poziomach eluwalnych. Różnica w kwasowości wymiennej pomiędzy poziomami eluwalnymi oraz iluwalnymi gleb wytworzonych z gnejsów i granitów nie jest znaczna, na ogół poniżej 25%. Natomiast kwasowość poziomów iluwalnych Bh gleb bielcowych wytworzonych z piasków oraz z piaskowców jest 4–5-krotnie wyższa niż kwasowość poziomów eluwalnych. Choć więc istnieje związek między ogólną zawartością substancji organicznej a kwasowością, to zróżnicowanie kwasowości między poziomami eluwalnymi i iluwalnymi nie odzwierciedla wprost różnic w zawartości substancji organicznej w tych poziomach, lecz podkreśla znaczenie form związków próchnicznych i rodzaju skały macierzystej w kształtowaniu kwasowości wymiennej gleb.

Oznaczenie wymiennych kationów zasadowych (Ca, Mg, K i Na) wykonano tylko w wybranych, typowo wykształconych próchnicach nadkładowych, pozwoliło to jednak zarysować najważniejsze prawidłowości (tab. 16). Próchnice leśne w borach świerkowych Sudetów zawierają generalnie więcej kationów zasadowych niż podobne próchnice w borach sosnowych niżu śląskiego (tab. 16). Jest to prawdopodobnie związane z większą zasobnością igieł świerka w makroelementy [KACZMAREK, DZIADOWIEC 1997].

Tabela 16

Table 16

Suma kationów wymiennych (S, cmol(+)kg⁻¹) i wysycenie zasadami (V, %) próchnic leśnych gleb bielcowych raz bielcowanych

The sum of basic exchangeable cations (S, cmol(+)kg⁻¹) and base saturation (V, %) of ectohumus horizons of Podzols and podzolized soils

Podpoziom Subhorizon	Typ próchnicy leśnej – Forest floor type					
	Moder Sudety Sudety Mts.		mor			
			Sudety Sudety Mts.		Nizina Śląska Silesia Lowland	
	S	V	S	V	S	V
Ol	4,0 ¹⁾ 3,1–4,9 ²⁾	34 24–45	8,4 6,8–9,6	42 35–56	6,6 –	36 –
Of	–	–	6,2 5,5–6,6	28 19–42	2,5 –	20 –
Oh	–	–	4,6 3,4–6,5	16 12–23	1,1 –	12 –
Ofh	3,6 2,9–4,6	22 13–34	–	–	–	–

¹⁾ Średnia – Mean;

²⁾ Zakres wartości (minimum – maksimum) – Value range (min – max)

Wskutek rozkładu materii organicznej i ługowania składników zmniejsza się w kolejnych podpoziomach próchnic nadkładowych ilość kationów wymiennych. W próchnicach typu mor w borach świerkowych Sudetów suma kationów zasadowych jest w poziomie Oh o około 45% (średnio) niższa niż w warstwie Ol, i aż o ponad 80% niższa w borach sosnowych niżu (tab. 16). W badanych próchnicach typu moder obniżenie sumy kationów zasadowych w poziomach Ofh nie jest tak znaczne i mieści się w granicach 10–15%. Ługowanie kationów zasadowych obniża stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego: z 35–50% w poziomach surowinowych, do 20–30% w poziomach butwinowych i do 12–15% w poziomach epihumusowych (tab. 16). Zmniejszanie się zawartości kationów zasadowych, szczególnie wapnia, w silniej rozłożonych poziomach próchnic mor gleb bielcowych sygnalizowany był m.in. przez POKOJSKĄ [1979].

Kationy zasadowe ługowane z rozkładających się próchnic leśnych podlegają częściowej akumulacji w powierzchniowych poziomach mineralnych (Ah lub Ap). We wszystkich badanych glebach (z wyjątkiem gleb bielcowych wytworzonych z piaskowców) suma wymiennych kationów zasadowych najwyższa jest w poziomach próchnicznych Ah lub Ap i obniża się wraz z głębokością: jednostajnie w glebach rdzawych oraz brunatnych kwaśnych nie zbielicowanych albo z zaznaczeniem dodatkowego minimum w poziomie eluwalnym gleb bielcowanych (tab. 17).

Ilość wymiennych kationów zasadowych w glebach bardzo silnie zależy od rodzaju skały macierzystej. Najniższe wartości stwierdzono w glebach wytworzonych z piasków fluwiogłacjalnych i eolicznych (w poziomach C: 0,2–0,5 cmol(+)kg⁻¹), wyższe w glebach z granitów i piaskowców (około 1 cmol(+)kg⁻¹), oraz wyraźnie najwyższe w glebach wytworzonych z gnejsów (średnio około 1,5 cmol(+)kg⁻¹) i łupków łyszczykowych (3 cmol(+)kg⁻¹). Generalnie są to małe wartości, a główną przyczyną niskiej pojemności wymiennej kationów w badanych glebach jest słaby stopień zwietrzenia substratu glebowego lub silne jego wysortowanie, w obydwu przypadkach prowadzące do lekkiego (piaszczystego) uziarnienia gleby, a więc małej ilości łu koloidalnego.

Ilość zasadowych kationów wymiennych jest w większości badanych gleb najwyższa w powierzchniowych poziomach próchnicznych (tab. 17), co wskazuje, że drugim najważniejszym czynnikiem kształtującym zawartość kationów wymiennych jest dopływ i akumulacja kationów z substancją organiczną. Związek taki jest statystycznie istotny w całym zbiorze badanych gleb (tab. 20). Równocześnie jednak współczynniki korelacji obliczone osobno dla gleb górskich i nizinnych wskazują na brak istotności korelacji w glebach wytworzonych z piasków Niziny Śląskiej.

Bioakumulacja nie niweluje też różnic wynikających z wpływu skały macierzystej: podobnie jak w poziomach C, tak i w poziomach A najmniejsze ilości kationów zasadowych występują w glebach z piasków, piaskowców i granitów, największe w glebach wytworzonych z gnejsów i łupków (tab. 17). Tylko wpływem skały macierzystej można wytłumaczyć paradoksalną odwrotną korelację między sumą kationów zasadowych a pH gleb (tab. 20), nieistotną przy rozdzielnym traktowaniu gleb Sudetów i Niziny Śląskiej. Gleby wietrzeniowe Sudetów posiadają więcej wymiennych kationów zasadowych, ale odznaczają się niższym pH w porównaniu z glebami wytworzonymi z piasków Niziny Śląskiej.

Stwierdzone ilości kationów zasadowych są z reguły znacznie niższe od wykazywanych przez BORKOWSKIEGO [1966] w uprawnych glebach brunatnych wytworzonych z podobnych skał na obszarze Sudetów. Wpływ rolnictwa na zawartość w glebach wymiennego wapnia, magnezu i potasu (poprzez wapnowanie i nawożenie mineralne) widoczny jest szczególnie na przykładzie gleb wytworzonych z piasków fluwioglacjalnych na Nizinie Śląskiej. W glebach rdzawych stale uprawianych lub ostatnio zalesionych sumy kationów wymiennych są w całym profilu 4–5-krotnie wyższe niż w leśnych glebach rdzawych bielcowanych (tab. 17).

Tabela 17

Table 17

Suma kationów wymiennych (cmol(+)kg⁻¹) w mineralnych poziomach gleb
The sum (cmol(+)kg⁻¹) of basic exchangeable cations in mineral soil horizons

Poziom glebowy Soil horizon	Gleby wytworzone z: Soils developed from:						
	piasków różnej genezy sands of various origin			zwietrzelin regoliths of			
	rdzawe Dystric Arenosols	rdzawe bielcow. Albic Arenos.	bielice Podzols	piaskowca sandstone	granitu granite	gnejsu gneiss	łupka łyszcz. mica schist
Ap	1,3 ¹⁾ 0,9–1,7 ²⁾	–	–	–	–	–	4,4 –
Ah, AhE	–	0,29 0,1–0,6	0,42 0,2–0,7	0,9 0,6–1,1	1,4 0,9–1,8	3,4 1,8–5,8	4,9 3,0–7,8
Ees	–	–	0,24 0,2–0,3	0,9 0,6–1,2	0,6 0,4–0,8	1,1 0,4–2,2	–
Bh, Bbrh	–	–	0,43 0,1–0,6	1,3 0,6–3,0	0,5 0,3–0,8	3,0 0,6–12,0	3,3 2,3–4,5
Bs, Bv, Bbr	0,96 0,5–1,4	0,22 0,1–0,4	0,18 0,1–0,2	–	1,0 0,8–1,4	–	–
BC	0,92 0,5–1,3	0,17 0,04–0,3	–	–	–	1,5 0,5–2,5	–
C	0,58 0,3–1,2	0,16	0,05–0,6	1,2 0,7–1,7	0,8 0,3–1,2	1,4 0,4–3,2	2,8 1,9–3,3

¹⁾ Średnia – Mean,

²⁾ Zakres wartości (minimum – maksimum) – Value range (min – max)

Wśród kationów wymiennych dominującą pozycję zajmuje wapń. Proporcje wapnia do magnezu oraz wzajemne relacje pozostałych kationów są bardzo zmienne i odbiegają od stosunków podawanych jako typowe w glebach uprawnych Sudetów [BORKOWSKI 1966]. W szczególności podkreślić należy, że w wietrzeniowych glebach leśnych Sudetów ilość potasu, a niekiedy również sodu, dość często równa jest ilości magnezu wymiennego (tab. 32). Należy to wiązać przede wszystkim ze składem mineralogicznym skał macierzystych gleb [BOGDA I IN. 1998a, b], gdyż próby jej powiązania

z innymi czynnikami środowiskowymi nie dały zadowalających rezultatów (w analizowanym zbiorze). Z kolei w niektórych glebach wytworzonych z piasków fluwiogłajalnych oraz eolicznych (profil 7) wapń występuje w ilościach równie niskich lub nawet niższych niż inne kationy. Podobnie niskie ilości wapnia i magnezu stwierdzone zostały m.in. przez KUŹNICKIEGO i IN. [1974] w glebach z piasków wydmowych Puszczy Kampinoskiej.

Wysoka kwasowość wymienna oraz niskie ilości zasadowych kationów wymienionych powodują, że stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi jest niski lub bardzo niski, na ogół poniżej 20%, a w części gleb nawet poniżej 10%. Wysycenie kationami zasadowymi jest wyższe jedynie w glebach wytworzonych z łupków (ponad 30%) oraz w niezbielicowanych (uprawnych) glebach rdzawych z piasków fluwiogłajalnych – średnio 40–60% (tab. 18).

Tabela 18
Table 18

Wysycenie zasadami (%) gleb bielcowych oraz bielcowanych Dolnego Śląska
Base saturation (%) of Podzols and podzolized soils in the Lower Silesia region

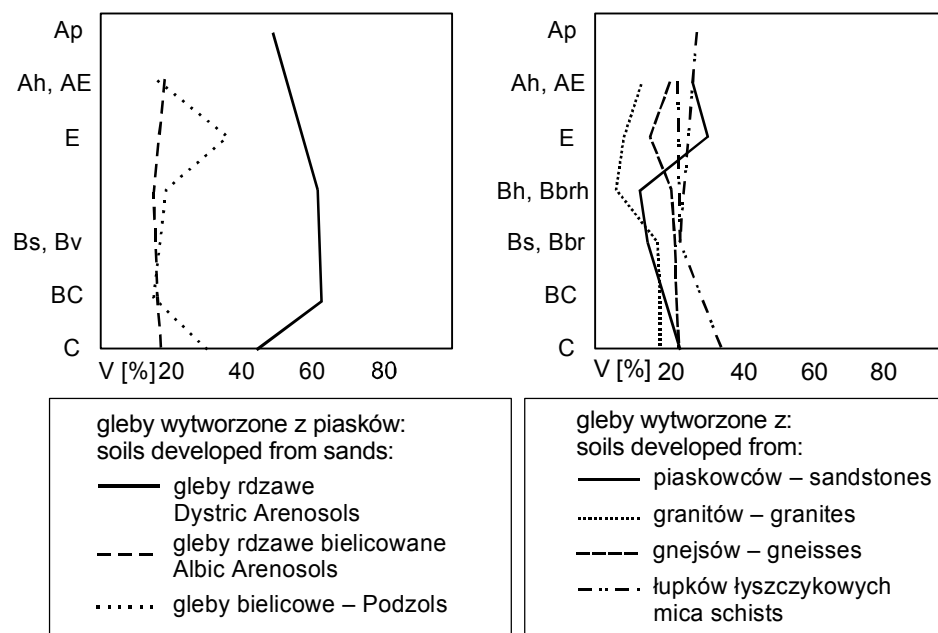
Poziom glebowy Soil horizon	Gleby wytworzone z: Soils developed from:						
	piasków różnej genezy sands of various origin			zwietrzelin regoliths of			
	rdzawe Dystric Arenosols	rdzawe bielcow. Albic Arenos.	bielice Podzols	pias- kowca sand- stone	granitu granite	gnejsu gneiss	łupka łuszcz. mica schist
Ap	47,9 ¹⁾ 36–67 ²⁾	–	–	–	–	–	28,9 –
Ah, AhE	–	17,5 14–21	14,8 4–44	27,5 7–48	12,4 7–22	21,2 12–31	23,4 15–35
Ees	–	–	36,5 32–40	31,3 17–46	8,6 6–13	15,7 7–10	–
Bh, Bbrh	–	–	18,0 4–25	11,8 5–29	5,8 3–7	21,2 6,5–49	23,0 13–35
Bs, Bv, Bbr	61,0 28–94	14,5 9–20	13,7 4–28	–	16,8 9–33	–	–
BC	61,7 30–94	14,6 7–28	–	–	–	21,6 7–30	–
C	43,3 32–72	14,7 4,2–26,5	29,8 12–47	22,2 11–29	18,0 7–38	21,8 6–36	36,4 21–50

¹⁾ Średnia – Mean

²⁾ Zakres wartości (minimum – maksimum) – Value range (min – max)

Wysycenie kationami zasadowymi z reguły podlega fluktuacjom w profilach gleb zbielicowanych (rys. 16). Dość wysokie jest w powierzchniowych poziomach próchnicznych, gdzie akumulowane są kationy zasadowe wylugowane z próchnicy nadkładowej

lub pochodzące z wietrzenia substratu glebowego *in situ*. Podobnie wysokie, a niekiedy nawet wyższe wysycenie kationami (w glebach bielcowych wytworzonych z piasków i piaskowców) występuje w poziomach eluwialnych, co wynika z silniejszego obniżania się kwasowości wymiennej niż sumy wymiennych kationów w tych poziomach. Wskutek silnego wzrostu kwasowości wymiennej w poziomach iluwialnych, na ogół w poziomach tych występuje najmniejsze wysycenie kationami zasadowymi. W poziomie C (skały macierzystej) wysycenie jest relatywnie wysokie (często najwyższe w profilu), gdyż zakwaszające oddziaływanie związków próchnicznych (i uwalnianie oraz dopływ glinu wymiennego) jest tam najslabsze. Znajduje to ogólne potwierdzenie w wartościach współczynników korelacji obliczonych dla zależności między wysyceniem zasadami a pH oraz zawartością węgla organicznego (tab. 20).



Rys. 16. Wysycenie zasadami kompleksu sorpcyjnego gleb bielcowych oraz bielcowanych Dolnego Śląska

Fig. 16. Base saturation of Podzols and podzolized soils of the Lower Silesia region

Analiza zawartości kationów wymiennych w szczegółowo opróbowanych profilach gleb słabo zbielcowanych (tab. 32) nie wykazała współczesnego ługowania kationów towarzyszącego procesom bielcowania w glebach piaskowych na niżu (profile 4 i 5), ale wyraźnie ujawniła te procesy (szczególnie ługowanie wapnia na głębokości 3–12 cm) w glebie brunatnej kwaśnej wytworzonej z granitoidów (profil 16).

Istotnym kationem wymiennym w kompleksie sorpcyjnym kwaśnych gleb leśnych jest glin. W glebach wytworzonych z piasków jego ilość na ogół nie przekracza $1 \text{ cmol}(+)\text{kg}^{-1}$, jedynie w poziomach próchnicznych i iluwialnych gleb silnie zbielicowanych rośnie do $2\text{--}4 \text{ cmol}(+)\text{kg}^{-1}$ (tab. 19). W glebach wietrzeniowych Sudetów występują znacznie większe ilości glinu wymiennego, niekiedy przekraczające $10 \text{ cmol}(+)\text{kg}^{-1}$, co jest zrozumiałe, zważywszy dominację glinokrzemianów w składzie mineralicznym granitów, gnejsów i łupków łuszczkowych. To jednak w piaskowych glebach bielcowych i rdzawych bielcowanych glin wymienny tworzy 78–97% kwasowości wymiennej, podczas gdy w glebach Sudetów glin tworzy 55–88% kwasowości. Tym samym, w badanych glebach (z wyłączeniem uprawnych gleb rdzawych) glin wymienny jest kationem najsilniej wysycającym kompleks sorpcyjny, przeważnie w stopniu kilka razy większym (3–8x) niż wszystkie kationy zasadowe razem wzięte (tab. 32).

Tabela 19
Table 19

Zawartość glinu wymiennego ($\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$) w mineralnych poziomach gleb
Exchangeable Al concentration ($\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$) in mineral soil horizons

Poziom glebowy Soil horizon	Gleby wytworzone z: Soils developed from:						
	piasków różnej genezy sands of various origin			zwietrzelin regoliths of			
	rdzawe Dystric Arenosols	rdzawe bielcow. Albic Arenos.	bielice Podzols	pias- kowca sand- stone	granitu granite	gnejsu gneiss	łupka łuszcz. mica schist
Ap	1,1 ¹⁾ 84,5 ²⁾	–	–	–	–	–	7,3 66,6
Ah, AhE	–	1,1 85,9	3,6 82,4	1,8 54,6	9,9 70,4	10,2 79,9	11,5 73,6
Ees	–	–	0,4 78,1	1,2 62,1	5,0 67,4	6,2 87,0	–
Bh, Bbrh	–	–	1,9 94,9	7,2 71,0	6,0 61,8	8,5 88,1	8,6 68,3
Bs, Bv, Bbr	0,4 47,4	1,2 90,7	1,2 96,5	–	4,8 66,9	–	–
BC	0,4 57,4	0,6 81,4	–	–	–	5,3 84,2	–
C	0,4 62,3	0,5 78,7	0,4 87,2	3,5 82,1	3,0 59,8	4,9 81,3	3,4 67,5

¹⁾ Średnia zawartość – Mean concentration [$\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$]

²⁾ Średni udział glinu w kwasowości wymiennej [%] – Mean percentage of Al in an exchangeable acidity

Ilość glinu wymiennego maleje od powierzchni w głąb profilu glebowego, lecz w glebach z zaznaczonym procesem eluwialnym występują dwa wyraźne maksima zawartości: w poziomie próchnicznym oraz w poziomie iluwialnym (tab. 19). Podobnie jak w przypadku kwasowości wymiennej ma to związek (wysokie istotny statystycznie) z wahaniami zawartości węgla organicznego (tab. 20).

Tabela 20

Table 20

Współczynniki korelacji (r) dla zależności między a pH i zawartością węgla organicznego a wybranymi właściwościami sorpcyjnymi mineralnych poziomów gleb
Correlation coefficients (r) of selected cation exchange properties of soils and the pH, as well as concentrations of organic carbon in mineral horizons

	H _w	Al _w	S BC	V BS
Wszystkie badane gleby – All studied soils				
pH _{H2O}	-0,59***	-0,59***	-0,24**	0,52***
pH _{KCl}	-0,59***	-0,59***	-0,27***	0,32***
Corg.	0,64***	0,59***	0,43***	-0,16*
Gleby Niziny Śląskiej – Soils of the Silesia Lowland				
pH _{H2O}	-0,36**	-0,47***	0,42**	0,56***
pH _{KCl}	-0,51***	-0,56***	0,14	0,34*
Corg.	0,86***	0,84***	0,10	-0,16
Gleby górskie Sudetów – Soils of the Sudety Mountains				
pH _{H2O}	-0,52***	-0,49***	-0,12	0,34**
pH _{KCl}	-0,53***	-0,51***	-0,15	0,22*
Corg.	0,55***	0,45***	0,31***	-0,08

Objaśnienia Explanation: H_w – kwasowość wymienna – exchange acidity; Al_w – glin wymienny – exchangeable aluminium; S (BC) – suma zasadowych kationów wymiennych – sum of base cations; V (BS) – wysycenie zasadami – base saturation.

Współczynniki korelacji statystycznie istotne dla: *** p<0,001, ** p<0,01, * p<0,1
Coefficients of correlation statistically significant at: *** p<0,001, ** p<0,01, * p<0,1

5.6. Zawartość azotu oraz makroelementów przyswajalnych dla roślin

Zawartość azotu („azot ogółem”) oraz proporcja C:N traktowane są jako wskaźniki zasobności oraz aktywności środowiska glebowego. W glebach wytworzonych z piasków Niziny Śląskiej, tak rdzawych, jak i bielcowych, oraz w glebach bielcowych wytworzonych z piaskowców Gór Stołowych zawartość azotu w poziomach próchnicznych jest wyjątkowo niska, przeciętnie 0,05% (w granicach od 0,02 do 0,23%, tab. 32). Stosunek C:N wynosi w glebach rdzawych, bez oznak bielcowania – przeciętnie 20, natomiast w glebach zbielcowanych średnio 28. Tak szeroki stosunek C:N jest na ogół interpreto-

wany jako przejaw spowolnienia tempa przemian substancji organicznej wskutek niedoboru azotu [KUŹNICKI I IN. 1974, NIEDŹWIECKI 1984]. Zawartość azotu w powierzchniowych poziomach (Ah, AhE) gleb wytworzonych z granitów, gnejsów i łupków była w przybliżeniu dziesięciokrotnie wyższa niż w glebach piaskowych i utrzymywała się na średnim poziomie od 0,45% (gleby wytworzone z granitów) do 0,67% (gleby wytworzone z łupków). Również stosunek C:N, średnio około 20, świadczy o większym tempie przemian materii organicznej w glebach Sudetów. Zawartość azotu w glebach tych jednak istotnie maleje wraz z głębokością, i w poziomach eluwalnych wynosi około 0,14%, a w poziomach iluwalnych około 0,18% (średnie wartości w glebach wytworzonych z granitów i gnejsów). Obniżaniu się zawartości azotu towarzyszy zawężanie stosunku C:N (nawet do C:N 10-11), związane prawdopodobnie z przemieszczaniem się w głąb profilu związków próchnicznych zasobniejszych w ten składnik. Podobne prawidłowości w leśnych glebach Sudetów Zachodnich stwierdził KUŹNICKI I IN. [1973].

Tabela 21
Table 21

Zawartość przyswajalnych dla roślin form P, K i Mg w wybranych glebach bielcowych
The contents of plant available forms of P, K and Mg in selected Podzols

Nr No	Lokalizacja profilu Skala macierzysta gleby Profile location Parent material of soil	Poziom Horizon	P ₂ O ₅	K ₂ O	Mg
			mg 100 g ⁻¹ gleby mg 100 g ⁻¹ of soil		
1	Kotlina Żmigrodzka piasek fluwioglacjalny glaciofluvial sand	AEes	1,7	1,5	1,0
		Ees	0,2	0,4	0,3
		Bs	1,4	0,9	0,6
25	Wznies. Chocianowskie piasek eoliczny eolian sand	AEes	0,8	1,1	0,7
		Ees	0,1	0,2	0,1
		Bhs	0,6	0,4	0,6
8	Masyw Śnieżnika łupek łuszczkowy mica schist	Ah	1,9	3,9	2,6
		AhEes	1,4	3,4	1,8
		B	2,1	3,5	2,2
13	Góry Stołowe piaskowiec sandstone	AEes	1,4	1,8	0,9
		Ees	0,5	1,1	0,4
		2Bhs	1,6	2,3	0,6
20	Karkonosze granit granite	Ah/Ot	2,8	3,2	3,3
		AhEes	0,5	1,5	0,8
		Bh	1,8	2,2	1,5
24	Góry Izerskie gnejs gneiss	Ah/Oh	2,2	5,5	1,1
		Ees	1,0	2,1	0,6
		Bbrh	1,3	3,4	0,8

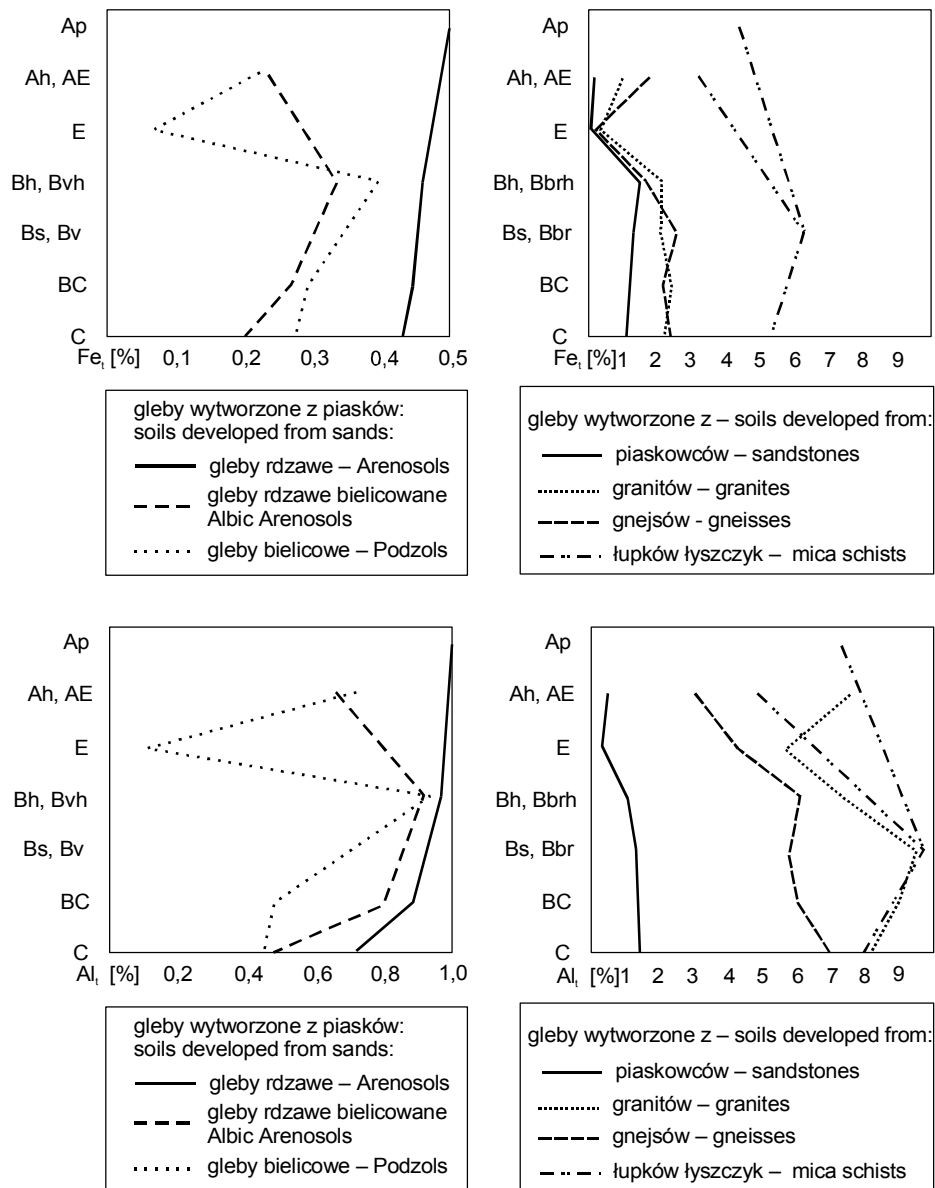
W kilku typowych profilach gleb leśnych wytworzone z różnych skał macierzystych oznaczono zawartość przyswajalnych form fosforu, potasu i magnezu (tab. 21). Zawartość makroelementów najwyższa jest w poziomach próchnicznych i wynosi: fosforu od 0,8 do 2,8 mg/100 g, potasu od 1,1 do 5,5 mg/100 g i magnezu od 0,7 do 3,3 mg/100 g gleby. Wyraźnie najniższe koncentracje wszystkich składników stwierdzono w glebach bielcowych wytworzonych z piasków fluwiogłacjalnych i eolicznych na Nizinie Śląskiej, natomiast najwyższe w glebach bielcowych wytworzonych z granitów i gnejsów. Podane ilości fosforu i potasu we wszystkich przypadkach, a magnezu w większości przypadków mieszczą się w kategorii „niedostatecznie zasobne” według wytycznych do nawożenia lasów [JANISZEWSKI, KOWALKOWSKI 1974] i to w najbogatszym poziomie próchnicznym. Po uśrednieniu zawartości form przyswajalnych w poziomach eluwalnych i głębszych do 40 cm (zgodnie z wytycznymi) we wszystkich analizowanych profilach ujawnia się bardzo silny niedobór makroelementów. Podawana przez innych autorów zasobność sudeckich gleb brunatnych kwaśnych wytworzonych z podobnych skał macierzystych jest na ogół znacznie wyższa, co oznacza, że w wyniku procesów eluwalnych powierzchniowe poziomy badanych gleb bielcowych uległy (ulegają) wyraźnemu zubożeniu [BORKOWSKI 1966, BORKOWSKI I IN. 1993, KOCOWICZ 1998, STRĄCZYŃSKA 1998, SZOPKA 2000b].

5.7. Zawartość oraz formy żelaza i glinu

5.7.1. Całkowita zawartość żelaza i glinu

Całkowita zawartość żelaza (Fe_t) w badanych glebach (w poziomach C – skały macierzystej) waha się od 0,06 do 8,6% (tab. 35), przy czym w glebach wytworzonych z piasków fluwiogłacjalnych i eolicznych wynosi średnio 0,3%, ze zwietrzelin piaskowców kwarcytowych – 1,1%, zwietrzelin granitów i gnejsów – 2,3%, a ze zwietrzelin łupków łyszczykowych – 5,3%. Ilości te mieszczą się w zakresach podawanych przez innych autorów. W zwietrzelinach granitów i gnejsów Sudetów wykazywano dotychczas od 1,1 do 2,5% Fe_t [BORKOWSKI 1966, KUŹNICKI I IN. 1973, SZERSZEŃ 1974], w piaskach sandrowych i wydmowych centralnej Polski od 0,21 do 0,60% Fe_t [BEDNAREK 1991, JANKOWSKI 2001, KUŹNICKI I IN. 1978].

Całkowita zawartość glinu (Al_t) w poziomie C – skały macierzystej badanych gleb mieści się w zakresie od 0,015 do 12,5% (tab. 35). Podobnie jak w przypadku żelaza wyraźnie niższe koncentracje stwierdzono w glebach wytworzonych z piasków – średnio około 0,5% i ze zwietrzelin piaskowców – 1,5%, a wyższe w glebach wytworzonych ze zwietrzelin granitów i łupków – 8,0%. Ilości glinu wykazywane przez innych autorów w glebach wytworzonych ze zwietrzelin granitów i gnejsów są podobne, w zakresie od 5,9 do 11,1% [BORKOWSKI 1966, KUŹNICKI I IN. 1973, SZERSZEŃ 1974], natomiast w glebach z piasków – na ogół nieco wyższe – w zakresie od 0,44 do 1,90% [BEDNAREK 1991, JANKOWSKI 2001, KUŹNICKI I IN. 1978].



Rys. 17. Całkowita zawartość żelaza (Fe_t) i glinu (Al_t)
 Fig. 17. Total iron (Fe_t) and aluminum (Al_t) concentrations

Rozmieszczenie Fe_t i Al_t w badanych glebach bielcowych (rys. 17) odzwierciedla przebieg procesów składających się na bielcowanie: skutek wietrzenia i wymywania zubożone są wierzchnie poziomy A oraz – w szczególności – E, natomiast poziomy B, wykazują wyraźne wzbogacenie wskutek iluwacji. Stopień zubożenia poziomów eluwalnych w żelazo i glin w stosunku do poziomów skały macierzystej jest wyraźnie zróżnicowany. W glebach wytworzonych z piasków koncentracja żelaza jest średnio o 75% niższa w poziomie E niż w poziomie C (glinu o 78%), w glebach wytworzonych ze zwietrzelin piaskowców o 88% (glinu o 66%), granitów o 88% (glinu o 30%), gnejsów o 82% (glinu o 38%), a ze zwietrzelin łupków – jedynie o 40% (glinu o 6%). W poziomach eluwalnych gleb piaskowych ubytek glinu i żelaza jest więc zbliżony, natomiast w poziomach eluwalnych gleb wytworzonych ze skał krzemianowych Sudetów występuje silniejszy ubytek żelaza niż glinu.

Inaczej rozmieszczone jest żelazo i glin w profilach gleb rdzawych wytworzonych z piasków, w których nie zaznacza się proces eluwalny, a zawartość żelaza i glinu najwyższa jest w poziomie A_p (średnio około 0,5% Fe_t oraz 1% Al_t) i stopniowo maleje w głąb profilu. Takie rozmieszczenie żelaza i glinu wskazuje na duże znaczenie dopływu metali ze źródeł zewnętrznych (bioakumulacja, nawożenie) w kształtowaniu całkowitej zawartości żelaza i glinu w glebach wytworzonych z utworów macierzystych o bardzo niskiej naturalnej koncentracji tych pierwiastków [POKOJSKA 1979].

Dla bieliec tatrzańskich SKIBA [1977] zaproponował podział oparty na proporcji węgla organicznego do żelaza (C_t/Fe_t) w poziomie iluwalnym B. W nawiązaniu do tej koncepcji gleby bielcowe Sudetów wytworzone ze zwietrzelin granitów (w najwyższych partiach Karkonoszy) należałoby zaliczyć do bieliec próchnicznych ($C_t/Fe_t > 4$), wytworzone ze zwietrzelin gnejsów i piaskowców – do bieliec żelazisto-próchnicznych, a wytworzone ze zwietrzelin łupków – do bieliec żelazistych ($C_t/Fe_t < 1$). Wynika stąd, że wartości wskaźnika C_t/Fe_t w bielicach Sudetów mogą kształtować się nie tylko w nawiązaniu do wysokości bezwzględnej (co w Tatrach wykazał SKIBA [1977]), ale też w zależności od rodzaju skały macierzystej.

5.7.2. Niekrzemianowe formy żelaza i glinu

Przy charakterystyce procesu bielcowania oraz klasyfikacji gleb bielcowych i pokrewnych analizuje się najczęściej niekrzemianowe formy żelaza i glinu, a wśród nich przede wszystkim:

- żelazo (Fe_p) i glin (Al_p) związane z substancją organiczną (w ekstrakcie pirofosforanowym),
- żelazo (Fe_o) i glin (Al_o) „aktywne” – w postaci tlenków i wodorotlenków bezpostaciowych oraz słabokrystalicznych, względnie mikrokrytalicznych (ekstrakcja szczawianowa w ciemności),
- żelazo (Fe_d) i glin (Al_d) „wolne” – w formach tlenków i wodorotlenków zarówno krystalicznych, jak i amorficznych (ekstrakcja ditionitowo-cytrynianowo-dwuwęglanowa).

Wśród kryteriów dla poziomu *spodic* SYSTEMATYKA GLEB POLSKI [1989] wymienia wskaźnik C_p/Fe_p+Al_p z dopuszczalnymi wartościami w zakresie od 5,8 do 25. W badanych glebach proporcja węgla do sumy żelaza i glinu w wyciągu pirofosforanowym wynosi od 0,50 do 9,6 (wartości średnie dla poziomów genetycznych), w tym w poziomach B w zakresie od 0,5 do 4,1 (tab. 22), co oznacza, że żadna z badanych gleb nie może być zaliczona do gleb bielcowych. Choć uzyskane wyniki mogą być obarczone znacznym błędem metodycznym (niepowtarzalne wyniki wirowania i filtracji wyciągów [LOEPPERT, INSKEEP 1996]), ale z podobnym problemem zetknęli się KARCZEWSKA I IN. [1998] w Górach Stołowych oraz KOWALCZYK I MIECHÓWKA [2001] w masywie Babiej Góry. Zbyt niskie wartości „wskaźnika pirofosforanowego”, sugerujące nikły udział substancji organicznej w genezie poziomów B, mogą być trójako interpretowane:

- jako argument na rzecz „imogolitej” genezy poziomów iluwialnych [FARMER 1982],
- przejaw złożonej genezy profilu glebowego, w którym współczesna gleba bielcowa funkcjonuje w różnowiekowej serii zwietrzałych pokryw stokowych, naturalnie różniących się ilością wolnych półtoratlenków [KOWALKOWSKI 1998B], albo
- skutek procesów biologicznego rozkładu zachodzących po akumulacji kompleksów metaloorganicznych, a zmieniających proporcje poszczególnych składowych [DECONINCK 1980, LUNDSTROM I IN. 1995].

Tabela 22
Table 22

Średnie wartości wskaźnika C_p/Fe_p+Al_p
Mean values of C_p/Fe_p+Al_p indicator

Gleby wytworzone z: Soil developed from:	Poziom genetyczny Soil horizon		
	A	E	B
piasków różnej genezy sands of various origin	5,2	4,5	0,50
piaskowców sandstones	9,6	4,6	1,5
granitów granites	–	5,4	4,1
gnejsów gneisses	6,6	3,1	1,5
łupków łyszczykowych mica schists	3,8	–	3,6

Bezsprzecznie potwierdzono, że traktowanie gleby pirofosforanem w warunkach silnie alkalicznego odczynu prowadzi nie tylko do ekstrakcji połączeń żelazowo-próchnicznych, ale również do częściowego rozkładu form amorficznych, a nawet mikrokrystalicznych nie związanych z próchnicą [LOEPPERT, INSKEEP 1996]. Potwierdzenie

tych zastrzeżeń znaleziono w części badanych gleb (np. profile 8 i 11), gdzie wartości Fe_p i Al_p są wyższe niż Fe_o i Al_o , a nawet przewyższają wartości Fe_d i Al_d (tab. 35). Wskaźnik pirofosforanowy opracowano dla gleb wytworzonych z piasków polodowcowych ubogich w żelazo i glin [MOKMA, BUURMAN 1982], dlatego kwestionuje się jego przydatność dla gleb wytworzonych z krzemianowych skał masywnych [KONECKA-BETLEY, JANOWSKA 1996]. Choć więc interpretacja przemieszczenia organicznych połączeń żelaza i glinu w glebach bielcowanych jest celowa, bo wprost nawiązuje do najważniejszej koncepcji procesu bielcowania, to wskaźniki pirofosforanowe zostały już niemal całkowicie zarzucone [LUNDSTROM I IN. 2000b].

Koncentracja form tlenkowych i wodorotlenkowych pierwotnie zależna jest od rodzaju skały macierzystej i wykazuje silny związek z całkowitymi zawartościami Fe i Al (tab. 23). W poziome skały macierzystej (tab. 24) zawartość żelaza „wolnego” (Fe_d) waha się od 0,06% (piaski) do 1,24% (łupki krystaliczne), a glinu (Al_d) w granicach od 0,04% do 1,46% (łupki). Udział żelaza i glinu „wolnego” w całkowitej zawartości tych pierwiastków jest więc w niektórych glebach bardzo wysoki (tab. 36), w poziomach iluwialnych sięgając nawet 92% (glinu 94%). Naturalnie w poziome skały macierzystej oraz w poziomach eluwialnych stosunek Fe_d/Fe_t (i odpowiednio Al_d/Al_t) jest znacznie węższy – w granicach 5–19% (dla glinu: 1–12%).

Tabela 23

Table 23

Współczynniki korelacji (r) dla całkowitej zawartości i niekrzemianowych form Fe i Al
Correlation coefficients (r) of the total concentrations and nonsiliceous forms of Fe and Al

	Fe_d	Fe_o	Al_d	Al_o
Fe_t	0,91*	0,84*	–	–
Al_t	–	–	0,45*	0,47*

* istotne statystycznie dla $p < 0,001$

*statistically significant at $p < 0,001$

Koncentracja „wolnego” żelaza i glinu jest silniej niż całkowita zawartość tych pierwiastków zróżnicowana w profilach badanych gleb. Jako miarę przemieszczenia stosuje się najczęściej wskaźniki iluwiacji (W_i), to jest proporcję ilości pierwiastka w poziomach iluwialnych (B) do eluwialnych (E). Wskaźnik iluwiacji żelaza wolnego (Fe_d) w badanych glebach waha się od 3,8 do 36, podczas gdy żelaza całkowitego (Fe_t) w granicach od 2,7 do 14,5 (tab. 25). Wskaźnik iluwiacji W_i-Fe_d w glebach bielcowych wytworzonych z piasków jest więc 8-krotnie wyższy niż wskaźnik oparty na Fe_t .

Wskaźniki iluwiacji żelaza i glinu różnicują się w zależności od rodzaju skały macierzystej: najwyższe wartości osiągają w glebach wytworzonych z piasków oraz piaszczystych, natomiast najniższe w glebach z łupków (tab. 25). Między wartościami wskaźników iluwiacji a całkowitą zawartością żelaza i glinu istnieją statystycznie istotne korelacje: dla żelaza $r = -0,83$ ($p < 0,05$), dla glinu $r = -0,98$ ($p < 0,01$). Oznacza to, że w wa-

runkach sprzyjających bielicowaniu, gleby utworzone ze skał macierzystych uboższych w żelazo i glin mogą podlegać znacznie silniejszemu zbielicowaniu, niż gleby utworzone ze skał uwalniających większe ilości tych pierwiastków. Wniosek ten zgodny jest z poglądem, że uruchamianie kompleksów metaloorganicznych jest osłabione lub całkowicie zahamowane przy dużym dopływie metali z wietrzenia skały i przesycaniu połączeń chelatowych w powierzchniowych poziomach glebowych [PRUSINKIEWICZ 1976, LUNDSTROM I IN. 2000].

Tabela 24

Table 24

Zawartość „wolnego” żelaza (Fe_d) i glinu (Al_d) [%]
 “Free” iron (Fe_d) and aluminum (Al_d) concentrations [%]

Poziom glebowy Soil horizon	Gleby utworzone z: Soils developed from:						
	piasków różnej genezy sands of various origin			zwierzelin regoliths of			
	rdzawe Dystric Arenosols	rdzawe bielicow. Albic Arenos.	bielice Podzols	pias- kowca sand- stone	granitu granite	gnejsu gneiss	łupka łyszcz. mica schist
Ap	0,10 ¹⁾ 0,05 ²⁾	–	–	–	–	–	1,68 0,56
Ah, AhE	–	0,09 0,02	0,09 0,11	0,03 0,04	0,74 0,32	0,68 0,65	1,10 0,30
Ees	–	–	0,01 0,04	0,03 0,03	0,34 0,33	0,14 0,46	–
Bh, Bbrh	–	–	0,30 0,86	1,87 1,17	0,90 0,68	1,30 1,60	2,85 1,36
Bs, Bv, Bbr	0,13 0,06	–	0,14 0,20	–	1,08 0,44	–	–
BC	0,10 0,04	–	–	0,89 0,44	0,76 0,56	1,18 0,90	–
C	0,06 0,02	–	0,06 0,09	0,52 0,34	0,79 0,29	1,13 1,31	1,24 1,46

¹⁾ Średnia zawartość Fe_d – Mean Fe_d concentration

²⁾ Średnia zaw. Al_d – Mean Al_d conc

Ekstrakcja kwaśnym szczawianem amonu prowadzi do selektywnego rozkładu amorficznych oraz słabo- i mikrokrystalicznych tlenków i wodorotlenków żelaza i glinu, a więc form „najmłodszych” (niekiedy zwanych też „świeżymi”) i najbardziej aktywnych w środowisku glebowym. Należą do nich między innymi ferryhydrit oraz imogolit i protoimogolit, minerały najintensywniej obecnie studiowane w kontekście procesu bielicowania [LOEPPERT, INSKEEP 1996, WADA 1989]. Koncentracja „aktywnego” żelaza (Fe_o) w poziomach C badanych gleb wynosi od 0,03% do 0,87%, a glinu (Al_o) od 0,03% do 1,25% w zależności od rodzaju skały macierzystej (tab. 26), co wyraża się statystycznie istotnymi korelacjami między ilością Fe_o i Fe_t oraz Al_o i Al_t (tab. 23).

Tabela 25

Table 25

Średnie wartości wskaźników iluwacji obliczone na podstawie zawartości żelaza i glinu całkowitego, „wolnego” oraz „aktywnego”
Mean values of illuviation indexes for the total, „free” and „active” Fe and Al

Gleby utworzone z: Soils developed from:	W _t		W _d		W _o	
	Fe _t	Al _t	Fe _d	Al _d	Fe _o	Al _o
piasków różnej genezy sands of various origin	4,5	10,0	36	31	74	34
piaskowców sandstones	14,5	3,7	36	22,2	156	40
granitów granites	4,2	1,9	7,8	5,5	17,5	6,8
gnejsów gneisses	3,1	2,4	8,9	4,3	26,7	4,3
łupków łyszczykowych mica schists	2,7	1,3	3,8	2,8	5,1	3,2

Tabela 26

Table 26

Zawartość „aktywnego” żelaza (Fe_o) i glinu (Al_o) [%]
“Active” iron (Fe_o) and aluminum (Al_o) concentrations [%]

Poziom glebowy Soil hori- zon	Gleby utworzone z: Soils developed from:						
	piasków różnej genezy sands of various origin			zwietrzelin regoliths of			
	rdzawe Dystric Arenosols	rdzawe bielicow. Albic Arenos.	bielice Podzols	pias- kowca sand- stone	granitu granite	gnejsu gneiss	łupka łyszcz. mica schist
Ap	0,10 ¹⁾ 0,05 ²⁾	–	–	–	–	–	1,22 0,55
Ah, AhE	–	0,04 0,02	0,06 0,09	0,03 0,03	0,52 0,44	0,44 0,62	0,85 0,40
Ees	–	–	0,01 0,02	0,01 0,01	0,03 0,07	0,07 0,16	–
Bh, Bbrh	–	–	0,28 0,59	1,07 0,41	0,58 0,35	1,21 1,52	2,81 1,24
Bs, Bv, Bbr		0,08 0,04	0,06 0,20	–	0,75 0,54	–	–
BC		0,06 0,04	–	0,58 0,40	0,47 0,47	1,00 0,93	–
C		0,03 0,03	0,04 0,13	0,29 0,34	0,54 0,29	0,87 1,12	0,58 1,25

¹⁾ Średnia zawartość Fe_o – Mean Fe_o concentration

²⁾ Średnia zawartość Al_o – Mean Al_o concentration

Koncentracja Fe_o i Al_o jest w glebach na ogół wyraźnie niższa niż Fe_d i Al_d , lecz różnice te maleją w poziomach iluwialnych. Za SCHWERTMANNEM [1989] stosuje się często tzw. wskaźnik aktywności żelaza (Fe_o/Fe_d), którego wartość informuje o intensywności wietrzenia minerałów, zaawansowaniu krystalizacji produktów wietrzenia, albo o mobilności związków żelaza w profilu glebowym. W poziomach C badanych gleb wskaźnik Fe_o/Fe_d przyjmuje wartość 0,5–0,6, a w glebach wytworzonych z gnejsów – około 0,7 (tab. 27). Podobnie jak w północnej Polsce [POKOJSKA 1979], tak i na Nizinie Śląskiej stopień rozkładu glinokrzemianów (określany przez proporcje Fe_o/Fe_d i Al_o/Al_d) jest wyraźnie wyższy w profilach gleb na starszych wydmach i pokrywach fluwioglacjalnych, niż na wydmach i pokrywach młodszych (tab. 36).

Tabela 27
Table 27

Średnie wartości wskaźnika aktywności żelaza [Fe_o/Fe_d]
Mean values of iron activity index [Fe_o/Fe_d]

Poziom glebowy Soil horizon	Gleby wytworzone z: Soils developed from:						
	piasków różnej genezy sands of various origin			zwietrzelin regoliths of			
	rdzawe Dystric Arenosols	rdzawe bielicow. Albic Arenos.	bielice Podzols	pias- kowca sandstone	granitu granite	gnejsu gneiss	łupka łyszcz. mica schist
Ap	0,57	–	–	–	–	–	0,80
Ah, AhE	–	0,49	0,61	0,76	0,83	0,62	
Ees	–	–	0,42	0,41	0,13	0,44	-
Bh, Bbrh	–	–	0,94	0,87	0,62	0,91	0,91
Bs, Bv, Bbr	0,72	0,56	0,57	–	0,69	–	–
BC	0,71	0,58	–	0,60	0,63	0,81	–
C	0,51			0,56	0,63	0,72	0,47

W powierzchniowych poziomach A „wskaźnik aktywności” przyjmuje wartości wyższe niż w skale macierzystej, co wynika z wyższego tempa wietrzenia oraz z hamowania rekrytalizacji minerałów w warunkach silnie kwaśnego odczynu i obecności związków humusowych [SCHWERTMANN, TAYLOR 1989]. Najniższe wartości wskaźnika w poziomach eluwialnych (w badanych glebach na ogół 0,41–0,45, jedynie w glebach wytworzonych z granitów – 0,13) są skutkiem uruchamiania i wymywania żelaza, natomiast najwyższe wartości wskaźnika w poziomach iluwialnych (od 0,69 do 0,94) – wynikają z wmywania i akumulacji form aktywnych. Wartość wskaźnika Fe_o/Fe_d w poziomach iluwialnych bielic wytworzonych z piasków zbliża się do jedności, a więc niemal całe żelazo „wolne” występuje tu w formach amorficznych lub słabokrystalicznych (tab. 36).

W większości badanych gleb maksima zawartości Fe_o i Al_o , podobnie jak najwyższa koncentracja iluwialnej substancji organicznej, występują w poziomach Bh. W niektórych glebach, przede wszystkim wytworzonych z gnejsów, maksimum Al_o wypada głębiej niż Fe_o (o 20–40 cm). Zjawisko to, sygnalizowane przez niektórych badaczy, jest efektem większej mobilności glinu w warunkach kwaśnego odczynu, ale i większej zdolności jonów Fe^{3+} do wysycania kompleksów organicznych [MOKMA, BUURMAN 1982, NIEROP I IN. 2002]. W badanych glebach nie potwierdzono stwierdzanego niekiedy [MOKMA, BUURMAN 1982] uruchamiania glinu bez uruchamiania żelaza.

W porównaniu do Fe_t i Fe_d , zróżnicowanie koncentracji Fe_o (oraz analogicznie Al_o) w profilach gleb bielcowych jest największe. Wyrażają to wartości wskaźników iluwiacji oparte na „aktywnych” formach żelaza i glinu (tab. 25). Wskaźnik iluwiacji oparty na Fe_o wynosi średnio 74 w glebach wytworzonych z piasków i nawet 156 w glebach z piaskowców. Wartości te są, w tych samych glebach, 2–5-krotnie wyższe niż wartości wskaźników opartych na ilości Fe_d oraz ponad 10-krotnie wyższe od opartych na Fe_t ($Wi-Fe_t < Wi-Fe_d < Wi-Fe_o$). Różnice między wskaźnikami iluwiacji są generalnie tym większe, im wyższe wartości przyjmują wskaźniki iluwiacji oparte na ilości Fe_o . Wskaźniki iluwiacji glinu ($Wi-Al_o$) są najwyższe w glebach bielcowych wytworzonych z piasków oraz piaskowców, i nawet 10–12-krotnie przewyższają wartości charakterystyczne dla gleb wytworzonych z łupków (tab. 25). Wskaźniki iluwiacji glinu oparte na koncentracji Al_o ogólnie przyjmują najwyższe wartości, w porównaniu z $Wi-Al_t$ i $Wi-Al_d$, jednak różnice między nimi nie są tak znaczne, jak w przypadku żelaza.

Porównanie wartości wskaźników iluwiacji opartych na różnych formach żelaza i glinu (tab. 25) prowadzi więc do wniosku, że najbardziej czułą miarą intensywności bielcowania jest wskaźnik oparty na koncentracji form „aktywnych” – Fe_o i Al_o . Wniosek taki, zgodny z opiniami innych badaczy, znalazł odbicie w konstrukcji kryteriów dla iluwialnego poziomu *spodic* w amerykańskiej oraz międzynarodowej klasyfikacji gleb [FAO 1998, SOIL SURVEY STAFF 1999]. Ustalono, że wskaźnik ($Al_o+1/2Fe_o$), akcentujący rolę glinu w bielcowaniu, musi mieć w poziomie diagnostycznym *spodic* wartość: (a) nie mniejszą niż 0,5%, oraz (b) przynajmniej dwa razy większą niż w poziomie nadległym – eluwalnym lub próchnicznym.

Jak pokazano w tabeli 28, w poziomach iluwialnych (B) wszystkich badanych gleb bielcowych, stwierdzono ponad 0,5% sumy ($Al_o+1/2Fe_o$), od 0,64% (średnio) w glebach wytworzonych z granitów do 2,65% w glebach z łupków. Wartości te są też znacznie wyższe niż w poziomie E lub AE: od 2,7 razy w glebach z łupków do 47 razy w glebach z piaskowców. W analizowanych glebach rdzawych bielcowanych suma ($Al_o+1/2Fe_o$) w poziomie B jest co prawda dwukrotnie wyższa niż w poziomie AE, lecz wynosi znacznie poniżej 0,5% (średnio 0,08%). Z kolei w poziomie B gleb rdzawych bez morfologicznych oznak bielcowania suma ($Al_o+1/2Fe_o$) jest niższa niż w poziomie A, co potwierdza brak przemieszczania żelaza i glinu.

W glebach rdzawych uprawnych lub niedawno zalesionych zawartość Fe_o i Al_o jest najwyższa w poziomach powierzchniowych A i stopniowo maleje w głąb profilu (tab. 35). Jednakże już 30–40 lat po zalesieniu sosną (w monokulturze) stwierdza się wyraźne przemieszczenie „aktywnego” żelaza i glinu (profil 4). Najsilniejsze zubożenie

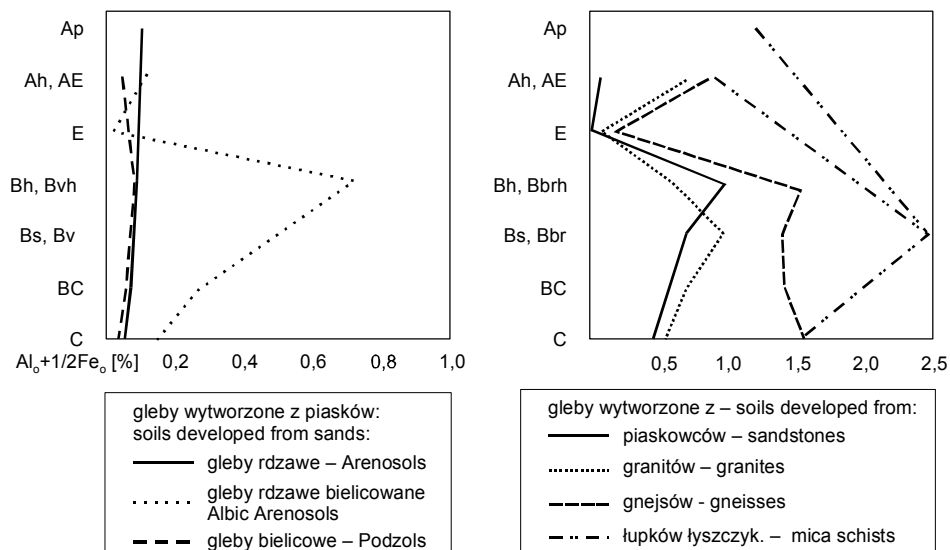
nie zawsze występuje bezpośrednio pod próchnicą nadkładową, lecz na głębokości 9–15 cm, to jest w dolnej części poziomu A lub na styku poziomów A i B. Ubytek żelaza i glinu występuje na ogół równolegle, lecz w różnych proporcjach (tab. 35). Koncentracja Fe_0 w poziomie AEes4 (profil nr 4) jest o 25% niższa niż w AEes1, podczas gdy ilość Al_0 zmniejszyła się o 37%. Podobnie zróżnicowany jest wzrost koncentracji analizowanych składników w poziomie Bv: o 20% wyższa jest zawartość Fe_0 i o 30% koncentracja Al_0 . W glebach rdzawych w przeszłości płytko oranych lub nie oranych wcale, a współcześnie zalesionych sosną (profile 3 i 5) przemieszczenie żelaza i glinu jest silniejsze i na większą głębokość, jednak syntetyczny wskaźnik ($Al_0+1/2Fe_0$) nie osiąga w poziomach iluwialnych tych gleb wartości wymaganych dla gleb bielcowych. Różnicowanie się koncentracji „aktywnego” żelaza i glinu potwierdza jednak fakt bielcowania gleb piaszkowych pod monokulturami sosnowymi w aktualnych warunkach klimatycznych panujących na Nizinie Śląskiej. W glebach tych glin ulega silniejszemu uruchomieniu niż żelazo, podobnie jak w innych glebach współcześnie zalesianych sosną lub świerkiem [MADSEN, NORBERG 1995, MCRAE 1974, MOSSIN I IN. 2001, STÜTZER 1998].

Tabela 28
Table 28

Średnie wartości [%] wskaźnika koncentracji ($1/2Fe_0+Al_0$)
Mean values [%] of the concentration index ($1/2Fe_0+Al_0$)

Gleby wytworzone z: Soil developed from:	Poziom genetyczny – Soil horizon		
	A (AE)	E	B
piasków różnej genezy sands of various origin			
– gleby rdzawe – Arenosols	0,10	–	0,08
– gleby rdzawe bielcowane – Albic Arenosols	0,04	–	0,08
– gleby bielcowe – Podzols	0,12	0,03	0,73
piaskowców – sandstones	0,05	0,02	0,94
granitów – granites	0,70	0,09	0,64
gnejsów – gneisses	0,84	0,19	1,54
łupków łuszczykowych – mica schists	0,97	–	2,65

Podobnie w glebie brunatnej kwaśnej wytworzonej z granodiorytu (profil 16) zalesionej świerkiem stwierdzono odpowierzchniowe zubożenie w glin i żelazo, sięgające głębokości 12 cm. W tworzącym się poziomie iluwialnym koncentracja Fe_0 jest o około 12% a glinu Al_0 o 35% wyższa niż w poziomie Ah1 (tab. 35). Morfologiczne przejawy zbielcowania tej gleby są jeszcze bardzo słabe (inicjalny poziom *albic*), ograniczone właściwie do poziomu AhEes (6–9 cm ppt), gdzie niższa koncentracja próchnicy słabiej maskuje ubytek związków żelaza.



Rys. 18. Rozmieszczenie „amorficznego” żelaza i glinu ($Al_0 + 1/2Fe_0$)
 Fig. 18. Distribution of “amorphous” iron and aluminum ($Al_0 + 1/2Fe_0$)

W innych glebach, wytworzonych z granitów, gnejsów i łupków, identyfikowanych jako gleby brunatne kwaśne (na podstawie morfologii oraz podstawowych właściwości fizykochemicznych), stwierdzono wyraźne różnice w koncentracji „aktywnego” żelaza i glinu. Wartości wskaźnika ($Al_0 + 1/2Fe_0$) znacznie przewyższają w tych glebach 0,5%, co wynika z naturalnej zasobności skał macierzystych w żelazo i glin. Jednak różnica między poziomami B oraz A jest mniej niż dwukrotna (jak w profilu nr 18), czyli zbyt mała, by uznać poziom B *cambic* za wietrzeniowo-iluwialne *spodic*. Osobny problem stanowią gleby z płytkim (5-8 cm) i silnie próchnicznym poziomem powierzchniowym Ah (reprezentowane przez profil nr 17), w którym koncentracja ($Al_0 + 1/2Fe_0$) jest znacznie niższa niż w poziomie B (rys. 18), co, na tle innych właściwości fizykochemicznych pozwoliłoby zakwalifikować poziom B jako iluwialny. Zaliczenie takich gleb do bielcowych uniemożliwia warunek, by górna granica poziomu *spodic* występowała co najmniej 10 cm poniżej mineralnej powierzchni gleby [FAO 1998]. Niska zawartość Fe i Al w powierzchniowych poziomach Ah może być bowiem skutkiem podwyższonej koncentracji materii organicznej lub erozyjnego zubożenia, nietożsamego z bielcowaniem. Pominięcie wspomnianego ograniczenia głębokości poziomu *spodic*, jak uczyniono w KLASYFIKACJI GLEB LEŚNYCH [2000], skutkuje zaliczeniem opisywanych gleb do typu bielcowego, mimo braku w ich profilu jakichkolwiek morfologicznych cech bielcowania.

Brak poziomu bielcowania (*albic*) nie powinien jednak stanowić ograniczenia w zaliczeniu gleb do typu bielcowego. W Sudetach występuje bowiem sporo gleb uprawnych, jak gleba wytworzona z łupków krystalicznych (profil 22), posiadających poziom Ap i intensywnie rdzawo-brunatny poziom B, a więc o morfologii zbliżonej do gleb brunatnych. Poziom B odznacza się jednak wysoką koncentracją związków próchnicznych oraz „aktywnego” żelaza i glinu, znacznie wyższą niż w poziomie Ap. Za iluwialną genezą poziomu B przemawia dominacja ferryhydrytu we frakcji koloidalnej (R. JAHN – sprawozdanie niepublikowane*), morfologicznie objawiająca się intensywną barwą poziomu, oraz występowanie kompletnych profili gleb bielcowych na tym samym stoku, pod borem świerkowo-modrzewiowym.

Na wskaźniku koncentracji „amorficznych” form żelaza i glinu w poziomach iluwialnych B, a właściwie na stosunku zawartości węgla organicznego do koncentracji tych form – $Corg/(Al_0+1/2Fe_0)$ – może zostać oparty również wewnętrzny podział typu gleb bielcowych (bielic) na podtypy albo odmiany morfologiczne: żelaziste, żelazisto-próchniczne oraz próchniczne. W większości badanych gleb bielcowych wytworzonych z różnych skał macierzystych, w terenie określanych jako „typowe”, wartość wskaźnika mieści się w zakresie od 2,0 do 5,1 (przy całkowitym zakresie zmienności od 0,8 do 21,6). Charakteryzowany wskaźnik nie zależy ściśle od rodzaju skały macierzystej, co ograniczałoby jego wartość diagnostyczną. Jak jednak wcześniej wykazano, koncentracja substancji organicznej w poziomie Bh jest dodatkowo skorelowana z wysokością bezwzględną, a więc – w rozpatrywanym zbiorze gleb – zależy od warunków klimatycznych. Uwzględniając cechy morfologiczne poziomów Bh oraz wartość wskaźnika $Corg/(Al_0+1/2Fe_0)$ w badanych glebach proponuje się następujący podział:

- | | |
|---------------------------------|---------------------------------------|
| – bielice żelaziste | $Corg/(Al_0+1/2Fe_0) < 2,$ |
| – bielice żelazisto-próchniczne | $2 \leq Corg/(Al_0+1/2Fe_0) \leq 10,$ |
| – bielice próchniczne | $Corg/(Al_0+1/2Fe_0) > 10.$ |

5.7.3. Formy żelaza i glinu w świetle ekstrakcji sekwencyjnej

W czterech profilach gleb wytworzonych z różnych skał macierzystych wydzielono formy żelaza i glinu metodą sekwencyjnego frakcjonowania według ZEIENA i BRUEMMERA [1988]. Mimo krytycznych uwag odnoszących się do poszczególnych metod sekwencyjnych, uważa się je za przydatne narzędzie badań geochemicznych [AHNSTROM, PARKER 2001, KARCZEWSKA 2002]. Zastosowana metoda umożliwia wydzielenie siedmiu frakcji metali, różniących się aktywnością w środowisku glebowym – od form wymiennych i specyficznie sorbowanych, poprzez skompleksowane organicznie, formy tlenkowe i wodorotlenkowe, aż do frakcji związanych w strukturach krystalicznych krzemianów (tab. 4). Żelazo skompleksowane organicznie (frakcja 4) ekstrahowane jest słabym roztworem EDTA, co zdaniem autorów metody ma gwarantować selektywność ekstrakcji. Warunki ekstrakcji EDTA są całkowicie odmienne od warunków ekstrakcji pirofosforanowej, toteż ich wyniki wydają się nieporównywalne, choć w obu

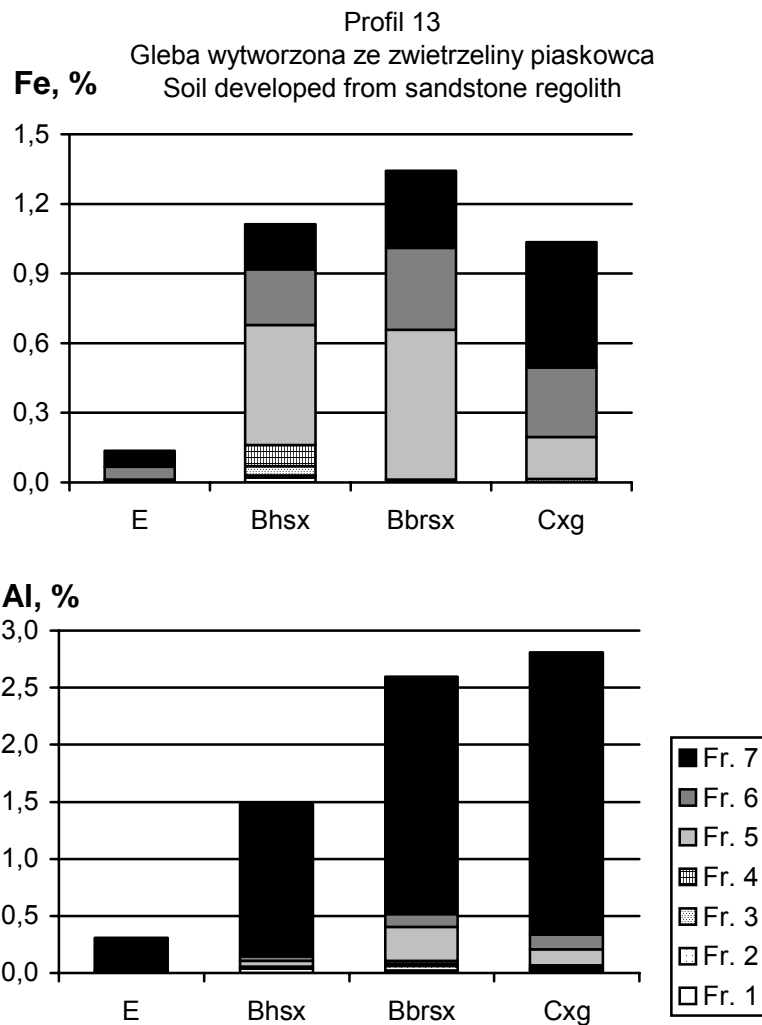
* Ferryhydryt został zidentyfikowany w laboratorium Instytutu Gleboznawstwa i Żywności Roślin Uniwersytetu Halle (Niemcy) metodą rentgenostrukturalną różnicową (differential XRD).

metodach ekstrakcja dotyczy form związanych w połączeniach organicznych. Żelazo związane w amorficznych tlenkach i wodorotlenkach (frakcja 5) ekstrahowane jest za pomocą 0,2 M szczawianu amonowego o pH 3,25 (ekstrakcja w ciemności), co zbliżone jest do warunków metody Tamma. Jednak w odróżnieniu od tej metody, wcześniej usuwane jest żelazo wymienne, związane z tlenkami manganu oraz skompleksowane organicznie (tab. 4). Żelazo występujące w postaci krystalicznych tlenków (frakcja 6) ekstrahowane jest za pomocą mieszaniny szczawianu amonowego i kwasu askorbinowego (pH 3,25), to jest w warunkach zbliżonych do metody Jacksona. Rezydium poekstrakcyjne (frakcja 7) roztwarzano w 70% kwasie nadchlorowym, który nie gwarantuje całkowitego rozkładu glinokrzemianów, a więc suma frakcji 1–7 może być w przypadku żelaza, a szczególnie glinu, niższa od rzeczywistej całkowitej zawartości metalu (określonej bezpośrednio przez roztwarzanie w stężonym kwasie fluorowodorowym).

Podsumowanie wyników analizy sekwencyjnej, zamieszczone na rysunkach 19–22, ilustruje szereg prawidłowości w występowaniu form żelaza i glinu. Udział form aktywniejszych pedogenicznie (niekrzemianowych) w całkowitej zawartości metalu jest wyraźnie większy w przypadku żelaza niż glinu, szczególnie w poziomach iluwialnych. Wśród analizowanych gleb najmniejszy odsetek żelaza związanego w krzemianach stwierdzono w glebie bielcowej wytworzonej z piaskowca kwarcytowego (profil 13), natomiast najwyższy – w glebie wytworzonej z łupków krystalicznych (profil 22). W przypadku glinu różnice między profilami nie są duże, lecz wyraźnie najniższy odsetek form krzemianowych wykazano w glebie wytworzonej z gnejsu (profil 24). Mimo mniejszego udziału procentowego w całkowitej zawartości, koncentracja niekrzemianowych form glinu jest na ogół nie mniejsza niż żelaza, a w przypadku frakcji najbardziej mobilnych (frakcje 1–3), kilka do kilkunastu razy większa. Dominacja frakcji rezydualnej (krzemianowej) i nikły udział innych form są szczególnie wyraźne w dobrze morfologicznie wykształconych poziomach eluwialnych (w profilach 12, 13 i 24), co dowodzi usuwania (eluwiacji) produktów wietrzenia minerałów pierwotnych. W poziomach iluwialnych B dominują formy tlenkowe i wodorotlenkowe żelaza i glinu, przy czym w przypadku glinu koncentracja form „amorficznych” znacząco przewyższa ilość form krystalicznych. W przypadku żelaza udział form „amorficznych” i krystalicznych jest bardziej zrównoważony, szczególnie w głębszych poziomach glebowych. Obserwacje te dość dobrze korelują z wartościami wskaźników Fe_o/Fe_d i Al_o/Al_d obliczonymi na podstawie ekstrakcji pojedynczych (tab. 35 i 36).

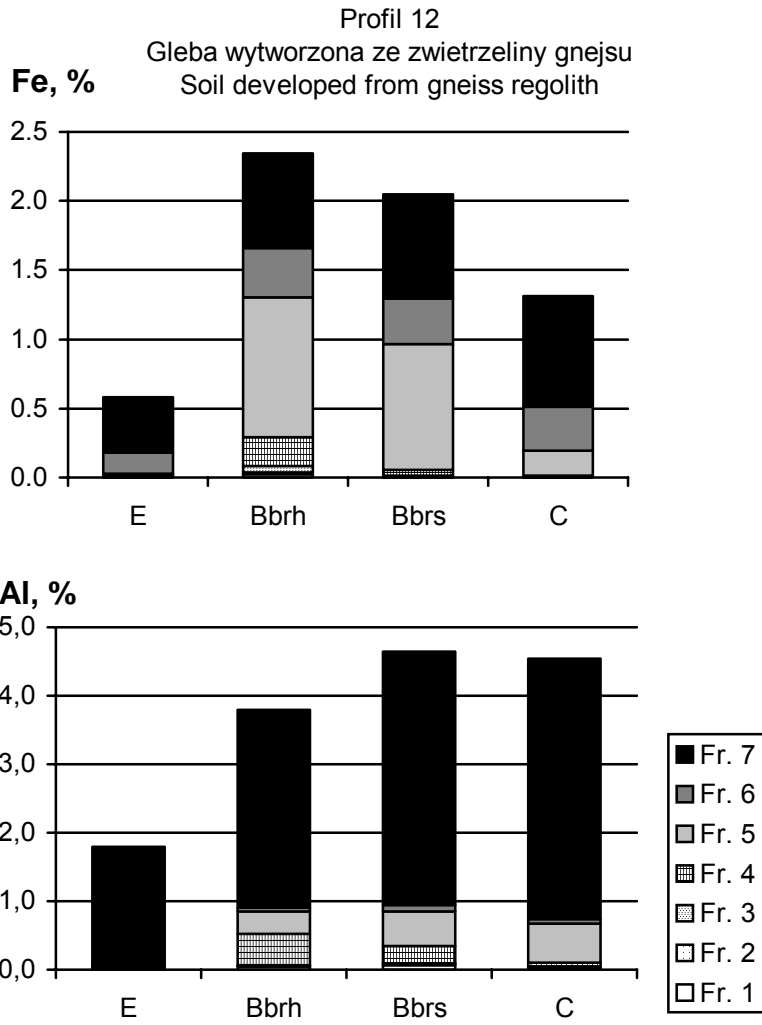
Najmniej zbieżne są wyniki ekstrakcji żelaza i glinu skompleksowanego organicznie. W profilach nr 12, 13 i 24 zarówno ekstrakcja pojedyncza pirofosforanem, jak i analiza sekwencyjna wykazują istotny udział form organicznych w poziomach iluwialnych B. Jednakże ilości żelaza i glinu z ekstrakcji pirofosforanem są od 3 do 6 razy większe niż z ekstrakcji sekwencyjnej (nawet jeśli do porównania bierze się sumę frakcji 1–4). Z kolei w profilu 22 EDTA ekstrahował tylko śladowe ilości żelaza (około 0,02% w poziomie Ap i 0,01% w Bbrh), podczas gdy pirofosforan – odpowiednio 1,3% w Ap i 1,6% w Bbrh (tab. 35). Przytoczone porównania świadczą o małej selektywności metody pirofosforanowej w badanych glebach wietrzeniowych, zawyżającej koncentrację organicznych połączeń żelaza i glinu. Zapewne z tego powodu wskaźnik $C/Al+Fe$

w wyciągu pirofosforanowym przyjmuje znacznie mniejsze wartości od oczekiwanych w poziomach iluwalnych gleb bielcowych.



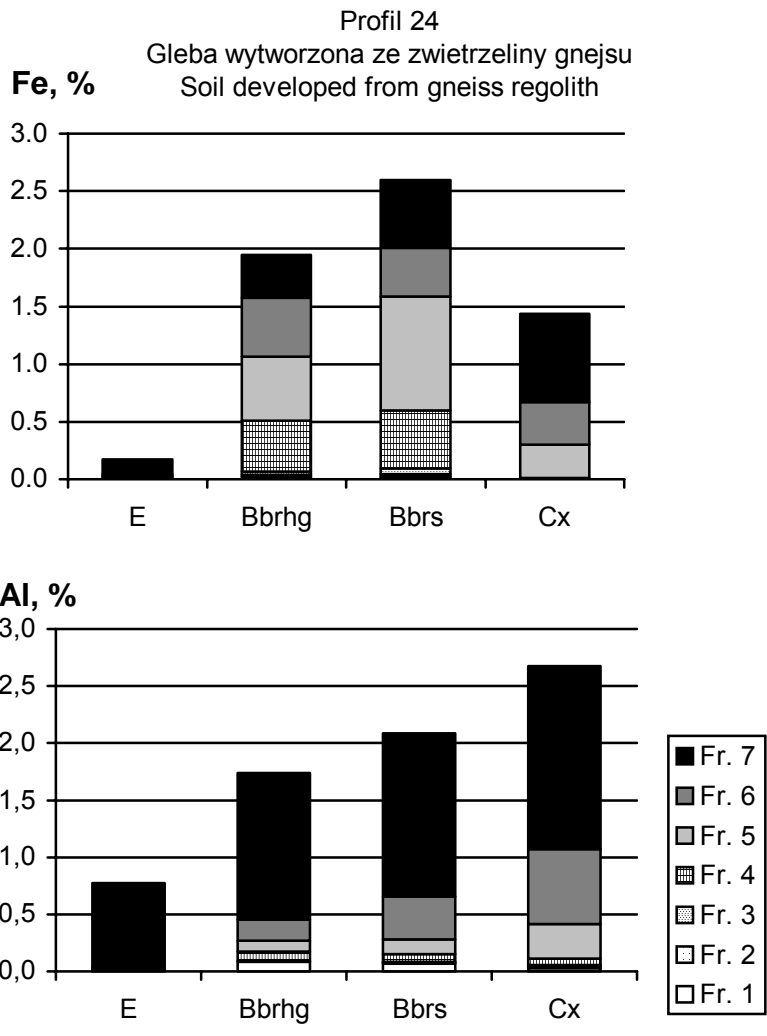
Objaśnienia, Explanation: Fr. 1 – frakcja ruchliwa, mobile fraction; Fr. 2 – wymienna, exchangeable; Fr. 3 – związ. z MnOx, MnOx bound; Fr. 4 – skompleks. organicznie, organically complexed; Fr. 5 – związ. w tlenkach amorf., occluded in amorph. oxides; Fr. 6 – związ. w tlenkach krystal., occluded in crystall. oxides; Fr. 7 – rezydualna, residual

Rys. 19. Frakcje żelaza i glinu w profilu 13, gleba wytworzona ze zwietrzliny piaskowca
Fig. 19. Forms of iron and aluminum in profile 13, soil developed from sandstone regolith



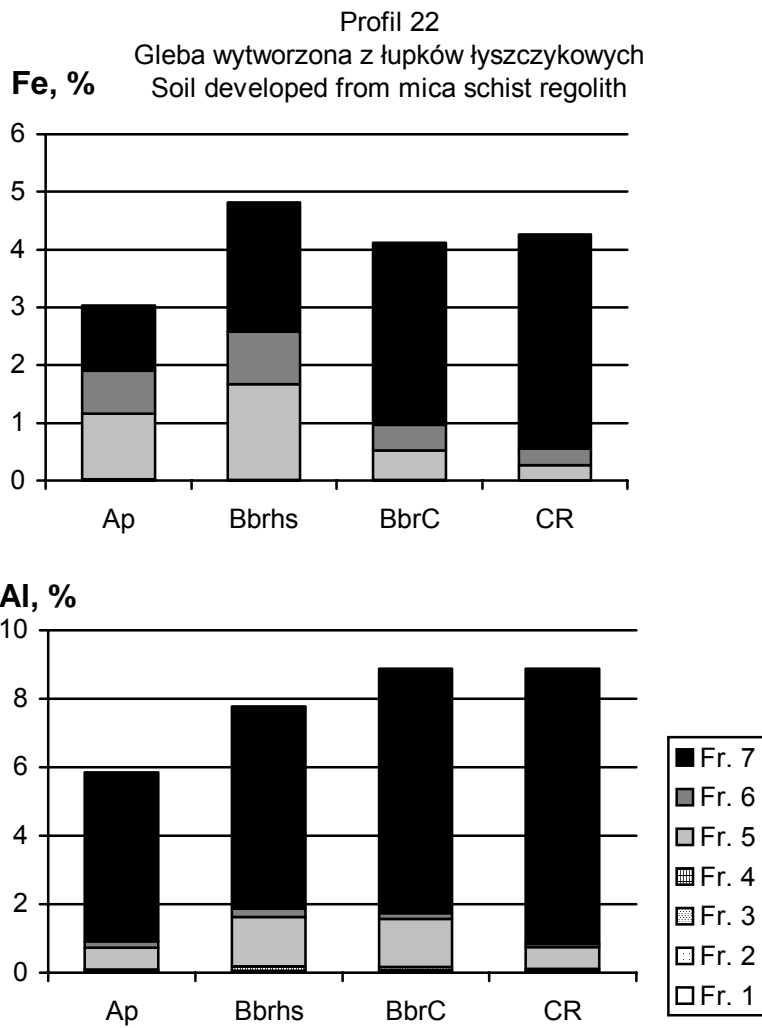
Objaśnienia – jak przy rysunku 19
Explanation – as in Figure 19

Rys. 20. Frakcje żelaza i glinu w profilu 12, gleba wytworzona ze zwietrzliny gnejsu
Fig. 20. Forms of iron and aluminum in profile 12, soil developed from gneiss regolith



Objaśnienia – jak przy rysunku 19
Explanation – as in Figure 19

Rys. 21. Frakcje żelaza i glinu w profilu 24, gleba wytworzona ze zwietrzliny gnejsu
Fig. 21. Forms of iron and aluminum in profile 24, soil developed from gneiss regolith



Objaśnienia – jak przy rysunku 19
Explanation – as in Figure 19

Rys. 22. Frakcje żelaza i glinu w profilu 22, gleba wytworzona ze zwietrzliny łupków łyszczykowych
Fig. 22. Forms of iron and aluminum in profile 22, soil developed from mica schist regolith

5.8. Skład frakcji ilastej

Mineralna frakcja koloidalna jest obok próchnicy najbardziej aktywną częścią składową gleby. Skład frakcji koloidalnej wpływa na szereg właściwości fizycznych i fizykochemicznych gleby, w tym w szczególności na jej zdolności sorpcyjne.

Skład mineralny frakcji ilastej gleb kształtuje się przede wszystkim pod wpływem skały macierzystej [ALLEN, HAJEK 1989, BOGDA I IN. 1998], jednak kierunek i intensywność wietrzenia minerałów pierwotnych w dużym stopniu zależą od warunków środowiskowych, w jakich przebiega proces wietrzenia: odczynu, ilości kwasów organicznych, aktywności biologicznej, intensywności ługowania produktów wietrzenia, dopływu kationów z zewnątrz i in. [EVANS 1992, EGLI I IN. 2001]. Jakościowa i ilościowa analiza składu frakcji ilastej jest więc ważnym elementem charakterystyki procesów glebotwórczych.

W niniejszym opracowaniu skupiono się na analizie składu frakcji ilastej w profilach gleb bielcowych wytworzonych w zbliżonych warunkach klimatycznych, ale z różnych skał macierzystych: piaskowca kwarcytowego, granitu, gnejsu biotytowego oraz łupka (chlorytowo-) łuszczkowego. Skały te różnią się procentowym udziałem kwarcu, ale przede wszystkim genezą, zestawem i proporcjami minerałów z grup łuszczków (mik) i skaleni.

We frakcji ilastej wydzielonej ze wszystkich badanych próbek glebowych, z wyjątkiem poziomów bielcowania Ees, obserwuje się znaczną koncentrację materiału „amorficznego”, co przejawia się wysokim tłem dyfraktogramów i małymi wysokościami pików (rys. 23 i 24, lewa strona). Usunięcie „amorficznych” tlenków za pomocą szczawianu amonu skutkuje wyraźnym obniżeniem tła oraz radykalnym wzrostem wyrazistości pików (rys. 23 i 24, prawa strona). Szczególnie wysoka koncentracja materiału „amorficznego” występuje w poziomach Bh, wskutek czego jednorazowa ekstrakcja szczawianem nie w pełni „odsłania” pozostałe minerały krystaliczne (rys. 23). Obserwacje te zgodne są z wynikami analiz chemicznych, wykazujących wysoką koncentrację żelaza i glinu („aktywnego”) w wyciągach szczawianowych z poziomów B (tab. 35). Zastosowanie ekstrakcji szczawianowej do „oczyszczania” preparatów rentgenowskich jest odstępstwem od standardowej metodyki MEHRY i JACKSONA [1960]. Zauważono jednak, że ekstrakcja metodą DCB może usuwać gliny z minerałów typu HIV (hydroxy-Al interlayered vermiculite), a więc wpływać na skład frakcji ilastej analizowanej próbki [KAHLE I IN. 2002]. Jak podkreślają SCHWERTMANN i TAYLOR [1989] materiał określany umownie jako „amorficzny” jest w rzeczywistości mieszaniną minerałów słabokrystalicznych i bardzo drobnokrystalicznych (np. ferryhydrytu, getytu i in.).

Przy identyfikacji z zastosowaniem promieniowania $CoK\alpha$ lub $FeK\alpha$ zamiast standardowego $CuK\alpha$ ujawnia swoją krystaliczną naturę. Podobnie FARMER I IN. [1980, 1982], WADA [1989], a ostatnio m.in. GUSTAFFSON I IN. [1999] wykazali, że pewną część „amorficznych” połączeń glinu tworzą minerały o uporządkowanej strukturze przestrzennej, której identyfikacja wymaga jednak zastosowania szeregu zaawansowanych technik badawczych. Nie określano ilościowego udziału minerałów „amorficznych” w

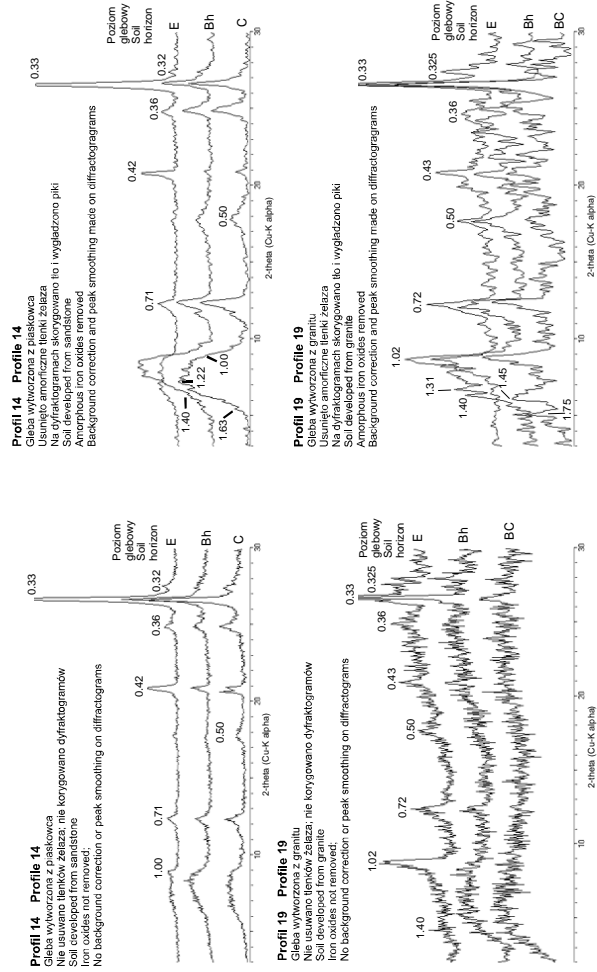
frakcji ilastej na podstawie dyfraktogramów, gdyż nie zostały dotychczas ustalone wiarygodne współczynniki intensywności (MIF) dla tego typu minerałów [KAHLE I IN. 2002].

Tabela 29
Table 29

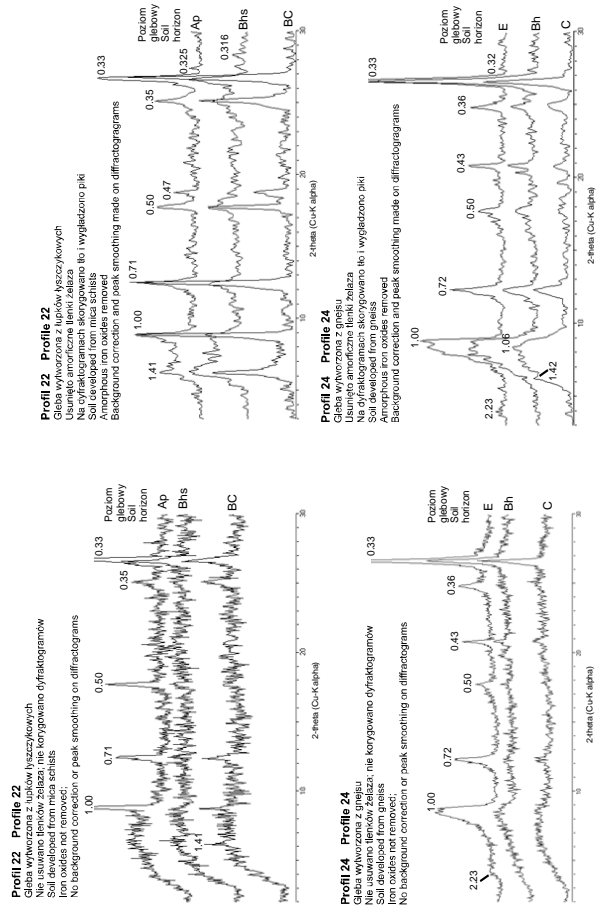
Skład frakcji ilastej wybranych gleb bielcowych Sudetów
Composition of clay fraction in selected soils of the Sudety Mountains

Poziom Horizon	Minerały frakcji ilastej gleb Minerals of soil clay fraction	
	Przybliżony procentowy skład frakcji ilastej, bez kwarcu Approximate composition of clay fraction (%), excl. quartz	Kwarc Quartz
Profil 14. Gleba wytworzona z piaskowca (Góry Stołowe) Profile 14. Soil developed from sandstone (Stołowe Mountains)		
E	V/I (56%), I (34%), K (10%), F	+++
B	V+HIV+V/I (62%), I (31%), K (7%), F, Pl, G	++
C	V+HIV+V/I (47%), I (41%), K (12%), F, Pl, G	++
Profil 19. Gleba wytworzona z granitu (Karkonosze) Profile 19. Soil developed from granite (Karkonosze Mountains)		
E	I (69%), V/I (21%), K (10%), F, Pl,	+++
B	V+HIV+V/I (54%), I (37%), K (9%), Ch, F, Pl, G	+++
C	V+HIV+V/I (55%), I (39%), K (6%), Ch, F, Pl	+++
Profil 24. Gleba wytworzona z gnejsu (Góry Izerskie) Profile 24. Soil developed from gneiss (Izerskie Mountains)		
E	I (61%), V/I+HIV (29%), K (10%), F	+++
B	I (55%), V/I+HIV (37%), K (8%), F, G	+++
C	Ch+HIV (40%), I (26%), V/I (26%), K, F	+++
Profil 22. Gleba wytworzona z łupków łyszczykowych (Góry Izerskie) Profile 22. Soil developed from mica schists (Izerskie Mountains)		
Ap	Ch (56%), I (26%), V/I lub V/Ch (18%), K, F, Pl	+
B	Ch (48%), I (33%), V/I lub V/Ch (19%), K, F, Pl	+
C	Ch (45%), I (40%), V/I (15%), K, F, Pl	+

Objaśnienia, Explanations: Ch – chloryt, chlorite; F – skalenie potasowe, K-feldspars; G – gibbsyt, gibbsite; HIV – wermikulit międzypakietowo nasycony hydroksy-Al- kompleksami, hydroxy-Al-interlayered vermiculite; I – illit (mika), illite (mica); K – kaolinit, kaolinite; Pl – plagioklaz, plagioclase; Q – kwarc, quartz; V/Ch – mieszanopakietowy wermikulit-chloryt, interstratified vermiculite-chlorite; V/I – mieszanopakietowy wermikulit-illit (mika), interstratified vermiculite-illite (mica); względna zawartość kwarcu, relative amount of quartz: +++ wysoka i bardzo wysoka, high and very high; ++ średnia, medium; + niska, low.



Rys. 23. Porównanie dyfraktogramów frakcji koloidalnej (<0,002 mm) oczyszczonej z materii organicznej (lewa kolumna) oraz materii organicznej i amorficznych tlenków żelaza (prawa kolumna): profile nr 14 i 19 (lewa kolumna); profile nr 14 i 19 oczyszczonej z materii organicznej (<0,002 mm) oraz amorficznych tlenków żelaza (prawa kolumna): profile nr 14 i 19 (prawa kolumna); organic matter (<0,002 mm) cleaned from: organic matter (left column); organic matter and amorphous iron oxides (right column): profiles 14 and 19



Rys. 24. Porównanie dyfraktogramów frakcji koloidalnej (<0,002 mm) oczyszczonej z materii organicznej (lewa kolumna) oraz materii organicznej i amorficznych tlenków żelaza (prawa kolumna): profile nr 22 i 24
 Fig. 24. X-Ray diffraction patterns of clay fraction (<0,002 mm) cleaned from: organic matter (left column); organic matter and amorphous iron oxides (right column); profiles 22 and 24

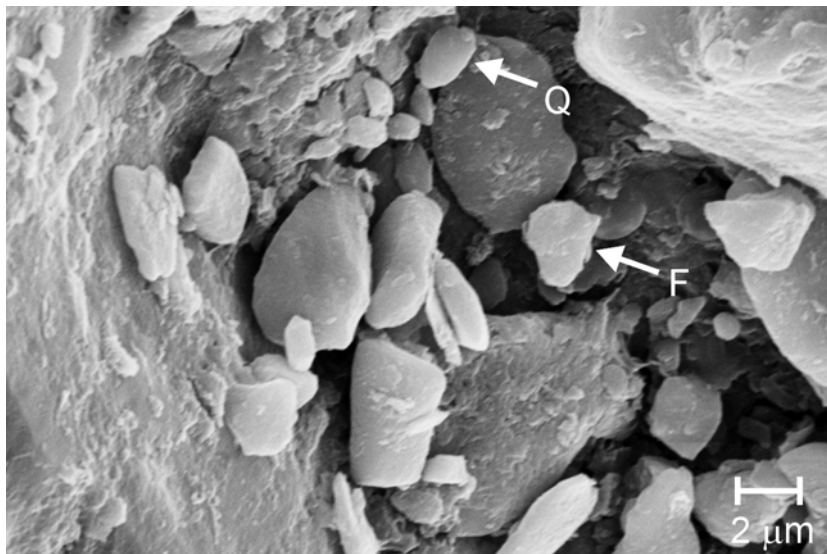
We wszystkich badanych próbkach występują drobnodispersyjne minerały pierwotne: kwarc (z charakterystycznymi liniami 0,333–0,335 i 0,426 nm), skalenie potasowe (linie 0,324–0,329 nm) oraz plagioklasy (linie 0,315–0,320). Największe ilości kwarcu występują w glebach wytworzonych z granitów i gnejsów, a najmniejsze we frakcji ilastej gleb wytworzonych z łupków chlorytowo-łyszczkowych (rys. 27–30, tab. 29). Skalenie potasowe i plagioklasy na ogół występują łącznie, z wyjątkiem poziomów eluwalnych (tab. 29), co wynika zapewne z szybszego rozkładu plagioklazów w silnie kwaśnych poziomach powierzchniowych [HUANG 1989]. Obecność skaleni potasowych we wszystkich próbkach świadczy natomiast o stałe wysokim „zapasie” potasu, co w pewnym sensie uzasadnia wysoką koncentrację illitu w badanych glebach [FANNING I IN. 1989, HUANG 1989].

Illit jest bowiem minerałem występującym w dużych ilościach we wszystkich badanych próbkach (tab. 29). Dominuje (>50% frakcji ilastej) w całym profilu gleby wytworzonej z gnejsu oraz w poziomie eluwalnym gleby wytworzonej z granitu. Nie ustalono jednoznacznie, w jakim stopniu omawiany minerał jest „illitem” w klasycznym ujęciu [FANNING I IN. 1989], a w jakim drobnodispersyjną formą pierwotnych łyszczków (mik)³, które występują w znacznych ilościach w skałach macierzystych badanych gleb (tab. 29). Obserwacje dokonane pod mikroskopem elektronowym w glebie wytworzonej z granitu pokazują możliwość tworzenia się łusczkowatych drobin o wielkości drobnego pyłu i łu o „świeżych” kształtach (rys. 26, symbol M1), ale dominują blaszki o wyraźnie zmienionych kształtach (rys. 26, symbol M2). Obserwacja ziaren biotyту pod binokulem wykazuje na ogół zaawansowane stadia wietrzenia chemicznego, przejawiające się wyraźnymi zmianami struktury i barwy blaszek. Zdaniem KOWALIŃSKIEGO I IN. [1967] oraz BOGDY [1981] biotyt w glebach wietrzeniowych jest w znacznym stopniu przeobrażony w hydrobiotyt oraz wermikulit albo w minerały typu chlorytu. ALLEN i HAJEK [1989] podają, że o ile we frakcjach piaskowych i pyłowych gleb wietrzeniowych mogą występować miki nie zwietrzałe, o tyle we frakcji ilastej minerały łyszczkowe zawierają znacznie mniej potasu niż typowy muskowitz lub biotyt, co świadczy o ich przeobrażeniu we wtórną mikę – illit. Dlatego w niniejszym opracowaniu minerały typu mik występujące we frakcji koloidalnej gleb umownie będą określane mianem illitu, choć prawdopodobnie są mieszaniną mik pierwotnych i wtórnych.

Illit dominuje w poziomach powierzchniowych gleb bielcowych wytworzonych z granitu i gnejsu, a w głąb profilu jego udział maleje (tab. 29). Przewaga illitu w poziomach eluwalnych może być efektem intensywnego wietrzenia fizycznego łyszczków z grubszych frakcji granulometrycznych (a także zserycytizowanych skaleni) i „zasilania” frakcji ilastej drobnodispersyjnymi formami tych minerałów (rys. 26). Dominacja illitu (mik) może być też skutkiem intensywnego chemicznego rozkładu minerałów w warunkach silnie kwaśnego odczynu i równie intensywnego wymywania produktów wietrzenia do poziomów B. Zwolennikiem opinii o przemożnym wpływie wietrzenia fizycznego na skład frakcji ilastej bielic karkonoskich jest WEBER [1998]. Jednak znaczne iluwalne

³ Przy oznaczaniu składu frakcji ilastej posługiwano się wyłącznie metodą XRD, a linie analityczne pierwotnych mik oraz illitu na dyfraktogramach rentgenowskich są bardzo zbliżone lub identyczne.

nagromadzenie produktów chemicznego rozkładu w poziomie B przemawia raczej za dużą intensywnością wietrzenia chemicznego minerałów – zarówno pierwotnych, jak i przejściowych wtórnych – w poziomach eluwialnych biellic.

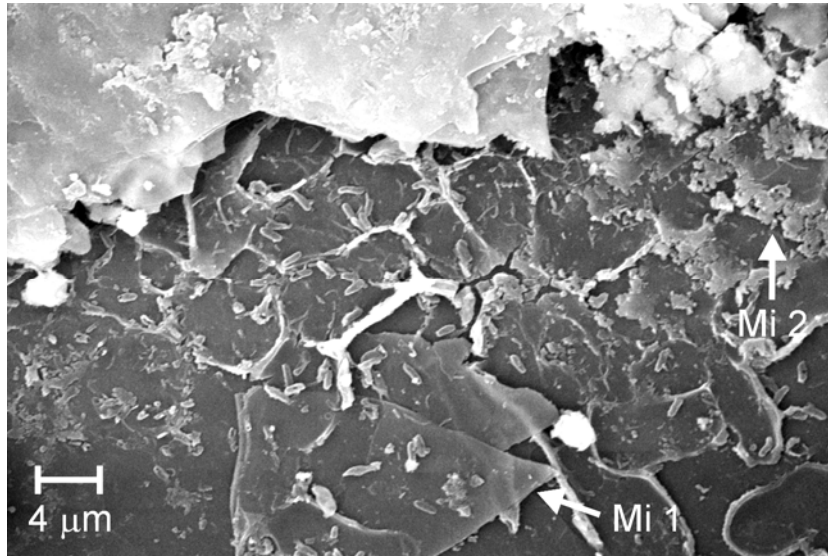


Rys. 25. Drobnodispersyjne minerały pierwotne we frakcji ilastej gleby wytworzonej z granitu (profil 19): Q – kwarc, F – skaień potasowy (zidentyfikowano w oparciu o skład chemiczny oznaczony metodą XRS)

Fig. 25. Highly dispersed primary minerals in a clay fraction of the soil developed from granite (profile 19): Q – quartz, F - K-feldspar (identified with regard to chemical composition, using XRS method)

Z kolei w poziomie powierzchniowym gleby wytworzonej z łupków chlorytowo-łyszczkowych udział pierwotnej miki (lub illitu) jest najmniejszy, prawdopodobnie wskutek intensywnego przeobrażenia w hydrobiotyt i minerały mieszanopaketowe illit – wermikulit (tab. 29). Jednakże w poziomach powierzchniowych tej gleby, w warunkach wyższego pH i większego nasycenia kationami Ca, Mg, Al i Fe, minerały mieszane i wtórne nie ulegają dalszemu rozkładowi, jaki ma miejsce w silnie kwaśnych poziomach eluwialnych gleb wytworzonych z granitu i gnejsu, ich względny udział w składzie frakcji ilastej rośnie.

Illit podawany jest jako główny minerał frakcji ilastej gleb bielcowych i brunatnych wytworzonych ze skał kwaśnych Sudetów m.in. przez BOGDĘ [1981], BOGDĘ i IN. [1998], SZERSZENIA i IN. [1978]. Zawsze jest to związane z wysoką zawartością łyszczków w skale macierzystej gleb.



Rys. 26. Różne stadia wietrzenia łuszczyków w glebie wytworzonej z granitu (profil 19): Mi1 – blaszki nie zwietrzałe chemicznie, Mi2 – blaszki silnie zwietrzałe chemicznie
 Fig. 26. Various stages of micas weathering in the soil developed from granite (profile 19): Mi1 – flakes not weathered chemically, Mi2 – flakes showing the effects of strong chemical weathering

Najbardziej charakterystycznym elementem dyfraktogramów badanych próbek jest szerokie pasmo pomiędzy 1,0 a 1,4 nm (czasem 1,0–1,2 lub 1,0–1,6 nm). W paśmie tym występować może grupa minerałów tworzących szereg wietrzenia mik (biotytu). Brak przesunięć linii analitycznych do 1,8 nm w próbkach nasyconych gliceryną sugeruje brak minerałów pęczniejących, szczególnie smektytów, dość często podawanych przez innych autorów jako produkty wietrzenia mik w granitach i gnejsach [ALLEN, HAJEK 1989, BOGDA I IN. 1998, BOGDA, CHODAK 1986, MIGOŃ, AUGUSTYN 2000].

Linia 1,41–1,42 nm, w glebie wytworzonej z łupków chlorytowo-łuszczykowych oraz w poziomie C gleby wytworzonej z gnejsu, nie ulega zmianie po nasyceniu gliceryną i wyprażeniu, co wraz z obecnością linii ok. 0,47 nm, zanikającej po wyprażeniu w 550 °C [BARNHISEL, BERTSCH 1989], świadczy o obecności chlorytu – prawdopodobnie pierwotnego, dziedziczonego ze skały macierzystej (rys. 29–30).

W pozostałych próbkach pasmo 1,0–1,2 (–1,4) nm nie ulega większym zmianom po nasyceniu gliceryną, ale w znacznej części kolapsuje do około 1,0 nm po wyprażeniu. Właściwy wermikulit jest prawdopodobnie obecny w poziomach Bh i C gleb wytworzonych z piaskowca i granitu (rys. 27–28). Przynajmniej w części wermikulit ten jest nasycony hydroksy-kompleksami glinu w przestrzeniach międzypakietowych (hydroxy-Al-interlayered vermiculite, HIV), co ostatnio jest coraz częściej stwierdzane w glebach bielcowych [BARNHISEL, BERTSCH 1989, EGLI I IN. 2001, GUSTAFFSON I IN. 1999, PAI

i IN. 2004]. Obecność słabej linii 1,4 nm, trwałej nawet po wyprażeniu w 550 °C, wraz z linią 0,485–0,490 nm świadczy o domieszce HIV również w poziomach Bh i C gleby wytworzonej z gnejsu i łupka. Jednakże zasadnicza (środkowa) część szerokiego pasma 1,0–(1,2)–1,4 nm świadczy o obecności minerałów mieszanopakietowych (nierregularnych) typu illit – wermikulit lub mika – wermikulit, oraz hydrobiotyt – wermikulit [SAWHNEY 1989]. W glebie wytworzonej z łupków, szczególnie w poziomie B, występują minerały mieszanopakietowe typu chloryt – wermikulit.

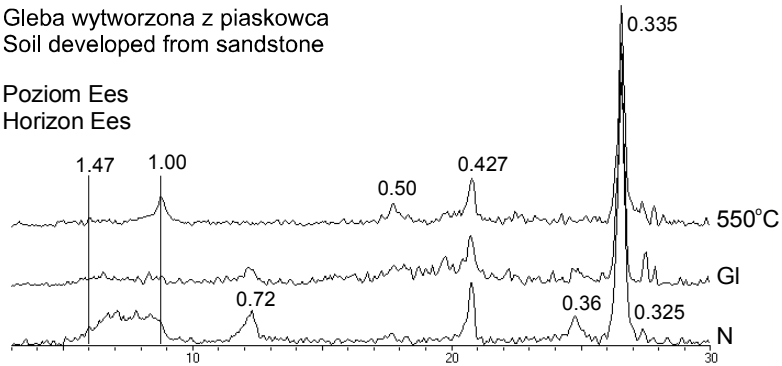
Minerały mieszanopakietowe z udziałem wermikulitu są obok illitu (miki) najważniejszymi minerałami we frakcji ilastej badanych gleb (tab. 29). Wyraźnie dominują w glebie bielcowej wytworzonej z piaskowca i w głębszych poziomach gleby wytworzonej z granitu, w których stanowią ponad 50% minerałów frakcji ilastej (bez uwzględniania udziału kwarcu). W glebie wytworzonej z gnejsu tworzą od 26 do 37% składu frakcji ilastej, i tylko w glebie wytworzonej z łupków ich udział jest niższy, w granicach 15–19% (tab. 29).

Wermikulitowy charakter minerałów mieszanopakietowych w glebach bielcowych wytworzonych z masywnych skał kwaśnych jako jedni z pierwszych scharakteryzowali KODAMA i BRYDON [1966]. Również w karkonoskich glebach wytworzonych z granitów KOWALIŃSKI i IN. [1966], a później BOGDA [1981] wykazali wermikulitowy kierunek wietrzenia biotyту. Jak podsumowują ALLEN i HAJEK [1989] oraz DOUGLAS [1989], przy małej koncentracji wapnia i magnezu, malejącej zawartości potasu, oraz przy relatywnie wysokiej koncentracji glinu, typowej dla gleb kwaśnych o pH<5,5, miki ulegają preferencyjnemu przeobrażeniu w wermikulit (poprzez szereg form pośrednich), podczas gdy tworzenie smektytu może być niemal całkowicie zahamowane. Wyniki uzyskane we wszystkich badanych glebach potwierdzają powyższą tezę. RIGHI i IN. [1999] oraz WILSON [1999] uważają jednak, że końcowymi produktami przemian łuszczyków w poziomach eluwialnych starych, dobrze wykształconych bieliec są smektyty.

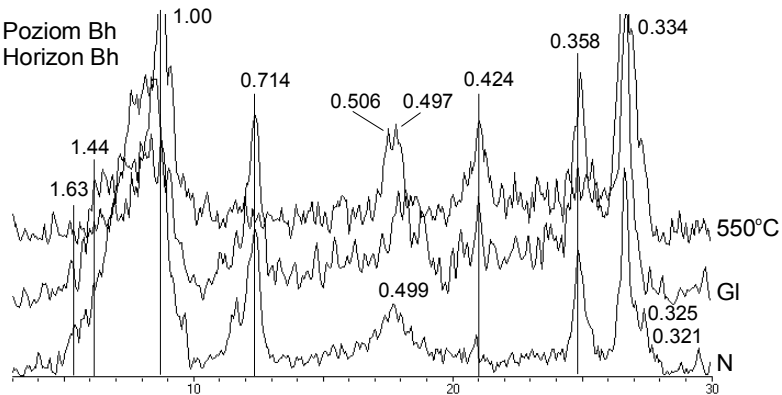
Podobnie w innych glebach wietrzeniowych Sudetów – wytworzonych z gnejsów [BOGDA, CHODAK 1986] oraz granitów kudowskich i piaskowców Gór Stołowych [BOGDA i IN. 1998, CHODAK 1998, 2002, CHODAK i IN. 1996] potwierdza się dominację lub znaczny udział minerałów wermikulitowych. Wydaje się, że smektyty pojawiają się we frakcji ilastej sudeckich gleb wytworzonych ze zwietrzelin granitów i gnejsów przede wszystkim wtedy, gdy skała macierzysta ma charakter deluwialny lub zawiera domieszki materiału polodowcowego [BOGDA i IN. 1998]. Również we frakcji koloidalnej bieliec tatrzańskich (wytworzonych ze zwietrzelin granitowych) stwierdzono dominację minerałów typu illitu oraz illitu–wermikulitu, a brak smektytu [SKIBA 2000].

Profil 14 Profile 14
 Gleba wytworzona z piaskowca
 Soil developed from sandstone

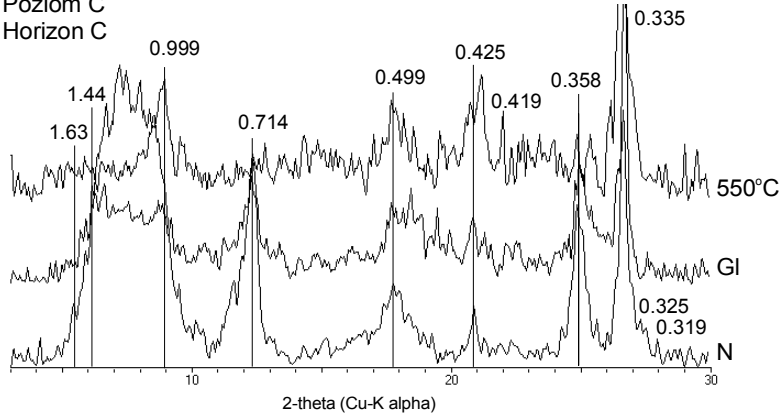
Poziom Ees
 Horizon Ees



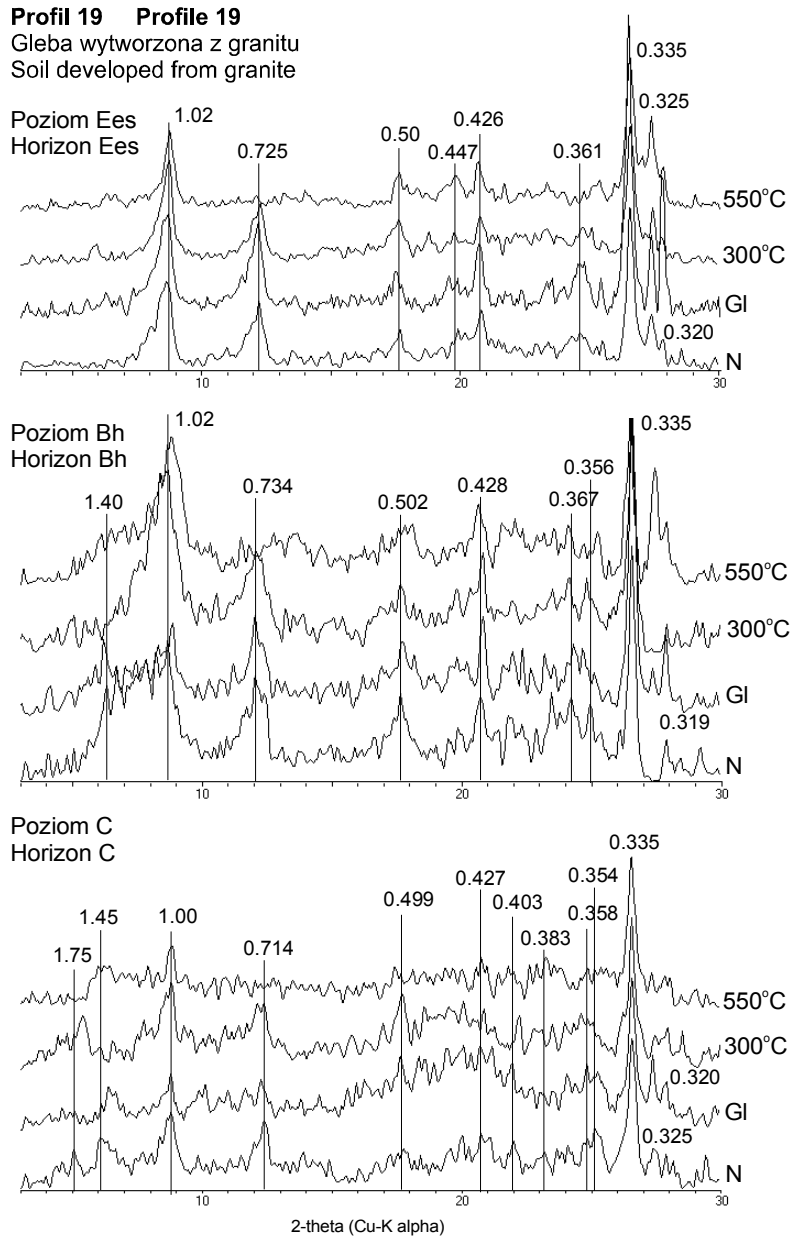
Poziom Bh
 Horizon Bh



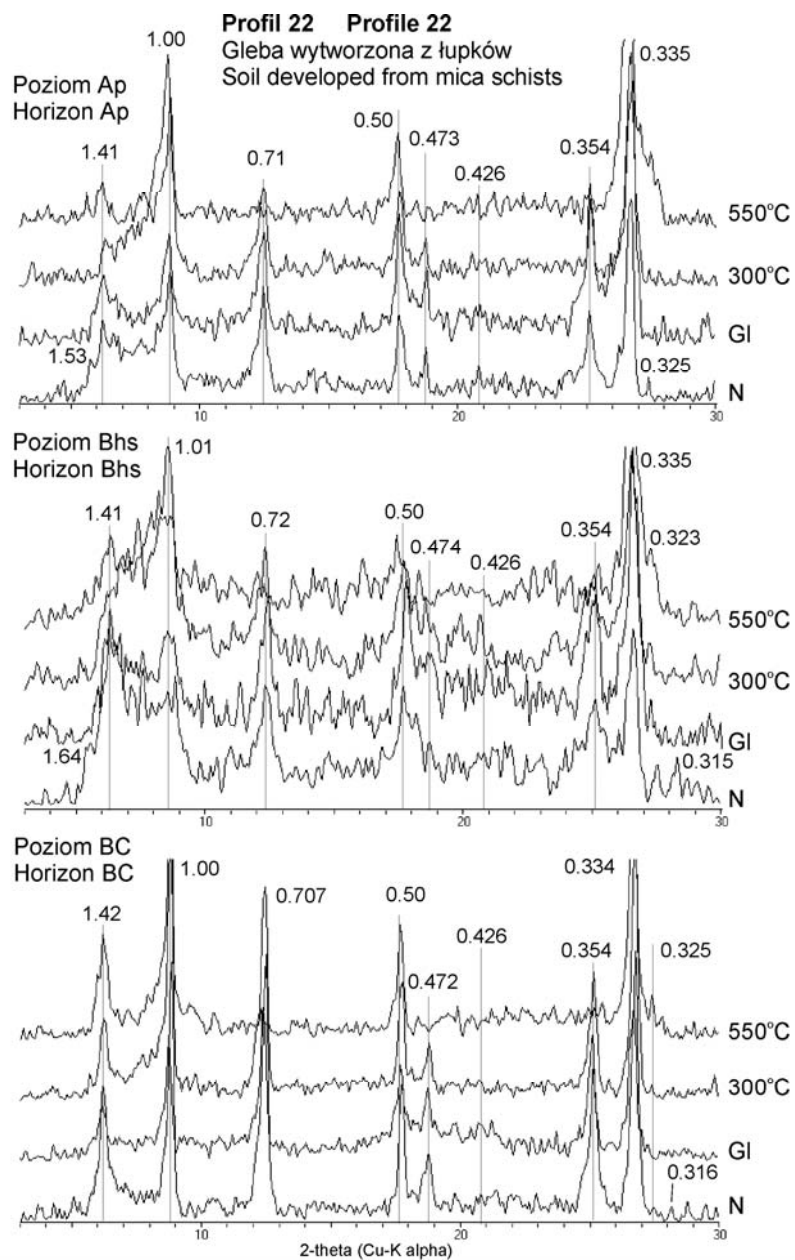
Poziom C
 Horizon C



Rys. 27. Dyfraktogramy frakcji koloidalnej (<0,002 mm) gleby bielcowej wytworzonej z piaskowca (profil 14). Z próbki usunięto materię organiczną i amorficzne tlenki żelaza
 Fig. 27. X-Ray diffraction patterns of clay fraction (<0,002 mm) of Podzol developed from sandstone (profile 14). Organic matter and amorphous iron oxides removed from the samples

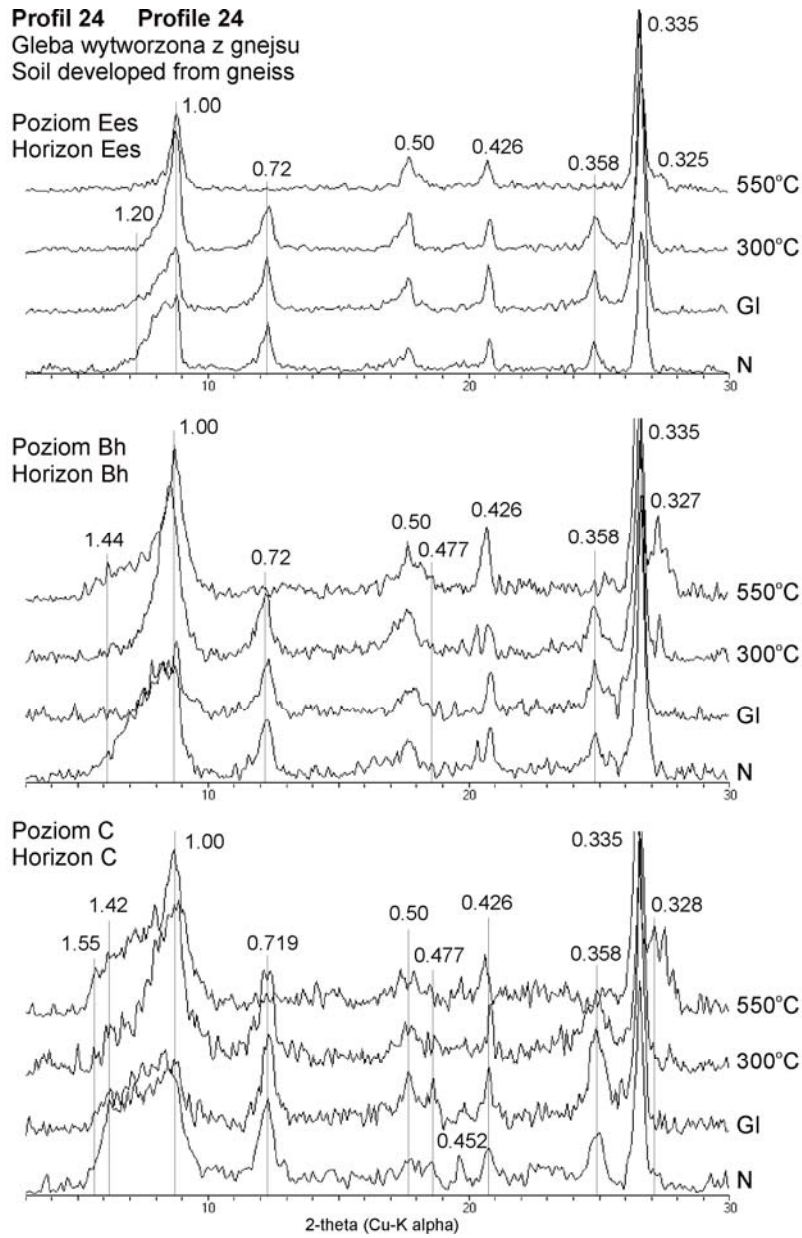


Rys. 28. Dyfraktogramy frakcji koloidalnej (<0,002 mm) gleby bielcowej wytworzonej z granitu (profil 19). Z próbki usunięto materię organiczną i amorficzne tlenki żelaza
 Fig. 28. X-Ray diffraction patterns of clay fraction (<0,002 mm) of Podzol developed from granite (profile 19). Organic matter and amorphous iron oxides removed from the samples



Rys. 29. Dyfraktogramy frakcji koloidalnej (<0,002 mm) gleby wytworzonej z łupków łuszczkowych (profil 22). Z próbki usunięto materię organiczną i amorficzne tlenki żelaza

Fig. 29. X-Ray diffraction patterns of clay fraction (<0,002 mm) of a soil developed from mica schists (profile 22). Organic matter and amorphous iron oxides removed from the samples



Rys. 30. Dyfraktogramy frakcji koloidalnej (<0,002 mm) gleby bielcowej wytworzonej z gnejsu (profil 24). Z próbki usunięto materię organiczną i amorficzne tlenki żelaza
 Fig. 30. X-Ray diffraction patterns of clay fraction (<0,002 mm) of Podzol developed from gneiss (profile 24). Organic matter and amorphous iron oxides removed from the samples

We frakcji ilastej badanych gleb dość wyraźnie zaznacza się obecność kaolinitu (rys. 28–29). Nie jest to minerał dominujący w glebach bielcowych strefy umiarkowanej [ALLEN, HAJEK 1989, DIXON 1989], ale w glebach Sudetów jest stwierdzany powszechnie [BOGDA 1981, BOGDA i IN. 1998, CHODAK i IN. 1996, SZERSZEŃ i IN. 1979]. Ma to zapewne związek z obecnością znacznych ilości skaleni potasowych w sudeckich granitach i gnejsach. Skalenie zaliczane są bowiem do głównych prekursorów kaolinitu [DIXON 1989], choć STOCH i SIKORA [1976] uważają, że w sudeckich zwietrzelinach granitów i gnejsów kaolinit wytworzył się z mik: z biotyty bezpośrednio, a z muskowitu poprzez stadium montmoryllonitu. Jednak zdaniem HARRISA i IN. [1985] oraz NARFLEETA i SMITHA [1989] biotyt ulega wyraźnej kaolinizacji głównie w warunkach bardzo intensywnego wietrzenia chemicznego, a więc w klimacie ciepłym i bardzo wilgotnym. Tymczasem występowanie kaolinitu w poziomach eluwalnych bielicy zostało potwierdzone przez SKIBĘ [2000] w borealnych warunkach Tatr.

Identyfikacja kaolinitu jest utrudniona wobec występowania wermikulitu i chlorytu w badanych próbkach. Nie ulega jednak wątpliwości, że kaolinit występuje w poziomach eluwalnych gleb bielcowych wytworzonych z piaskowców, granitów i gnejsów, oraz że jego udział we frakcji ilastej na ogół maleje w głąb profilu (tab. 29). Większy udział kaolinitu w poziomach eluwalnych wynika zapewne z bezpośredniej kaolinizacji skaleni w warunkach silnego zakwaszenia i ługowania kationów. Kaolinit może być też dalszym stadium przemian biotyty (mika → illit → wermikulit → kaolinit) [BARNHISEL, BERTSCH 1989].

Analizując skład frakcji ilastej badanych gleb bielcowych można zgodzić się z opinią WEBERA [1998] o niewielkim natężeniu wietrzenia chemicznego w tych glebach w takim sensie, że ogólna ilość najdrobniejszej zwietrzliny (iłu koloidalnego) jest mała. Jednak w obrębie frakcji koloidalnej obserwuje się daleko idące przemiany składu minerałów, świadczące o zaawansowanym wietrzeniu chemicznym. Wpływ procesu bielcowania przejawia się szczególnie silnym (w porównaniu do poziomów położonych głębiej) rozkładem minerałów w poziomie eluwalnym i wymywaniem produktów wietrzenia. Skutkuje to dominacją mik (illitu) oraz niewielką ilością minerałów „amorficznych” w poziomie eluwalnym. Poziomy B i C zawierają duże ilości minerałów „amorficznych”, a wśród minerałów krystalicznych dominują produkty wietrzenia mik, głównie minerały mieszanopaketowe typu illit–wermikulit. W odróżnieniu od innych badań z obszarów wietrzenia kwaśnych skał magmowych i metamorficznych nie stwierdzono smektytowego kierunku wietrzenia minerałów pierwotnych, co świadczy o szczególnie silnym ługowaniu kationów zasadowych w badanych glebach bielcowych.

Dla pełnej charakterystyki składu i przemian frakcji ilastej gleb bielcowych Sudetów niezbędna jest kontynuacja badań, szczególnie w kierunku rozpoznaniu składu i właściwości minerałów mieszanopaketowych oraz minerałów dotychczas uważanych za amorficzne.

5.9. Wiek gleb bielcowych na tle genezy i wieku osadów piaszczystych Niziny Śląskiej

Wodnolodowcowe osady piaszczyste zdeponowane na równinach u schyłku zlodowacenia Odry na ogół nie podlegały większym przekształceniom w okresie późnoplejstocenijskim i holocenijskim [WINNICKI 1991]. Przyjmuje się więc często, że gleby występujące na równinach wodnolodowcowych są glebami relatywnie starymi, a ich rozwój trwał nieprzerwanie przez cały holocen [KOWALKOWSKI 1998a]. Fragmenty równin fluwioglacjalnych oraz aluwialnych podlegały jednakże procesom eolicznym, prowadzącym do ukształtowania się wydm. Największą naturalną aktywnością procesy te odznaczały się u schyłku plejstocenu i we wczesnym holocenie przed wkroczeniem zwartych lasów [OKOŁOWICZ 1969]. Do ponownego nasilenia procesów eolicznych, prowadzącego do rozwiewania już utrwalonych wydm i tworzenia nowych wydm lub pokryw eolicznych, dochodziło w późnym holocenie – w miarę rozszerzania się osadnictwa i wypalania lasów na potrzeby rolnictwa. Stąd w rejonach występowania piasków eolicznych wiek gleb może być bardzo zróżnicowany, a stopień przeobrażenia młodych osadów wskazuje na kierunek i intensywność współczesnych procesów glebotwórczych [MANIKOWSKA 1982].

W trakcie prowadzonych prac w środkowej części Równiny Oleśnickiej zlokalizowano stanowisko, gdzie pod płytkimi pokrywami piasków eolicznych występują gleby kopalne, niekiedy z resztkami organicznymi przydatnymi do datowania metodą C-14. Dla próbki drewna sosnowego (z pieńka drzewka zakorzenionego w naturalny sposób) z profilu nr 5 ustalono wiek 495 ± 95 lat BP (symbol datowania Gd-15564). Próbka pochodziła z kopalnego poziomu próchnicznego na głębokości około 70–80 cm, co oznacza, że cała nadległa warstwa piasku (zawierająca w całej masie domieszkę zeolizowanych węgielków drzewnych) uformowana została około 500 (–550) lat temu. Oznacza to również, że okres około 500 lat wystarczył dla uformowania dość głębokiego (co najmniej 40 cm) i morfologicznie dobrze zaznaczonego poziomu rdzawego, a także zapoczątkowania procesu bielcowania. Bielcowanie (m.in. zaistnienie poziomów *albic* i *spodic*) jest jednak słabo zaznaczone, co sugeruje, że jest to proces współczesny, związany z wprowadzeniem monokultur sosnowych.

Pozostałe analizowane dobrze wykształcone gleby bielcowe wytworzone zostały z utworów starszych, nie zawierających węgla drzewnych, które są najbardziej oczywistym przejawem przeobrażenia (przeważnie antropogenicznego) powierzchni terenu i gleb. Należą do nich: gleba bielcowa na wydmie (profil 25), a także gleba bielcowa (profil 1) i gleba bielcowo-rdzawa (profil 7) na równinach fluwioglacjalnych. Datowanie spągu czynnego torfowiska międzywydmowego w rejonie Przemkowa (Nizina Śląsko-Łużycka) wykazało jego atlantycki wiek [K. ISSMER – informacja ustna]. Oznacza to, że otaczające wydmy były już wówczas ustabilizowane przez zwarte drzewostany, a procesy glebotwórcze trwają w nich przynajmniej od okresu atlantyckiego (profil 25).

6. DYSKUSJA

Przeprowadzone badania wykazały występowanie gleb o morfologii biellic lub gleb biellicowych w rozproszeniu zarówno w niżowej, jak i górskiej części Dolnego Śląska, w warunkach zróżnicowanych pod względem skały macierzystej, klimatu (szczególnie opadów), topografii oraz szaty roślinnej. O ile biellicowy charakter gleb wytworzonych z piasków Niziny Śląskiej i Śląsko-Łużyckiej nie budzi wątpliwości [KOWALKOWSKI, NOWAK 1968, POKOJSKA 1979], to pojawiają się opinie o innej niż biellicowa, na przykład glejowej genezie niektórych gleb górskich Sudetów [m.in. BROGOWSKI I IN. 1997]. Gleby biellicowe Dolnego Śląska odznaczają się dużą zmiennością właściwości fizykochemicznych i chemicznych, zależną najsilniej od rodzaju skały macierzystej. Uogólniając, podstawowe właściwości badanych gleb przedstawiają się następująco:

- niska zawartość łu (<0,002 mm) od około 0 do 6%, zawartość pyłu (0,002–0,05 mm) do 10% w glebach wytworzonych z piasków Niziny Śląskiej i do 65% w glebach ze skał masywnych Sudetów;
- bardzo wysoka kwasowość wymienna próchnic leśnych: do 18,2 cmol(+)kg⁻¹ pod borami sosnowymi i do 34,8 cmol(+)kg⁻¹ pod borami świerkowymi;
- silnie kwaśny odczyn mineralnych warstw powierzchniowych: pH_{H2O} od 3,7 do 4,2 w bielicach z piasków, oraz od 3,2 do 3,8 w glebach ze skał masywnych;
- niska zawartość zasadowych kationów wymiennych (w poziomie skały macierzystej): średnio 0,16 cmol(+)kg⁻¹ w piaskach i 0,3–3,3 cmol(+)kg⁻¹ w zwietrzelinach skał masywnych;
- dominacja glinu wymiennego i bardzo słabe wysycenie kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi – na ogół poniżej 20%;
- wyraźnie niższa (niedoborowa) zasobność w przyswajalny fosfor, potas i magnez w porównaniu z analogicznymi glebami brunatnymi kwaśnymi.

Zgromadzony materiał terenowy i analityczny pokazuje, że właściwości fizykochemiczne i chemiczne gleb o morfologii biellicowej, a wytworzonych z piaskowców, granitów, gnejsów i łupków łyszczykowych w różnych partiach Sudetów, oraz gleb wytworzonych z piasków Niziny Śląskiej, dobrze przystają do modelu gleby biellicowej (bielicy) z poziomem eluwialnym zubożonym w próchnicę, glin, żelazo i inne składniki, oraz wzbogaconym poziomem iluwialnym.

Otwarte pozostaje jednak pytanie, czy opisywane gleby biellicowe powstały na drodze wyłącznie pedogenicznego biellicowania, czy raczej budowa ich profilu nawiązuje do litologicznego zróżnicowania pokryw stokowych, co w Górach Świętokrzyskich wykazane zostało przez KOWALKOWSKIEGO [1998]. Liczne argumenty zgromadzone niemal we wszystkich pasmach Sudetów wspierają powyższą tezę. Należy do nich przede

wszystkim nieregularne uziarnienie kolejnych warstw profilu glebowego oraz skokowe zmiany zawartości szkieletu. W Karkonoszach (granity) i Górach Stołowych (piaskowce) stwierdzono wyraźne różnice w stopniu zwietrzenia lub w składzie mineralogicznym odłamków skalnych w poziomach eluwialnych i iluwialnych. Głębsze warstwy profili glebowych (już od poziomu Bh) posiadają niekiedy czytelne cechy przeobrażeń peryglacialnych, jak soliflukcyjne ułożenie odłamków skalnych, płytkowa struktura lub zbitość (ale nie scementowanie) masy glebowej. Cechy substratu glebowego tak wyraźnie odróżniają poziomy E od głębiej zalegających, że nasuwa się wniosek o przynajmniej dwuczłonowej budowie profili niektórych gleb górskich [KABAŁA, HAASE 2004, KABAŁA 2005]. Zgodnie z koncepcją KOWALKOWSKIEGO [1998] głębsze poziomy reprezentują starszą plejstoceniową warstwę soliflukcyjno-wietrzeniową (pokrywa środkowa κ lub dolna λ), w obrębie której występują poziomy Bbr reliktovej gleby brunatnej. Natomiast luźny, piaszczysto-kamienisty poziom E reprezentuje młodszą plestoceniową górną pokrywę ν lub nawet holoceniową warstwę erozyjno-akumulacyjną. W odróżnieniu od gleb bielcowych wytworzonych z piasków na niżu, całkowita zawartość żelaza i glinu w poziomach B gleb wytworzonych ze skał masywnych Sudetów nie różni się znacznie od zawartości tych pierwiastków w skale macierzystej. Oznacza to, że wysoka koncentracja wolnych form żelaza i glinu w tych glebach ma genezę bardziej wietrzeniową niż iluwialną.

Podane fakty nie stoją w sprzeczności z bielcowym charakterem współczesnych gleb. Analiza związków próchnicznych wykazuje ponad wszelką wątpliwość tworzenie się i przemieszczanie w profilu mobilnych połączeń organicznych. Również z analizy całkowitej zawartości oraz form żelaza i glinu wynika, że w stropie poziomów B występuje mniej lub bardziej wyraźny przyrost ilości tych pierwiastków. Iluwialnej genezy tego wzrostu nie sposób zakwestionować wobec występujących współcześnie warunków środowiskowych szczególnie sprzyjających procesom eluwialnym (wysokie opady, dodatni bilans wodny, silne zakwaszenie próchnic leśnych i powierzchniowych poziomów mineralnych, duża podaż mobilnych frakcji humusowych, niska koncentracja zasadowych kationów wymiennych itp.). Obserwacje przeprowadzone w profilu gleby brunatnej kwaśnej wytworzonej z granitów (profil 16) pokazują, że procesy eluwialne mierzone stopniem przemieszczenia żelaza i glinu są współcześnie w Sudetach aktywne i mogą w dłuższej perspektywie czasowej prowadzić do morfologicznego wyodrębnienia poziomu eluwialnego. Słabe, ale rozpoznawalne w terenie zbielicowanie gleb brunatnych kwaśnych pod borami świerkowymi jest w Sudetach dość powszechne [KABAŁA I IN. 2000, KUŹNICKI I IN. 1973].

W powszechnej opinii [DUCHAUFOR, SOUCHIER 1978, SOMMER I IN. 2001] wyższa zawartość żelaza koloidalnego i/lub żelaza w skale macierzystej hamuje procesy bielicowania. Według DUCHAUFOR i SOUCHIER [1978] już 0,7% Fe_t w zwietrzelinie daje „efekt antybielicowy”. Nie kwestionując tej opinii, trzeba zauważyć, że rosnącej związłości oraz zasobności (żyźności) zwietrzelin towarzyszy na ogół, w strefie klimatu umiarkowanego, wzrost udziału gatunków liściastych w pokrywających drzewostanach. Przewaga „sztucznych” monokultur świerkowych w Sudetach, w warunkach surowego klimatu górskiego, stymulującego akumulację kwaśnej materii organicznej, oraz wyso-

kich opadów atmosferycznych przybliży sudeckie ekosystemy leśne do współczesnej borealnej tajgi, w której bielcowaniu ulegają nawet zwietrzliny uznawane za mało podatne na ługowanie [ALEXANDER I IN. 1994, GUSTAFSSON I IN. 1995, JAKOBSEN 1989, KOWALKOWSKI 1998c, STÜTZER 1999].

W ocenach siedliskoznawczych większość gleb wietrzeniowych Sudetów tworzy siedliska borów mieszanych i lasów mieszanych [ATLAS 1993, JĘDRYSZCZAK, MIŚCICKI 2001, MATUSZKIEWICZ 2002], co uzasadnia dominację gleb brunatnych [BORKOWSKI 1966], szczególnie w piętrze pogórza i regla dolnego. Intensyfikacja procesów bielcowania stała się więc możliwa dopiero po masowej introdukcji monokultur świerkowych w miejsce naturalnych drzewostanów mieszanych [GORZELAK 1995, SZYMAŃSKI, ZIEN-TARSKI 1993]. QUIDEAU I IN. [2001] wykazali, że skład materii organicznej w próchnicach leśnych i produkcja mobilnych frakcji organicznych całkowicie zmieniają się po wprowadzeniu drzewostanu iglastego w miejsce liściastego na tym samym stanowisku i w niezmiennych warunkach klimatycznych. Zdaniem MCRAE [1974] w wilgotnym klimacie południowej Anglii typowe gleby brunatne wytworzone z piaszczysto-pylastych zwietrzelin piaskowców uległy przeobrażeniu w gleby bielcowe dopiero po wprowadzeniu przez człowieka borów iglastych w miejsce naturalnych drzewostanów mieszanych.

Sumując argumenty na rzecz litologicznej albo pedogenicznej genezy gleb bielcowych Sudetów należy stwierdzić, że większość z nich to gleby poligenetyczne o wietrzeniowej genezie środkowych poziomów profilu glebowych (powstałych w wyniku procesu brunatnienia), oraz o eluwialnym kierunku ewolucji poziomów powierzchniowych. Stale brak jednak wystarczająco przekonujących argumentów dla rozstrzygnięcia, czy gleby te uformowały się wyłącznie wskutek procesów pedogenicznych (odpowierzchniowego bielcowania starszych gleb brunatnych kwaśnych), czy procesy glebowe są uwarunkowane przez litologiczne zróżnicowanie plejstocenijskich pokryw stokowych.

Jest też prawdopodobne, że wysoka intensywność procesów eluwialnych występowała w Sudetach także w przeszłości, w różnych okresach holocenu, w następstwie poważnych zmian klimatycznych [CHMAL, TRACZYK 1998]. Nie można więc wykluczyć, że niektóre gleby bielcowe Sudetów, szczególnie w najwyższych partiach Karkonoszy są glebami reliktowymi [JAHN 1963].

Reliktowa, zdaniem KONECKIEJ-BETLEY [1996], jest większość gleb bielcowych z głębokimi poziomami eluwialnymi oraz scementowanymi (zorsztylizowanymi) poziomami iluwialnymi B na niżu. KONECKA-BETLEY dowodzi, że warunki sprzyjające silnemu bielcowaniu występowały w Europie Środkowej (również w Polsce) jedynie w boreale i, szczególnie, w atlantyku. W okresach późniejszych nastąpiły zmiany klimatu i roślinności, które wykluczyły intensywne naturalne bielcowanie, nawet gleb piaskowych [KONECKA-BETLEY, JANOWSKA 1996]. Generalnie należy zgodzić się z tymi poglądami, gdyż w obrębie młodszych pokryw eolicznych w nizinnej części Dolnego Śląska dominują gleby słabo wykształcone lub rdzawe, podczas gdy na starych wydmach i równinach wodnolodowcowych występują bielice z poziomem orsztynowym [FUDALI 2004, KABAŁA I IN. 2000, RUSEK 1999, WATAŁA 2001]. Kierunek przemian najmłodszych gleb

piaskowych Niziny Śląskiej dokumentują m.in. profile 5 i 6. W obrębie pokryw eolicznych uformowanych około 500 lat temu wytworzyły się gleby o morfologii gleb rdzawych, również tam, gdzie nie były brane pod uprawę płużną. W powyższych profilach wykazano jednak współczesne występowanie procesu eluwialnego, mimo że średnia suma opadów w nizinnych rejonach Dolnego Śląska nie przekracza 600 mm, a bilans wodny jest tylko nieznacznie dodatni. Oznacza to, że bielcowanie jest możliwe w aktualnych warunkach klimatycznych Dolnego Śląska, lecz pod warunkiem długotrwałego oddziaływania zbiorowiska leśnego wybitnie sprzyjającego bielcowaniu gleby, na przykład monokultury sosnowej.

Podobne do stwierdzonych na Równinie Oleśnickiej zmiany, polegające na przemieszczaniu glinu i żelaza „amorficznego”, a prowadzące do bardzo szybkiego formowania inicjalnego poziomu *albic* (nawet w ciągu 30 lat) zaobserwowano w Danii po wprowadzeniu monokultur świerkowych w miejsce użytków rolnych, wrzosowisk lub lasów mieszanych [MADSEN, NORNBERG 1995, MOSSIN I IN. 2001, STÜTZER 1998].

STÜTZER [1998] zaobserwował, że wzrostowi grubości próchnicy leśnej po wprowadzeniu zbiorowiska sosnowego lub świerkowego towarzyszy pogłębianie strefy od powierzchniowego zakwaszenia gleby. Kiedy pH wchodzi w zakres buforowania Al-Fe ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ 2,8–4,2) rozpuszczalność związków żelaza i glinu rośnie, co sprzyja ich mobilizacji w profilu glebowym. Po 80 latach front zakwaszenia może sięgać 30 cm, a poziom eluwialny może rozwinąć się do 8–10 cm miąższości. Okres ten nie jest jednak wystarczający dla uformowania morfologicznie odróżnialnego poziomu spodic. Mimo iż roczna suma opadów jest na Nizinie Śląskiej o ponad 100 mm mniejsza niż na Półwyspie Jutlandzkim, to z porównania stopnia przemieszczenia glinu i żelaza wynika, że procesy te zachodzą z podobną intensywnością. Trzeba jednak podkreślić, że podobnie jak na Półwyspie Jutlandzkim, tak i na Nizinie Śląskiej oraz w Sudetach występowanie procesów eluwialnych jest w dużym stopniu zależne od kierunku gospodarki leśnej. Procesy te uległy intensyfikacji pod monokulturami iglastymi, ale mogą też na powrót ulec zahamowaniu po zwiększeniu udziału gatunków liściastych w drzewostanach, zmianie składu próchnic leśnych i zmniejszeniu ich zakwaszającego oddziaływania na gleby [HAWRYŚ 1993, MIŚ, RĄCZKA 2004, POKOJSKA I IN. 1998, SZYMAŃSKI, ZIENTARSKI 1993].

Wobec zasygnalizowanej ewolucji niektórych gleb brunatnych kwaśnych (w Sudetach) i rdzawych (na Nizinie Śląskiej) w kierunku gleb bielcowych, bardzo istotne jest precyzyjne ustalenie kryteriów identyfikacji właściwych gleb bielcowych oraz form przejściowych (pośrednich).

Z porównania całkowitej zawartości oraz form żelaza i glinu w profilach gleb bielcowych wynika, że najwyższe wartości wskaźników iluwacji uzyskuje się dla żelaza i glinu „amorficznego” oznaczanych w ekstrakcie szczawianowym. Przemieszczenie tych form można zaobserwować nawet w inicjalnej fazie procesu eluwialnego, również wtedy, gdy nie są jeszcze uchwytne zmiany w koncentracji substancji organicznej (przy zastosowaniu standardowych metod badawczych). Szereg nowych systemów klasyfikacji gleb, w tym międzynarodowy [FAO 1998], amerykański [SOIL SURVEY STAFF 1999] oraz najnowsza KLASYFIKACJA GLEB LEŚNYCH POLSKI [2000] opiera systematykę gleb bielcowych na wskaźniku koncentracji „amorficznego” żelaza i glinu ($\text{Al}_0+1/2\text{Fe}_0$) również

dlatego, że wskaźnik ten pozwala uwzględnić najnowsze uzupełnienia teorii bielcowania [FARMER 1982, LUNDSTROM I IN. 2000a,b, MOKMA, EVANS 2000].

Podstawą identyfikacji gleb bielcowych w systematyce międzynarodowej jest obecność poziomu iluwialnego *spodic*, dla którego określono następujące kryteria (w uproszczeniu):

- 1) morfologiczne przejawy iluwacji substancji organicznej, glinu i/lub żelaza (w postaci odpowiedniej barwy, scementowania lub nagromadzeń),
- 2) przynajmniej 0,6% węgla organicznego,
- 3) $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ maksymalnie 5,9,
- 4) przynajmniej 0,5% $\text{Al}_0+1/2\text{Fe}_0$ i co najmniej 2 razy więcej niż w poziomach nadległych⁴,
- 5) miąższość co najmniej 2,5 cm i górna granica poziomu na głębokości większej niż 10 cm, mierząc od mineralnej powierzchni gleby.

Ścisłe zastosowanie powyższych kryteriów pozwoliło na dokładniejsze rozróżnianie gleb bielcowych od gleb brunatnych kwaśnych oraz gleb rdzawych, i sprawdziło się zarówno w nizinnych, jak i górskich ekosystemach Dolnego Śląska. Oparcie klasyfikacji gleb bielcowych na obecności poziomu *spodic*, z równoczesnym zmniejszeniem znaczenia poziomu eluwialnego *albic* umożliwia włączenie do tego typu również tzw. gleb pobielicowych, gdzie poziom E został wskutek orki (lub upraw leśnych) zmieszany z poziomem A. Pociąga to jednak za sobą określone konsekwencje praktyczne.

- Część gleb uprawnych lub leśnych identyfikowanych dotychczas (głównie na podstawie kryteriów morfologicznych) jako gleby rdzawe lub brunatne kwaśne (jak profil nr 22) przejdzie do typu bielcowego. Nie są to jednak gleby dominujące w ekosystemach górskich, aktualna pozostaje więc opinia BORKOWSKIEGO [1966] o przewadze gleb brunatnych na obszarze Sudetów.
- Przestaje być istotne rozdzielanie typów bielic i gleb bielcowych na podstawie obecności poziomu próchnicznego. Konieczność uwzględniania poziomu próchnicznego jako kryterium o wysokiej randze systematycznej prowadziła w dotychczasowej praktyce glebowo-kartograficznej do sztucznego rozdzielania gleb o podobnych właściwościach na odrębne jednostki typologiczne, które następnie i tak podlegały generalizacji w obrębie kompleksu „bielice i gleby bielcowe” ze względu na rozdrobnienie płatów i mozaikowate ich występowanie w terenie [KABAŁA, SZERSZEŃ 2002].

Dla nowego, ujednoliconego typu gleb proponuje się nazwę „bielice” przywracającą historyczne polskie określenie tego typu glebowego i nawiązującą do tradycyjnego, jednowyrazowego nazewnictwa podstawowych typów glebowych (rędziny, mady, czarnoziemy itp.), a równocześnie zgodnego z tendencjami międzynarodowymi (Podzols, Spodosols).

Koncentracja „amorficznych” form żelaza i glinu, a raczej stosunek węgla organicznego do ich ilości w poziomie iluwialnym [$\text{C}_{\text{org}}/(\text{Al}_0+1/2\text{Fe}_0)$], może być kryterium

⁴ Zamiennie dopuszcza się pomiar wskaźnika gęstości optycznej ekstraktu szczawianowego (ODOE).

rozróżniania podjednostek biellic: żelazistych, próchniczno-żelazistych oraz próchnicznych, w randze podtypu lub odmiany, w zależności od przyjętej w systematyce koncepcji podziału typu glebowego.

Celowe wydaje się ponadto zastosowanie wskaźnika przemieszczenia „amorficznych” form żelaza i glinu do ilościowej charakterystyki „bielicowanych” podtypów gleb rdzawych i brunatnych kwaśnych. Przy dwukrotnej lub większej różnicy zawartości $Al_0+1/2Fe_0$ pomiędzy poziomami B oraz A (AE) tych gleb, zbielicowanie powierzchniowych poziomów jest morfologicznie rozpoznawalne (inicjalny poziom *albic*). Od właściwych biellic gleby te różnią się brakiem poziomu *spodic*, wskutek m.in. ciągle jeszcze zbyt niskiej koncentracji aktywnego żelaza i glinu w poziomie B.

7. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

1. Gleby bielcowe i bielice występują zarówno w nizinnej, jak i górskiej części Dolnego Śląska, w zróżnicowanych warunkach klimatycznych i topograficznych. Na ogół występują w mozaikach z glebami brunatnymi kwaśnymi (w górach) lub rdzawymi (na niżu), a większe zwarte powierzchnie zajmują jedynie w najwyższych granitowych partiach Karkonoszy, w piaskowcowej części Gór Stołowych oraz na plejstocenijskich i wczesnoolocenijskich polach wydmych i równinach wodnolodowcowych w północnej części regionu.

2. Najistotniejszym czynnikiem wpływającym na zróżnicowanie uziarnienia i właściwości fizykochemicznych gleb bielcowych w skali regionalnej jest rodzaj skały macierzystej. Jednak w przypadku niektórych cech diagnostycznych procesu bielcowania (na przykład nagromadzenia substancji organicznej w poziomie iluwialnym spodic) stwierdzono związek z warunkami klimatycznymi (wysokością bezwzględną nad poziomem morza).

3. Część bielicy występujących w Sudetach to gleby o złożonej genezie (poligenetyczne), w których bielcowanie nakłada się na profil starszej gleby brunatnej. Miąższość i skokowe zmiany właściwości poziomów genetycznych tych gleb wynikają niekiedy z warstwowej budowy plejstocenijskich pokryw stokowych.

4. Procesy bielcowania są obecnie stale aktywne tak na Nizinie Śląskiej, jak i w Sudetach, i obejmują zarówno gleby wytworzone z piasków wodnolodowcowych i wydmych, jak również z kwaśnych i zwięźlejszych zwietrzelin skał krzemianowych. Współczesnemu bielcowaniu gleb brunatnych kwaśnych oraz rdzawych sprzyja powszechne występowanie monokulturowych drzewostanów iglastych wprowadzonych przez człowieka na siedliska właściwe dla borów mieszanych i lasów liściastych.

5. Identyfikacja i systematyka gleb bielcowych powinny opierać się w równym stopniu na kryteriach morfologicznych i analitycznych. Spośród analitycznych wskaźników procesu bielcowania największą przydatnością diagnostyczną odznacza się wskaźnik oparty na rozmieszczeniu tzw. amorficznych form glinu i żelaza (w wyciągu szczawianowym).

6. Niezbędna jest kontynuacja badań nad genezą górskich gleb bielcowych oraz nad intensywnością procesu bielcowania w obliczu naturalnych i antropogenicznych zmian użytkowania gruntów oraz składu gatunkowego lasów Dolnego Śląska.

8. PIŚMIENNICTWO

- AALTONEN V. T., 1935. Zur Stratigraphie des Podsolprofils. Comm. Inst. Forest. Fenniae, 20, Helsinki, s. 150.
- ADAMCZYK B., BARAN S., BORKOWSKI J., KOMORNICKI T., KOWALIŃSKI S., SZERSZEŃ L., TOKAJ J., 1985. Gleby. [w:] Jahn A. (red.) Karkonosze polskie. Wyd. PAN Zakł. Narod. im. Ossolińskich, Wrocław, 77–86.
- ALEXANDER E. B., PING C. L., KROSSE P., 1994. Podzolisation in ultramafic materials in southeast Alaska. Soil Sci., 157, 46–52.
- ALLEN B. L., HAJEK B. F., 1989. Mineral occurrence in soil environments. [w:] DIXON J. B., WEED S. B. (red.) Minerals in soil environment. Soil Sc. Soc. Am., Madison, Wisconsin, 199–278.
- ANDERSON H. A., BERROW M. L., FARMER V. C., HEPBURN A., RUSSELL J. D., WALKER A. D., 1982. A reassessment of podzol formation processes. J. Soil Sci., 33, 125–136.
- ATLAS DOLNEGO ŚLĄSKA I ŚLĄSKA OPOLSKIEGO., 1993. Uniwersytet Wrocławski, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Wrocław.
- ATLAS POCZW SSSR. 1974. Izd. Kołos, Moskwa, s. 144.
- BANASZUK H., 1979. Geneza i ewolucja pokrywy glebowej na wydmach Kotliny Biebrzańskiej. Roczn. Glebozn., 30, 2, 111–142.
- BARNHISEL R. I., BERTSCH P. M., 1989. Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite. [w:] DIXON J. B., WEED S. B. (red.) Minerals in soil environment. Soil Sc. Soc. Am., Madison, Wisconsin, 729–788.
- BEDNAREK R., 1991. Wiek, geneza i stanowisko systematyczne gleb rdzawych w świetle badań poleopedologicznych w okolicach Osia. UMK, Rozprawy, Toruń, s. 102.
- BEDNAREK R., DZIADOWIEC H., POKOJSKA U., PRUSINKIEWICZ Z., 2004. Badania ekologiczno-gleboznawcze. PWN, Warszawa, s. 344.
- BEDNAREK R., PRUSINKIEWICZ Z., 1980. Geografia gleb. PWN, Warszawa, s. 243.
- BIAŁOUSZ S., 1978. Wpływ morfogenezy Pojezierza Mazurskiego na kształtowanie się gleb. Roczn. Nauk Rol., seria D, 166, 87–154.
- BLOOMFIELD C., 1953. A study of podzolization: The mobilization of iron and aluminium by the leaves and bark of *Agathis australis* (Kauri). J. Soil Sci., 4, 14–23.
- BOGDA A., 1981. Skład mineralny i niektóre właściwości gleb brunatnych wytworzonych z granitoidów sudeckich. Zesz. Nauk. AR Wroc., 26, s. 58.
- BOGDA A., CHODAK T., 1986. Minerale ilaste niektórych gleb wytworzonych z gnejsów. Arch. Mineralog., 41, 1, 303–310.
- BOGDA A., CHODAK T., SZERSZEŃ L., 1998a. Skład i właściwości gleb wytworzonych z granitu Karkonoszy. Geokol. Probl. Karkonoszy, Acarus, Poznań, 179–184.

- BOGDA A., CHODAK T., SZERSZEŃ L., 1998b. Właściwości i skład minerałów ilastych gleb Dolnego Śląska. Wyd. AR, Wrocław, s. 89.
- BORKOWSKI J., 1966. Gleby brunatne Sudetów. Komitet Zagospod. Ziem Górskich PAN, 12, 29–93.
- BORKOWSKI J., 1996. Operat ochrony zasobów, walorów przyrody nieożywionej i gleb Karkonoskiego Parku Narodowego. Część glebowa z mapą gleb KPN i jego otuliny w skali 1:25000. Jelenia Góra (maszynopis).
- BORKOWSKI J., BRALEWSKI D., PARADOWSKI A., SZMIT T., 1993. Skład i właściwości gleb Karkonoskiego Parku Narodowego. Geokol. Probl. Karkonoszy, Wyd. UWr., Wrocław, 125–130.
- BORKOWSKI J., WOJNIAK R., 1993. Działy, rzędy, typy i podtypy gleb. Mapa w skali 1:500000. [w:] Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego. Uniwersytet Wrocławski, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Wrocław.
- BROGOWSKI Z., BORZYSZKOWSKI J., GWOREK B., OSTROWSKA A., PORĘBSKA G., SIENKIEWICZ J., 1997. Charakterystyka gleb wylesionych obszarów Gór Izerskich. Roczn. Glebozn., 48, 1–2, 111–124.
- BROGOWSKI Z., KOCOŃ J., 1984. Morfologia powierzchni ziaren piasku w różnych poziomach genetycznych gleby brunatnej wytworzonej z gliny ciężkiej. Roczn. Glebozn., 35, 1, 115–124.
- CHMAL H., TRACZYK A., 1998. Postglacjalny rozwój rzeźby Karkonoszy i Gór Izerskich w świetle analizy osadów rzecznych, jeziornych i stokowych. Geokol. Probl. Karkonoszy. Acarus, Poznań, 81–87.
- CHODAK T., 2000. Utwory wietrzeniowe – zakres i metodyka badań. [w:] JAHN A., CHODAK T., MIGOŃ P., AUGUST C., 2000. Utwory zwietrzelinowe Dolnego Śląska. Acta Univ. Wratislaviensis, 2238, Studia Geograf., 72, 23–28.
- CHODAK T., 2002. Minerale ilaste niektórych rezydualnych zwietrzelin i gleb Parku Narodowego Gór Stołowych. Szczeliniec, 6, 119–132.
- CHODAK T., KABAŁA C., GAŁKA B., 1996. Produkty wietrzenia ważniejszych skał macierzystych Parku Narodowego Gór Stołowych. Szczeliniec, 2, 65–69.
- CHOMICZ K., 1977. Materiały do poznania agroklimatu Polski. PWN, Warszawa, s. 296.
- CZĘPIŃSKA-KAMIŃSKA D., 1986. Zależność między rzeźbą terenu a typami gleb obszarów wydmywanych Puszczy Kampinoskiej. [w:] Wpływ działalności człowieka na środowisko glebowe Kampinoskiego Parku Narodowego (1984–1985). Wyd. SGGW-AR, Warszawa, 5–71.
- DAHLGREN R. A., UGOLINI F. C., 1989. Aluminium fractionation of soil solutions from unperturbed and tephra – treated spodosols, Cascade Range, Washington, USA. Soil Sci. Soc. Am. J., 53, 559–566.
- DE CONINCK F., 1980. Major mechanisms in formation of spodic horizons. Geoderma, 24, 101–128.
- DE CONINCK F., RIGHI D., 1983. Podzolisation and the spodic horizon. [In:] BULLOCK P., MURPHY C. P. (red.) Soil micromorphology, Vol. 2: Soil genesis. AB Academic Publishers, Rothamsted, 389–417.
- DELONGH W. A., SCHNITZER M., 1955. Investigations on the mobilization and transport of iron in forested soils. Soil Sci. Soc. America Proc., 19, 360–363.

- DIXON J. B., 1989. Kaolin and serpentine group minerals. [w:] DIXON J. B., WEED S. B. (red.) Minerals in soil environment. Soil Sc. Soc. Am., Madison, Wisconsin, 467–526.
- DOBROWOLSKI W. W., 1976. Geografija poczw s osnovami poczwowiedienija. Izd. Proswieszczenie, Moskwa, s. 288.
- DOBROWOLSKI W. W. (red.), 2004. Klassifikacija i diagnostika poczw Rossiji. Izd. Ojkumiena, Moskwa, s. 341.
- DOKUCZAJEW W. W., 1879. Kartografija russkich poczw. Min. Gosud. Imuszcz. Sankt Peterburg (przedruk [w:] DOKUCZAJEW W.W. 1949. Izbrannyje soczinienija. Gosud. Izd. Sielskoch. Literat., Moskwa, 13–160.
- DOUGLAS L. A., 1989. Vermiculites. [w:] DIXON J. B., WEED S. B. (red.) Minerals in soil environment. Soil Sc. Soc. Am., Madison, Wisconsin, 635–674.
- DRADRACH A., DROZD J., LICZAR M., 1998. Charakterystyka próchnicy nadkładowej ekosystemów kosodrzewiny w różnym stopniu degradacji na terenie Karkonoskiego Parku Narodowego. [w:] Geoekologiczne problemy Karkonoszy, Acarus, Poznań, 199–202.
- DRIESSEN P., DECKERS J., SPAARGAREN O., NACHTERGAELE F., 2001. Lecture notes on the major soils of the world. FAO, Rome, World Soil Resources Reports, 94, s. 334.
- DROZD J., 1973. Związki próchniczne niektórych gleb na tle ich fizykochemicznych właściwości. Roczn. Glebozn., 24, 1, 3–55.
- DROZD J., LICZAR M., WEBER J., LICZAR S. E., JAMROZ E., DRADRACH A., MASTALSKA-CETERA B., ZAWERBNY T., 1998. Degradacja gleb w niszczonych ekosystemach Karkonoszy i możliwości jej zapobiegania. PTSH, Wrocław, 125.
- DROZD J., LICZAR S. E., LICZAR M., 1993. Formy próchnicy w pionowych strefach klimatyczno-glebowych Karkonoszy. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 411, 149–156.
- DUCHAUFOR P. 1977. Pedologie. 1. Pedogenese et classification. Masson, Paris, s. 477.
- DUCHAUFOR P., SOUCHIER B., 1978. Roles of iron and clay in genesis of acid soils under a humid, temperate climate. Geoderma, 20, 15–26.
- DUMANOWSKI B., 1961. Cover deposits of the Karkonosze Mts. Zesz. Nauk. Uniw. Wrocław., seria B, 8, 31–55.
- DZIADOWIEC H., 1990. Rozkład ściółek w wybranych ekosystemach leśnych (mineralizacja, uwalnianie składników pokarmowych, humifikacja). Rozprawy, UMK Toruń, s. 137.
- DZIADOWIEC H., GONET S., 1999. Przewodnik metodyczny do badań materii organicznej gleb. Prace Komisji Naukowych PTG, 120, Warszawa, s. 65.
- DZIADOWIEC H., KWIATKOWSKA A., WOŹNIAK S., 2002. Zróżnicowanie poziomu organicznego i próchnicznego gleb w mozaice roślinno-glebowej w Górznieńsko-Lidzbarskim Parku Krajobrazowym. Roczn. Gleb., 53, 3–4, 23–31.
- DZIADOWIEC H., KWIATKOWSKA A., ZAGAJEWSKI Ł., 1994. Effect of acid precipitation on decomposition of forest litter. Pol. J. Soil Sci., 27, 1, 19–28.
- DZIĘCIOŁOWSKI W., 1974. Mezotroficzne gleby bielcowe murszaste w Słowińskim Parku Narodowym. Roczn. AR Poznań, 73, 27–49.
- EGLI M., MIRABELLA A., FITZE P., 2001. Clay mineral formation in soils of two different chronosequences in the Swiss Alps. Geoderma, 104, 145–175.

- EVANS L. J., 1992. Alteration products at the earth's surface – the clay minerals. [w:] MARTINI I. P., CHESWORTH W. (red.) *Weathering, soils and paleosols*. Elsevier, Amsterdam, 107–125.
- FANNING D. S., KERAMIDAS V. Z., EL-DESOKY M. A., 1989. Micas. [w:] DIXON J. B., WEED S. B. (red.) *Minerals in soil environment*. Soil Sc. Soc. Am., Madison, Wisconsin, 551–634.
- FAO, 1998. *World Reference Base for Soil Resources (WRB)*. World Soil Resources Reports 84. Rome, s. 88.
- FAO-UNESCO, 1974. *Soil Map of the World 1: 5 000 000. Volume I. Legend*. Unesco, Paris.
- FARMER V. C., 1982. Significance of the presence of allophane and imogolite in podzol Bs horizons for podzolization mechanisms. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 28, 571–578.
- FARMER V. C., RUSSELL J. D., BERROW M. L., 1980. Imogolite and proto-imogolite allophane in Spodic horizons: Evidence for a mobile aluminium silicate complex in Podzol. *J. Soil Sci.*, 31, 673–684.
- FOTYMA M., GOSEK S., SZEWCZYK M., 1999. Porównanie przydatności różnych metod określania odczynu gleby oraz zawartości przyswajalnych form fosforu, potasu i magnezu. *Rocz. Glebozn.*, 47, 1–2, 65–78.
- FRIDLAND W. M., 1958. Ob opodzoliwaniu i illimierizacji. *Poczwowiedienije*, 1, 27–38.
- FUDALI K., 2004. *Geneza, właściwości i klasyfikacja gleb wydm śródlądowych okolic Wrocławia*. Instytut Gleboznawstwa i Ochrony Środowiska Rolniczego, AR Wrocław, maszynopis, s. 84.
- GIERASIMOW I. P., 1959. Glejewyje psiewdopodzoly Centralnoj Jewropy i obrazowanie dwuczliennych pokrownych nanosow. *Izw. AN SSSR, seria geogr.* 3 (przedruk [w:] GIERASIMOW I. P., 1976. *Gieneticzeskije, geograficzeskije i istoriczeskije problemy sowriemennogo poczwowiedienija*. Izd. Nauka, Moskwa, 43–56.
- GIERASIMOW I. P., 1975. Opyt gieneticzeskoj diagnostiki poczw SSSR na osnovie elementarnych poczwiennych processow. *Poczwowiedienije*, 5, 15–36.
- GIERWIELANIEC J., 1971. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, arkusz Łądek Zdrój*. Wyd. Geolog., Warszawa, s. 70.
- GIESLER R., MOLDAN F., LUNSTROM U. S., HULTBERG H., 1996. Reversing acidification in a forested catchment in southwestern Sweden: effects on soil solution chemistry. *J. Environ. Qual.*, 25, 110–119.
- GIESLER R., ILLVASNIEMI H., NYBERG I., HEES P., STARR M., BISHOP K., LUNSTROM U., 2000. Mobilization of Al, Fe, Si and base cations in three podzols. *Geoderma*, 94, 247–261.
- GLINKA K. D., 1915. *Poczwowiedienije*. Wyd. 2, Pietrograd, s. 708.
- GORZELAK A., 1995. *Lasy i gospodarka leśna w Sudetach*, Prace IBL, B– 25, 7–35.
- GUIDELINES FOR SOIL DESCRIPTION, 1990. 3rd Edition. FAO, ISRIC. Rome, s. 70.
- GUSTAFSSON J. P., BHATTACHARYA P., BAIN D. C., FRASER A. R., MCHARDY W. J., 1995. Podzolisation mechanisms and the synthesis of imogolite in northern Scandinavia. *Geoderma*, 66, 167–184.
- GUSTAFSSON J. P., BHATTACHARYA P., KARLTUN E., 1999. Mineralogy of poorly crystalline aluminium phases in the B horizon of Podzols in southern Sweden. *Applied Geochemistry*, 14, 707–718.

- HARRIS W. G., ZELAZNY L. W., BAKER J. C., MARTENS D. C., 1985. Biotite kaolinization in Virginia Piedmont soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1290–1297.
- HAWRYŚ Z., 1993. Odnowienie lasu w Sudetach Zachodnich. *Geokol. Probl. Karkonoszy*, Wyd. UWr., Wrocław, 369–374.
- HOUBA V. J. G., NOVOZAMSKY I., TEMMINGHOF E., 1994. Soil and plant analysis. Part 5. Soil analysis procedures. Extractions with 0,01M CaCl₂. Wageningen Agricultural University, s. 86.
- HUANG P. M., 1989. Feldspars, olivines, pyroxenes and amphiboles. [w:] DIXON J. B., WEED S. B. (red.) *Minerals in soil environment*. Soil Sc. Soc. Am., Madison, Wisconsin, 975–1050.
- JAHN A., 1963. Gleby strukturalne Czarnego Grzbietu i problem utworów pylastych w Karkonoszach. *Acta Univ. Wratislav.*, 9, 55–65.
- JAHN A. 1969. Some problems concerning slope development in the Sudetes. *Biul. Pe-rygl.*, 18, 331–348.
- JAKOBSEN B. H., 1989. Evidence for translocation into the B horizon of a subarctic Podzol in Greenland. *Geoderma*, 45, 3–17.
- JANISZEWSKI B., KOWALKOWSKI A., 1974. Wstępne wytyczne nawożenia lasu. IBL, Warszawa, s. 48.
- JANKOWSKI M., 2001. Warunki występowania, właściwości i geneza gleb śródwydmych wzbogaconych w żelazo. *Rocz. Glebozn.*, 52, supl., 49–64.
- JANOWSKA E., KONECKA-BETLEY K., CZĘPIŃSKA-KAMIŃSKA D., OKOŁOWICZ M., 2002. Formy żelaza i glinu jako wskaźniki niektórych procesów glebotwórczych w Rezerwacie Biosfery Puszcza Kampinoska. *Rocz. Glebozn.*, 53, 3–4, 33–46.
- JARKOW S. P., 1956. Sezonowa dynamika niektórych procesów poczwobrazowania. *Poczwowiedzenie*, 6, 30–44.
- JĘDRYSZCZAK E., MIŚCICKI S., 2001. Lasy Parku Narodowego Gór Stołowych. *Szczelniec*, 5, 79–103.
- KABAŁA C., 1998. Właściwości gleb na obszarach degradacji lasów w Górach Izerskich (Sudety Zachodnie). *Rocz. Glebozn.*, 49, 3/4, 119–134.
- KABAŁA C., 2001. Porównanie pojedynczej i sekwencyjnej ekstrakcji żelaza w glebach bielcowych Sudetów. *Rocz. Glebozn.*, 52, suplement, 191–197.
- KABAŁA C., 2005. Problemy genezy niektórych gleb bielcowych subalpejskiego piętra Karkonoszy. *Opera Corcontica*, 41, 48–54.
- KABAŁA C., HAASE T., 2004. Przejawy poligenezy gleb bielcowych wytworzonych z piaskowców kredowych Gór Stołowych. *Rocz. Glebozn.*, 55, 4, 39–50.
- KABAŁA C., SZERSZEŃ L., 2001. Klasyfikacja gleb bielcowych i brunatnych Sudetów z uwzględnieniem wskaźnika wzbogacenia w „szczawianowe” żelazo i glin. Konferencja „Związki żelaza w procesach glebotwórczych”, Abstrakty, Warszawa, SGGW, 33–34.
- KABAŁA C., SZERSZEŃ L., KARCZEWSKA A., BOGACZ A., BARTOSZEWSKA-SZOPKA K., 2000. Charakterystyka procesów glebowych w zróżnicowanych warunkach biogeologicznych Dolnego Śląska. Spraw. z grantu KBN, AR Wrocław, maszynopis.
- KABAŁA C., SZERSZEŃ L., WICIK B., 2002. Geneza, właściwości i systematyka gleb Parku Narodowego Gór Stołowych. [w:] SZERSZEŃ L., KABAŁA C. (red.) 2002. *Gleby*

- Parku Narodowego Gór Stołowych. Monografia. Wyd. PNGS, Szczeliniec, 6, 21–94.
- KACZMAREK J., DZIADOWIEC H., 1997. Rozkład liści dębu oraz igieł sosny i świerka w trzech stanowiskach lasu mieszanego. *Humic Subst. in the Environ.*, 1, 87–92.
- KAHLE M., KLEBER M., JAHN R., 2002. Review of XRD-based quantitative analyses of clay minerals in soils: the suitability of mineral intensity factors. *Geoderma*, 109, 191–205.
- KARCZEWSKA A., 2002. Metale ciężkie w glebach zanieczyszczonych emisjami hut miedzi – formy i rozpuszczalność. *Zesz. Nauk AR, Wrocław*, 432, 159.
- KARCZEWSKA A., BARTOSZEWSKA K., SZERSZEŃ L., 1998. Żelazo w wybranych profilach gleb wytworzonych z piaskowców na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 464, 201–210.
- KARCZEWSKA A., KABAŁA C., 2002: Pierwiastki śladowe w glebach Parku Narodowego Gór Stołowych. [w:] SZERSZEŃ L., KABAŁA C.: *Gleby Parku Narodowego Gór Stołowych*. Monografia, Wydawnictwo PNGS Szczeliniec, 6, 133–160.
- KLASYFIKACJA GLEB LEŚNYCH POLSKI., 2000. CILP, Warszawa, s. 123.
- KOCOWICZ A., 1998. Zawartość fosforu w glebach Karkonoskiego Parku Narodowego. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 464, 231–239.
- KODAMA H., BRYDON J. E., 1968. A study of clay minerals in Podzol soils in New Brunswick, Eastern Canada. *Clay Minerals*, 7, 295–309.
- KONDRACKI J., 2000. *Geografia regionalna Polski*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 340.
- KONECKA-BETLEY K., 1960. Wstępne kryteria rozpoznawania gleb lessives i niektórych gleb brunatnych. *Rocz. Glebozn.*, 9, 1, 131–138.
- KONECKA-BETLEY K., 1968. Zagadnienie żelaza w procesie glebotwórczym. *Rocz. Glebozn.*, 29, 1, 51–97.
- KONECKA-BETLEY K., 1961. Studia nad kompleksem sorpcyjnym gleb wytworzonych z gliny zwalowej w nawiązaniu do ich genezy. *Rocz. Glebozn.*, 10, 2, 469–524.
- KONECKA-BETLEY K., CZĘPIŃSKA-KAMIŃSKA D., JANOWSKA E., OKOŁOWICZ M., 2002. Gleby strefy ochrony ścisłej i częściowej w Rezerwacie Biosfery Puszcza Kampinoska. *Rocz. Glebozn.*, 53, 3–4, 5–22.
- KONECKA-BETLEY K., JANOWSKA E., 1996. Wiek i pochodzenie osadów a niektóre procesy glebotwórcze. *Rocz. Glebozn.*, 47, suplement, 113–123.
- KOWALCZYK E., MIECHÓWKA A., 2001. Klasyfikacja kwaśnych gleb Babiogórskiego Parku Narodowego na podstawie profilowego rozmieszczenia różnych form żelaza. *Rocz. Glebozn.*, 52, suplement, 127–134.
- KOWALIŃSKI S., BOGDA A., CHODAK T., 1967. Wstępne badania mikromorfologiczne produktów wietrzenia biotyту w niektórych glebach wytworzonych z granitu karkonoskiego. *Zesz. Nauk. WSR, Wrocław*, 21, 66, 19–30.
- KOWALIŃSKI S., DROZD J., LICZNAK S., 1973. Mikromorfologiczna i chemiczna charakterystyka związków próchnicznych w niektórych glebach Karkonoszy. *Rocz. Glebozn.*, 24, 1, 145–157.
- KOWALKOWSKI A., 1998a. Wiek i geneza gleb. [w:] STARKEL L. (red.) *Przemiany środowiska geograficznego Polski*. Ossolineum, Wrocław, 48–85.

- KOWALKOWSKI A., 1998b. Związki genetyczne między seriami pokryw stokowych i budową profilu gleb terenów górskich na przykładzie głównego masywu Łysogór. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 464, 37–58.
- KOWALKOWSKI A. 1998c. Holocene rusty and rusty podzolic soils in the tundra and taiga of middle Sweden. Roczn. Glebozn., 49, 1–2, 29–44.
- KOWALKOWSKI A., NOWAK G., 1968. Gleby bielcowe Wzgórz Ostrzeszowskich wytworzone z piasków akumulacji peryglacialnej. 2. Właściwości gleb bielcowych. Roczn. Glebozn., 19, 2, 365–403.
- KRINSLEY D., 1980. Scanning electron microscope examination of quartz sandgrain microtextures. Kwart. Geolog., 24, 2, 217–232.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1957. Regionalna geologia Polski. Sudety. PWN, Kraków, s. 300.
- KUŹNICKI F., 1955. Właściwości darniowo-bielcowych gleb piaskowych wytworzonych z piasków różnego pochodzenia geologicznego. Część I. Roczn. Glebozn., 4, 6–76.
- KUŹNICKI F., 1956. Właściwości darniowo-bielcowych gleb piaskowych wytworzonych z piasków różnego pochodzenia geologicznego. Część II. Roczn. Glebozn., 5, 101–129.
- KUŹNICKI F., BIAŁOUSZ S., KAMIŃSKA H., OSZMIAŃSKA M., RUSIECKA D., SKŁODOWSKI P., ZIEMIŃSKA A., ŻAKOWSKA H., 1978a. Kryteria typologiczne gleb wytworzonych z piasków sandrowych i zwałowych wyżej położonej części Równiny Kurpiowskiej. Roczn. Nauk. Rol., D, 166, 17–55.
- KUŹNICKI F., BIAŁOUSZ S., KAMIŃSKA H., OSZMIAŃSKA M., SKŁODOWSKI P., ZIEMIŃSKA A., ŻAKOWSKA H., 1978b. Typologia gleb wytworzonych z piasków Puszczy Białej w nawiązaniu do geomorfologii terenu. Roczn. Nauk. Rol., D, 166, 57–86.
- KUŹNICKI F., BIAŁOUSZ S., RUSIECKA D., SKŁODOWSKI P., 1973. Typologia i charakterystyka gleb górskich obszaru Sudetów. Roczn. Glebozn., 24, 2, 27–84.
- KUŹNICKI F., BIAŁOUSZ S., RUSIECKA D., SKŁODOWSKI P., 1974. Charakterystyka procesu bielcowania w glebach wytworzonych z piasków wydmowych Puszczy Kampinoskiej. Roczn. Glebozn., 25, 2, 25–51.
- KUŹNICKI F., BIAŁOUSZ S., SKŁODOWSKI P., SZAFRANEK A., KAMIŃSKA H., ZIEMIŃSKA A., 1979. Właściwości fizykochemiczne gleb południowo-wschodniej części Niziny Mazowieckiej jako kryterium ich typologii. Roczn. Glebozn., 30, 2, 3–25.
- KUŹNICKI F., SKŁODOWSKI P., 1974. Content of various forms of humus compounds in podzolized rusty soils and podzol developed from fluvioglacial sands. Roczn. Glebozn., 25, dodatek, 185–196.
- KUŹNICKI F., SKŁODOWSKI P., 1977. Stosunek żelaza wolnego do węgla kwasów fulwowych w glebach piaskowych jako jedno z kryteriów ich typologii. Roczn. Glebozn., 28, 1, 107–116.
- LASKOWSKI S., 1973. Skład frakcyjny połączeń próchnicznych niektórych kategorii gleb górskich Sudetów. Roczn. Glebozn., 24, 1, 57–101.
- LICZNAK S. E., LICZNAK M., ŁABAZ B., DROZD J., 2002. Transformation of soil organic matter in the degraded ecosystems 'Pinetum mughi sudeticum' in the region of the Karkonosze National Park. Polish J. Soil Sci., 35, 1, 31–38.
- LICZNAK S. E., MASTALSKA-CETERA B., 1998. Wpływ zbiorowisk roślinnych kosodrzewiny i kostrzewy niskiej na właściwości i skład frakcyjny związków próchniczych

- nych biellic Karkonoskiego Parku Narodowego. Geokologiczne problemy Karkonoszy. *Acarus*, Poznań, 217–223.
- LITAOR M. I., 1987. The influence of eolian dust on the genesis of alpine soils in the Front Range, Colorado. *Soil Sc. Soc. Am. J.*, 51, 142–147.
- LOEPPERT R. H., INSKEEP W. P., 1996: Iron. [w:] *Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods. SSSA Book Series*, 5, 639–664.
- LUNDSTROM U. S., 1993. The role of organic acids in soil solution chemistry in a podzolized soil. *J. Soil Sci.*, 44, 121–133.
- LUNDSTROM U. S., VAN BREEMEN N., JONGMANS A. G., 1995. Evidence for microbial decomposition of organic acids during podzolization. *Eur. J. Soil Sci.*, 46, 489–496.
- LUNDSTROM U. S., BREEMEN N., BAIN D., 2000a. The podzolization process. A review. *Geoderma*, 94, 91–107.
- LUNDSTROM U., BREEMEN N., BAIN D., HEES P., GIESLER R., GUSTAFSSON J., ILVESNIEMI H., KARLTUN E., MELKERUD P., OLSSON M., RIISE G., WAHLBERG O., BERGELIN A., BISHOP K., FINLAY R., JONGMANS A., MAGNUSSON T., MANNERKOSKI H., NORDGREN A., NYBERG L., STARR M., TAU STRAND L., 2000b. Advances in understanding the podzolization process resulting from a multidisciplinary study of three coniferous forest soils in the Nordic Countries. *Geoderma*, 94, 335–353.
- MADSEN H. B., NORNBORG P., 1995. Mineralogy of four sandy soil developed under heather, oak, spruce and grass in the same fluvioglacial deposit in Denmark. *Geoderma*, 64, 233–256.
- MANIKOWSKA B., 1982. Gleby kopalne w wydmach Polski środkowej. *Rocz. Glebozn.*, 33, 3–4, 119–133.
- MATTSON S., 1932. The laws of soil colloidal behavior: IX. Amphoteric reactions and isoelectric weathering. *Soil Sci.*, 34, 209–240.
- MATUSZKIEWICZ J. M., 2002. *Zespoły leśne Polski*. PWN, Warszawa, s. 358.
- MATUSZKIEWICZ W., 1981. *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*. PWN, Warszawa, s. 298.
- M CRAE S. G., 1974. The Podzols of south-east England. [w:] *Genesis, classification and geography of soils*. Nauka, Moskwa, 149–156.
- MEHRA O. P., JACKSON M. L., 1960. Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and clay minerals*, 5, 317–327.
- MIECHÓWKA A., NIEMYSKA-ŁUKASZUK J., NICIA P., KOWALCZYK E., 1998. Charakterystyka gleb pod zbiorowiskami *Piceetum tatricum athyrietosum alpestris* i *Dentario glandulosae-Fagetum athyrietosum alpestris* w Babiogórskim Parku Narodowym. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 464, 65–73.
- MIECZYŃSKI T., 1934. *Studia morfologiczne nad glebami Polski. Cz. I. Gleby biellicowe. Materiały do poznania gleb polskich*, t. 3, PINGW, Puławy.
- MIGOŃ P., AUGUST C., 2000. Zróżnicowanie pokryw gruzowych Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej ich ewolucja w czwartorzędzie. [w:] JAHN A., CHODAK T., MIGOŃ P., AUGUST C., 2000. *Utwory zwietrzelinowe Dolnego Śląska. Acta Univ. Wratislaviensis. 2238, Studia Geograf.* 72, 131–168.

- MIKLASZEWSKI S., 1922. Powstawanie i kształtowanie się gleby. Nakł. Księg. Rolniczej, Warszawa, s. 176.
- MIKLASZEWSKI S., 1930. Gleby Polski. Wyd. III. Warszawa, s. 638.
- MIŚ R., RĄCZKA G., 2004. Przebudowa lasów nizinnych w Polsce. Sylwan, 148, 1, 19–32.
- MOKMA D. L., BUURMAN P. 1982. Podzols and podzolization in temperate regions. ISM Monograph, Wageningen, The Netherlands, s. 126.
- MOKMA D. L., EVANS C. V. 2000. Spodosols. [w:] SUMNER M. E. (ed.) Handbook of soil science. CRC Press, Boca Raton, 307–321.
- MOSSIN L., JENSEN B. T., NORBERG P., 2001. Altered podzolization resulting from replacing heather with sitka spruce. Soil Sc. Soc. Am. J., 65, 5, 1455–1462
- MÜCKENHAUSEN E., 1959. Die wichtigste Böden der Bundesrepublik Deutschland. Verlag Kommentator. Frankfurt a. M., 146.
- MÜCKENHAUSEN E., 1962. Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Frankfurt a. M., 225.
- MUIR A., 1961. The Podzol and podzolic soils. Advances in Agronomy, 13, s. 56.
- MUSIEROWICZ A., 1953. Gleboznawstwo szczegółowe. PWRiL, Warszawa, s. 288.
- MUSIEROWICZ A., 1954. Klasyfikacja gleb Polski ustalona przez Polskie Towarzystwo Gleboznawcze. Roczn. Glebozn., 3, 3–24.
- MUSIEROWICZ A., KONECKA-BETLEY E., KUŹNICKI F., 1963. Zagadnienia typologii gleb wytworzonych z lessów. Roczn. Nauk Rol., seria D, 104, 5–79.
- NIEDŹWIECKI E., 1984. Zmiany cech morfologicznych i właściwości gleb uprawnych na tle odpowiadających im gleb leśnych na Pomorzu Szczecińskim. AR Szczecin, s. 90.
- NIEMYSKA-ŁUKASZUK J., 1977. Charakterystyka próchnicy niektórych leśnych gleb tatrzańskich. Roczn. Glebozn., 28, 1, 143–203.
- NIEROP K. G. J., JANSEN B., VERSTRATEN J. M., 2002. Dissolved organic matter, aluminium and iron interactions: precipitation induced by metal / carbon ratio, pH and competition. Sci. Total Envir., 300, 201–211.
- NORFLEET M. L., SMITH B. R., 1989. Weathering and mineralogical classification of selected soils in the Blue Ridge Mountains of South Carolina. Soil Sci. Soc. Am. J., 53, 1771–1778.
- OKOŁOWICZ W., 1969. Próba charakterystyki warunków klimatycznych okresu rozwoju wydm śródlądowych w Polsce. [w:] GALON R. (red). Procesy wydmowe i formy wydmowe w Polsce. PAN, Prace geograf., 75, 19–37.
- OLEKSYNOWA K., SKIBA S., 1976. Geochemical characterization of a polygonal soil on the flattening of Krzyżne Pass in the Tatra Mts. Studia Geomorph. Carpatobalcanica., 10, 27–47.
- OSTROWSKA A., GAWLIŃSKI S., SZCZUBIAŁKA Z., 1991. Metody analizy i oceny właściwości gleb i roślin. Wydanie IOŚ, Warszawa, s. 185.
- PAI C. W., WANG M. K., KING H. B., CHIU C. Y., HWONG J-L., 2004. Hydroxy-interlayered minerals of forest soils in A-Li mountains, Taiwan. Geoderma, 123, 245–255.

- PARFIENOWA E. I., JARIŁOWA E. A., 1960. K woprosu ob opodzoliwanii i lessiważe. *Poczwowiedienije*, 9, 1–15.
- PAZDUR A., MICHCZYŃSKI A., PAWLYTA J., SPAHIU P., 2000. Comparison of the radiocarbon dating methods used in the Gliwice Radiocarbon Laboratory. *Zesz. Nauk. Politech. Śląskiej, Geochronometria*, 18, 9–14.
- POKOJSKA U., 1979. Geochemical studies on podzolization. 1. Podzolization in the light of the profile distribution of various forms of iron and aluminium. *Rocz. Glebozn.*, 30, 1, 189–215.
- POKOJSKA U., DZIADOWIEC H., PLICHTA W., ZAŁUSKI T., 1998. Effects of anthropogenic changes in vegetation on forest soils in Górzno-Lidzbark Landscape Park. *Rocz. Glebozn.*, 49, 1–2, 79–86.
- POLSKA NORMA PN-R-04032, 1998a. Gleby i utwory mineralne. Pobieranie próbek i oznaczanie składu granulometrycznego. Polski Komitet Normalizacyjny.
- POLSKA NORMA PN-R-04033, 1998b. Gleby i utwory mineralne. Podział na frakcje i grupy granulometryczne. Polski Komitet Normalizacyjny.
- PONOMARIEWA W. W., 1964. Teoria podzołooobrazowatielnogo processa. *Biochimizieskije aspikty. Nauka. Moskwa – Leningrad.*, s. 378.
- PROTZ R., ROSS G. J., MARTINI I.P., TERASMAE J., 1984. Rate of podzolic soil formation near Hudson Bay, Ontario. *Can. J. Soil Sci.*, 64, 31–49.
- PRUSINKIEWICZ Z., 1966. Ustalenie wieku chronosekwencji glebowej na mierzejach Bramy Świny metodą radiowęglową. *Rocz. Glebozn.*, 15 (dodatek), 433–436.
- PRUSINKIEWICZ Z., 1976. Polskie badania gleb bielcowych i procesu bielcowania w 30-leciu 1946–1975. [w:] *Proces bielcowania. Mat. II Kraj. Konf., Toruń (Prace Komisji Nauk PTG 5/31)*, 3–24.
- PRUSINKIEWICZ Z., BEDNAREK R., POKOJSKA U., 1980. Gleby bielicoziemne w Polsce. *Przegl. Geograf.*, 52, 1, 103–113.
- PRUSINKIEWICZ Z., BEDNAREK R., POKOJSKA U., 1999. Gleby. [w:] STARKEL L. (red.) *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa*, 373–396.
- PRUSINKIEWICZ Z., GAĐOR J., 1961. Bielice ukształtowane z piasków wydym nadmorskich. *Rocz. Glebozn.*, 10, 2, 597–598.
- PRUSINKIEWICZ Z., KOWALKOWSKI A., 1964. Studia gleboznawcze w Białowieskim Parku Narodowym. *Rocz. Glebozn.*, 15, 2, 161–304.
- PRUSINKIEWICZ Z., KWIATKOWSKA A., POKOJSKA U., 1992. Zmiany odczynu i buforowości gleb w świetle kilkuletnich symulacyjnych doświadczeń terenowych nad skutkami kwaśnych deszczów. *Rocz. Glebozn.*, 43, 1–2, 5–21.
- PRUSINKIEWICZ Z., POKOJSKA U., 1989. Wpływ imisji przemysłowych na gleby. [w:] BIAŁOBOK S. (red.) *Życie drzew w skażonym środowisku. PWN, Poznań*, 223–244.
- ROBARGE W. P., JOHNSON D. W., 1992. The effects of acidic deposition on forested soils. *Adv. in Agronomy*, 47, 1–83.
- QUIDEAU S. A., CHADWICK O. A., BANESI A., GRAHAM R. C., ANDERSON M. A., 2001. A direct link between forest vegetation type and soil organic matter composition. *Geoderma*, 104, 41–60.
- RAMANN E., 1911. *Bodenkunde. Verlag von Julius Springer. Berlin*, s. 619.

- RAMANN E., 1918. *Bodenbildung und Bodeneinteilung (System der Boeden)*. Verlag von Julius Springer. Berlin, s. 118.
- RAPORT O STANIE ŚRODOWISKA W WOJEWÓDZTWIE DOLNOŚLĄSKIM, 2004. IOŚ, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Wrocław, s. 272.
- REEUWIJK L. P., 1995. Procedures for soil analysis. ISRIC, Technical Paper, 9, s. 110.
- RIEMIEZOW N. P., 1956. Rol biologiczesczego krugoworota elementow w poczwowobrazowaniu pod pologom lesa. *Poczwowiedienije*, 7, 68–79.
- RIGHI D., HUBER K., KELLER C., 1999. Clay formation and podzol development from postglacial moraines in Switzerland. *Clay Minerals*, 34, 319–332.
- ROZNIK STATYSTYCZNY RZECZPOSPOLITEJ POLSKIEJ, 2003. Główny Urząd Statystyczny, Warszawa, s.790.
- RODE A. A., 1964. K woprosu ob opodzoliwaniu i lessiważe. *Poczwowiedienije*, 7, 9–23.
- RUSEK A., 2004. Tło zanieczyszczeń metalami ciężkimi w ściółkach leśnych na Dolnym Śląsku. Instytut Gleboznawstwa i Ochrony Środowiska Rolniczego, AR Wrocław, maszynopis, 84.
- SAPEK A., 1971. Rola kompleksotwórczych substancji humusowych w procesie bielicowania. *Studia Soc. Sci. Torun.*, sectio C, 7, 3, 1–93.
- SAWHNEY B. L., 1989. Interstratification in layer silicates. [w:] DIXON J. B., WEED S. B. (red.) *Minerals in soil environment*. Soil Sc. Soc. Am., Madison, Wisconsin, 789–828.
- SCHAETZL R. J., ISARD S. A., 1996. Regional-scale relationship between climate and strenght of podzolization in the Great Lakes Region, North America. *Catena*, 28, 47–69.
- SCHMUCK A., 1966. Warunki termiczne w Sudetach w latach 1950–1959. Komitet Zagospod. Ziem Górskich PAN, 12, 7–28.
- SCHNITZER M., 1969. Reactions between fulvic acid, a soil humic compound and inorganic soil consistuents. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26, 362–365
- SCHNITZER M., SKINNER S. J., 1963. Organo-metallic interaction in soils: 1. Reaction between a number of metal ions and organic matter of a podzol Bh horizon. *Soil Sci.*, 96, 86–94.
- SCHOENEBERGER P.J., WYSOCKI D.A., BENHAM E.C., BRODERSON W.D., 2002. Field book for describing and sampling soils, version 2.0. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE, s. 268.
- SCHWERTMANN U., TAYLOR R. M., 1989. Iron oxides. [w:] DIXON J. B. (ed.) *Minerals in soil environments*. 2nd edition. SSSA, Madison, Wisconsin, USA, 379–427.
- SIMONSON R.W., 1968. Concept of soil. *Advances in Agronomy*, 20, s. 47.
- SINGLETON G. A., LAVKULISH L. M., 1987. A soil chronosequence on beach sands, Vancouver Island, British Columbia. *Can. J. Soil Sci.*, 67, 795–810.
- SIUTA J., 1961. Wpływ procesu glejowego na kształtowanie się cech morfologicznych i właściwości chemicznych profilu glebowego. *Rocz. Glebozn.*, 10, 2, 367–395.
- SIUTA J., 1963. Wpływ procesu glejowego na kształtowanie się cech morfologicznych i właściwości chemicznych profilu glebowego (gleby bielicowe wytworzone z gliny zwałowej). *Pam. Puł.*, 9, 123–150.

- SKIBA M., 2000. Mineral composition of the Podzols from the Tatra Mts. Pol. Tow. Mineral., Prace Spec., 17, 240–242.
- SKIBA S., 1977. Studia nad glebami wytworzonymi w różnych piętrach klimatyczno-roślinnych krystalicznej części Tatr Polskich. Roczn. Glebozn., 28, 1, 205–241.
- SKIBA S., 1985. Rola klimatu i roślinności w genezie gleb na przykładzie gleb górskich z Tatr Polskich i z gór Mongolii. Zesz. Nauk. AR Krak., Rozprawy, s. 99.
- SKIBA S., 1998. Gleby górskie w systematyce gleb Polski. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 464, 25–35.
- SKIBA S., DREWNIK M., 1993. Gleby zdegradowanych ekosystemów wybranych rejonów Karkonoszy. Mat. I Konf. Karkonoskie Badania Ekologiczne, Wyd. Instytutu Ekologii PAN, Dziekanów Leśny, 93–102.
- SKŁODOWSKI P., 1976. Formy związków próchnicznych i ich wpływ na proces bielicowania. Materiały II Krajowej Konferencji, Toruń, 4–5 maja 1976, 111–130.
- SKŁODOWSKI P., MACIEJEWSKA A., SZAFRANEK A., 1988. Wpływ procesu bielicowania na rozmieszczenie pierwiastków śladowych w profilach gleb bielicowych. Roczn. Glebozn., 39, 4, 113–128.
- SOIL SURVEY STAFF, 1960. Soil classification, a comprehensive system. 7th Approximation. US Dep. Agric., Washington, s. 503.
- SOIL SURVEY STAFF, 1975. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. U.S. Dep. Agric., Washington D.C., Agric. Handbook, 436, s. 754.
- SOIL SURVEY STAFF, 1999. Soil Taxonomy. 2nd ed. U.S. Dep. Agric., NRCS, Washington D.C., s. 831.
- SOMMER M., HALM D., WELLER U., ZAREI M., STAHR K., 2000. Lateral podzolization in a granite landscape. Soil Sci. Soc. Am. J., 64, 1434–1442.
- SOMMER M., HALM D., GEISINGER C., ANDRUSCHKEWITSCH I., ZAREI M., STAHR K., 2001. Lateral podzolization in a sandstone catchment. Geoderma, 103, 231–247.
- STOCH L., SIKORA W., 1976. Transformation of micas in the process of weathering granites and gneisses. Clays and Clay Min., 24, 156–162.
- STRĄCZYŃSKA S., 1998. Niektóre właściwości gleb darniowych wytworzonych z różnych skał w rejonie Sudetów Środkowych. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 464, 115–122.
- STRZEMSKI M., 1952. Wstęp do gleboznawstwa. PWRiL, Warszawa, s. 450.
- STRZEMSKI M., 1971. Myśli przewodnie systematyki gleb. IUNG, Puławy, Seria P (16), s. 580.
- STÜTZER A., 1998. Early stages of podzolisation in young aeolian sediments, western Jutland. Catena, 32, 115–129.
- STÜTZER A., 1999. Podzolisation as a soil forming process in the alpine belt of Rondane, Norway. Geoderma, 91, 237–248.
- SYSTEMATYKA GLEB POLSKI, 1974. Komisja V Genezy, klasyfikacji i kartografii gleb PTG. Roczn. Glebozn., 25, 1, s. 148.
- SYSTEMATYKA GLEB POLSKI, 1989. Wydanie czwarte. Roczn. Glebozn. 40, 3/4, s. 150.
- SZAFRANEK A., 1990. Wpływ rzeźby terenu i skały macierzystej na kształtowanie się gleby z piaskowców dewońskich i triasowych regionu świętokrzyskiego. Właściwości chemiczne gleb. Roczn. Glebozn., 41, 3/4, 157–177.

- SZERSZEŃ L., 1974. Wpływ czynników bioklimatycznych na procesy zachodzące w glebach Sudetów i Spitsbergenu. *Rocz. Glebozn.*, 25, 2, 53–99.
- SZERSZEŃ L., CHODAK T., BOGDA A., LASKOWSKI S., 1978. Minerale ilaste gleb bielcowych i brunatnych wytworzonych z różnych skał macierzystych Dolnego Śląska. *Mat. I Konf. Minerale i Surowce Ilaste, Bolesławiec*, 293–299.
- SZERSZEŃ L., KABAŁA C., WICIK B., 1996. Charakterystyka gleb Parku Narodowego Gór Stołowych. *Szczeliniec*, 1, 71–77.
- SZISZOW Ł. Ł., SOKOŁOW I. A., 1989. Gieneticzeskaja klassifikacja poczw SSSR. *Poczwowiedienije*, 4, 112–120.
- SZOPKA K., 2000a. Geneza, skład i właściwości gleb wytworzonych z piaskowców na terenie Gór Stołowych. Część 1. *Zesz. Nauk. AR Wroc.*, 396, 93–109.
- SZOPKA K., 2000b. Zawartość form przyswajalnych fosforu, magnezu i potasu w kwaśnych glebach leśnych wytworzonych z piaskowców na terenie PNGS. *Szczeliniec*, 4, 377–378.
- SZYMAŃSKI S., ZIENTARSKI J., 1993. Hodowla lasów górskich w warunkach stresu środowiskowego na przykładzie Karkonoskiego Parku Narodowego. *Geokol. Probl. Karkonoszy, Wyd. UWr., Wrocław*, 307–314.
- TAMM O., 1950. Northern coniferous forest soils. The Scrivener Press, Oxford, s. 253.
- TERLIKOWSKI F., 1954. Gleby Polski. *Rocz. Glebozn.*, 3, 25–56.
- TITEAUX H., BRAHY V., DELVAUX B., 2002. Metal complexing properties of forest floor leachates might promote incipient podzolization in a Cambisol under deciduous forest. *Geoderma*, 107, 93–107.
- TOBOLSKI K., MOCEK A., DZIĘCIOŁOWSKI W., 1997. Gleby Słowińskiego Parku Narodowego w świetle historii roślinności i podłoża. *Homini, Bydgoszcz – Poznań*, s. 183.
- TOMASZEWSKI J., 1952. Stadia rozwojowe niektórych rodzajów (typów) gleb. *Rocz. Glebozn.*, 2, 28–46
- TOMASZEWSKI J., 1957. Dynamika typologicznych procesów glebowych. *Rocz. Glebozn.*, 6, 97–122
- TOMASZEWSKI J., 1959. O procesach glebotwórczych. *Rocz. Glebozn.*, 7, 17–38.
- TOMASZEWSKI J., BORKOWSKI J., 1959. Cechy morfologiczne i ważniejsze właściwości gleb bielcowych i brunatnych. *Rocz. Glebozn.*, 7, 1, 27–43.
- TURSKI R., 1988. Charakterystyka związków próchnicznych w glebach Polski. *Rocz. Nauk. Rol.*, D, 212, s. 155.
- UGGLA H., BACHMAN ST., 1956. Stosunki glebowe w rezerwacie jodłowym Molenda. *Rocz. Glebozn.*, 5, 131–158.
- USSIRI D. A. N., JOHNSON C. E., 2004. Sorption of organic carbon fractions by Spodosol mineral horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 68, 253–262.
- UZIĄK S., 1963. Geneza i klasyfikacja gleb górskich w Karpatach fliszowych. *Rocz. Glebozn.*, 13, dodatek, 56–71.
- WADA K., 1989. Allophane and imogolite. [w:] DIXON J. B., WEED S. B. (red.) *Minerals in soil environment. Soil Sc. Soc. Am., Madison, Wisconsin*, 1051–1087.
- WALCZAK W., 1968. *Sudety*. PWN, Warszawa, s. 384.

- WATAŁA R., 2001. Pozycja gleb rdzawych Dolnego Śląska w systematyce polskiej oraz w klasyfikacjach międzynarodowych. Instytut Gleboznawstwa i Ochrony Środowiska Rolniczego, AR Wrocław, maszynopis, s. 88.
- WEBER J., GARCIA-GONZALES T., DRADRACH A., 1998. Skład mineralogiczny bielie wytworzonych z granitów w karkonoskim piętrze subalpejskim w rejonie występowania kłęski ekologicznej. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 464, 251–259.
- WIELKA ENCYKLOPEDIA POWSZECHNA, 1962. Tom I. PWN, Warszawa, s. 838.
- WILIAMS W., 1950. Gleboznawstwo. Podstawy rolnictwa. PWRiL, Warszawa, s. 648.
- WILSON M. J., 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. Clay Minerals, 34, 7–25.
- ZAJDELMAN F. R., 1974. Podzolo- i gliejoobrazowanie. Izd. Nauka, Moskwa, s. 328.
- ZEIEN H., BRUEMMER G. W., 1989. Chemische Extraktionen zur Bestimmung von Schwermetallbindungsformen in Boeden. Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 59/I, 505–510.
- ZOLL T., 1958. Podstawowe zagadnienia zagospodarowania lasów górskich w Sudetach. Sylwan, 102, 9–33.
- ZONN S. W., 1969. O processach podzolo- i pseudopodzoloobrazowania i pojawienia posledniego w poczwach SSSR. Poczwowiedienije, 3, 3–11.

DOKUMENTACJA BADAŃ

DODATEK 1. TABELARYCZNE ZESTAWIENIE WYNIKÓW ANALIZ LABORATORYJNYCH

Tabela 30
Table 30

Skład granulometryczny gleb zgodnie z klasyfikacją PN-R-04033 [POLSKA NORMA 1998b]
Soil texture – according to a Polish classification PN-R-04033 [POLSKA NORMA 1998b]

1 Profil Profile	2 Lokalizacja Location Skala macierzysta Parent material	3 Poziom Hori- zon	4 Głębokość Depth cm	5 Procentowy udział frakcji glebowych o średnicy [mm] Percentage of soil grain fractions, diameter in mm										
				>2,0	2,0- 1,0	6 1,0-0,5	7 0,5- 0,25	8 0,25- 0,1	9 0,1- 0,05	10 0,05- 0,02	11 0,02- 0,006	12 0,006- 0,002	13 0,002- <	14 < 0,002
Gleby wytworzone z piasków różnej genezy Soils developed from sands of various origin														
1	Kotlina Zmigrodzka Gruszcza 150 m n.p.m. piasek wodnolod. glaciofluvial sand	AEes	0-10	0,1	1,3	24,6	45,4	23,7	1	1	1	1	1	1
		Ees	10-15	0,4	1,9	25,5	43,1	23,5	2	2	1	1	1	0
		Bhox	15-18	1,0	2,1	22,5	40,0	28,4	4	1	1	1	1	0
		Bs	18-45	0,2	2,1	14,6	35,5	41,8	3	1	1	1	1	0
		C	45+	0,1	0,5	9,9	37,8	43,8	6	1	1	1	0	0
2	Kotlina Zmigrodzka Turzany 92 m n.p.m. piasek aluwialny alluvial sand	Ap	0-25	0,0	0,3	13,0	44,8	34,9	1	1	3	1	1	1
		Bv	25-38	0,2	1,3	12,8	44,1	34,8	1	1	3	1	1	1
		BvC	38-52	0,0	0,4	12,9	45,8	33,9	1	1	2	2	1	1
		Cl	52-90	0,0	0,4	18,9	48,8	25,9	1	1	1	2	1	1
		C2 C3	90-120 120+	0,0 0,0	1,2 0,4	11,9 11,0	46,3 46,8	33,6 33,8	1 1	1	2 2	1 2	2 2	2 2
3	Równina Wrocławska Miekinia 120 m n.p.m. piasek wodnolod. glaciofluvial sand	AEes	0-10	0,0	2,0	9,8	43,9	32,3	4	3	2	2	2	1
		Bv	10-30	0,0	1,8	11,8	45,9	29,5	4	2	2	2	2	1
		BvC1	30-47	0,3	0,9	4,0	42,5	43,6	4	1	2	1	1	1
		BvC2	47-76	0,2	0,4	3,0	33,9	54,7	4	1	1	1	1	1
		Cl C2	76-92 92+	0,1 0,1	0,2 0,2	3,0 2,0	48,9 51,0	42,9 42,8	1 1	1	1	1	1	1

Tabela 30 cd.
Table 30 conti.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
4	Pradolina Wrocławska Lubiatów 106 m n.p.m. piasek eoliczny eolian sand	AEs1	0-3	0,0	15,5	12,0	48,0	21,5	1	1	0	1	0		
		AEs2	3-6	0,0	17,0	8,0	46,0	27,0	0	1	0	0	1	0	
		AEs3	6-9	0,0	11,0	8,0	56,0	23,0	0	0	1	0	0	0	
		AEs4	9-12	0,0	6,0	10,5	62,5	20,0	0	0	0	0	1	0	
		BvC1	12-15	0,0	0,0	7,5	69,5	23,0	0	0	0	0	0	0	
		BvC2	15-18	0,0	0,0	9,0	70,5	20,5	0	0	0	0	0	0	
		BvC3	18-23	0,0	0,0	12,5	65,5	22,0	0	0	0	0	0	0	
		C1	23-42	0,0	1,0	14,5	67,5	17,0	0	0	0	0	0	0	
		C2	42-60	0,0	1,0	7,5	62,5	29,0	0	0	0	0	0	0	
		(Ab)C	60-82	0,0	0,0	0,0	58,0	42,0	0	0	0	0	0	0	
		C3	82+	0,0	8,5	1,5	62,0	28,0	0	0	0	0	0	0	
		5	Równina Oleśnicka Oleśniczka 147 m n.p.m. piasek eoliczny eolian sand	AEs1	0-4	0,0	0,0	1,6	0,9	58,5	33	2	2	1	1
				AEs2	4-8	0,0	0,0	1,5	1,0	59,5	33	1	1	2	1
				Bvs1	8-12	0,0	0,0	0,5	0,5	59,0	35	1	0	3	1
Bvs2	12-16			0,0	0,0	0,5	0,7	49,8	44	1	0	3	1		
Bvs3	16-20			0,0	0,0	0,8	1,0	70,2	23	1	1	3	0		
Bvs4	20-28			0,0	0,0	0,3	0,8	64,9	30	1	0	3	0		
Bv	28-40			0,0	0,0	0,2	0,5	62,3	33	1	0	2	1		
BvC	40-50			0,0	0,0	1,0	0,5	64,5	30	1	1	2	0		
2Ab1g	50-70			0,0	0,1	1,5	1,4	62,0	27	2	4	2	0		
2Ab2g	70-84			0,0	0,1	0,7	1,0	61,2	28	3	4	2	0		
2Cg1	84-105			0,0	0,2	4,5	1,6	44,7	31	6	7	2	3		
2Cg2	105-115			0,0	0,2	3,5	1,7	45,6	26	11	7	2	3		
3C ₁ xg	115+			12,5	9,5	8,0	0,7	43,8	10	12	7	2	7		
6	Równina Oleśnicka Oleśniczka 140 m n.p.m. piasek eoliczny eolian sand			Ap1	0-12	0,0	1,0	4,8	0,7	46,5	29	7	4	4	2
		Ap21	12-16	0,0	1,0	12,1	0,8	40,1	31	5	4	4	2		
		Ap22	16-20	0,0	1,0	6,5	1,0	41,5	33	5	4	3	5		
		ABv	20-45	0,0	0,0	5,4	1,0	42,6	34	5	4	3	5		
		Bv	45-52	0,0	0,0	5,0	0,5	44,7	36	4	4	3	3		
		BvC	52-70	0,0	0,0	4,0	0,3	45,5	39	3	2	2	4		
		C	70+	0,0	0,0	3,0	0,5	47,5	38	4	4	1	2		

Tabela 30 cd.
Table 30 conti.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
7	Równina Oleśnicka Bystrzyca Olawska 137 m n.p.m. piasek wodnolod. glaciofluvial sand	Ah AEes Bvhs Bvs C 2C 2Cx	0-6 6-11 11-17 17-34 34-50 50-70 70+	2,4 2,4 3,1 6,5 21,2 39,0 58,7	7,7 8,9 9,2 8,1 7,2 12,3 7,0	28,6 29,1 29,1 28,5 24,1 36,9 34,4	36,4 36,8 37,4 37,9 17,5 5,6 7,1 46,2	20,3 18,2 16,3 17,5 10,2 5,6 7,1 8,4	1 1 1 1 1 1 1 1	1 4 1 5 1 10 3 1	4 4 1 5 1 2 1 1	1 1 1 1 1 1 1 1	0 0 0 0 0 0 0 0
25	Wnieśmienna Chocia- nowskie Wilkoćcin 150 m n.p.m. piasek eoliczny eolian sand	AEes Ees Bhox Bhs Bs BsC C	0-6 6-27 27-36 36-50 50-70 70-90 90+	0 0 0 0 0 0 0	0 15,3 15,8 16,8 24,5 10,4 13,6 9,4	59,0 59,4 60,9 61,9 52,3 59,3 57,8	21,7 21,8 18,3 10,6 36,3 26,1 31,8	1 1 1 1 1 0 0 0	1 0 0 0 1 0 1 1	1 0 0 0 1 1 0 0	0 0 0 0 1 0 0 0	1 1 1 1 0 0 0 0	1 0 0 0 0 0 0 0
Gleby wytworzone z piaskowca – Soils developed from sandstone													
13	Góry Stołowe Dziczey Grzbiet 710 m n.p.m. piaskowiec sandstone	AEes Eesg 2Bhsx 3Bbrsx 3Cxg	0-4 4-24 24-40 40-68 68+	2,0 3,0 16,0 4,0 1,0	3,0 6,0 22,0 7,0 3,0	6,8 9,4 7,8 7,4 5,8	15,6 16,0 10,9 13,0 11,6	36,6 37,6 26,3 30,6 30,6	12 10 11 7 11	9 6 8 12 16	9 7 6 11 12	5 5 3 7 4	3 3 5 5 6
14	Góry Stołowe Dziczey Grzbiet 715 m n.p.m. piaskowiec sandstone	Ees 2Bh 2Bbrs 2C	0-11 11-19 19-32 32+	5,5 4,1 3,4 6,7	12,4 9,7 10,2 14,8	24,7 19,3 20,1 22,7	18,2 13,4 23,0 15,9	20,7 27,6 11,7 20,6	5 4 5 5	6 8 6 7	8 5 9 9	0 5 6 4	5 8 9 1
15	Góry Stołowe Dziczey Grzbiet 739 m n.p.m. piaskowiec sandstone	AEesg 2Bbrhs 2Bbrs 2Cxg	0-15 15-22 22-45 45+	4,4 8,5 6,4 7,1	10,6 12,4 10,2 11,4	28,4 16,5 20,5 22,1	20,8 21,4 13,5 18,2	16,2 9,7 15,8 14,3	3 5 6 5	5 6 6 7	8 10 13 10	3 8 6 6	5 11 9 6

Tabela 30 cd.
Table 30 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
16	Góry Stolowe Kudowa Zdrój 475 n.p.m. granit monzonitowy monzonite granite	Ah1	0-3	27,7	28,1	13,1	9,5	11,2	6	16	12	3	1		
		Ah2	3-6	26,8	32,1	11,8	10,1	8,6	5	18	13	1	1		
		AhEes	6-9	22,9	29,5	17,5	11,4	8,6	7	19	15	1	1		
		Bbrh	9-12	22,7	29,4	13,8	10,7	5,9	6	17	15	1	1		
		Bbr1	12-15	24,4	30,5	13,6	9,9	8,5	3	17	15	1	1		
		Bbr2	15-18	30,5	29,5	14,0	10,9	5,4	6	15	16	2	1		
		Bbr3	18-21	43,3	31,3	14,2	10,8	6,0	8	12	15	2	1		
		BbrC1	21-26	30,3	37,7	14,1	10,6	6,1	7	14	14	2	1		
		BbrC2	26-36	30,9	32,4	12,8	10,5	9,2	6	13	12	3	1		
		BbrC3	36-50	28,7	34,1	15,0	10,5	4,8	7	13	12	1	3		
		C	50+	27,7	28,0	13,0	9,6	4,8	6	17	18	1	3		
		18	Rudawy Janowickie Janowice Wielkie 425 m n.p.m. granit – granite	Ah	0-4	10,6	12,0	38,7	16,5	8,8	7	5	7	2	3
				Bbr	4-33	23,4	26,0	34,5	14,8	6,7	6	4	4	5	1
				BbrC	33-70	41,2	28,0	29,5	19,9	8,6	4	4	4	1	1
				CR	70+	65,0	19,0	33,6	22,1	11,3	8	2	2	1	1
		19	Karkonosze Kopa 1330 m n.p.m. granit granite	AC	0-12	31,3	18,0	11,0	17,0	16,0	10	14	10	2	2
2Ah/O	12-17			3,1	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.		
2Eesg	17-22			8,9	12,0	14,0	28,0	17,0	9	10	6	3	1		
3Bh	22-29			40,1	22,0	13,0	21,0	20,0	9	8	5	4	3		
3Bhs	29-43			36,5	23,0	12,0	22,0	22,0	5	5	6	3	2		
3BsC	43-55			37,5	24,0	13,0	23,0	21,0	5	5	4	3	2		
Ah/Ot	0-5			n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.		
20	Karkonosze Kopa 1300 m n.p.m. granit granite	AhEes	5-13	21,3	11,0	14,0	32,0	11,0	11	11	6	2	2		
		Bh	13-18	23,9	10,0	13,0	28,0	12,0	10	14	9	2	2		
		Bhs1	18-26	31,8	12,0	15,0	24,0	13,0	11	11	9	2	3		
		Bhs2	26-33	41,9	12,0	13,0	24,0	14,0	11	13	9	2	4		
		BsC	33-55	43,9	10,0	11,0	18,0	13,0	9	15	16	4	4		

Tabela 30 cd.
Table 30 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
			Gleby wytworzone z gnejsu – Soils developed from gneiss										
10	Masyw Śnieżnika Śnieżnik 900 m n.p.m. gnejs – gneiss	AhE Bbrh Bbrs CR	0-15 15-37 37-60 60+	35,0 36,0 37,8 51,5	7,0 6,0 5,0 11,0	9,3 11,3 17,1 8,9	11,4 12,2 18,3 10,7	22,3 23,5 18,3 17,4	12 14 11 13	24 22 26 21	8 8 9 11	3 1 2 4	3 2 4 3
11	Masyw Śnieżnika Młynsko 735 m n.p.m. gnejs – gneiss	Ah AEes Bbrh Bbrs C	0-5 5-16 16-34 34-45 45+	0,6 10,5 12,1 20,7 7,4	0,0 0,2 0,6 1,4 0,1	10,0 9,0 9,9 9,9 2,0	10,0 10,0 9,0 8,9 2,0	13,0 13,8 16,6 18,8 9,9	12 12 15 15 13	20 20 20 17 20	20 20 17 17 21	6 7 6 8 10	9 9 4 4 22
12	Masyw Śnieżnika Młyńsko 725 m n.p.m. gnejs – gneiss	Eesg 2Bbrh 2Bbrs 2C	8-18 18-28 28-63 63+	28,5 28,5 35,9 38,9	4,5 2,4 2,8 4,5	18,1 17,6 19,4 23,9	14,3 14,6 14,6 14,3	19,1 13,4 20,2 19,3	14 25 16 12	11 13 15 15	9 8 7 5	7 3 3 5	3 3 2 1
17	Góry Sowie Wielka Sowa 700 m gnejs – gneiss	Ah Bbr BbrC C	0-5 5-18 18-55 55+	7,0 7,8 6,2 17,4	8,0 8,0 10,0 9,0	10,1 11,0 11,7 13,3	12,9 12,8 11,2 11,3	11,0 9,2 8,1 9,4	12 15 9 7	23 21 11 16	13 16 24 21	5 3 7 7	5 4 8 6
21	Góry Izerskie Kamienica 780 m n.p.m. gnejs – gneiss	AEesg Eesg 2Bhsg 2Bsg 2Cg	0-5 5-15 15-37 37-50 50+	0,5 32,0 30,0 37,0 46,0	1,0 11,5 3,0 4,0 4,0	6,4 10,6 9,7 8,6 12,5	10,4 14,2 8,7 8,6 11,5	11,2 19,7 10,6 10,8 14,0	14 5 16 14 8	25 14 24 24 15	23 14 15 19 13	5 4 9 5 10	4 7 4 6 12
23	Góry Izerskie Stóg Izerski 700 m n.p.m. gnejs – gneiss	Eesg Bh BsC CR	0-14 14-18 18-55 55+	45,0 60,0 37,0 37,0	5,0 4,0 7,0 11,0	12,4 12,5 14,9 15,1	11,4 11,1 12,1 12,5	11,2 14,4 17,0 14,4	13 12 14 14	21 25 21 19	14 13 8 7	8 7 3 4	4 1 3 3
24	Góry Izerskie Stóg Izerski 1100 m n.p.m. gnejs – gneiss	Eesg Bbrhg Bbrs Cx	4-8 8-12 12-17 17+	5,5 11,0 9,0 20,0	1,5 1,0 1,0 0,5	16,7 10,9 5,9 3,0	9,9 11,9 9,2 5,6	14,9 15,2 13,9 12,9	11 15 11 9	23 22 25 22	14 15 23 36	6 4 2 6	3 5 9 5

Tabela 30 cd.
Table 30 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
			Gleby wytworzone z łupków łyszczykowych (metamorficznych) Soils developed from (metamorphic) mica schists										
22	Góry Izerskie Młynica 650 m n.p.m. łupek – mica schist	Ap Bbrhs BbrC CR	0-20 20-34 34-56 56+	29,0 46,0 69,0 89,0	5,5 7,5 5,5 4,0	4,7 6,9 13,2 23,0	5,7 6,7 9,1 13,4	13,1 13,9 14,2 13,6	20 8 7 5	20 27 27 22	25 25 19 14	2 1 3 2	4 4 3 3
8	Masyw Śnieżnika Średniak 1200 m n.p.m. łupek – mica schist	AFeeg BbrBhs BbrsC CR	10-15 15-32 32-55 55+	3,3 27,6 36,8 58,0	4,0 3,0 1,0 2,0	6,7 5,8 5,9 6,9	9,1 10,8 7,3 9,8	14,2 18,4 16,8 13,3	11 12 12 8	11 25 24 25	23 20 24 24	5 3 6 7	3 2 3 4
9	Masyw Śnieżnika Śnieżnik 1120 m n.p.m. łupek – mica schist	Ah Bbrsg BbrC CR	0-13 13-32 32-55 55+	10,5 48,3 43,9 64,1	3,0 4,0 10,0 9,0	8,7 9,6 8,9 10,2	13,0 12,3 11,4 12,7	21,3 22,1 17,7 17,1	10 9 11 12	18 17 17 16	18 19 16 15	4 4 5 5	4 3 3 3

Odczyn gleb, straty żarowe oraz zawartość węgla organicznego i azotu ogółem
The pH of soils, loss on ignition and concentrations of organic carbon and total nitrogen

Profil Profile	Poziom Horizon	Głębokość Depth cm	pH w: pH in:			Strata żarowa Loss on ign. %	Corg. Org. C %	Nog. Total N %	C:N
			H ₂ O	KCl	CaCl ₂				
1	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Gleby utworzone z piasków różnej genezy Soils developed from sands of various origin									
1	Ol	10–8	3,7	3,2	3,3	88,4	n.o.	n.o.	–
	Of	8–1	3,4	2,6	2,7	87,8	n.o.	n.o.	–
	Oh	1–0	3,4	2,5	2,6	47,3	n.o.	n.o.	–
	AEes	0–10	3,5	3,0	3,1	n.o.	0,72	0,029	25
	Ees	10–15	3,8	3,3	3,3	n.o.	0,19	0,021	9
	Bhox	15–18	4,2	4,0	3,9	n.o.	0,63	0,008	–
	Bs	18–45	4,3	4,2	4,1	n.o.	0,13	0,008	–
	C	45+	4,5	4,3	4,1	n.o.	0,09	n.o.	–
2	Ap	0–25	6,11	4,96	5,21	1,71	0,83	0,040	24
	Bv	25–38	5,00	3,84	4,20	0,70	0,13	0,006	22
	BvC	38–52	5,13	4,04	4,22	0,47	0,15	n.o.	–
	C1	52–90	5,33	4,13	4,19	0,21	0,08	n.o.	–
	C2	90–120	5,21	4,17	4,02	0,29	0,05	n.o.	–
3	Ofh	3–0	3,81	2,87	2,99	57,6	n.o.	n.o.	–
	AEes	0–10	4,03	3,35	3,32	2,74	1,51	0,050	31
	Bv	10–30	4,19	3,82	3,76	0,89	0,34	0,020	17
	BvC1	30–47	4,41	4,23	4,16	0,83	0,28	n.o.	–
	BvC2	47–76	4,49	4,34	4,28	0,51	0,21	n.o.	–
	C1	76–92	4,51	4,31	4,20	0,41	0,23	n.o.	–
	C2	92+	4,58	4,38	4,19	0,34	0,20	n.o.	–
4	Ol	7–6	4,24	3,84	3,78	96,6	n.o.	n.o.	–
	Of	6–4	4,08	3,42	3,30	83,8	n.o.	n.o.	–
	Oh	4–0	3,74	3,09	3,18	32,5	n.o.	n.o.	–
	AEes1	0–3	3,98	3,50	3,20	n.o.	0,77	0,028	28
	AEes2	3–6	4,07	3,65	3,46	n.o.	0,61	n.o.	–
	AEes3	6–9	4,13	3,78	3,69	n.o.	0,46	n.o.	–
	AEes4	9–12	4,10	3,79	3,70	n.o.	0,07	n.o.	–
	BvC1	12–15	4,19	3,94	3,76	n.o.	0,09	n.o.	–
	BvC2	15–18	4,20	3,99	3,87	n.o.	0,04	n.o.	–
	BvC3	18–23	4,21	4,03	3,97	n.o.	0,08	n.o.	–
	C1	23–42	4,33	4,12	4,02	n.o.	0,19	n.o.	–
	C2	42–60	4,32	4,15	4,04	n.o.	0,16	n.o.	–
	(Ab)C	60–82	4,85	4,54	4,46	n.o.	0,06	n.o.	–
	C3	82+	4,70	4,37	4,19	n.o.	0,04	n.o.	–

Tabela 31 cd.
Table 31 cont.

1	3	4	5	6	7	8	9	10	11
5	Ol	7-5	4,62	4,32	4,10	95,4	n.o.	n.o.	-
	Of	5-1	3,90	3,19	3,20	48,4	n.o.	n.o.	-
	Oh	1-0	3,65	2,99	3,04	33,5	n.o.	n.o.	-
	AEes1	0-4	3,83	3,26	3,19	n.o.	2,10	0,06	35
	AEes2	4-8	3,83	3,36	3,28	n.o.	0,76	0,04	19
	Bvs1	8-12	3,86	3,46	3,37	n.o.	0,78	n.o.	-
	Bvs2	12-16	3,96	3,59	3,56	n.o.	0,29	n.o.	-
	Bvs3	16-20	4,01	3,68	3,60	n.o.	0,20	n.o.	-
	Bvs4	20-28	4,07	3,79	3,72	n.o.	0,16	n.o.	-
	Bv	28-40	4,43	4,09	4,01	n.o.	0,17	n.o.	-
	BvC	40-50(-55)	4,46	4,19	4,05	n.o.	0,06	n.o.	-
	2Ab1g	50(55)-70	4,39	4,21	4,12	n.o.	0,25	0,009	28
	2Ab2g	70-84	4,42	4,23	4,13	n.o.	0,31	0,011	28
	2Cg1	84-105	4,28	4,08	4,02	n.o.	0,10	n.o.	-
2Cg2	105-115	4,36	4,13	4,11	n.o.	0,09	n.o.	-	
3Cyg	115+	4,41	3,99	4,02	n.o.	0,34	n.o.	-	
6	Ol	4-2	4,55	4,23	4,04	91,4	n.o.	n.o.	-
	Ofh	2-0	3,95	3,33	3,20	42,1	n.o.	n.o.	-
	Ap11	0-3	4,24	3,58	3,62	n.o.	1,30	0,08	16
	Ap12	3-9	4,32	3,67	3,71	n.o.	0,74	n.o.	-
	Ap21	9-12	4,33	3,69	3,72	n.o.	1,27	n.o.	-
	Ap22	12-16	4,35	3,71	3,80	n.o.	1,47	n.o.	-
	Ap23	16-20	4,43	3,76	3,93	n.o.	0,66	n.o.	-
	ABv1	20-26	4,50	3,82	3,97	n.o.	0,72	n.o.	-
	ABv2	26-32	4,54	3,85	4,02	n.o.	0,74	n.o.	-
	ABv3	32-45	4,69	3,91	4,18	n.o.	0,25	n.o.	-
	Bv	45-52	5,28	4,48	4,76	n.o.	0,35	n.o.	-
	BvC	52-70	5,70	4,73	5,16	n.o.	0,07	n.o.	-
C	70+	5,82	4,86	5,27	n.o.	0,17	n.o.	-	
7	Oh	6-0	3,68	2,85	2,94	80,6	n.o.	n.o.	-
	Ah1	0-3	3,89	3,10	3,21	18,6	9,55	0,42	23
	Ah2	3-6	3,78	3,40	3,38	12,7	5,28	0,34	16
	AEes	6-11	4,00	3,35	3,31	n.o.	1,21	0,07	17
	Bvhs	11-17	3,89	3,16	3,25	n.o.	1,18	0,04	29
	Bvs	17-34	4,41	4,01	3,96	n.o.	0,68	n.o.	-
	C	34-50	4,66	4,35	4,31	n.o.	0,53	n.o.	-
	2C	50-70	4,68	4,35	4,33	n.o.	0,40	n.o.	-
2Cx	70+	4,91	4,39	4,35	n.o.	0,06	n.o.	-	

Tabela 31 cd.
Table 31 cont.

1	3	4	5	6	7	8	9	10	11
25	AEes	0-6	3,9	3,1	3,5	n.o.	1,52	0,06	25
	Ees	6-27	4,3	3,7	4,1	n.o.	0,09	n.o.	-
	Bhox	27-36	4,4	4,2	4,3	n.o.	0,62	n.o.	-
	Bhs	36-50	4,7	4,5	4,6	n.o.	0,28	n.o.	-
	Bs	50-70	4,7	4,6	4,6	n.o.	0,17	n.o.	-
	BsC	70-90	4,7	4,7	4,7	n.o.	0,11	n.o.	-
	C	90+	5,1	4,8	4,9	n.o.	0,03	n.o.	-
Gleby utworzone z piaskowca – Soils developed from sandstone									
13	Ol	10-9	3,4	3,2	3,0	n.o.	n.o.	n.o.	-
	Of	9-4	3,2	2,5	2,8	n.o.	n.o.	n.o.	-
	Oh	4-0	3,4	2,6	2,6	n.o.	n.o.	n.o.	-
	AEes	0-4	3,6	2,9	2,8	n.o.	0,89	0,03	28
	Eesg	4-24	3,8	3,2	3,1	n.o.	0,10	0,01	10
	2Bhsx	24-40	3,7	3,3	3,1	n.o.	1,26	0,06	21
	3Bbrsx	40-68	3,9	3,8	3,6	n.o.	1,02	n.o.	-
3Cyg	68+	3,5	3,8	3,6	n.o.	0,38	n.o.	-	
14	Ol	7-5	3,74	3,06	3,25	89,5	n.o.	n.o.	-
	Of	5-2	3,46	2,53	2,69	86,8	n.o.	n.o.	-
	Oh	2-0	3,54	2,58	2,66	65,8	n.o.	n.o.	-
	Ees	0-11	3,83	3,22	3,19	n.o.	0,28	0,01	27
	2Bh	11-19	3,64	3,05	3,12	n.o.	1,64	0,08	20
	2Bbrs	19-32	4,40	3,57	3,59	n.o.	1,51	n.o.	-
	2C	32+	4,45	4,25	4,27	n.o.	0,63	n.o.	-
15	Ol	12-10	3,70	3,06	3,22	94,0	n.o.	n.o.	-
	Of	10-5	3,44	2,47	2,65	85,8	n.o.	n.o.	-
	Oh	5-0	3,37	2,39	2,56	75,8	n.o.	n.o.	-
	Aeesg	0-15	3,78	2,94	3,03	n.o.	0,47	0,02	26
	2Bbrhs	15-22	3,73	3,26	3,3,0	n.o.	4,48	0,17	27
	2Bbrs	22-45	4,32	4,05	4,03	n.o.	0,52	n.o.	-
	2Cyg	45+	4,33	4,14	4,04	n.o.	0,49	n.o.	-
Gleby utworzone z granitu – Soils developed from granite									
16	Ol	4-3	4,36	4,19	4,28	86,5	n.o.	1,13	-
	Ofh	3-0	3,31	2,95	3,22	52,4	n.o.	1,02	-
	Ah1	0-3	3,44	3,11	3,34	16,4	6,61	0,38	17
	Ah2	3-6	3,65	3,16	3,39	12,5	4,59	0,22	21
	AhEes	6-9	3,77	3,22	3,55	8,83	3,56	0,18	20
	Bhbr	9-12	3,83	3,28	3,62	8,28	2,35	0,12	20
	Bbr1	12-15	3,89	3,47	3,82	7,71	1,98	n.o.	-
	Bbr2	15-18	3,99	3,63	3,91	6,88	1,67	n.o.	-
	Bbr3	18-21	4,06	3,75	3,98	6,69	1,66	n.o.	-
	BbrC1	21-26	4,10	3,89	4,08	6,09	1,35	n.o.	-
	BbrC2	26-36	4,12	3,92	4,10	5,17	1,14	n.o.	-
	BbrC3	36-50	4,13	3,98	4,09	4,51	0,82	n.o.	-
	C	50+	4,07	3,91	4,09	4,47	0,68	n.o.	-

Tabela 31 cd.

Table 31 cont.

1	3	4	5	6	7	8	9	10	11
18	Ol	8-6	4,0	3,2	3,2	93,5	n.o.	0,90	-
	Ofh	6-4	3,9	2,8	2,9	79,9	n.o.	1,33	-
	Oh	4-0	3,8	2,8	2,8	48,4	n.o.	0,88	-
	Ah	0-4	3,4	3,0	2,9	n.o.	5,24	0,32	16
	Bbr	4-33	4,1	3,8	3,6	n.o.	1,16	0,06	19
	BbrC	33-70	4,1	3,7	3,6	n.o.	0,24	0,01	24
	CR	70+	4,2	3,8	3,6	n.o.	0,12	0,01	12
19	Ofd	7-0	3,84	3,23	3,40	72,5	n.o.	n.o.	-
	AC	0-12	4,18	3,93	4,02	6,28	2,74	0,16	17
	2Ah/Oh	12-17	3,85	3,37	3,23	52,2	25,2	0,87	29
	2Eesg	17-22	3,82	3,28	3,21	7,78	1,73	0,11	17
	3Bh	22-29	3,85	3,47	3,33	12,6	6,25	0,33	19
	3Bhs	29-43	4,16	4,02	4,00	8,44	2,37	0,08	30
	3BsC	43-55	4,25	4,17	4,21	7,98	2,24	0,07	33
20	Olf	9-6	3,90	3,23	3,42	62,3	n.o.	n.o.	-
	Ofd	6-0	3,73	3,05	3,23	86,2	n.o.	n.o.	-
	Ah/Ot	0-5	3,62	2,93	2,80	57,8	28,4	1,05	27
	AhEes	5-13	3,75	3,15	3,13	3,95	1,92	0,09	21
	Bh	13-18	3,70	3,09	2,94	16,3	6,34	0,29	22
	Bhs1	18-26	3,85	3,50	3,29	10,3	3,67	0,14	26
	Bhs2	26-33	4,14	3,81	3,93	9,35	2,95	0,10	29
	BsC	33-55	5,01	4,37	4,61	11,4	1,04	n.o.	-
	Gleby wytworzone z gnejsu Soils developed from gneiss								
10	Ol	5-3	3,7	2,9	3,0	93,6	n.o.	1,56	-
	Ofh	3-0	3,6	2,6	2,8	85,1	n.o.	2,84	-
	AhE	0-15	3,2	2,7	2,7	n.o.	12,7	0,68	19
	Bbrh	15-37	3,9	3,6	3,4	n.o.	5,37	0,28	19
	Bbrs	37-60	4,2	4,0	3,8	n.o.	2,59	0,12	22
	CR	60+	4,1	4,0	3,7	n.o.	2,48	0,08	31
11	Ol	7-5	3,5	2,7	3,3	88,4	n.o.	n.o.	-
	Ofh	5-0	3,4	2,6	3,2	64,5	n.o.	n.o.	-
	Ah	0-5	3,3	2,6	3,1	19,8	10,8	n.o.	-
	AEes	5-16	3,6	3,1	3,5	n.o.	3,12	0,13	24
	Bbrh	16-34	4,0	3,7	3,9	n.o.	2,52	0,11	23
	Bbrs	34-45	4,5	4,3	4,4	n.o.	1,46	n.o.	-
12	Ol	4-2	3,5	2,9	3,3	72,3	n.o.	n.o.	-
	Ofh	2-0	3,4	2,7	3,1	51,6	n.o.	n.o.	-
	Ah	0-8	3,3	2,4	2,9	n.o.	8,54	0,45	29
	Eesg	8-18	3,6	2,7	3,0	n.o.	2,28	0,19	12
	2Bbrh	18-28	3,8	3,1	3,4	n.o.	4,48	0,13	34
	2Bbrs	28-63	4,4	3,9	4,0	n.o.	3,21	n.o.	-
	2C	63+	4,7	4,3	4,4	n.o.	1,85	n.o.	-

Tabela 31 cd.
Table 31 cont.

1	3	4	5	6	7	8	9	10	11
17	Olf	6-3	3,6	2,7	2,6	87,8	n.o.	2,53	-
	Oh	3-0	3,4	2,6	2,5	73,1	n.o.	2,36	-
	Ah	0-5	3,3	2,6	2,5	n.o.	12,6	0,63	20
	Bbr	5-18	3,4	2,9	3,1	n.o.	4,34	0,22	19
	BbrC	18-55	4	3,9	3,8	n.o.	1,36	0,09	15
	C	55+	3,9	3,9	3,9	n.o.	0,77	0,04	19
21	Oht	4-0	3,05	2,82	2,60	62,8	n.o.	n.o.	-
	AEesg	0-5	3,25	2,88	2,98	n.o.	6,25	0,33	21
	Eesg	5-15	3,42	3,15	3,16	n.o.	1,18	0,04	19
	2Bhsg	15-37	4,01	3,55	3,41	n.o.	1,96	0,09	28
	2Bsg	37-50	4,21	3,77	3,70	n.o.	1,31	0,03	21
	2Cg	50+	4,12	3,86	3,85	n.o.	0,62	n.o.	-
23	Oh	6-0	3,49	2,90	2,53	83,8	n.o.	1,75	-
	Eesg	0-14	3,38	2,80	2,42	n.o.	1,8	0,16	11
	Bh	14-18	3,88	3,10	2,43	n.o.	3,1	0,21	15
	BsC	18-55	4,18	3,72	3,17	n.o.	4,1	0,18	23
	CR	55+	4,26	3,97	3,45	n.o.	2,2	0,1	22
24	Odf	12-0	3,67	3,10	2,74	60,0	n.o.	1,75	-
	Ah/Oh	0-4	3,45	3,11	2,82	29,5	14,2	0,79	18
	Eesg	4-8	3,35	2,95	2,83	n.o.	1,5	0,15	10
	Bbrhg	8-12	3,62	3,16	2,93	n.o.	3,9	0,35	11
	Bbrs	12-17	3,75	3,35	3,12	n.o.	2,5	0,21	12
	Cx	17+	4,12	4,03	3,75	n.o.	0,7	n.o.	-
Gleby utworzone z łupków łyszczykowych (metamorficznych) Soils developed from (metamorphic) mica schists									
8	Ofd	5-0	3,6	2,6	2,7	45,5	n.o.	1,56	-
	Ah	0-10	3,4	2,6	2,6	n.o.	12,9	0,72	18
	AhEesg	10-15	3,6	2,9	3,0	n.o.	7,20	0,36	20
	BbrBhs	15-32	3,8	3,3	3,1	n.o.	6,65	0,38	18
	BbrsC	32-55	4,1	3,9	3,7	n.o.	3,82	0,17	22
	CR	55+	4,3	4,0	3,9	n.o.	2,41	0,12	20
9	Ofh	5-0	4,1	3,1	3,1	82,1	n.o.	1,26	-
	Ah	0-13	3,6	3,1	2,9	n.o.	8,31	0,56	15
	Bbrsg	13-32	3,9	3,3	3,0	n.o.	5,32	0,22	24
	BbrC	32-55	4,4	3,6	3,5	n.o.	1,97	0,11	18
CR	55+	4,5	4,0	4,0	n.o.	0,77	0,05	17	
22	Ap	0-20	4,45	4,05	4,13	n.o.	5,01	0,34	23
	Bbrhs	20-34	4,60	4,11	4,62	n.o.	3,37	0,15	23
	BbrC	34-56	4,25	3,98	4,20	n.o.	2,2	0,11	20
	CR	56+	4,11	3,88	4,09	n.o.	1,83	0,08	22

Tabela 32
Table 32Kwasowość i glin wymienny oraz wymienne kationy zasadowe
Exchangeable acidity, aluminum, and basic cations

Profil Profile	Poziom Horizon	Głębokość Depth cm	K _w Exchang. acidity	Al _w Al _{ex}	Kationy wymienne Base cations					Suma ka- tionów ECEC	T ECEC	V BS, %
					Cat ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	cmol(+)kg ⁻¹			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Gleby wytworzone z piasków różnej genezy – Soils developed from sands of various origin												
1	Ol	10–8	11,48	3,08	3,17	2,41	0,09	0,91	6,58	18,06	36,4	
	Of	8–1	18,20	10,78	1,56	0,55	0,07	0,35	2,53	20,73	12,2	
	Oh	1–0	15,82	9,24	0,64	0,24	0,08	0,13	1,09	16,94	6,4	
	AEes	0–10	1,68	1,05	0,32	0,09	0,11	0,03	0,55	1,25	44,0	
	Ees	10–15	0,70	0,49	0,10	0,11	0,13	0,02	0,24	0,73	32,9	
	Bhox	15–18	2,52	2,45	0,52	0,11	0,13	0,03	0,59	3,04	19,4	
	Bs	18–45	1,96	1,89	0,10	0,08	0,09	0,02	0,19	2,15	8,8	
	C	45+	0,63	0,49	0,32	0,07	0,12	0,04	0,55	1,18	46,6	
	2	Ap	0–25	2,20	0,19	0,89	0,23	0,08	0,03	1,23	3,43	35,9
		Bv	25–38	1,28	0,10	0,29	0,11	0,08	0,02	0,50	1,78	28,1
BvC		38–52	1,20	0,26	0,28	0,13	0,08	0,02	0,51	1,71	29,8	
C1		52–90	0,84	0,14	0,28	0,06	0,04	0,02	0,40	1,24	32,3	
C2		90–120	0,62	0,46	0,26	0,04	0,03	0,02	0,35	0,97	36,1	
C3		120+	0,72	0,68	0,26	0,04	0,03	0,02	0,35	1,07	32,7	
AEes		0–10	1,92	1,56	0,26	0,03	0,03	0,02	0,34	2,26	15,0	
3	Bv	10–30	1,19	0,96	0,21	0,04	0,02	0,03	0,30	1,49	20,1	
	BvC1	30–47	0,86	0,74	0,25	0,03	0,03	0,03	0,34	1,20	28,3	
	BvC2	47–76	0,65	0,53	0,18	0,02	0,02	0,03	0,25	0,90	27,8	
	C1	76–92	0,80	0,65	0,15	0,02	0,02	0,02	0,21	1,01	20,8	
	C2	92+	0,61	0,51	0,15	0,03	0,02	0,02	0,22	0,83	26,5	

Tabela 32 cd.
Table 32 conti.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
4	Ol	7-6	2,60	2,38	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	
	Of	6-4	4,80	2,86	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	
	Oh	4-0	3,12	2,69	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	
	AEes1	0-3	1,32	1,14	0,219	0,033	0,038	0,012	0,302	0,302	1,62	
	AEes2	3-6	0,58	0,55	0,089	0,017	0,018	0,004	0,128	0,128	0,71	
	AEes3	6-9	0,63	0,52	0,069	0,019	0,023	0,012	0,123	0,123	0,75	
	AEes4	9-12	0,74	0,66	0,059	0,015	0,036	0,010	0,120	0,120	0,86	
	BvC1	12-15	0,56	0,49	0,040	0,008	0,018	0,012	0,078	0,078	0,64	
	BvC2	15-18	0,59	0,30	0,020	0,007	0,010	0,006	0,043	0,043	0,63	
	BvC3	18-23	0,50	0,45	0,020	0,011	0,013	0,009	0,053	0,053	0,55	
	C1	23-42	0,42	0,38	0,020	0,011	0,010	0,009	0,050	0,050	0,47	
	C2	42-60	0,41	0,37	0,020	0,008	0,013	0,012	0,053	0,053	0,46	
	(Ab)C	60-82	0,17	0,12	0,020	0,005	0,010	0,012	0,047	0,047	0,22	
	C3	82+	1,57	0,75	0,040	0,008	0,015	0,005	0,068	0,068	1,64	
	5	Ol	7-5	5,20	1,35	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
		Of	5-1	4,92	3,60	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
		Oh	1-0	7,28	5,80	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
AEes1		0-4	2,26	1,70	0,450	0,061	0,077	0,018	0,606	0,606	2,87	
AEes2		4-8	1,62	1,49	0,270	0,054	0,051	0,012	0,387	0,387	2,01	
Bvs1		8-12	1,46	1,35	0,270	0,053	0,033	0,012	0,368	0,368	1,83	
Bvs2		12-16	1,46	1,36	0,175	0,042	0,033	0,012	0,262	0,262	1,72	
Bvs3		16-20	1,25	1,16	0,060	0,031	0,025	0,006	0,122	0,122	1,37	
Bvs4		20-28	1,19	1,12	0,041	0,033	0,033	0,009	0,116	0,116	1,31	
Bv		28-40	0,96	0,92	0,060	0,041	0,033	0,005	0,139	0,139	1,10	
BvC		40-50(-55)	0,93	0,86	0,027	0,026	0,031	0,005	0,089	0,089	1,02	
2Ab1g		50(55)-70	1,00	0,94	0,115	0,019	0,054	0,014	0,202	0,202	1,20	
2Ab2g		70-84	1,04	1,01	0,098	0,014	0,051	0,008	0,171	0,171	1,21	
2Cg1		84-105	1,08	1,04	0,055	0,015	0,054	0,014	0,138	0,138	1,22	
2Cg2		105-115	0,97	0,91	0,045	0,021	0,038	0,012	0,116	0,116	1,09	
3Cxcg		115+	1,28	1,22	0,299	0,112	0,118	0,025	0,554	0,554	1,83	

Tabela 32 cd.
Table 32 conti.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
6	Ol	4-2	4,25	3,32	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	
	Oth	2-0	2,58	2,02	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	
	Ap11	0-3	1,87	1,69	1,15	0,14	0,22	0,03	1,54	3,41	45,2	
	Ap12	3-9	1,76	1,69	0,61	0,17	0,18	0,03	0,99	2,75	36,0	
	Ap21	9-12	1,58	1,51	0,62	0,18	0,15	0,03	0,98	2,56	38,3	
	Ap22	12-16	0,97	0,93	0,75	0,20	0,14	0,04	1,13	2,10	53,8	
	Ap23	16-20	1,35	1,25	0,84	0,22	0,17	0,03	1,26	2,61	48,3	
	ABv1	20-26	1,26	1,18	0,95	0,23	0,16	0,03	1,37	2,63	52,1	
	ABv2	26-32	1,21	1,14	1,08	0,23	0,14	0,04	1,49	2,70	55,2	
	ABv3	32-45	0,83	0,78	1,25	0,22	0,15	0,04	1,66	2,49	66,7	
	Bv	45-52	0,69	0,60	1,18	0,16	0,05	0,03	1,42	2,11	67,3	
	BvC	52-70	0,59	0,55	1,08	0,17	0,04	0,03	1,32	1,91	69,1	
	C	70+	0,47	0,30	0,99	0,17	0,03	0,03	1,22	1,69	72,2	
	7	Oh	6-0	8,12	n.o.	1,67	1,01	1,33	0,10	4,11	12,23	33,3
		Ah1	0-3	6,01	5,35	0,01	0,20	0,34	0,12	0,67	6,68	10,0
		Ah2	3-6	5,84	5,26	0,05	0,02	0,13	0,03	0,23	6,07	3,8
		AEes	6-11	3,58	3,26	0,06	0,03	0,04	0,03	0,16	3,74	4,3
		Bvhs	11-17	2,28	2,26	0,03	0,02	0,03	0,02	0,10	2,38	4,2
		Bvs	17-34	1,08	1,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,10	1,18	4,5
		C	34-50	0,71	0,66	0,05	0,01	0,02	0,02	0,10	0,81	12,3
2C		50-70	0,46	0,41	0,06	0,01	0,02	0,05	0,14	0,60	23,3	
2Cx		70+	0,41	0,34	0,07	0,01	0,04	0,03	0,15	0,56	26,7	
AEes		0-6	3,62	2,88	0,26	0,11	0,09	0,03	0,49	4,11	11,9	
Ees		6-27	0,36	0,31	0,09	0,08	0,06	0,01	0,24	0,60	40,0	
Bhox		27-36	1,91	1,66	0,33	0,13	0,09	0,03	0,58	2,49	23,3	
Bhs		36-50	1,38	1,33	0,24	0,11	0,08	0,03	0,46	1,84	25,0	
Bs		50-70	0,62	0,60	0,11	0,05	0,06	0,02	0,24	0,86	27,9	
BsC		70-90	0,22	0,21	0,05	0,03	0,03	0,02	0,13	0,35	37,1	
C		90+	0,15	0,14	0,04	0,02	0,02	0,02	0,10	0,25	40,0	

Tabela 32 cd.
Table 32 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
				Gleby wytworzone z piaskowca Soils developed from sandstone									
13	Ol Of Oh AEes Eesg 2Bhsx 3Bhssxg 3Cxs	10-9 9-4 4-0 0-4 4-24 24-40 40-68 68+	4,26 21,09 22,10 7,80 3,08 13,87 8,85 6,00	3,06 16,34 20,12 2,66 1,13 5,43 3,24 3,05	n.o. n.o. n.o. 0,40 0,40 0,40 0,30 0,40	n.o. n.o. n.o. 0,10 0,12 0,12 0,11 0,18	n.o. n.o. n.o. 0,07 0,06 0,08 0,10 0,10	n.o. n.o. n.o. 0,05 0,06 0,05 0,05 0,06	n.o. n.o. n.o. 0,62 0,64 0,65 0,56 0,74	n.o. n.o. n.o. 8,42 3,72 14,52 9,41 6,74	n.o. n.o. n.o. 7,4 17,2 4,5 6,0 11,0		
14	Ol Of Oh Ees 2Bh 2Bbbs 2C	7-5 5-2 2-0 0-11 11-19 19-32 32+	15,30 21,60 29,40 1,45 9,00 7,95 2,91	3,00 13,20 19,50 1,27 8,88 7,32 2,80	4,19 2,74 2,14 0,70 0,70 0,62 0,70	1,38 1,12 1,04 0,18 0,18 0,16 0,18	2,24 2,15 1,02 0,14 0,17 0,14 0,12	1,02 0,59 0,48 0,19 0,12 0,10 0,16	8,83 6,60 4,68 1,21 1,17 1,02 1,16	24,13 28,20 34,08 2,66 10,17 8,97 4,07	36,6 23,4 13,7 45,4 11,5 11,4 28,5		
15	Ol Of Oh AEesg 2Bbbs 2Bbbs 2Cxs	12-10 10-5 5-0 0-15 15-22 22-45 45+	17,40 26,70 34,80 1,20 18,50 7,29 4,53	4,50 16,50 22,20 0,90 11,07 7,26 4,50	4,84 3,59 3,59 0,70 0,96 1,76 1,04	1,54 1,35 1,16 0,16 0,29 0,43 0,22	2,15 0,92 0,95 0,09 0,24 0,22 0,17	1,09 0,48 0,78 0,14 0,19 0,22 0,16	9,62 6,34 6,48 1,09 1,68 3,00 1,69	27,02 33,04 41,28 2,29 20,18 10,29 6,22	35,6 19,2 15,7 47,6 8,3 29,2 27,2		

Tabela 32 cd.
Table 32 conti.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
			Gleby wytworzone z granitu – Soils developed from granite									
16	Ol	4-3	22,36	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	
	Oh	3-0	26,98	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	
	Ah1	0-3	11,96	9,45	0,48	0,51	0,21	0,07	1,27	13,23	9,6	
	Ah2	3-6	12,46	9,65	0,28	0,43	0,18	0,06	0,95	13,41	7,0	
	AhEes	6-9	12,07	7,84	0,26	0,37	0,14	0,05	0,82	12,89	6,4	
	Bhbr	9-12	11,32	7,23	0,28	0,34	0,13	0,08	0,82	12,14	6,8	
	Bbr1	12-15	8,08	5,16	0,36	0,27	0,11	0,08	0,82	8,90	9,2	
	Bbr2	15-18	6,35	3,88	0,44	0,27	0,09	0,07	0,87	7,22	12,1	
	Bbr3	18-21	5,65	3,64	0,44	0,25	0,10	0,06	0,86	6,50	13,2	
	BbrC1	21-26	4,68	2,31	0,44	0,20	0,09	0,05	0,79	5,46	14,4	
	BbrC2	26-36	4,50	2,16	0,40	0,18	0,08	0,06	0,72	5,22	13,8	
	BbrC3	36-50	4,30	2,22	0,40	0,21	0,07	0,05	0,74	5,04	14,6	
	C	50+	4,16	2,12	0,34	0,21	0,07	0,05	0,68	4,84	14,0	
18	Ol	8-6	5,30	2,40	4,69	1,56	0,35	0,17	6,77	12,07	56,1	
	Oh	6-4	7,60	6,10	3,94	1,19	0,22	0,16	5,51	13,11	42,0	
	Oh	4-0	12,50	8,80	2,62	0,95	0,10	0,13	3,80	16,30	23,3	
	Ah	0-4	18,20	14,00	1,12	0,39	0,08	0,21	1,80	20,00	9,0	
	Bbr	4-33	8,20	6,40	0,75	0,29	0,04	0,27	1,35	9,55	14,1	
	BbrC	33-70	8,10	6,40	0,44	0,15	0,02	0,22	0,83	8,93	9,3	
	CR	70+	6,90	5,73	0,75	0,09	0,03	0,22	1,09	7,99	13,6	
19	AC	0-12	4,81	2,53	0,22	0,11	0,09	0,06	0,48	5,29	9,1	
	2Ah/Oh	12-17	13,60	6,55	0,60	0,40	0,46	0,12	1,58	15,18	10,4	
	2Eesg	17-22	7,60	4,88	0,32	0,10	0,05	0,04	0,51	8,11	6,3	
	3Bh	22-29	7,06	4,68	0,34	0,12	0,05	0,05	0,56	7,62	7,3	
	3Bhs	29-43	4,38	2,75	0,19	0,08	0,02	0,04	0,33	4,71	7,0	
	3Bsc	43-55	4,20	2,14	0,14	0,07	0,03	0,06	0,30	4,50	6,7	
20	AhEes	5-13	2,96	2,16	0,24	0,10	0,06	0,05	0,45	3,41	13,2	
	Bh	13-18	17,40	10,35	0,28	0,10	0,06	0,05	0,49	17,89	2,7	
	Bhs1	18-26	10,68	6,22	0,26	0,11	0,05	0,07	0,49	11,17	4,4	
	Bhs2	26-33	7,92	4,75	0,32	0,15	0,04	0,07	0,58	8,50	6,8	
	Bsc	33-55	1,91	1,25	0,86	0,22	0,03	0,06	1,17	3,08	38,0	

Tabela 32 cd.
Table 32 conti.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
			Gleby wytworzone z gnejsu – Soils developed from gneiss									
10	Ol Oth AhE Bbth Bbrs CR	5-3 3-0 0-15 15-37 37-60 60+	5,90 9,20 14,90 12,50 7,00 7,60	2,10 6,60 11,76 9,44 5,04 5,68	3,12 2,81 2,62 9,87 3,00 2,00	1,30 1,32 1,13 1,75 0,72 0,85	0,36 0,25 0,23 0,11 0,10 0,13	0,13 0,18 0,29 0,27 0,17 0,24	4,91 4,56 4,27 12,00 3,99 3,22	10,81 13,76 19,17 24,50 10,99 10,82	45,4 33,1 22,3 48,9 36,3 29,8	
11	Ah AEes Bbth Bbrs C	0-5 5-16 16-34 34-45 45+	12,72 11,36 10,20 3,44 6,32	9,16 11,04 9,64 3,32 6,16	2,56 1,12 1,19 0,37 0,25	1,01 0,88 0,88 0,93 0,92	1,92 1,81 0,50 0,30 0,40	0,30 0,27 0,24 0,23 0,24	5,79 4,08 2,81 1,83 1,81	18,51 15,44 13,01 5,27 8,13	31,2 26,4 21,6 34,7 22,3	
12	Ah Eesg 2Bbth 2Bbrs 2C	0-8 8-18 18-28 28-63 63+	7,44 6,12 13,12 5,72 3,54	6,44 5,44 12,44 5,36 1,60	1,82 1,44 1,60 1,60 1,40	0,48 0,35 0,43 0,41 0,28	0,33 0,25 0,31 0,29 0,24	0,15 0,14 0,16 0,13 0,11	2,78 2,18 2,50 2,43 2,03	10,22 8,30 15,62 8,15 5,57	27,2 26,3 16,0 29,8 36,4	
17	Olf Oh Ah Bbr BbrC C	6-3 3-0 0-5 5-18 18-55 55+	10,00 15,20 18,40 19,30 7,10 7,90	4,32 8,96 12,24 14,08 5,28 6,00	1,81 1,87 1,50 1,81 0,75 0,87	0,94 0,86 0,75 4,26 1,51 1,69	0,24 0,14 0,12 0,07 0,03 0,05	0,10 0,11 0,09 0,18 0,14 0,17	3,09 2,98 2,46 6,32 2,43 2,78	13,09 18,18 20,86 25,62 9,53 10,68	23,6 16,4 11,8 24,7 25,5 26,0	
21	AEesg Eesg 2BhsG 2Bsg 2Cg	0-5 5-15 15-37 37-50 50+	16,50 14,25 15,73 12,00 7,50	12,30 11,80 14,89 10,10 6,30	1,60 1,44 1,60 1,60 1,20	0,50 0,35 0,43 0,41 0,34	0,38 0,25 0,31 0,29 0,31	0,25 0,14 0,16 0,13 0,13	2,73 2,18 2,50 2,43 1,98	19,23 16,43 18,23 14,43 9,48	14,2 13,3 13,7 16,8 20,9	

Tabela 32 cd.
Table 32 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
23	Oh	6-0	24,00	20,50	1,25	0,67	1,36	0,16	3,44	27,44	12,5	
	Eesg	0-14	5,00	4,40	0,44	0,07	0,15	0,04	0,70	5,70	12,2	
	Bh	14-18	7,20	6,60	0,38	0,11	0,15	0,05	0,69	7,89	8,7	
	BsC	18-55	5,92	5,60	0,22	0,06	0,13	0,05	0,46	6,38	7,2	
24	CR	55+	5,80	5,50	0,22	0,04	0,10	0,04	0,40	6,20	5,9	
	Odf	12-0	19,20	16,20	0,94	0,63	1,13	0,26	2,96	22,16	13,3	
	Ah/Oh	0-4	10,16	8,50	0,56	0,51	0,62	0,14	1,83	11,99	15,3	
	Eesg	4-8	3,40	3,00	0,25	0,05	0,08	0,04	0,42	3,82	10,9	
8	Bbrhg	8-12	9,80	9,50	0,38	0,12	0,14	0,04	0,68	10,48	6,5	
	Bbs	12-17	8,00	7,80	0,31	0,11	0,12	0,08	0,62	8,62	7,0	
	Cx	17+	2,88	2,80	0,19	0,03	0,11	0,04	0,37	3,25	11,3	
	Gleby wytworzone z łupków łuszczkowych (metamorficznych)											
9	Soils developed from (metamorphic) mica schists											
	Oid	5-0	16,40	8,90	6,50	0,45	0,18	0,34	7,47	23,53	31,7	
	Ah	0-10	14,80	9,36	4,84	0,88	1,81	0,27	7,80	22,60	34,5	
	AhEesg	10-15	15,60	12,88	2,14	0,92	0,70	0,25	4,01	19,61	20,4	
	BbrBbs	15-32	18,30	13,84	1,19	0,88	0,50	0,24	2,81	21,11	13,3	
	BbsC	32-55	8,30	6,32	0,37	2,93	0,30	0,23	3,83	12,13	31,6	
	CR	55+	5,40	4,00	0,25	2,41	0,40	0,24	3,30	8,70	37,9	
	Ofh	5-0	12,90	5,92	2,56	0,45	0,43	0,50	3,94	10,34	24,1	
	Ah	0-13	16,50	12,40	0,62	1,06	1,10	0,20	2,98	19,48	15,3	
	Bbrsg	13-32	19,80	15,20	0,62	2,59	0,03	0,18	3,42	23,22	14,7	
	BbrC	32-55	10,00	7,36	0,50	1,96	0,02	0,16	2,64	12,64	20,9	
	CR	55+	3,20	2,32	0,62	2,38	0,03	0,18	3,21	6,41	50,0	
22	Ap	0-20	10,88	7,25	3,36	0,51	0,36	0,20	4,43	15,31	28,9	
	Bbrhs	20-34	8,25	4,26	3,62	0,47	0,27	0,15	4,51	12,76	35,3	
	BbrC	34-56	8,25	4,62	1,60	0,38	0,25	0,10	2,33	10,58	22,0	
	CR	56+	7,13	3,99	1,22	0,37	0,25	0,10	1,94	9,07	21,4	

Tabela 33
Table 33

Wyniki ekstrakcji związków próchnicznych (w % całkowitego węgla organicznego)
Results of humic substances extraction (percentage of total organic carbon)

Profil Profile	Poziom Horizon	C _t %	C wydzielony C extracted												C _{nh}		
			0,1 M NaOH bezpośr. 0,1 M NaOH immediat.			0,05M H ₂ SO ₄	0,1 M NaOH Frakcja I – Fraction I			0,1 M NaOH Frakcja II – Fraction II							
			C _w	C _{lh}	C _{kr}		C _{lh}	C _{kr}	C _{lh}	C _{kr}	C _w	C _{lh}	C _{kr}	C _{lh} /C _{kr}		C _{lh} /C _{kr}	
1	AEes Bhox	0,70 0,63	51,1 87,9	27,6 11,6	13,6 76,3	2,0 0,2	2,3 68,0	2,0 0,2	13,6 76,3	15,5 12,2	1,2 0,7	3,0 1,3	1,4 0,7	1,6 0,6	0,9 1,3	59,9 9,6	
3	Bv	0,28	58,4	21,8	36,6	0,6	30,5	0,6	41,8	18,8	23,0	0,8	7,9	2,7	5,2	0,5	19,8
7	Bvhs	0,92	72,1	24,1	48,0	0,5	41,2	0,5	40,6	17,7	22,9	0,8	7,2	6,0	1,2	5,0	11,0
11	Ah Bbrh	11,50 2,52	44,3 53,1	23,0 8,7	21,3 44,4	1,1 0,2	2,5 39,1	1,1 0,2	44,6 27,7	17,3 10,4	26,3 1,7	2,9 4,3	2,9 1,4	1,9 2,1	0,5 2,1	50,0 28,9	
12	Ah 2Bbrs	8,35 6,05	52,3 53,9	26,9 15,8	25,7 38,1	1,1 0,4	2,8 22,9	1,1 0,4	59,5 55,5	25,2 28,6	34,3 26,9	0,7 1,1	2,5 1,3	1,7 0,9	0,8 1,6	35,2 19,4	
13	AEes 2Bhsx	0,85 1,56	73,6 78,3	48,4 18,4	25,2 59,9	1,9 0,3	5,7 47,5	1,9 0,3	57,3 44,1	39,9 18,4	17,4 25,7	2,3 0,7	7,2 5,8	4,0 3,6	3,2 2,2	1,2 1,6	29,9 2,6
14	2Bh	1,64	63,8	16,1	47,7	0,3	32,3	0,3	40,5	22,7	17,8	1,3	5,7	3,5	2,2	1,6	21,5
15	Bh	4,48	64,1	20,1	44,0	0,5	22,2	0,5	50,1	26,2	23,9	1,1	2,6	1,2	1,4	0,9	25,2
21	AEesg 2Bhsg	7,63 1,94	71,8 90,8	27,2 60,1	44,6 30,7	0,6 2,0	1,1 12,7	0,6 2,0	49,9 54,8	30,1 31,6	19,8 23,2	1,5 1,4	2,9 1,7	1,3 1,0	1,6 0,7	0,8 1,4	46,1 30,7
24	Bbrhg	3,90	56,1	26,1	30,0	0,9	23,5	0,9	50,5	30,9	19,6	1,6	2,5	1,2	1,3	1,0	23,4

Objaśnienia. Explanations: C_t – całkowity węgiel organiczny, total organic carbon; C_w – węgiel wydzielony, extracted carbon; C_{lh} – węgiel frakcji kwasów humi-
nowych, carbon of humic acids fraction; C_{kr} – węgiel kwasów fulwowych, carbon of fulvic acids fraction; C_{nh} – węgiel nie hydrolizujący, non hydrolyzable car-
bon

Tabela 34
Table 34

Skład frakcyjny związków próchnicznych (w % całkowitego węgla organicznego).
Fractional composition of humic substances (percentage of total organic carbon).

Profil Profile	Poziom Horizon	C _t %	Frakcja kwasów huminowych Humic acids fraction			Frakcja kwasów fulwowych Fulvic acids fraction				C _{kh} /C _{kf}	Huminy Humins		
			1	2	3	C _{kh}	1a	1	2			3	C _{kf}
1	AEes	0,70	27,6	0	1,4	29,0	2,3	11,3	4,2	1,6	19,4	1,5	51,6
	Bhox	0,63	11,6	0	0,7	12,3	68,0	8,3	3,9	0,6	80,8	0,2	6,9
3	Bv	0,28	21,8	0	2,7	24,5	30,5	6,1	16,9	5,2	58,7	0,4	16,8
7	Bvhs	0,92	24,1	0	6,0	30,1	41,2	6,8	16,1	1,2	65,3	0,5	4,6
11	Ah	11,50	23,0	0	1,0	24,0	2,5	18,8	7,5	1,9	30,7	0,8	45,3
	Bbrh	2,52	8,7	8,6	2,9	20,2	39,1	5,3	5,1	1,4	50,9	0,4	28,9
12	Ah	8,35	26,9	0	1,7	28,6	2,8	22,9	11,4	0,8	37,9	0,8	33,5
	2Bbrs	6,05	15,8	12,8	1,3	29,9	22,9	15,2	11,7	0,9	50,7	0,6	19,4
13	AEes	0,85	48,4	0	4,0	52,4	5,7	19,5	0	3,2	28,4	1,8	19,2
	2Bhsx	1,56	18,4	0	3,6	22,0	47,5	12,4	13,3	2,2	75,4	0,3	2,6
14	2Bh	1,64	16,1	6,6	3,5	26,2	32,3	15,4	2,4	2,2	52,3	0,5	21,5
15	Bh	4,48	20,1	6,1	1,2	27,4	22,2	21,8	2,1	1,4	47,5	0,6	25,1
21	AEesg	7,63	27,2	2,9	1,3	31,4	1,1	43,5	0	1,6	46,2	0,7	22,4
	2Bhsg	1,94	60,1	0	1,0	61,1	12,7	18,0	5,2	0,7	36,6	1,7	2,3
24	Bbrhig	3,90	26,1	4,8	1,2	32,1	23,5	6,5	13,1	1,3	44,4	0,7	23,5

Objasnienia, Explanations: C_t – całkowity węgiel organiczny, total organic carbon; C_{kh} – węgiel frakcji kwasów huminowych, carbon of humic acids fraction;
C_{kf} – węgiel kwasów fulwowych, carbon of fulvic acids fraction

Tabela 35
Table 35

Całkowita zawartość oraz formy żelaza i glinu
Total concentrations and forms of iron and aluminum

Profil Profile	Poziom Horizon	Głębokość Depth cm	% Soils developed from sands of various origin											
			4	5	8	9	6	7	10	11	12			
1	2	3	Fe _t	Al _t	Fe _d	Al _d	Fe _o	Al _o	Fe _p	Al _p	C _p			
Gleby wytworzone z piasków różnej genezy – Soils developed from sands of various origin														
1	AEes	0–10	0,06	0,17	0,018	0,020	0,008	0,015	0,003	0,007	0,110			
	Ees	10–15	0,07	0,12	0,005	0,035	0,003	0,018	0,002	0,005	0,050			
	Bhox	15–18	0,29	1,48	0,220	1,400	0,200	0,723	0,168	0,555	0,280			
	Bs	18–45	0,14	0,36	0,080	0,138	0,050	0,100	n.o.	n.o.	n.o.			
2	C	45+	0,12	0,36	0,050	0,103	0,030	0,080	n.o.	n.o.	n.o.			
	Ap	0–25	0,52	0,96	0,097	0,054	0,111	0,056	0,068	0,049	0,500			
	Bv	25–38	0,48	0,74	0,114	0,087	0,110	0,053	0,085	0,080	0,100			
	BvC	38–52	0,47	0,62	0,072	0,069	0,076	0,065	0,065	0,077	0,100			
3	C1	52–90	0,45	0,53	0,042	0,009	0,022	0,023	n.o.	n.o.	n.o.			
	C2	90–120	0,38	0,49	0,065	0,029	0,028	0,044	n.o.	n.o.	n.o.			
	C3	120+	n.o.	n.o.	0,099	0,037	0,052	0,049	n.o.	n.o.	n.o.			
	AEes	0–10	0,31	0,70	0,175	0,056	0,115	0,045	0,085	0,090	0,250			
	Bv	10–30	0,31	0,81	0,217	0,051	0,123	0,032	0,064	0,044	1,000			
	BvC1	30–47	0,29	0,88	0,143	0,121	0,143	0,123	0,118	0,232	0,110			
3	BvC2	47–76	0,25	0,75	0,145	0,110	0,078	0,101	0,057	0,119	n.o.			
	C1	76–92	0,19	0,69	0,052	0,040	0,021	0,061	n.o.	n.o.	n.o.			
	C2	92+	0,17	0,23	0,023	0,029	0,023	0,041	n.o.	n.o.	n.o.			

Objaśnienia, Explanations: Fe_t, Al_t – całkowite Fe and Al; Fe_d, Al_d – „wolne” Fe and Al; Fe_o, Al_o – niekryształiczne (amorficzne) Fe and Al; Fe_p, Al_p – Fe and Al w kompleksach organicznych, Fe and Al organically complexed; C_p – węgiel ekstrahowany pirofosforanem, pyrophosphate extractable carbon

Tabela 35 cd.
Table 35 cont.

1	2	3	4	5	8	9	6	7	10	11	12	
4	AEes1	0-3	0,20	0,58	0,046	0,018	0,025	0,016	n.o.	n.o.	n.o.	
	AEes2	3-6	0,20	0,56	0,045	0,016	0,023	0,013	n.o.	n.o.	n.o.	
	AEes3	6-9	0,20	0,54	0,044	0,013	0,022	0,011	n.o.	n.o.	n.o.	
	AEes4	9-12	0,18	0,49	0,040	0,011	0,020	0,010	n.o.	n.o.	n.o.	
	BvC1	12-15	0,21	0,44	0,042	0,013	0,024	0,013	n.o.	n.o.	n.o.	
	BvC2	15-18	0,26	0,44	0,045	0,011	0,023	0,011	n.o.	n.o.	n.o.	
	BvC3	18-23	0,21	0,48	0,045	0,012	0,021	0,010	n.o.	n.o.	n.o.	
	C1	23-42	0,21	0,52	0,041	0,009	0,016	0,008	n.o.	n.o.	n.o.	
	C2	42-60	0,21	0,49	0,040	0,010	0,014	0,010	n.o.	n.o.	n.o.	
	(Ab)C	60-82	n.o.	n.o.	0,038	0,011	0,015	0,010	n.o.	n.o.	n.o.	
	C3	82+	n.o.	n.o.	0,038	0,011	0,016	0,010	n.o.	n.o.	n.o.	
	5	AEes1	0-4	0,27	0,68	0,103	0,025	0,033	0,024	n.o.	n.o.	n.o.
		AEes2	4-8	0,25	1,00	0,104	0,022	0,045	0,021	n.o.	n.o.	n.o.
		Bvs1	8-12	0,26	1,35	0,114	0,024	0,058	0,021	n.o.	n.o.	n.o.
Bvs2		12-16	0,29	0,63	0,119	0,026	0,061	0,019	n.o.	n.o.	n.o.	
Bvs3		16-20	0,35	1,21	0,103	0,025	0,063	0,025	n.o.	n.o.	n.o.	
Bvs4		20-28	0,36	1,17	0,100	0,034	0,065	0,030	n.o.	n.o.	n.o.	
Bv		28-40	0,34	1,12	0,105	0,037	0,049	0,032	n.o.	n.o.	n.o.	
BvC		40-50(-55)	0,17	0,63	0,099	0,032	0,037	0,031	n.o.	n.o.	n.o.	
2Ab1g		50(55)-70	0,33	1,35	0,128	0,051	0,077	0,045	n.o.	n.o.	n.o.	
2Ab2g		70-84	0,34	1,26	0,157	0,047	0,080	0,043	n.o.	n.o.	n.o.	
2Cg1		84-105	0,36	0,89	0,113	0,030	0,060	0,028	n.o.	n.o.	n.o.	
2Cg2		105-115	0,39	0,65	0,112	0,038	0,047	0,028	n.o.	n.o.	n.o.	
3Cxcg		115+	0,86	2,28	0,469	0,096	0,146	0,059	n.o.	n.o.	n.o.	

Tabela 35 cd.
Table 35 conti.

1	2	3	4	5	8	9	6	7	10	11	12	
6	Ap11	0-3	0,56	1,33	0,230	0,067	0,101	0,064	n.o.	n.o.	n.o.	
	Ap12	3-9	0,64	1,42	0,224	0,047	0,098	0,042	n.o.	n.o.	n.o.	
	Ap21	9-12	0,57	1,34	0,196	0,048	0,092	0,046	n.o.	n.o.	n.o.	
	Ap22	12-16	0,56	1,33	0,194	0,048	0,092	0,045	n.o.	n.o.	n.o.	
	Ap23	16-20	0,62	1,35	0,200	0,047	0,090	0,047	n.o.	n.o.	n.o.	
	ABv1	20-26	0,69	1,38	0,196	0,049	0,101	0,047	n.o.	n.o.	n.o.	
	ABv2	26-32	0,70	1,41	0,193	0,044	0,093	0,041	n.o.	n.o.	n.o.	
	ABv3	32-45	0,60	1,33	0,177	0,040	0,088	0,032	n.o.	n.o.	n.o.	
	Bv	45-52	0,44	1,21	0,116	0,030	0,054	0,020	n.o.	n.o.	n.o.	
	BvC	52-70	0,45	1,17	0,110	0,022	0,041	0,019	n.o.	n.o.	n.o.	
	C	70+	0,46	1,18	0,100	0,017	0,030	0,015	n.o.	n.o.	n.o.	
	7	Ah	0-6	0,40	1,04	0,173	0,248	0,137	0,192	0,119	0,155	0,760
		AEes	6-11	0,25	0,94	0,120	0,116	0,086	0,107	0,082	0,132	0,380
		Bvhs	11-17	0,49	1,09	0,410	0,344	0,393	0,252	0,295	0,332	0,260
Bvs		17-34	0,44	0,61	0,217	0,391	0,218	0,481	0,087	0,310	n.o.	
C		34-50	0,43	0,55	0,109	0,150	0,059	0,236	n.o.	n.o.	n.o.	
2C		50-70	n.o.	n.o.	0,063	0,106	0,048	0,163	n.o.	n.o.	n.o.	
2Cx		70+	n.o.	n.o.	0,067	0,070	0,057	0,109	n.o.	n.o.	n.o.	
AEes		0-6	0,11	0,38	0,054	0,072	0,027	0,031	0,040	0,044	0,450	
Ees		6-27	0,08	0,15	0,009	0,040	0,003	0,029	0,007	0,014	0,040	
Bhox		27-36	0,39	1,15	0,255	0,844	0,246	0,795	0,144	0,330	0,330	
Bhs	36-50	0,23	0,92	0,123	0,548	0,067	0,378	0,039	0,175	n.o.		
Bs	50-70	0,13	0,35	0,053	0,172	0,034	0,155	0,012	0,090	n.o.		
BsC	70-90	0,11	0,29	0,043	0,097	0,012	0,070	0,011	0,048	n.o.		
C	90+	0,11	0,25	0,032	0,055	0,007	0,040	0,008	0,030	0,030	n.o.	
25	AEes	0-6	0,11	0,38	0,054	0,072	0,027	0,031	0,040	0,044	0,450	
	Ees	6-27	0,08	0,15	0,009	0,040	0,003	0,029	0,007	0,014	0,040	
	Bhox	27-36	0,39	1,15	0,255	0,844	0,246	0,795	0,144	0,330	0,330	
	Bhs	36-50	0,23	0,92	0,123	0,548	0,067	0,378	0,039	0,175	n.o.	
	Bs	50-70	0,13	0,35	0,053	0,172	0,034	0,155	0,012	0,090	n.o.	
	BsC	70-90	0,11	0,29	0,043	0,097	0,012	0,070	0,011	0,048	n.o.	
	C	90+	0,11	0,25	0,032	0,055	0,007	0,040	0,008	0,030	0,030	n.o.

Tabela 35 cd.
Table 35 cont.

1	2	3	4	5	8	9	6	7	10	11	12
Gleby wytworzone z piaskowca Soils developed from sandstone											
13	AEes	0-4	0,21	1,11	0,033	0,073	0,044	0,052	0,110	0,020	0,490
	Eesg	4-24	0,15	0,89	0,030	0,038	0,021	0,012	0,030	0,015	0,100
	2Bhsx	24-40	1,20	2,04	0,898	0,215	0,728	0,235	0,640	0,596	0,930
	3Bbrsrg	40-68	1,51	2,88	0,900	0,481	0,576	0,418	n.o.	n.o.	n.o.
	3Cxg	68+	1,22	3,04	0,588	0,275	0,329	0,249	n.o.	n.o.	n.o.
14	Ees	0-11	0,12	0,14	0,032	0,014	0,005	0,005	0,006	0,008	0,090
	2Bh	11-19	2,29	0,62	0,760	0,152	0,681	0,195	0,492	0,062	0,940
	2Bbrs	19-32	1,15	0,76	1,020	0,361	0,950	0,307	n.o.	n.o.	n.o.
	2C	32+	1,08	0,79	0,509	0,390	0,330	0,427	n.o.	n.o.	n.o.
15	AEesg	0-15	0,13	0,19	0,036	0,015	0,006	0,013	0,010	0,005	0,220
	2Bbrhs	15-22	2,13	0,85	1,960	0,747	1,790	0,795	1,180	0,360	2,990
	2Bbrs	22-45	1,62	0,59	0,578	0,471	0,212	0,466	n.o.	n.o.	n.o.
	2Cxg	45+	1,02	0,74	0,449	0,352	0,210	0,337	n.o.	n.o.	n.o.
Gleby wytworzone z granitu Soils developed from granite											
18	Ah	0-4	1,63	4,23	0,898	0,356	0,588	0,352	n.o.	n.o.	n.o.
	Bbr	4-33	2,25	5,95	0,980	0,660	0,640	0,627	n.o.	n.o.	n.o.
	BbrC	33-70	2,37	6,27	0,570	0,287	0,350	0,277	n.o.	n.o.	n.o.
	CR	70+	2,11	5,59	0,330	0,155	0,178	0,140	n.o.	n.o.	n.o.

Tabela 35 cd.
Table 35 conti.

1	2	3	4	5	8	9	6	7	10	11	12	
19	AC	0-12	1,44	7,32	0,460	0,397	0,216	0,581	n.o.	n.o.	n.o.	
	2Ah/Oh	12-17	0,83	3,64	0,130	0,056	0,226	0,724	n.o.	n.o.	n.o.	
	2Eesg	17-22	0,20	4,35	0,044	0,602	0,018	0,060	0,015	0,072	0,620	
	3Bh	22-29	1,15	6,63	0,411	0,958	0,312	0,272	0,250	0,230	2,380	
	3Bhs	29-43	1,43	6,70	0,572	1,079	0,398	0,204	n.o.	n.o.	n.o.	
	3BsC	43-55	1,49	8,78	0,396	1,146	0,336	0,334	n.o.	n.o.	n.o.	
	20	Ah/Ot	0-5	n.o.	n.o.	0,398	0,253	0,332	0,302	n.o.	n.o.	n.o.
	AhEes	5-13	0,38	3,21	0,231	0,064	0,050	0,077	0,070	0,092	0,590	
	Bh	13-18	0,75	6,92	0,517	0,172	0,144	0,221	0,170	0,180	1,850	
	Bhs1	18-26	1,97	6,81	1,423	0,602	0,868	0,700	n.o.	n.o.	n.o.	
	Bhs2	26-33	2,05	6,98	1,283	0,958	0,958	0,256	n.o.	n.o.	n.o.	
	BsC	33-55	1,64	6,65	0,601	0,534	0,226	0,741	n.o.	n.o.	n.o.	
	16	Ah1	0-3	2,47	9,40	1,085	0,210	0,746	0,355	n.o.	n.o.	n.o.
	Ah2	3-6	2,54	10,41	1,021	0,183	0,780	0,365	n.o.	n.o.	n.o.	
	AhEes	6-9	2,40	11,10	1,159	0,252	0,758	0,389	n.o.	n.o.	n.o.	
	Bhbr	9-12	2,44	10,27	1,223	0,312	0,796	0,433	0,250	0,220	0,950	
	Bbr1	12-15	2,67	10,02	1,076	0,337	0,846	0,542	n.o.	n.o.	n.o.	
	Bbr2	15-18	2,88	11,75	1,265	0,408	0,782	0,505	n.o.	n.o.	n.o.	
	Bbr3	18-21	2,85	11,05	1,008	0,362	0,722	0,495	n.o.	n.o.	n.o.	
	BbrC1	21-26	2,72	10,97	0,966	0,446	0,636	0,490	n.o.	n.o.	n.o.	
	BbrC2	26-36	2,62	10,98	1,021	0,480	0,552	0,456	n.o.	n.o.	n.o.	
	BbrC3	36-50	2,70	10,53	0,986	0,449	0,706	0,548	n.o.	n.o.	n.o.	
	C	50+	2,77	10,72	1,247	0,431	0,908	0,441	n.o.	n.o.	n.o.	

Tabela 35 cd.
Table 35 cont.

1	2	3	4	5	8	9	6	7	10	11	12
	Gleby wytworzone z gnejsu Soils developed from gneiss										
10	AhE Bbrh Bbrs CR	0-15 15-37 37-60 60+	1,19 1,93 1,89 1,81	2,66 3,61 4,35 4,27	0,960 1,518 1,293 1,138	0,261 1,397 2,950 1,638	0,563 1,103 0,874 0,734	0,205 1,061 2,953 1,595	0,565 1,105 0,770 0,605	0,193 0,987 0,951 0,632	4,570 3,740 2,650 n.o.
11	Ah AEes Bbrh Bbrs C	0-5 5-16 16-34 34-45 45+	0,55 1,68 2,99 2,19 2,67	1,99 2,46 4,89 5,59 9,32	0,345 0,823 1,688 0,688 0,760	0,368 0,279 0,610 0,988 0,612	0,279 0,713 1,580 0,492 0,516	0,231 0,233 0,487 0,631 0,417	n.o. 0,885 1,830 n.o. n.o.	n.o. 0,256 0,406 n.o. n.o.	n.o. 1,320 1,620 n.o. n.o.
12	Ah Eesg 2Bbrh 2Bbrs 2C	0-8 8-18 18-28 28-63 63+	0,62 0,86 2,46 2,11 1,67	1,10 0,93 5,52 6,08 6,42	0,323 0,455 2,210 0,980 0,700	0,195 0,097 0,736 0,902 0,588	0,121 0,073 1,753 0,972 0,309	0,189 0,117 0,668 1,252 0,555	n.o. 0,125 1,790 n.o. n.o.	n.o. 0,042 0,310 n.o. n.o.	n.o. 0,470 3,360 n.o. n.o.
17	Ah Bbr BbrC C	0-5 5-18 18-55 55+	1,38 3,37 3,42 3,35	2,11 3,35 4,73 4,09	0,733 1,655 1,545 1,748	0,299 0,341 1,098 0,912	0,579 1,898 1,463 1,718	0,296 0,445 0,844 0,709	n.o. n.o. n.o. n.o.	n.o. n.o. n.o. n.o.	n.o. n.o. n.o. n.o.
21	AEesg Eesg 2Bbsg 2Bsg 2Cg	0-5 5-15 15-37 37-50 50+	0,41 0,26 1,11 1,51 1,67	4,67 3,43 6,88 8,62 9,80	0,360 0,150 0,930 1,100 0,980	1,380 0,630 2,300 4,800 2,000	0,170 0,090 0,840 1,000 0,630	1,360 0,330 1,900 4,700 1,610	0,040 0,035 0,275 n.o. n.o.	0,140 0,087 0,741 n.o. n.o.	1,270 0,320 1,590 n.o. n.o.

Tabela 35 cd.
Table 35 cont.

1	2	3	4	5	8	9	6	7	10	11	12
23	Eesg	0-14	0,64	4,87	0,235	0,189	0,103	0,085	0,135	0,091	0,450
	Bh	14-18	1,44	7,44	0,905	0,685	0,748	0,230	0,875	0,280	1,840
	BsC	18-55	1,38	7,12	0,810	0,709	0,543	1,007	n.o.	n.o.	n.o.
	CR	55+	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
24	Eesg	4-8	0,33	0,95	0,033	0,065	0,009	0,062	0,030	0,044	0,350
	Bbrhg	8-12	2,18	6,71	1,258	0,410	1,250	0,412	1,660	0,574	2,710
	Bbrs	12-17	3,41	7,86	1,768	0,395	1,945	0,458	n.o.	n.o.	n.o.
	Cx	17+	2,22	9,93	0,668	0,673	0,395	0,581	n.o.	n.o.	n.o.
Gleby wytworzone z łupków łuszczkowych (metamorficznych)											
Soils developed from (metamorphic) mica schists											
8	AhEesg	10-15	1,17	5,28	0,443	0,193	0,335	0,237	0,295	0,170	4,030
	BbrBhs	15-32	5,53	8,15	3,108	0,840	3,320	1,486	3,245	1,409	4,750
	BbrsC	32-55	4,24	9,13	2,068	3,050	1,708	2,225	1,790	2,125	4,740
	CR	55+	4,41	9,21	1,908	2,875	0,980	2,307	0,890	1,960	n.o.
9	Ah	0-13	4,01	4,83	1,695	0,401	1,543	0,577	1,210	0,485	5,640
	Bbrsg	13-32	8,55	5,75	4,803	0,739	6,015	0,726	4,305	0,708	4,930
	BbrC	32-55	8,56	6,27	3,403	1,275	3,385	0,875	3,450	0,734	1,830
	CR	55+	6,16	6,83	1,183	1,013	0,433	0,960	0,270	0,402	n.o.
22	Ap	0-20	4,41	12,52	1,680	0,563	1,220	0,550	1,315	0,306	1,690
	Bbrhs	20-34	5,64	13,40	2,760	1,250	1,870	1,190	1,625	0,524	1,920
	BbrC	34-56	4,73	16,49	0,944	1,023	0,592	0,933	n.o.	n.o.	n.o.
	CR	56+	n.o.	n.o.	0,623	0,478	0,328	0,473	n.o.	n.o.	n.o.

Tabela 36
Table 36

Wskaźniki aktywności i przemieszczenia żelaza i glinu.
Iron and aluminum activities and translocation indexes

Profil Profile	Poziom Horizon	Głębokość, cm Depth	Fe _o /Fe _d	Al _o /Al _d	Fe _o /Fe _t	Al _o /Al _t	C _p / Fe _p +Al _p	Al _o + ½ Fe _o
								‰
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Gleby utworzone z piasków różnej genezy Soils developed from sands of various origin								
1	AEes	0–10	0,43	0,75	0,13	0,09	11,0	0,02
	Ees	10–15	0,50	0,50	0,04	0,15	7,1	0,02
	Bhox	15–18	0,91	0,52	0,69	0,49	0,4	0,82
	Bs	18–45	0,63	0,73	0,36	0,28	–	0,13
	C	45+	0,60	0,78	0,25	0,22	–	0,09
2	Ap	0–25	1,15	1,04	0,21	0,06	4,3	0,11
	Bv	25–38	0,97	0,61	0,23	0,07	0,6	0,11
	BvC	38–52	1,05	0,95	0,16	0,11	0,7	0,10
	C1	52–90	0,52	2,61	0,05	0,04	–	0,03
	C2	90–120	0,43	1,51	0,07	0,09	–	0,06
	C3	120+	0,53	1,32	–	–	–	0,08
3	AEes	0–10	0,66	0,79	0,37	0,06	1,4	0,10
	Bv	10–30	0,57	0,63	0,40	0,04	9,3	0,09
	BvC1	30–47	1,00	1,01	0,49	0,14	0,3	0,19
	BvC2	47–76	0,53	0,91	0,31	0,13	–	0,14
	C1	76–92	0,41	1,52	0,11	0,09	–	0,07
	C2	92+	0,99	1,39	0,13	0,18	–	0,05
4	AEes1	0–3	0,54	0,89	0,13	0,03	–	0,029
	AEes2	3–6	0,51	0,79	0,11	0,02	–	0,024
	AEes3	6–9	0,50	0,87	0,11	0,02	–	0,022
	AEes4	9–12	0,51	0,92	0,11	0,02	–	0,020
	BvC1	12–15	0,58	0,98	0,12	0,03	–	0,025
	BvC2	15–18	0,52	0,98	0,09	0,03	–	0,023
	BvC3	18–23	0,48	0,83	0,10	0,02	–	0,020
	C1	23–42	0,37	0,88	0,07	0,02	–	0,016
	C2	42–60	0,35	0,98	0,07	0,02	–	0,017
	(Ab)C	60–82	0,41	0,95	–	–	–	0,018
	C3	82+	0,42	0,93	–	–	–	0,018

Tabela 36 cd.
Table 36 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
5	AEes1	0-4	0,32	0,95	0,12	0,03	-	0,040
	AEes2	4-8	0,44	0,94	0,18	0,02	-	0,044
	Bvs1	8-12	0,51	0,88	0,22	0,02	-	0,050
	Bvs2	12-16	0,51	0,73	0,21	0,03	-	0,050
	Bvs3	16-20	0,61	1,00	0,18	0,02	-	0,057
	Bvs4	20-28	0,65	0,88	0,18	0,03	-	0,063
	Bv	28-40	0,46	0,87	0,14	0,03	-	0,057
	BvC	40-50	0,38	0,97	0,22	0,05	-	0,050
	2Ab1g	50-70	0,60	0,87	0,23	0,03	-	0,083
	2Ab2g	70-84	0,51	0,91	0,24	0,03	-	0,083
	2Cg1	84-105	0,53	0,94	0,17	0,03	-	0,058
	2Cg2	105-115	0,42	0,75	0,12	0,04	-	0,052
	3Cxcg	115+	0,31	0,62	0,17	0,03	-	0,132
6	Ap11	0-3	0,44	0,95	0,18	0,05	-	0,114
	Ap12	3-9	0,44	0,91	0,15	0,03	-	0,091
	Ap21	9-12	0,47	0,96	0,16	0,03	-	0,092
	Ap22	12-16	0,47	0,94	0,16	0,03	-	0,091
	Ap23	16-20	0,45	1,00	0,15	0,03	-	0,092
	ABv1	20-26	0,51	0,95	0,15	0,03	-	0,098
	ABv2	26-32	0,48	0,92	0,13	0,03	-	0,088
	ABv3	32-45	0,50	0,81	0,15	0,02	-	0,076
	Bv	45-52	0,47	0,67	0,12	0,02	-	0,047
	BvC	52-70	0,37	0,89	0,09	0,02	-	0,040
C	70+	0,30	0,84	0,06	0,01	-	0,030	
7	Ah	0-6	0,79	0,77	0,34	0,18	2,8	0,26
	AEes	6-11	0,71	0,93	0,34	0,11	1,8	0,15
	Bvhs	11-17	0,96	0,73	0,80	0,23	0,4	0,45
	Bvs	17-34	1,00	1,23	0,49	0,79	-	0,59
	C	34-50	0,54	1,57	0,14	0,43	-	0,27
	2C	50-70	0,76	1,54	-	-	-	0,19
	2Cx	70+	0,85	1,56	-	-	-	0,14
25	AEes	0-6	0,50	0,43	0,25	0,08	5,4	0,05
	Ees	6-27	0,33	0,73	0,04	0,19	1,9	0,03
	Bhox	27-36	0,96	0,94	0,63	0,69	0,7	0,92
	Bhs	36-50	0,54	0,69	0,29	0,41	-	0,41
	Bs	50-70	0,64	0,90	0,26	0,44	-	0,17
	BsC	70-90	0,28	0,72	0,11	0,24	-	0,08
	C	90+	0,22	0,73	0,06	0,16	-	0,04

Tabela 36 cd.
Table 36 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Gleby wytworzone z piaskowca Soils developed from sandstone								
13	AEes	0-4	1,35	0,71	0,21	0,05	3,8	0,07
	Eesg	4-24	0,68	0,33	0,14	0,01	2,3	0,02
	2Bhsx	24-40	0,81	1,09	0,61	0,12	0,8	0,60
	3Bbrsxxg	40-68	0,64	0,87	0,38	0,15	-	0,71
	3Cxg	68+	0,56	0,90	0,27	0,08	-	0,41
14	Ees	0-11	0,15	0,38	0,04	0,04	6,9	0,008
	2Bh	11-19	0,90	1,28	0,30	0,31	1,7	0,54
	2Bbrs	19-32	0,93	0,85	0,83	0,40	-	0,78
	2C	32+	0,65	1,09	0,31	0,54	-	0,59
15	AEesg	0-15	0,16	0,91	0,05	0,07	15,4	0,016
	2Bbrhs	15-22	0,91	1,06	0,84	0,94	1,9	1,69
	2Bbrs	22-45	0,37	0,99	0,13	0,79	-	0,57
	2Cxg	45+	0,47	0,96	0,21	0,46	-	0,44
Gleby wytworzone z granitu Soils developed from granite								
16	Ah1	0-3	0,69	1,69	0,30	0,04	-	0,728
	Ah2	3-6	0,76	1,99	0,31	0,04	-	0,755
	AhEes	6-9	0,65	1,54	0,32	0,04	-	0,768
	Bhbr	9-12	0,65	1,39	0,33	0,04	2,0	0,831
	Bbr1	12-15	0,79	1,61	0,32	0,05	-	0,965
	Bbr2	15-18	0,62	1,24	0,27	0,04	-	0,896
	Bbr3	18-21	0,72	1,37	0,25	0,04	-	0,856
	BbrC1	21-26	0,66	1,10	0,23	0,04	-	0,808
	BbrC2	26-36	0,54	0,95	0,21	0,04	-	0,732
	BbrC3	36-50	0,72	1,22	0,26	0,05	-	0,901
	C	50+	0,73	1,02	0,33	0,04	-	0,895
18	Ah	0-4	0,65	0,99	0,36	0,08	-	0,65
	Bbr	4-33	0,65	0,95	0,28	0,11	-	0,95
	BbrC	33-70	0,61	0,97	0,15	0,04	-	0,45
	CR	70+	0,54	0,90	0,08	0,03	-	0,23
19	AC	0-12	0,47	1,46	0,15	0,08	-	0,69
	2Ah/Oh	12-17	1,74	12,90	0,27	0,20	-	0,84
	2Eesg	17-22	0,41	0,10	0,09	0,01	7,1	0,07
	3Bh	22-29	0,76	0,28	0,27	0,04	5,0	0,43
	3Bhs	29-43	0,70	0,19	0,28	0,03	-	0,40
	3BsC	43-55	0,85	0,29	0,23	0,04	-	0,50

Tabela 36 cd.
Table 36 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
20	Ah/Ot	0-5	0,83	1,19	-	-	-	0,47
	AhEes	5-13	0,22	1,20	0,13	0,02	3,6	0,10
	Bh	13-18	0,28	1,29	0,19	0,03	5,3	0,29
	Bhs1	18-26	0,61	1,16	0,44	0,10	-	1,13
	Bhs2	26-33	0,75	0,27	0,47	0,04	-	0,74
	BsC	33-55	0,38	1,39	0,14	0,11	-	0,85
Gleby wytworzone z gnejsu Soils developed from gneiss								
10	AhE	0-15	0,59	0,78	0,47	0,08	6,0	0,49
	Bbrh	15-37	0,73	0,76	0,57	0,29	1,8	1,61
	Bbrs	37-60	0,68	1,00	0,46	0,68	1,5	3,39
	CR	60+	0,65	0,97	0,41	0,37	-	1,96
11	Ah	0-5	0,81	0,63	0,51	0,12	-	0,37
	AEes	5-16	0,87	0,83	0,42	0,09	1,2	0,59
	Bbrh	16-34	0,94	0,80	0,53	0,10	0,7	1,28
	Bbrs	34-45	0,71	0,64	0,22	0,11	-	0,88
	C	45+	0,68	0,68	0,19	0,04	-	0,68
12	Ah	0-8	0,38	0,97	0,20	0,17	-	0,25
	Eesg	8-18	0,16	1,20	0,09	0,13	2,8	0,15
	2Bbrh	18-28	0,79	0,91	0,71	0,12	1,6	1,55
	2Bbrs	28-63	0,99	1,39	0,46	0,21	-	1,74
	2C	63+	0,44	0,94	0,18	0,09	-	0,71
17	Ah	0-5	0,79	0,99	0,42	0,14	-	0,59
	Bbr	5-18	1,15	1,31	0,56	0,13	-	1,39
	BbrC	18-55	0,95	0,77	0,43	0,18	-	1,58
	C	55+	0,98	0,78	0,51	0,17	-	1,57
21	AEesg	0-5	0,47	0,99	0,41	0,29	7,1	1,45
	Eesg	5-15	0,60	0,52	0,35	0,10	2,6	0,38
	2Bhsg	15-37	0,90	0,83	0,76	0,28	1,6	2,32
	2Bsg	37-50	0,91	0,98	0,66	0,55	-	5,20
	2Cg	50+	0,64	0,81	0,38	0,16	-	1,93
23	Eesg	0-14	0,44	0,45	0,16	0,02	2,0	0,14
	Bh	14-18	0,83	0,34	0,52	0,03	1,6	0,60
	BsC	18-55	0,67	1,42	0,39	0,14	-	1,28
24	Eesg	4-8	0,28	0,96	0,03	0,07	4,7	0,07
	Bbrhg	8-12	0,99	1,00	0,57	0,06	1,2	1,04
	Bbrs	12-17	1,10	1,16	0,57	0,06	-	1,43
	Cx	17+	0,59	0,86	0,18	0,06	-	0,78

Tabela 36 cd.
Table 36 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Gleby wytworzone z łupków łyszczykowych (metamorficznych)								
Soils developed from (metamorphic) mica schists								
8	AhEesg	10–15	0,76	1,23	0,29	0,04	8,7	0,40
	BbrBhs	15–32	1,07	1,77	0,60	0,18	1,0	3,15
	BbrsC	32–55	0,83	0,73	0,40	0,24	1,2	3,08
	CR	55+	0,51	0,80	0,22	0,25	–	2,80
9	Ah	0–13	0,91	1,44	0,38	0,12	3,3	1,35
	Bbrsg	13–32	1,25	0,98	0,70	0,13	1,0	3,73
	BbrC	32–55	0,99	0,69	0,40	0,14	0,4	2,57
	CR	55+	0,37	0,95	0,07	0,14	–	1,18
22	Ap	0–20	0,73	0,98	0,28	0,04	1,0	1,16
	Bbrhs	20–34	0,68	0,95	0,33	0,09	0,9	2,13
	BbrC	34–56	0,63	0,91	0,13	0,06	–	1,23
	CR	56+	0,53	0,99	–	–	–	0,64

DODATEK 2. CHARAKTERYSTYKA BADANYCH PROFILI GLEBOWYCH

Profil 1. Gleba bielkowa właściwa (Densic Podzol)

Kotlina Żmigrodzka, rejon wsi Gruszczyca, oddz. 164; wys. 150 m n.p.m.; teren równinny, bardzo małe zróżnicowanie reliefu; skała macierzysta: piaski wodnolodowcowe; bór świeży, monokultura sosnowa, ok. 50-letnia; brak podszytu; runo mozaikowe: borówka brusznica i czernica, mchy, trawy, siewki sosny

10–8	Ol	próchnica nadkładowa typu mor; igliwie sosnowe; Of silnie przerośnięty grzybniami; Oh silnie poprzrastany korzeniami krzewinek
8–1	Of	
1–0	Oh	
0–10	AEes	jasnoszary (10YR 5/1 ⁵) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; bardzo nietrwała struktura subangularna; otoczki próchniczne wokół ziaren kwarcu; duża gęstość korzeni; wilg. świeża; przejście stopniowe
10–15	Ees	jasnoszarobrunatny (10YR 7/3) piasek średnioziarnisty; bezstrukturalny; wilg. świeża; wyraźne, przejście faliste
15–18	Bhox	rdzawobrunatna (7,5YR 4/5) warstwa średnioziarnistego piasku silnie zorsztynizowanego; obecna wmyta substancja próchniczna; struktura masywna; wilg. świeża; przejście wyraźne
18–45	Bs ⁶	rdzawożółty (10YR 6/8) piasek średnioziarnisty; struktura bardzo nietrwała subangularna; wilg. świeża; przejście stopniowe
45+	C	jasnożółty (10YR 7/6) piasek średnioziarnisty; bezstrukturalny; wilg. świeża; brak śladów oglejenia lub konkrecji Fe–Mn; do głęb. 150 cm brak wody gruntowej

Profil 2. Gleba rdzawa właściwa (Dystric Arenosol)

Kotlina Żmigrodzka, wieś Turzany; wys. 92 m n.p.m.; teren równinny, bardzo małe zróżnicowanie reliefu; skała macierzysta: piaski aluwialne; użytkowanie: aktualnie nieużytek porolny (gleba orna)

0–25	Ap	ciemnoszarobrunatny (10YR 4/2) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; struktura nietrwała, gruzelkowa; koprolity i kanały dżdżownic; wilg. świeża; przejście ostre
25–38	Bv	ciemnożółtobrunatny (10YR 4/6) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; struktura bardzo nietrwała, gruzelkowa; wilg. świeża
38–52	BvC	żółtobrunatny (10YR 5/6) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; rozdzielnoziarnisty (bezstrukturalny); wilg. świeża

⁵ Wszystkie oznaczenia barwy wykonano w terenie, toteż symbol barwy w skali Munsella oraz jej słowne określenie odnoszą się do stanu naturalnego uwilgotnienia gleby – najczęściej świeżego.

⁶ Autor celowo stosuje oznaczenie Bs (akceptowany na całym świecie skrót od sesquioxides = półtoratlenki) zamiast Bfe w celu podkreślenia wysokiej zawartości glinu obok żelaza w poziomach iluwialnych gleb bielkowych, a nie tylko samego żelaza.

52–90	C1	jasnożółtobrunatny (10YR 6/4) piasek średnioziarnisty bezszkieletowy; bezstrukturalny; wilg. świeża; pomiędzy poziomami C1 a C2 falista warstewka żelazista, słabo zwięzła
90–120	C2	jasnożółtobrunatny (10YR 6/4) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; bezstrukturalny; wilg. świeża; przejście stopniowe
120+	C3	brunatnożółty (10YR 6/6) piasek średnioziarnisty z wkładkami pylastymi; bezszkieletowy; rozdzielnoziarnisty; nieliczne jasnoszare i rdzawe plamy glejowe; brak konkrecji Fe–Mn; wilg. świeża; do głęb. 150 cm brak wody gruntowej

Profil 3. Gleba biellicowo–rdzawa (Albi–Dystric Arenosol)

Równina Wrocławska, Miękinia, oddz. 218; wys. 120 m n.p.m.; teren równinny, u podnóża niewielkiego wzniesienia, nachylenie 2⁰; skała macierzysta: piaski wodnolodowcowe, częściowo eoliczne; bór świeży, monokultura sosnowa, ok. 40-letnia, ale w podszycie: świerk, jarząb, brzoza; runo pełne, trawiasto-mszyste

5–3	Ol	próchnica nadkładowa typu moder; igliwie sosny, szczątki traw oraz mchów;
3–0	Ofh	przejście do warstwy mineralnej wyraźne
0–10	AEes	szary (10YR 5/1) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; struktura bardzo nietrwała; średnia gęstość korzeni drzew i traw; brak oglejenia i konkrecji; wilg. świeża; wyraźne bezzaciekowe przejście
10–30	Bv	ciemnożółtobrunatny (10YR 4/6) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; bezstrukturalny; wilg. świeża; przejście stopniowe
30–47	BvC1	żółtobrunatny (10YR 5/6) średnioziarnisty piasek, bezszkieletowy; bezstrukturalny; wilg. świeża
47–76	BvC2	jasnożółtobrunatny (10YR 6/4) piasek drobnoziarnisty, bezszkieletowy; bezstrukturalny; wilg. świeża
76–92	C1	jasnożółtobrunatny (10YR 6/5) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; bezstrukturalny; wilg. świeża; przejście stopniowe
92+	C2	słomkowożółty (10YR 6/6) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; rozdzielnoziarnisty; brak oglejenia i konkrecji Fe–Mn; wilg. świeża; do 150 cm brak wody gruntowej

Profil 4. Gleba rdzawa właściwa inicjalnie biellicowana (Albi–Dystric Arenosol)

Pradolina Odry, rejon Lubiatowa (gm. Miękinia), oddz. 150; wys. 106 m n.p.m.; wydma paraboliczna na terasie nadzalewowej Odry, dolna część stoku o wystawie SE i nachyleniu 10⁰; skała macierzysta: piaski eoliczne; bór świeży, monokultura sosnowa, ok. 30-letnia, w podszycie sporadycznie: jarząb, brzoza; runo kępkowe

7–6	Ol	próchnica nadkładowa typu moder–mor świeży; igliwie, gałązki i szyszki sosny;
6–4	Of	Oh wyraźnie wzbogacony w piasek; przejście warstwy mineralnej wyraźne
4–0	Oh	
0–12	AEes	szary (10YR 5/1) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; struktura bardzo nietrwała; słabo przerośnięty korzeniami; wilg. świeża; przejście stopniowe bezzaciekowe

10–23	BvC	jasnożółtobrunatny (10YR 6/3) wybitnie średnioziarnisty piasek, bezszkieletowy; bezstrukturalny; wilg. świeża
23–60	C	żółty (10YR 8/6–7) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; bezstrukturalny; wyraźne ukośne warstwowanie piasku, zgodne ze spadkiem stoku; wilg. świeża
60–82	(Ab)C	trzy równoległe, lekko faliste warstewki o miąższości 10–15 mm i barwie brunatnej (10YR 5/3), ułożone zgodnie z ukośną stratyfikacją piasku, nie scementowane, składające się na kopalny inicjalny poziom próchniczny
82+	C	żółty (10YR 7/6) piasek, bezszkieletowy; bezstrukturalny; do 150 cm brak wody gruntowej i cech hydromorficznych

Profil 5. Gleba biellicowo–rdzawa (Dystri–Albic Arenosol)

Równina Oleśnicka, rejon Oleśniczki, oddz. 114a; wys. 147 m n.p.m.; podłużny pagórek kemowy pośród lekko falistej równiny; podgrzbietowa część stoku o wystawie SW, nachylenie 5°; skała macierzysta: warstwowane piaski eoliczne na żwirach wodnolodowcowych; bór mieszany świeży, sosnowy (ok. 40-letni) z domieszką (25%) dębu, w podroście dąb, brzoza, świerk, w podszycie dąb i czeremcha, runo mozaikowate: narecznica, jarzab, czeremcha, kępki traw

7–5	Ol	próchnica nadkładowa typu moder–mor świeży; dominuje igliwie sosny
5–1	Of	i trawy; warstwa Of silnie przerośnięta grzybniami; przejście do warstwy
1–0	Oh	mineralnej wyraźne
0–8	AEes	jasnoszary (10YR 7/2) piasek drobnoziarnisty, bezszkieletowy; niemal bezstrukturalny; dość silnie przerośnięty korzeniami; górą silnie
		próchniczny; wilg. świeża; przejście stopniowe
8–28	Bvs	żółtobrunatny (10YR 5/6) piasek drobnoziarnisty, bezszkieletowy; niemal bezstrukturalny; wilg. świeża; przejście stopniowe
28–40	Bv	brunatnożółty (10YR 6/6) piasek drobnoziarnisty, bezszkieletowy; bezstrukturalny; średnio liczne drobne węgle drzewne; wilg. świeża
40–50 (–55)	BvC	żółty (10YR 7/6) piasek drobnoziarnisty, bezszkieletowy; bezstrukturalny; wilg. świeża; w dolnej części nieliczne plamki glejowe; stratyfikacja nie
		widoczna; liczne drobne węgle drzewne; spąg wyraźny, ukośny
50–70	2Ab1g	wyższy kopalny poziom próchniczny (orny?), szarobrunatny (10YR6/3) piasek drobnoziarnisty, bezszkieletowy; struktura subangularno–plytkowa, gruba, średnio trwała; układ zbity; wilg. świeża; dość liczne plamki glejowe
		i drobne pieprze Fe–Mn; liczne drobne węgle drzewne; przejście wyraźne
70–84	2Ab2g	dolny kopalny poziom próchniczny (orny?), szarobrunatny (10YR 6/2) piasek drobnoziarnisty, bezszkieletowy; struktura płytkowa, gruba, średnio trwała; układ zbity; wilg. świeża; liczne plamki glejowe (10YR 8/4) i drobne pieprze Fe–Mn; w spągu warstwy naturalnie zakorzeniony pień sosny
		(średnica ok. 3 cm); liczne drobne węgle drzewne; przejście wyraźne
84–115	2Cg	szarozółty (2,5Y 7/4) piasek drobnoziarnisty, bezszkieletowy; struktura płytkowa, gruba i trwała; układ zbity; wilg. świeża; liczne plamki glejowe (10YR8/4) i drobne pieprze Fe–Mn; ostre przejście do podłoża, na styku z
		podłożem bruk z graniakami deflacyjnymi
115+	3C _{xg}	żółtobrunatny (10YR 5/8) piasek żwirowaty; struktura płytkowa, gruba i trwała; układ bardzo zbity; wilg. świeża; plamki glejowe niewidoczne, ale drobne pieprze Fe–Mn są dość liczne; soczewki i ławice piasku drobnoziarnistego słabo szkieletowego

Profil 6. Gleba rdzawa właściwa (Dystric Arenosol)

Równina Oleśnicka, rejon Oleśniczki, oddz. 114c; wys. 140 m n.p.m.; równina lekko falista; nieco wyniesiona ponad sąsiadujące dolinki; skała macierzysta: zwydmione piaski wodnolodowcowe; siedlisko boru mieszanego świeżego; 30-letnia monokultura sosnowa na gruncie porolnym; podszytu i runa brak

4–2	Ol	próchnica nadkładowa typu moder świeży; igliwie, gałązki i szyszki sosny;
2–0	Ofh	przejście warstwy mineralnej wyraźne
0–12	Ap1	ciemnoszary (10YR 4/2) piasek słabogliniasty drobnoziarnisty, bezszkieletowy; struktura nietrwała, drobnogruzelkowata; słabo przerośnięty korzeniami; wilg. świeża; ostre przejście
12–20	Ap2	szarobrunatny (10YR 5/2) piasek słabogliniasty drobnoziarnisty, bezszkieletowy; struktura bardzo nietrwała; średnio liczne drobne węgle drzewne; wilg. świeża; przejście stopniowe
20–45	ABv	żółtobrunatny (10YR 5/4) piasek gliniasty drobnoziarnisty, bezszkieletowy; bezstrukturalny; dość liczne drobne węgle drzewne
45–52	Bv	żółtobrunatny (10YR 6/8) piasek gliniasty drobnoziarnisty, bezszkieletowy; bezstrukturalny; dość liczne drobne węgle drzewne
52–70	BvC	żółty (10YR 7/6) drobnoziarnisty piasek słabogliniasty, bezszkieletowy; bezstrukturalny; dość liczne drobne węgle drzewne
70+	C	żółty (10YR 8/6) drobnoziarnisty piasek słabogliniasty, bezszkieletowy; bezstrukturalny; stratyfikacja niewidoczna; dość liczne drobne węgle drzewne; do 150 cm brak wody gruntowej i cech hydromorficznych

Profil 7. Gleba bielkowo–rdzawa (Skeleti–Fragic Podzol)

Równina Oleśnicka, rejon Bystrzycy Oławskiej, oddz. 106; wys. 137 m n.p.m.; teren równinny, małe zróżnicowanie reliefu; skała macierzysta: piaski wodnolodowcowe na żwirach; użytkowanie: bór świeży, sosnowy, ok. 40-letni z domieszką dębu w podroście; podszyt kępowy, świerkowy; runo mozaikowe krzewinkowo (borówka czernica) – mszyste

10–6	Olf	próchnica nadkładowa typu mor; igliwie sosny i szczątki traw, w dole silnie
6–0	Oh	przerośnięte grzybniami; przejście warstw mineralnych wyraźne
0–6	Ah	szaro–czarny (10YR 3/1) piasek niemal bezszkieletowy; struktura nietrwała; silnie przerośnięty korzeniami roślin; wilg. świeża; przejście wyraźne
6–11	AEes	ciemnoszary (10YR 5/1) średnioziarnisty piasek z małą domieszką żwiru; struktura bardzo nietrwała; średnia gęstość korzeni drzew i krzewinek; wilg. świeża; brak oglejenia; przejście wyraźne, faliste
11–17	Bvhs	brunatny (10YR 5/4) średnioziarnisty piasek z niewielką domieszką drobnego żwiru; próchniczny; słabo strukturalny; wilg. świeża; przejście stopniowe
17–34	Bvs	żółtobrunatny (10YR 5/6) piasek z domieszką żwiru; bezstrukturalny; wilg. świeża; przejście stopniowe
34–50	C	żółtobrunatny (10YR 5/8) średnioziarnisty piasek średnio żwirowaty; rozdzielnoziarnisty; wilg. świeża; brak oglejenia i konkrecji; przejście wyraźne
50–70	2C	żółtobrunatny (10YR 6/6) piasek średnioziarnisty bardzo mocno żwirowaty; rozdzielnoziarnisty; wilg. świeża; brak cech hydromorficznych; przejście stopniowe

70+	2Cx	żółty (10YR 7/6) żwir piaszczysty; zbity, lecz nie scementowany (rozplywa się po zwilżeniu); wilg. świeża; brak cech hydromorficznych; do 150 cm brak wody gruntowej
-----	-----	--

Profil 8. Gleba brunatna kwaśna bielcowana (Skeletal Podzol)

Masyw Śnieżnika, góra Średniak, oddz. 211; wys. 1200 m n.p.m.; łagodny stok poniżej szczytu; brak głazów na powierzchni; wystawa stoku: SW, nachylenie 8°; skała macierzysta: łupki dwułyżczykowe; teren wylesiony (martwy bór świerkowy), obecnie zalesiany świerkiem z kosówką; runo tworzy zwarta darnń śmiałka i bliźniczki

5–0	Ofd	warstwa „wojłoku” darniowego z domieszką chrustu i igliwia świerkowego, częściowo rozłożona; ostre przejście do warstwy mineralnej
0–10	Ah	czarny (10YR 3/1), bardzo silnie próchniczny pył piaszczysty; niemal bezszkieletowy; struktura angularna; wilgotny; przejście wyraźne
10–15	AhEesg	jasnoszarobrunatny (10YR 5/2) pył piaszczysty, mocno szkieletowaty; struktura angularna/subangularna; wilgotny; liczne plamy glejowe; przejście wyraźne; na styku z poziomem B występuje pozioma warstwa („bruk”) z grubszych odłamków łupków biotytowych
15–32	BbrBhs	ciemnobrunatny (10YR 4/4) pył piaszczysty mocno szkieletowaty; struktura subangularna; wilgotny; przejście stopniowe
32–55	BbrsC	jasnobrunatny (10YR 5/6) pył piaszczysty bardzo mocno szkieletowaty, z dominacją odłamków łupków 8–10 cm; zbity; wilg. świeża
55+	CR	żółtobrunatna kamienisto-gliniasta zwietrzelina łupków biotytowych

Profil 9. Gleba brunatna kwaśna / bielcowa właściwa (Stagni–Skeletal Podzol)

Masyw Śnieżnika, góra Śnieżnik, oddz. 198; wys. 1080 m n.p.m.; środkowa część stoku; wystawa SW, nachylenie 22°; brak głazów na powierzchni; skała macierzysta: łupki dwułyżczykowe; bór górski, świerkowy (monokultura) ok. 80-letni, podszytu brak; runo zwarte: krzewinki (czernica), trawy (wiechlina) i mchy

7–5	Oi	warstwa mszysta z dużym udziałem igliwia świerkowego
5–0	Ofh	próchnica typu moder–mor, średnio rozłożona; igliwie świerkowe
0–13	Ah	czarna (10YR 3/2) glina piaszczysta słaboszkieletowa; bardzo silnie próchniczna; struktura angularna, średnio trwała; silnie przerośnięta korzeniami drzew; wilgotna; przejście stopniowe
13–32	Bbrsg	ciemnobrunatna (10YR 4/6) glina piaszczysta bardzo mocno szkieletowata; struktura angularna, średnio trwała; wilgotna; średnio liczne plamki glejowe; przejście stopniowe
32–55	BbrC	jasnobrunatna (10YR 5/6) glina piaszczysta bardzo mocno szkieletowata, z dominacją dużych odłamków łupków; struktura masywna, układ dość zbity
55+	CR	żółtobrunatna (10YR 5/8) kamienisto–gliniasta zwietrzelina z dominacją odłamków i głazów łupka krystalicznego; układ zbity

Profil 10. Gleba brunatna kwaśna bielcowana (Skeletal Podzol)

Masyw Śnieżnika, góra Smrekowiec, oddz. 158; wys. 900 m n.p.m.; środkowa część stoku; wystawa SW, nachylenie 15⁰; brak głazów na powierzchni; skała macierzysta: gnejs; bór górski, świerkowy (monokultura) ok. 80-letni, podszytu i runa brak

5–3	Ol	próchnica nadkładowa typu moder świeży; igliwie i gałązki świerka
3–0	Ofh	
0–15	AhE	szarobrunatna (10YR 5/2) glina piaszczysta mocno szkieletowata; silnie próchniczny; trwała struktura angularna; silnie przerośnięty korzeniami drzew; wilg. świeża; przejście stopniowe
15–37	Bbrh	ciemnobrunatna (10YR 3/3) glina piaszczysta mocno szkieletowata; struktura angularna; wilg. świeża; przejście stopniowe
37–60	Bbrs	żółtobrunatna (10YR 4/6) glina piaszczysta bardzo mocno kamienista, z dominacją odłamków zwietrzałego gnejsu; struktura angularna; wilg. świeża; przejście stopniowe
60+	CR	jasnożółtobrunatna (10YR 5/6) glina piaszczysta bardzo mocno szkieletowata, z dominacją kamienistych odłamków gnejsu; masywna; wilg. świeża

Profil 11. Gleba brunatna kwaśna bielcowana (Skeleti–Fragic Podzol)

Masyw Śnieżnika, góra Młyńsko, oddz. 258; wys. 735 m n.p.m.; środkowa część stoku; wystawa NW, nachylenie 11⁰; brak głazów na powierzchni; skała macierzysta: gnejs; bór mieszany górski, ponad 100-letni, świerk z domieszką brzozy i buka; podszytu brak; runo mozaikowe (borówka czernica, trawy, paprocie, mchy)

7–5	Ol	próchnica nadkładowa typu moder–mor; igliwie świerka z domieszką liści buka i szczątków roślin zielnych i krzewinek; przejście wyraźne
5–0	Ofh	
0–5	Ah	czarnobrunatny (10YR 3/2) bezszkieletowy, silnie próchniczny pył piaszczysty; struktura subangularna średnio trwała; silnie przerośnięty korzeniami świerka i krzewinek; wilg. świeża; przejście wyraźne
5–16	AEes	szarobrunatny (10YR 4/2) pył piaszczysty z jaśniejszymi plamami w górnej części poziomu (10YR 5/2); słaboszkieletowaty, z drobnymi odłankami jasnego gnejsu; struktura angularna średnio trwała; wilg. świeża; przejście stopniowe
16–34	Bbrh	brunatna (10YR 4/3) glina piaszczysta z dużą zawartością pyłu; słaboszkieletowata, z drobnymi odłankami jasnego gnejsu; struktura trwała angularna; wilg. świeża; przejście stopniowe
34–45	Bbrs	jasnobrunatna (10YR 5/4) glina piaszczysta z dużą zawartością pyłu; średnioskieletowata; struktura trwała angularna; wilg. świeża; brak oglejenia; przejście stopniowe
45+	2C	żółtobrunatna (10YR 5/6) glina pyłowa; nieliczny drobny gruz oraz pojedyncze głazy gnejsu; struktura masywna, układ zbity; wilg. świeża; brak cech hydromorficznych

Profil 12. Gleba bielnicowa właściwa (Skeleti–Fragic Podzol, stagnic)

Masyw Śnieżnika, góra Młyńsko, oddz. 266; wys. 740 m n.p.m.; dolna część stoku; wystawa W, nachylenie 27⁰; brak głazów na powierzchni; skała macierzysta: gnejs; bór mieszany górski, ok. 70-letni świerk z domieszką buka, brzozy, jarzębu, jawora; podszytu brak; runo mozaikowe: szczawik, paprocie, maliny, siewki jawora i buka

4–2	Ol	próchnica nadkładowa typu moder; igliwie świerka z domieszką liści oraz szczątków roślin zielnych i krzewinek; przejście wyraźne
2–0	Ofh	
0–8	Ah	czarna (10YR 3/2) glina piaszczysta; słaboszkieletowa; silnie próchnicza; struktura średnio trwała, subangularna; duża gęstość korzeni drzew i roślin zielnych; wilg. świeża; przejście wyraźne
8–18	Eesg	jasnoszarobrunatna (10YR 5/2) glina piaszczysta średnioszkieletowata z jasnymi drobnymi odławkami gnejsu; nietrwała struktura subangularna; wilg. świeża; słabe oznaki oglejenia; przejście wyraźne
18–28	2Bbrh	ciemnobrunatny (10YR 4/3) piasek gliniasty, średnioszkieletowy z rdzawymi żwirowymi i kamienistymi odławkami gnejsu; trwała struktura angularna; układ dość zbity; wilg. świeża; przejście stopniowe
28–63	2Bbrs	jasnobrunatny (10YR 5/4) piasek gliniasty bardzo mocno kamienisty; trwała struktura angularna; układ dość zbity; wilg. świeża, brak oglejenia; przejście stopniowe
63+	2C	żółtobrunatny (10YR 5/6) piasek gliniasty bardzo mocno kamienisty; struktura masywna, układ zbity; wilg. świeża, brak oglejenia

Profil 13. Gleba bielnicowa właściwa (Stagni–Fragic Podzol)

Góry Stołowe, rejon Dziczego Grzbietu, oddz. 263; wys. 710 m n.p.m.; płaskie podnóże stoku; wystawa NE, nachylenie 3⁰; brak głazów na powierzchni; skała macierzysta: piaskowiec kredowy; bór mieszany górski, świerkowy ok. 60-letni, z nielicznym bukiem i modrzewiem; podszytu brak; runo niemal pełne, krzewinkowo-mszyste; okresowo na powierzchni stagnuje woda

10–9	Ol	próchnica nadkładowa typu mor wilgotny; igliwie świerka z domieszką liści buka, szczątkami krzewinek, niekiedy również mchem i fragmentami darni
9–4	Of	
4–0	Oh	
0–4	AEes	ciemnoszary (10YR 3/1) piasek gliniasty drobnoziarnisty; niemal bezszkieletowy; silnie przerośnięty korzeniami świerka; struktura nietrwała subangularna; wilg. świeża; przejście stopniowe
4–24	Eesg	szary (10YR 5/2) piasek gliniasty drobnoziarnisty; nieliczne odłamki gruboziarnistego, białego piaskowca; struktura subangularna nietrwała; wilg. świeża; słabe oglejenie; przejście wyraźne, ale faliste
24–40	2Bhsx	szarobrunatny (10YR 4/2) piasek gliniasty, ze znaczną domieszką poziomo ułożonych rdzawobrunatnych (7,5YR4/4) odłamek silnie zwietrzałego piaskowca; wilg. świeża; struktura płytkowa trwała, układ masywny; przejście wyraźne

40–68	3Bbrsxxg	żółtobrunatna (10YR 5/4) glina piaszczysta słabo szkieletowata (rdzawe odłamki piaskowca); układ masywny; wilg. świeża; obecnych kilkanaście poziomo, równoległe do siebie biegnących (w odległości ok. 5 mm) żelazistych warstwek o grubości do 1 mm i barwie rdzawobrunatnej (7,5YR 5/8) podkreślających płytkową strukturę poziomą
68+	3Cxxg	jasnobrunatna (2,5YR 6/3) glina piaszczysta słaboszkieletowata; masywna; z licznymi brunatnymi plamami (7,5YR 5/8); wilg. świeża

Profil 14. Gleba bielnicowa właściwa (Haplic Podzol)

Góry Stołowe, Dziczy Grzbiet, oddz. 206; wys. 715 m n.p.m.; dolna część stoku; wystawa SW, nachylenie 5°; pojedyncze głązy piaskowca na powierzchni; skała macierzysta: piaskowiec kredowy; bór mieszany górski, świerkowy ok. 60-letni, z domieszką buka i modrzewia; podszytu brak; runo pełne: borówka czernica, mchy, paprocie, b. dużo siewek świerka

7–5	Ol	próchnica nadkładowa typu moder–mor świeży; igliwie świerka z domieszką resztek krzewinek; dolne warstwy silnie przerośnięte grzybniami i korzeniami świerka
5–2	Of	
2–0	Oh	
0–11 (–30)	Ees	szary (10YR 6/2) piasek gliniasty słaboszkieletowy; oglejenia brak; wilg. świeża; struktura nietrwała, subangularna; średnia gęstość korzeni drzew; przejście wyraźne, ale faliste; w badanym profilu poziom ma miąższość od 5 do 32 cm
11–19 (–32)	2Bh	ciemnobrunatna (10YR 3/4) glina piaszczysta słabo szkieletowata; wilg. świeża; struktura średnio trwała, angularna; przejście stopniowe
19–32 (–35)	2Bbrs	ciemnozółtobrunatna (10YR 5/8) glina piaszczysta słabo szkieletowata; struktura średnio trwała subangularna; wilg. świeża; brak oglejenia; przejście stopniowe
32+	2C	żółtobrunatny (10YR 5/8) piasek gliniasty słaboszkieletowy, ale z gładzami zwietrzałego piaskowca; struktura średnio trwała, subangularna; wilg. świeża; brak oglejenia i konkrecji Fe–Mn

Profil 15. Gleba bielnicowa właściwa (Fragic Podzol)

Góry Stołowe, Dziczy Grzbiet, oddz. 206; wys. 740 m n.p.m.; spłaszczenie wierzchowi-
nowe; bardzo liczne skałki i głązy piaskowcowe na powierzchni (80%); powierzchnia
bardzo nierówna; wystawa SW, nachylenie 2°; pojedyncze głązy piaskowca na po-
wierzchni; skała macierzysta: piaskowiec kredowy; bór mieszany górski, świerkowy ok.
80 letni z domieszką modrzewia; podszytu brak, runo pełne: borówka czernica, mchy,
paprocie, bardzo dużo siewek świerka

12–10	Ol	próchnica nadkładowa typu mor wilgotny; igliwie świerka z domieszką mchów, miejscami darni
10–5	Of	
5–0	Oh	
0–15	AEesg	szary (10YR 6/1) piasek gliniasty słaboszkieletowy, ale obecne głązy piaskowca; słabe oglejenie; wilg. świeża; struktura nietrwała, subangularna; średnia gęstość korzeni drzew; przejście wyraźne

15–22	2Bbrhs	ciemnożółtobrunatna (10YR 4/6) glina lekka słaboszkieletowa; oglejenia brak; wilg. świeża; struktura angularno–plytkowa trwała, podkreślona nalotami żelazistymi (10YR 2/2) grubości do 1 mm pokrywającymi agregaty, układ dość zbity; przejście stopniowe
22–45	2Bbrs	żółtobrunatna (10YR 5/6) glina lekka słaboszkieletowa (rdzawe zwietrzałe odłamki piaskowca); struktura trwała angularno-plytkowa, układ zbity; wilg. świeża; przejście stopniowe
45+	2C _{xg}	żółtobrunatna (10YR 5/8) glina piaszczysta słaboszkieletowa, ale z dużymi głazami zwietrzałego, żółto–rdzawego gruboziarnistego piaskowca; układ bardzo masywny; wilg. świeża; słabe oglejenie plamiste

Profil 16. Gleba brunatna kwaśna bielcowana (Skeleti–Dystric Cambisol)

Góry Stołowe, masyw Kruczej Kopy, oddz. 75; wys. 475 m n.p.m.; środkowa część stoku lekko wypukłego stoku; wystawa NW, nachylenie 10⁰; powierzchni w 5–15% pokryta gruzem granitowym, lecz nie głazami; skała macierzysta: granit monzonitowy; bór świerkowy świeży, 80–100 lat, na siedlisku LMśw; w górnym piętrze pojedyncze modrzewie; podrostu brak, w podszycie buk; runo mozaikowe (paprocie, czernica, szczawnik, mchy, samosiewy jarzębu, buka i leszczyzny)

4–3	Ol	próchnica nadkładowa typu moder świeży; igliwie świerka z domieszką liści
3–0	Ofh	buka i szczątków roślin zielnych i krzewinek; przejście wyraźne
0–6	Ah	czarnobrunatna (10YR 2,5/1) glina piaszczysta żwirowata; w szkielecie dominują drobne ostrokrawędziste odłamki granitu gruboziarnistego; silnie próchniczna; silnie przerośnięta korzeniami drzew i krzewinek; struktura subangularna, drobna, nietrwała; wilg. świeża; przejście stopniowe
6–9	AhEes	szarobrunatna (10YR 5/2) glina piaszczysta żwirowata; struktura subangularna, drobna i nietrwała; wilg. świeża; brak cech hydromorficznych; przejście stopniowe
9–12	Bbrh	ciemnobrunatna (10YR 5/5) glina piaszczysta żwirowata; bardzo nietrwała struktura angularna; wilg. świeża; przejście stopniowe
12–21	Bbr	żółtobrunatna (10YR 5/6) glina piaszczysta żwirowata z domieszką gruzu granitowego; struktura angularna, drobna; wilg. świeża
21–50	BbrC	żółtobrunatna (10YR 5/6) glina piaszczysta żwirowata z domieszką gruzu; struktura angularna, drobna, bardzo nietrwała; wilg. świeża
50+	C	rdzawobrunatna (10YR 5/8) glina piaszczysta żwirowata z gruzem granitowym; struktura słabo widoczna, ale układ zbity; wilg. świeża; brak wody gruntowej lub wód śródpokrywowych do 120 cm

Profil 17. Gleba brunatna kwaśna typowa (Dystri–Humic Cambisol)

Góry Sowie, Wielka Sowa (rejon wsi Kamionki), oddz. 209; wys. 700 m n.p.m.; środkowa część stoku; wystawa NE, nachylenie 25⁰; powierzchnia w 20% pokryta głazami; skała macierzysta: gnejs; bór mieszany górski, świerkowy 80–100-letni z domieszką buka; podszytu brak, runo trawiasto-krzewinkowe, mozaikowate

6–3	Olf	próchnica nadkładowa typu moder; igliwie świerkowe z domieszką liści buka;
3–0	Oh	przejście poziomów mineralnych wyraźne
0–5	Ah	czarna (10YR 2/2) silnie próchniczna, glina piaszczysta z niewielką domieszką drobnego szkieletu; struktura średnio trwała, subangularna; duża gęstość korzeni; wilg. świeża; przejście wyraźne
5–18	Bbr	ciemnobrunatna (10YR 4/3) glina piaszczysta słaboszkieletowata; struktura średnio trwała subangularna; wilg. świeża; przejście stopniowe
18–55	BbrC	jasnobrunatna (10YR 5/3) glina piaszczysta słaboszkieletowata; struktura subangularna; wilg. świeża
55+	C	żółtobrunatna (10YR 5/6) glina piaszczysta szkieletowata, z kamienistymi odławkami gnejsu; struktura masywna; wilg. świeża

Profil 18. Gleba brunatna kwaśna typowa (Skeleti–Dystric Arenosol)

Rudawy Janowickie, Janowice Wielkie, oddz. 52; wys. 425 m n.p.m.; dolna część łagodnego stoku; wystawa NW, nachylenie 11⁰; brak głazów na powierzchni; skała macierzysta: granit; bór świeży, sosnowo–świerkowy, ok. 40 lat; brak podszytu, runo ubogie i niepełne

8–6	O1	próchnica nadkładowa typu moder–mor; igliwie świerkowe z domieszką sosnowego; poziomy Of i Oh bardzo silnie przerośnięte grzybniami;
6–4	Of	
4–0	Oh	przejście poziomów mineralnych wyraźne
0–4	Ah	ciemnobrunatny (10YR 3/2) gruboziarnisty piasek słabogliniasty; żwirowaty, w szkielecie występują odłamki granitu porfirowatego; silnie próchniczny; struktura nietrwała, subangularna; gęstość korzeni roślin niewielka; wilg. świeża; przejście wyraźne
4–33	Bbr	brunatny (10YR 4/6) gruboziarnisty piasek słabogliniasty, żwirowaty; struktura subangularna bardzo nietrwała; wilg. świeża
33–70	BbrC	żółtobrunatny (10YR 6/6) gruboziarnisty piasek wietrzniowy, bardzo mocno żwirowaty; bezstrukturalny (luźny); wilg. świeża
70+	CR	silnie rozkruszony i zwietrzały granit gruboziarnisty, o postaci kaszowatej, z niewielką domieszką zwietrzliny piaszczystej

Profil 19. Gleba bielnicowa właściwa (Skeleti–Fragic Podzol)

Karkonosze, góra Kopa, oddz. 87; wys. 1330 m n.p.m.; krawędź spłaszczenia wierzchowinowego; wystawa S, nachylenie 9⁰; pokrycie powierzchni głazami granitu ok. 40%; skała macierzysta: granit; roślinność: sosna kosówka (pełne zwarcie), runo trawiaste (pełne pokrycie pod kosówką)

7–0	Ofd	ciemnobrunatne, słabo rozłożone fragmenty traw z małą domieszką igieł kosówki
0–12	AC	warstwa młodego deluwium: żółto-brunatny (10YR 5/3) piasek gliniasty z domieszką średnio obtoczonych odłamków skaleni i granitu pozbawionych otoczek lub nalotów; układ pulchny, struktura drobnogruzelkowa, nietrwała; wilg. świeża; przejście wyraźne:
12–17	2Ah/Oh	czarna (10YR 2/1) silnie rozłożona warstwa organiczno–mineralna (miejscami organiczna), w stanie wilgotnym mazista; frakcję mineralną tworzą dobrze obtoczone ziarna kwarcu, szkieletu (>2 mm) niemal brak; przejście wyraźne
17–22	2Eesg	szaro-kakaowy (10YR 6/2) piasek słabogliniasty, we frakcji piasku grubego i bardzo grubego oraz w szkielecie dominują (60%) dobrze obtoczone ziarna kwarcu (plus ok. 10% skaleni, lecz brak odłamków granitu); układ luźny, brak struktury; utwór wilgotny, z plamami glejowymi; przejście wyraźne
22–29	3Bh (3AhBbrs)	czarno-brunatny (10YR 3/2) piasek z dużą domieszką (ok. 40%) ostrokrawędzistych odłamków granitu z trwałym nalotem żelazistym na powierzchni; silnie próchniczny, z dużą zawartością korzonków traw, jak w poziomach darniowych; układ średnio zbity, struktura płytkowo-angularna; przejście stopniowe
29–43	3Bhs (3Bbrs)	ciemnobrunatny (10YR 3/4) piasek z dużą domieszką (ok. 40%) ostrokrawędzistych odłamków granitu z nalotem żelazistym; dość silnie próchniczny; układ zbity, struktura płytkowa, podkreślona nalotem żelazistym na powierzchni agregatów, trwała; przejście stopniowe
43–55	3BsC (3BbrC)	żółto-brunatny (10YR 4/6) piasek z dużą domieszką (ok. 40%) ostrokrawędzistych odłamków granitu pokrytych żelazistym nalotem; próchniczny; układ zbity, struktura płytkowa, trwała; wilg. świeża

Profil 20. Gleba bielnicowa właściwa (Skeleti–Fragic Podzol)

Karkonosze, góra Kopa, oddz. 87; wys. 1300 m n.p.m.; górna część stoku poniżej wierzchołki; wystawa NNE, nachylenie 12⁰; pokrycie powierzchni głazami granitu ok. 50–60%; skała macierzysta: granit; roślinność: sosna kosówka (pełne zwarcie), runo trawiaste (pełne pokrycie pod kosówką)

9–6	Olf	słabo rozłożone fragmenty traw z domieszką igliwia kosówki
6–0	Ofd	ciemnobrunatne, średnio rozłożone fragmenty traw z domieszką igliwia
0–5	Ah/Ot	czarna (10YR 2/1), storfiała warstwa organiczno-mineralna lub organiczna; w stanie wilgotnym mazista (plastyczna); z niewielką domieszką ostrokrawędzistych odłamków granitu pozbawionych otoczek lub nalotów; przejście wyraźne:
5–13	AhEes	szaro-kakaowy (10YR 5/2) piasek słabogliniasty szkieletowy, w szkielecie dominują słabo obrobione (ostrokrawędziste) odłamki granitu, bez nalotów na

13–18	Bh	powierzchni; układ luźny, brak struktury; wilg. świeża; przejście wyraźne: czarno-brunatny (10YR 2/2) piasek gliniasty szkieletowaty (ostrokrawędziste odłamki granitu bez nalotu żelazistego na powierzchni); silnie próchniczny; układ średnio zbity, struktura subangularna drobna; przejście stopniowe
18–26	Bhs1	rdzawo-brunatny (10YR 3/4) piasek gliniasty szkieletowaty j.w.; dość silnie próchniczny; układ średnio zbity, struktura subangularna, otoczki żelaziste na powierzchni agregatów; przejście stopniowe
26–33	Bhs2	rdzawo-brunatny (10YR 3/6) piasek gliniasty silnie szkieletowaty; próchniczny; układ średnio zbity, struktura angularna, otoczki żelaziste na powierzchni agregatów; przejście stopniowe
33–55	BsC	żółto-brunatna (10YR 4/6) glina piaszczysta silnie szkieletowata; układ zbity, struktura płytkowa, trwała; wilg. świeża

Profil 21. Gleba bielcowa właściwa, oglejona (Stagni–Fragic Podzol, skeletic)

Góry Izerskie, góra Kamienica, Rozdroże Izerskie, oddz. 95; wys. 685 m n.p.m.; podnóże długiego stoku; wystawa SSE, nachylenie 6⁰; brak skałek i głazów na powierzchni; skała macierzysta: gnejs/granitognejs; bór górski, świerkowy ok. 60-letni (monokultura); brak podszytu, runo ubogie, miejscami trawiaste; okresowo na powierzchni (w zagłębieniach) stagnuje woda

10–7	Ol	próchnica nadkładowa typu mor wilgotny; igliwie świerkowe, gałązki i szyszki w różnym stopniu rozkładu; w poziomie Oh masa silnie rozłożona, mazista, lekko torfiasta
7–4	Of	
4–0	Oht	
0–5	AEesg	jasnoszary (10YR 6/1) pył piaszczysty z nielicznymi odławkami gnejsu; silnie próchniczny; struktura angularna, średnio trwała; średnia gęstość korzeni; wilg. świeża; wyraźne plamy glejowe; przejście wyraźne, płaskie
5–15	Eesg	szaro-brunatna (2,5Y 5,5/2) glina piaszczysta mocno żwirowata; nietrwała struktura angularna; wilg. świeża; wyraźne oglejenie; przejście wyraźne, ale nieregularne
15–37	2Bhsg	ciemnobrunatny (5YR 3/2) pył piaszczysty mocno żwirowaty; podwyższona zawartość próchnicy; struktura płytkowo–angularna trwała; nieliczne plamy i otoczki żelaziste; wilgotny; przejście stopniowe
37–50	2Bsg	żółto-brunatny (10YR 3/4) pył piaszczysty, średnio szkieletowaty; struktura płytkowo–angularna trwała, układ zbity; wilg. świeża; słabe cechy hydromorficzne; przejście stopniowe
50+	2Cg	oliwkowo-brunatna (2,5Y 5/2,5) glina mocno szkieletowa (gruz gnejsowy); struktura płytkowa bardzo trwała, układ bardzo zbity, ale nie scementowany; wilg. świeża; słabe cechy hydromorficzne

Profil 22. Gleba brunatna kwaśna typowa/ bielkowa właściwa (Skeleti–Umbric Podzol)

Góry Izerskie, góra Młynica, Świeradów – Czerniawa, wys. 650 m n.p.m.; łagodny stok powyżej przełęczy; wystawa SE, nachylenie 8⁰; brak skałek i głazów na powierzchni; skała macierzysta: łupki muskowitowo-serycytowo-chlorytowe; trwały użytek zielony, zaniedbany – widoczna sukcesja naturalna bylin i krzewinek

0–20	Ap	szarobrunatny (10YR 4/2) pył piaszczysty, mocno szkieletowaty (drobne, kruche odłamki łupków); silnie próchniczny; średnio trwała struktura gruzelkowata; duża gęstość korzeni traw i krzewinek; wilg. świeża; przejście wyraźne
20–34	Bbr (Bbrhs)	ciemnobrunatny (7,5YR 5/8) pył piaszczysty, bardzo mocno szkieletowaty; nietrwała, drobnoagregatowa struktura subangularna; wilg. świeża; przejście stopniowe
34–56	BbrC (BbrsC)	żółtobrunatny (10YR5/8) utwór pyłowo-szkieletowy; ponad 60% stanowią kilka-, kilkanaścietymentrowe odłamki łupków; struktura bardzo nietrwała, angularna i subangularna; wilg. świeża
56+	CR	poziomo ułożone płyty łupków mikowych silnie zwietrzałych z niewielką domieszką materiału wietrzeniowego o charakterze szarobrunatnej (2,5Y5/3) gliny piaszczystej

Profil 23. Gleba bielkowa właściwa (Skeletal Podzol)

Góry Izerskie, Stóg Izerski, oddz. 316; wys. 700 m n.p.m.; dolna część stoku; wystawa NW, nachylenie 15⁰; brak skałek i głazów na powierzchni; skała macierzysta: gnejs/granitognejs; bór górski, świerkowy (gęsta monokultura) 40–50-letni, brak podszyciu i runa; tylko w lepiej oświetlonych lukach występują trawy, paprocie i mchy

14–10	Ol	próchnica nadkładowa typu mor, igliwie świerka bez domieszek innych gatunków; bezszkieletowa; w dolnej części silnie przerośnięta korzeniami świerka; przejście poziomów mineralnych ostre
10–6	Of	
6–0	Oh	
0–14	Eesg	szara (10YR 6/2) glina piaszczysta z dużą domieszką pyłu grubego; bardzo mocno szkieletowata (odłamki jasnego gnejsu); struktura subangularna średnio trwała; wilg. świeża; słabe cechy hydromorficzne; przejście wyraźne
14–18	Bh	ciemnobrunatny (7,5YR 4/3) utwór gliniasto-gruzowy ze znaczną domieszką pyłu w częściach ziemistych; silnie próchniczny; struktura angularna, trwała; wilg. świeża; przejście wyraźne
18–55	BsC	rdzawobrunatna (7,5YR 5/6) utwór gliniasto-gruzowy z domieszką pyłu; struktura angularna, trwała, układ dość zbity; wilg. świeża
55–90	CR	żółtobrunatna (10YR 6/6) gliniasto-pylasta szkieletowata zwietrzelina, występuje tylko w szczelinach między głazami gnejsu (do 20% objętości)

Profil 24. Gleba bielnicowa właściwa, słabo oglejona (Stagni–Fragic Podzol)

Góry Izerskie, Stóg Izerski, oddz. 356; wys. 1100 m n.p.m.; płaski wierzchołek kopulastego wzniesienia; wystawa NNE, nachylenie 2⁰; brak skałek i głazów na powierzchni; skała macierzysta: gnejs/granitognejs; bór górski, świerkowy silnie przerzedzony (zdegradowany), ponad 60-letni, brak podszytu, cała powierzchnia porośnięta śmiałkiem darniowym

12–0	Odf	próchnica nadkładowa wykształcona w sposób typowy dla zdegradowanych drzewostanów Gór Izerskich: „wojłok” darniowy z domieszką igieł i gałązek świerka
0–4	Ah/Oh	czarna, silnie pylasta glina piaszczysta z pojedynczymi odłamkami (gruz) gnejsu; silnie próchniczna, miejscami utwór organiczno- (murszowo-) mineralny; wilg. świeża; przejście wyraźne
4–8	Eesg	szarobiała (10YR 7/1) glina piaszczysta ze znaczną domieszką pyłu grubego; słabo szkieletowa (odłamki gnejsu); struktura angularna średnio trwała; słabo przerośnięta korzeniami roślin; wilg. świeża; wyraźne plamy glejowe; przejście wyraźne, poziome
8–12	Bbrhg	ciemnobrunatna (7,5YR 4/4) glina piaszczysta z dużą domieszką pyłu; słaboszkieletowa; struktura angularna trwała; wilg. świeża; przejście stopniowe
12–17	Bbrs	jasnobrunatny (10YR 5/8) pył piaszczysty; słabo szkieletowy; struktura angularno–plytkowa trwała, układ dość zbity; wilg. świeża; przejście stopniowe
17–51	Cx	ciemnożółty (10YR 5/6) pył piaszczysty; średnio szkieletowy, z domieszką grubego gruzu gnejsowego; układ bardzo zbity; wilg. świeża; przejście niewyraźne
51+	CR	jasnożółta rumoszowata zwietrzelina gliniasto-pylasta; zawartość gruzu i głazów gnejsu >80%

Profil 25. Gleba bielnicowa właściwa (Densic Podzol)

Wzniesienia Chocianowskie (krawędź Borów Dolnośląskich), rejon wsi Wilkocin, oddz. 38; wys. 180 m n.p.m.; podnóże dowietrznego (łagodnego) stoku wydmy parabolicznej; skała macierzysta: piaski eoliczne; bór świeży, sosnowy (monokultura) ok. 40-letni; brak podszytu; runo mszysto-czernicowe z domieszką brusznicy i wrzосу; pełne pokrycie powierzchni.

10–6	OI	zwarta warstwa mchów z domieszką igliwia sosny
6–1	Of	próchnica nadkładowa typu mor świeży; igliwie sosnowe z domieszką mchów i fragmentów krzewinek; Of silnie przerośnięty grzybniami; Oh silnie poprzerastany korzeniami krzewinek
0–6 (do 12)	AEes	jasnoszary (10YR 5/1) piasek średnioziarnisty, bezszkieletowy; bardzo nie-trwała struktura subangularna; otoczki próchniczne wokół ziaren kwarcu; duża gęstość korzeni; wilg. świeża; zaciekowe przejście
6–27	Ees	jasnoszarobrunatny (10YR 7/2) piasek średnioziarnisty; bezstrukturalny; wilg. świeża; wyraźne, przejście faliste

27–36	Bhox	ciemnobrunatna (7,5YR 3/3) warstwa średnioziarnistego piasku z pojedynczymi ziarnami drobnego żwiru, bardzo silnie zorsztynizowanego; obecna wmyta substancja próchniczna; struktura masywna; wilg. świeża; przejście silnie zaciekowe
36–50	Bhs	rdzawożółty (10YR 5/8) piasek średnioziarnisty; słabo zorsztynizowany (agregaty kruszą się w palcach); wilg. świeża; przejście zaciekowe
50–70	Bs	żółty (10YR 6/6) piasek średnioziarnisty; bezstrukturalny; wilg. świeża; przejście stopniowe
70–90	BsC	jasnożółty (10YR 7/6) piasek średnioziarnisty; bezstrukturalny
90+	C	jasnożółty (10YR 8/4) piasek średnioziarnisty; bezstrukturalny; wilg. świeża; brak śladów oglejenia lub konkrecji Fe–Mn; do głęb. 150 cm brak wody gruntowej

ORIGIN, PROPERTIES AND OCCURRENCE OF PODZOLS IN DIFFERENT GEOECOLOGICAL CONDITIONS OF THE LOWER SILESIA REGION

Summary

The properties of Podzols occurring in lowland and mountainous parts of the Lower Silesia region have been studied extensively; however, no general overview has been published. The origin and nature of some Podzols of the Lower Silesia are questioned, as the region is situated on a boundary of the boreal podzolization zone. The aim of the investigations was to: (1) characterize the morphological features and selected physico-chemical properties of Podzols developed in various geological conditions of the Lower Silesia, with special attention to the parent rock; (2) estimate the recent activity of podzolization processes and to provide the interpretation of selected problems of Podzols origin; (3) discuss the rules for distinguishing and classification of Podzols occurring in various environmental conditions.

Twenty five soil profiles, at various stages of podzolization, situated in a broad range of altitudes above sea level: between 90 m (Żmigrodzka Basin, the Silesia Lowland) and 1300 m a.s.l. (Karkonosze Range in the Sudety Mountains) were selected for the investigation. The soils under investigation have been developed from the parent materials of different origin and mineralogical composition: glaciofluvial and dune sands, sandstones, granites, gneisses and mica schists. The majority of the profiles are located on permanently forested areas, under coniferous (pine or spruce) stands. However, some of them are located on arable as well as recently forested land, formerly arable.

Podzols or podzolized soils have been developed on these areas of the Lower Silesia region, where specific combination of environmental conditions favoring the eluviation process have prevailed. Generally, Podzols exist in a soil mosaic with Dystric Cambisols (in the mountains) or Arenosols (in lowlands). Podzols, as a dominant soil unit, occupy isolated areas in the sandstone part of the Stołowe Mountains and the highest granite part of the Karkonosze Mountains. Podzols are also predominant on the old dune fields and glaciofluvial plains in the northern part of Lower Silesia.

The properties of soils developed in heterogeneous environments of the Lower Silesia show significant differences. The results obtained in the studies showed the following characteristics of the Podzols under investigation:

- low content (0–6%) of clay fraction (<0.002 mm) and silt fraction (0.002–0.05 mm) reaching 10% in soils developed from glaciofluvial and dune sands and 65% in soils developed from regoliths of solid rocks of the Sudety Mountains;
- high exchange capacity of forest humus: from 18.2 cmol(+) kg⁻¹ under pine stands to 34.8 cmol(+) kg⁻¹ under spruce stands;
- high acidity of the surface mineral horizons: the pH_{H2O} ranging from 3.7 to 4.2 in Podzols developed from sands and from 3.2 to 3.8 in Podzols developed from rock regoliths;

- low concentrations of basic exchangeable cations (in the layer of parent material): up to 0.16 cmol(+) kg⁻¹ in sands and 0.3 to 3.3 cmol(+) kg⁻¹ in rock regoliths;
- high saturation with exchangeable aluminum and very low saturation with basic cations – generally below 20%;
- significantly lower content of the available phosphorus, potassium and magnesium as compared to Cambisols occurring in the same area;
- predominance of illite in the clay fraction and vermiculitic, not smectitic type of mineral weathering.

The most important factors affecting the diversity of Podzol properties in a regional scale of Lower Silesia are: a kind of parent material and climatic conditions.

Numerous Podzols of the Sudety Mountains are polygenetic soils. Surface podzolization in these soils has resulted in the development of new horizons, overlapping the weathered (brown) middle part of the profile. Vertical horizonation of other Podzols is influenced by the primary lithological and morphological stratification of the Pleistocene (and partly Holocene) slope covers.

Podzolization processes are currently active both on the Silesia Lowland and in the Sudety Mountains and occur in glaciofluvial or dune sands, as well as in loamy, acidic rock regoliths rich in sesquioxides. Widespread podzolization of the Dystric Arenosols and Dystric Cambisols is favored by common occurrence of the monoculture coniferous forests, which have replaced natural mixed forests.

The criteria for identification and classification of Podzols should be based both on morphological and analytical requirements. Among chemical properties, profile distribution of “amorphous” iron and aluminum forms (in an oxalate extraction) is especially recommended for the identification of a *spodic* diagnostic horizon.